HAL open science

Sédimentologie et hydrogéologie du Néogène de l'Est valentinois et du bassin de Crest (Drôme, France)

François Jeannolin

▶ **To cite this version:**

François Jeannolin. Sédimentologie et hydrogéologie du Néogène de l'Est valentinois et du bassin de Crest (Drôme, France). Hydrologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1985. Français. NNT : . tel-00634388

HAL Id: tel-00634388

https://theses.hal.science/tel-00634388v1

Submitted on 21 Oct 2011

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

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

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030803 8

JEANNOLIN (F.)
Ex. n° 1

THESE DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

FRANÇOIS JEANNOLIN

- 7 JAN. 1986

-=-

SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

DU NEOGENE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST

(DROME - FRANCE)

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

-=-

Thèse soutenue le 16 Décembre 1985 , devant la commission d'examen:

M. J. PERRIAUX	Professeur - GRENOBLE	Président
M. J. SARROT - REYNAULD	Professeur - GRENOBLE	Rapporteur
Mme C. DUBOUL-RAZAVET	Professeur - PERPIGNAN	Rapporteur
M. J. LAFOSSE	Ingénieur Hydrogéologue S.R.A.E. Rhône-Alpes	Examinateur
M. M. TIRAT	Directeur du S.G.R. Jura-Alpes, Lyon	Examinateur

THESE DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE

DE GRENOBLE

MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

- 7 JAN. 1986

FRANÇOIS JEANNOLIN

-=-

SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

DU NEOGENE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST

(DROME - FRANCE)

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

-=-

Thèse soutenue le 16 Décembre 1985 , devant la commission d'examen:

M. J. PERRIAUX	Professeur - GRENOBLE	Président
M. J. SARROT - REYNAULD	Professeur - GRENOBLE	Rapporteur
Mme C. DUBOUL-RAZAVET	Professeur - PERPIGNAN	Rapporteur
M. J. LAFOSSE	Ingénieur Hydrogéologue S.R.A.E. Rhône-Alpes	Examinateur
M. M. TIRAT	Directeur du S.G.R. Jura-Alpes, Lyon	Examinateur

A 0076095

AVANT PROPOS

Au terme de ce travail effectué d'une part, dans le cadre d'un contrat avec le S.R.A.E. Rhône-Alpes et d'autre part, avec l'étroite collaboration du Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marine de Perpignan, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à son élaboration, et qui ont bien voulu le juger.

***Monsieur** J. PERRIAUX, Professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a confié ce sujet passionnant, a su m'encourager tout au long de sa réalisation, et me fait aujourd'hui l'honneur de présider ce Jury. Je n'oublierai pas la gentillesse et la disponibilité dont il a fait preuve à mon égard.*

***Monsieur** J. SARROT-REYNAULD, Professeur à l'Institut Dolomieu, qui m'a toujours aimablement reçu et qui a volontiers accepté de discuter des problèmes hydrogéologiques.*

***Madame** C. DUBOUL-RAZAVET, Professeur à l'Université de Perpignan qui m'a accueilli avec beaucoup de sympathie dans son Laboratoire. Elle a su orienter très adroitement mes recherches.*

***Monsieur** J. LAFOSSE, Ingénieur Hydrogéologue au S.R.A.E. Rhône-Alpes de Valence, pour ses conseils enrichissants et son expérience de terrain. L'aide tant scientifique que technique et la documentation qu'il m'a apportées ont été déterminantes.*

***Monsieur** M. TIRAT, Directeur du Service Géologique Régional (B.R.G..M.) Jura-Alpes à Lyon, pour l'honneur qu'il me fait de participer au Jury.*

Mes remerciements vont également aux membres du personnel technique et scientifique de l'Institut Dolomieu, des services du S.R.A.E. Rhône-Alpes et du Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marine de Perpignan, particulièrement à Messieurs J.P. USELLE, J.P. REVOL, et à Madame N. REVOL qui a très aimablement assuré la frappe de ce mémoire.

Je n'oublierai pas Monsieur J. WANG, étudiant de 3ème cycle à Perpignan qui a collaboré à l'étude sédimentologique, aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire. Merci pour ton amitié.

J'ai également été très sensible à l'accueil des habitants de la plaine de Valence et du bassin de Crest, en particulier à Nathalie et Grégoire WELCOMME.

J'adresse mes amitiés à tous mes camarades de l'Institut Dolomieu, ainsi qu'à mes amis bucherons pour leur joie de vivre.

*Enfin, je dédie cette thèse à **mes parents, ma soeur Elisabeth** et à **Isabelle** auprès de qui j'ai trouvé le soutien nécessaire pour parvenir au terme de ce travail.*

-=-=-

Toutes choses vivent et brillent dans la connaissance du jour et la majesté de la nuit . Toi et la pierre vous ne faites qu'un; la seule différence réside dans les battements de ton coeur . Ton coeur bat un peu plus vite...

K. Gibran.

SEDIMENTOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DU NEOGENE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST - DROME - FRANCE

Résumé

L'Est valentinois et le bassin de Crest constituent une partie de la moyenne vallée du Rhône séparant le Massif Central des Alpes; cette dépression synclinale à coeur miocène orientée N-S, est largement recouverte d'alluvions quaternaires.

L'étude sédimentologique des dépôts détritiques néogènes permet d'une part, de souligner le rôle primordial joué par les apports alpins dans le remplissage du bassin et d'autre part, de retracer la paléogéographie de la région.

La transgression débute au Burdigalien dans le bassin de Crest; au cours du Langhien la mer gagne progressivement l'ensemble de la plaine de Valence.

Au Tortonien supérieur, le régime devient continental puis, après une intense érosion messinienne, une nouvelle ingression marine pliocène envahit les paléovallées du Rhône et de ses affluents.

L'étude hydrogéologique constitue une première approche globale de caractérisation de l'aquifère molassique.

La connaissance précise du contexte géologique amène à la proposition d'un schéma simple du magasin aquifère.

Une esquisse de la piézométrie a été dressée. L'estimation des paramètres hydrodynamiques permet de différentier la nappe superficielle circulant dans les alluvions quaternaires de la nappe profonde circulant dans les sables molassiques. L'hétérogénéité, tant verticale qu'horizontale est manifeste et l'étude géochimique confirme l'existence d'une stratification de l'aquifère miocène.

La nappe est principalement alimentée par le toit, par infiltration des pluies efficaces. D'autres modes d'alimentation possibles sont envisagés.

Abstract

The eastern part of the region of Valence and the basin of Crest constitute a part of the central Rhone Valley separating the Massif Central from the Alps. This synclinal depression which core is made of miocene rocks has a North-South orientation and is widely covered with quaternary alluvial deposits.

The sedimentological study of the neogene detrital rocks permits, on the hand to emphasize the major role played by the alps drifts regarding the filling of the basin and, on the other hand to reconstitute the paleogeography of the region.

In the basin of Crest, the transgression begins at the Burdigalian; during the Langhian the sea gradually stretches all over the Valence Plain.

At the upper Tortonian, the regime becomes continental then after an intense messinian erosion a new marine pliocene ingression invades the paleo-valleys of the Rhone and its affluents.

The hydrogeological study reavealed the first global approach of caracterisation of the molassic aquifer.

The accurate knowledge of the geological context leads to the proposal of a simple sheme of the aquifer reservoir.

A draft of the piezometry has been plotted.

The estimation of the hydrodynamic parameters to differenciate the superficial water table flowing into the quaternary alluvial deposits from the deep water table flowing

into the molassic sands. The vertical heterogeneity as well as the horizontal one is obvious and the geochemical study confirms the existence of a stratification of the miocene aquifer.

The nappe is mainly supplied from its top by infiltrating of precipitations, other possible supply means are envisaged.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 11

PREMIERE PARTIE - SEDIMENTOLOGIE 13

Introduction 15
Chapitre I - Cadre Paléogéographique 23
Chapitre II - Les formations anté-burdigaliennes 29
Chapitre III - Le Burdigalien 33
Chapitre IV - Le Miocène moyen et supérieur marin ou "Vindobonien" 63
Chapitre V - Le Tortonien supérieur 93
Chapitre VI - Le Pliocène 101
Chapitre VII - Le Quaternaire 105

Conclusion à l'étude sédimentologique - paléogéographie de l'Est valentinois et du bassin du Crest au cours du Néogène 109

DEUXIEME PARTIE - HYDROGEOLOGIE 115

Introduction 117
Chapitre I - Géologie 119
Chapitre II - Hydrodynamique 133
Chapitre III - Climatologie 151
Chapitre IV - Géochimie 171
Chapitre V - Bilan hydrogéologique des bassins versants témoins 195
Chapitre VI - Essai de bilan hydrogéologique de la nappe de la molasse 199

Conclusion à l'étude hydrogéologique 207

CONCLUSION GENERALE 211

Bibliographie 215

Annexes 221

Table des matières 247

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
18 AOUT 2003

-=-=-

Fig 1 : SITUATION GENERALE .

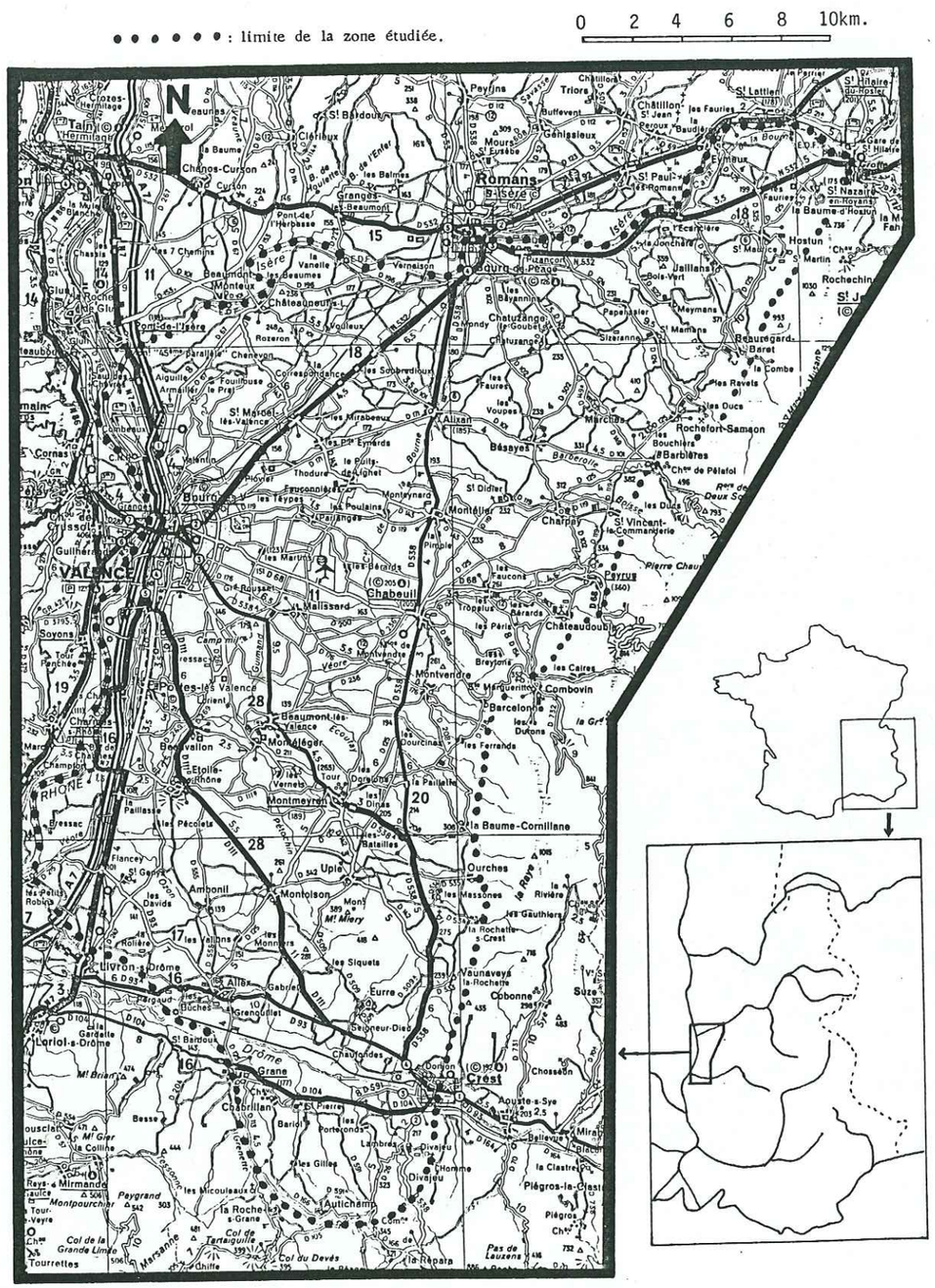
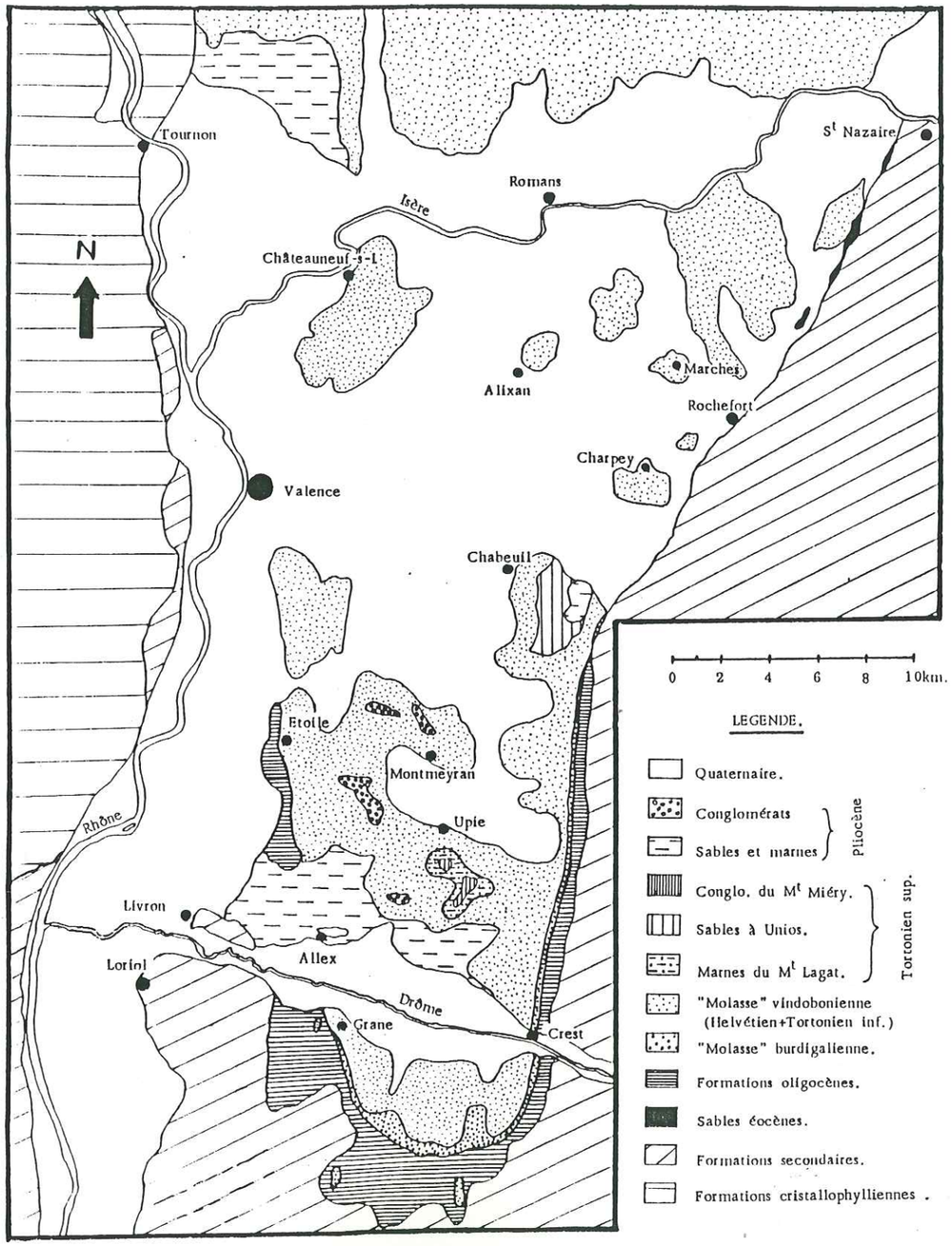


Fig 2 : CARTE GEOLOGIQUE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST.



INTRODUCTION GENERALE

I - PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

L'Est valentinois et le bassin de Crest constituent une partie de la dépression rhodanienne séparant le Massif Central des Alpes.

Géographiquement, cette région est nettement délimitée (fig. 1) :

- au Nord, par la basse vallée de l'Isère;
- à l'Ouest, par le Rhône qui longe le Massif Central;
- au Sud, par la basse vallée de la Drôme et le ruisseau de la Grenette;
- à l'Est, par le massif calcaire du Vercors.

Seuls affleurent, dans l'Est valentinois et le bassin de Crest, des terrains tertiaires et quaternaires. Ceux-ci occupent le coeur d'un vaste synclinal crétacé dont le flanc oriental, ployé en un "pli en genou" marque la limite du Vercors, le flanc occidental apparaissant dans la région de Livron (Fig. 2).

Au Nord, dans la plaine de Valence ou Est valentinois, quelques rares buttes témoins miocènes émergent des dépôts alluviaux quaternaires.

Plus au Sud, au-delà d'une ligne passant par Etoile-sur-Rhône et Montmeyran, les formations détritiques miocènes affleurent largement et forment des collines au relief arrondi ; ces dépôts molassiques réapparaissent au Sud de la vallée de la Drôme où ils forment la terminaison périclinale du synclinal tertiaire de Valence. Cette dépression recoupée par la vallée de la Drôme est dénommée"Bassin de Crest".

II - OBJET ET PLAN DE L'OUVRAGE

Le présent travail se propose d'étudier les sédiments tertiaires de l'Est valentinois et du bassin de Crest ainsi que la nappe profonde qu'ils renferment; il se divise donc en deux grandes parties.

- **Une étude sédimentologique** des formations cénozoïques, étude réalisée en collaboration avec le Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marine de Perpignan.

- **Une étude hydrogéologique** de la nappe circulant dans les sables molassiques miocènes: fruit d'un contrat de recherche entre le S.R.A.E. Rhône-Alpes et l'Institut Dolomieu.

-=-=-

PREMIERE PARTIE - SEDIMENTOLOGIE

INTRODUCTION

CHAPITRE I - CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

CHAPITRE II - LES FORMATIONS ANTÉ-BURDIGALIENNES

CHAPITRE III - LE BURDIGALIEN

CHAPITRE IV - LE MIOCENE MOYEN ET SUPÉRIEUR MARIN OU "VINDOBONIEN"

CHAPITRE V - LE TORTONIEN SUPÉRIEUR

CHAPITRE VI - LE PLIOCÈNE

CHAPITRE VII - LE QUATERNAIRE

CONCLUSION

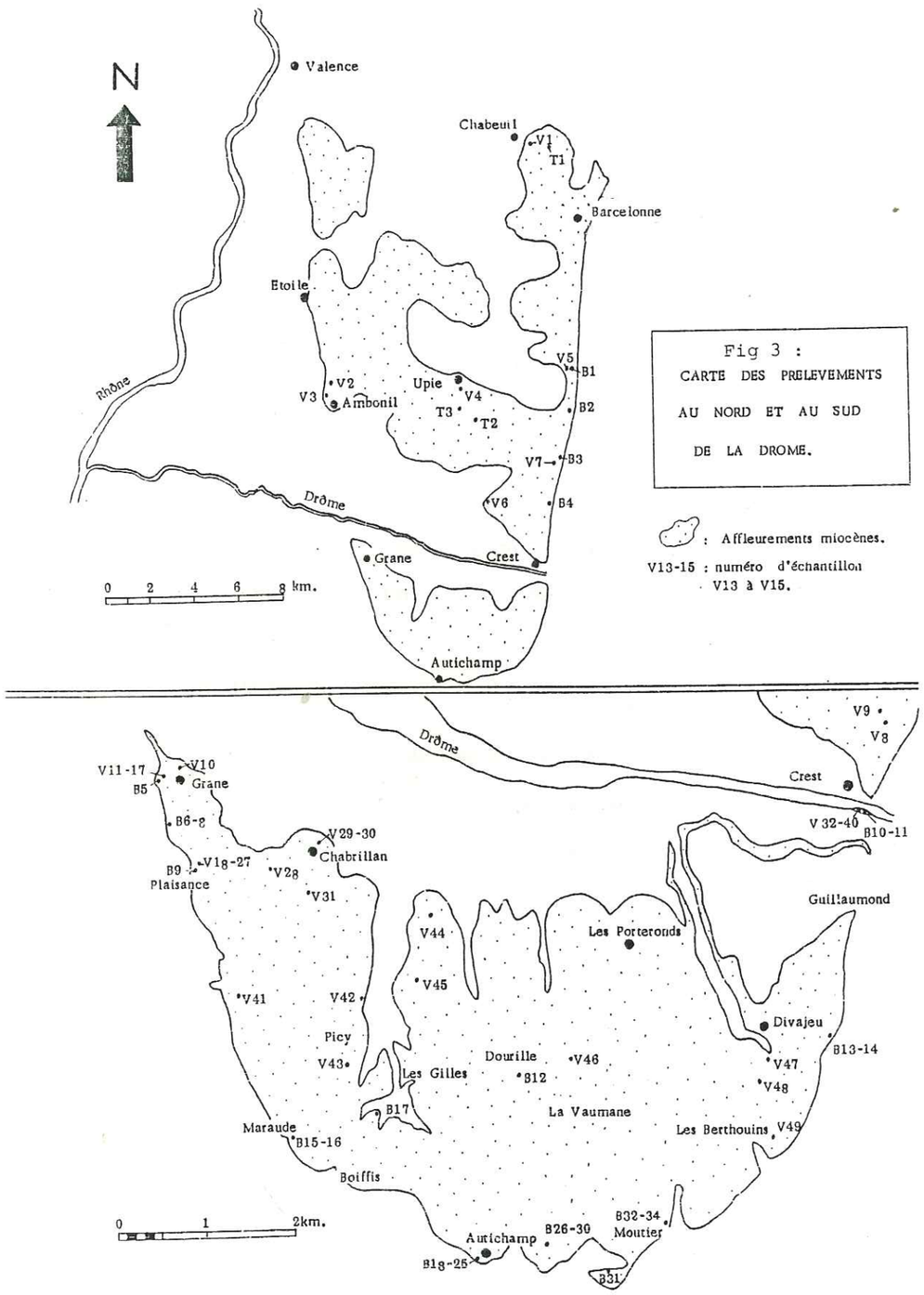


Fig 3 :
CARTE DES PRELEVEMENTS
AU NORD ET AU SUD
DE LA DROME.

: Affleurements miocènes.

V13-15 : numéro d'échantillon
V13 à V15.

INTRODUCTION

I - BUT DE L'ÉTUDE

Durant l'ère tertiaire, la plaine de Valence et le bassin de Crest sont le siège d'une sédimentation détritique alimentée par les reliefs qui l'encadrent. Tandis qu'à l'Ouest, les reliefs cristallins du Massif Central forment une zone bordière relativement stable, à l'Est les reliefs sont en perpétuel changement .

Cette étude sédimentologique se propose:

- de préciser la stratigraphie des formations néogènes;
- de déterminer le sens et l'origine des apports détritiques, ainsi que les conditions de dépôt;
- de retracer la paléogéographie de la région.

Les résultats obtenus sont analysés par grandes unités géologiques à partir de l'Eocène, l'essentiel du mémoire se rapportant au Miocène qui constitue la majeure partie des dépôts envisagés.

Chaque échantillon étudié porte un numéro d'ordre; ils sont mentionnés sur la carte des prélèvements (fig.3).

II - MÉTHODOLOGIE

La finalité de notre étude sédimentologique étant la reconstitution paléogéographique, le premier problème à résoudre est celui de l'origine des sédiments détritiques. Les méthodes qui nous ont permis de définir ces directions d'apport sont:

- l'étude de la disposition collective des galets et des grains de sable ;
- l'analyse pétrographique des galets des conglomérats;
- l'analyse minéralogique des grains de sable.

Le deuxième problème à résoudre est celui de l'agent de transport et de dépôt final: marin franc, marin littoral, fluviatile, torrentiel? Les méthodes permettant de les déterminer sont:

- l'analyse granulométrique;
- l'analyse morphométrique des galets;
- l'analyse morphoscopique des grains de quartz.

Enfin, la restitution du climat et des conditions de sédimentation est donnée par l'analyse de la fraction fine, notamment des minéraux argileux (G. MILLOT 1964).

Ces différentes méthodes d'étude sont exposées en détail dans: "Initiation à l'étude des sables et des galets" de CAILLEUX et TRICART (1959). Nous ne ferons donc ici qu'un rappel succint de ces méthodes.

II.1 - DISPOSITION COLLECTIVE DES GALETS ET DES GRAINS DE SABLE

II.1.1 - Disposition des galets des conglomérats

Les mesures d'orientation et d'inclinaison des galets permettent de déterminer le sens du courant ainsi que l'agent de dépôt final: marin, fluviatile, torrentiel.

Nous n'avons mesuré que les galets allongés réguliers ou irréguliers et isolés, c'est-à-dire non influencés par des facteurs locaux.

Environ cinquante mesures ont été faites par échantillon traité. Les orientations sont mesurées à la boussole dans le plan des strates ramenés par la pensée à l'horizontale; les inclinaisons sont mesurées au clinomètre.

II.1.2 - Disposition collective des grains de sable et figures sédimentaires

Le pendage des plans de litage, la direction et la forme des figures sédimentaires sont de bons indicateurs du milieu de dépôt, du sens et de la direction d'apport des sédiments. Nous avons mesuré des plans de litages entrecroisés ou obliques, des chenaux, des flutes et des ripple-marks.

Pour chaque affleurement étudié, la direction moyenne des écoulements (lorsque celle-ci est connue) a été reportée sur une carte.

II.2 - ANALYSE PETROGRAPHIQUE DES GALETS DES CONGLOMERATS

Elle permet de restituer la nature pétrographique des bassins versants, donc des massifs émergés à l'époque du dépôt des conglomérats.

Nous avons prélevé 100 galets par analyse , puis ceux-ci sont groupés en lots de mêmes dimensions: 10 à 31; 32 à 79; 80 à 199mm. Pour chaque lot, nous déterminons la nature de chaque galet et faisons la somme des galets de même nature.

Les résultats sont exprimés sous forme de diagrammes circulaires.

II.3 - ANALYSE MINERALOGIQUE

Elle définit la nature des minéraux d'une roche. Les deux catégories minéralogiques, minéraux légers et minéraux lourds, sont séparées l'une de l'autre en utilisant le bromoforme à cause de sa densité 2,9 prise universellement comme référence.

Les méthodes de séparation et de comptage employées sont celles de S. DUPLAIX (1958).

a) Séparation

Le sable décalcifié est divisé en trois fractions granulométriques:

- 0,50 à 0,315 mm;
- 0,315 à 0,125 mm;
- 0,125 à 0,04 mm.

Chacune est séparée en deux lots minéralogiques à l'aide du bromoforme. Les minéraux lourds sont pesés. Toujours peu nombreux, leur teneur varie d'une catégorie de sable à l'autre. Aussi, nous donnerons pour chaque sable, la teneur pondérale en minéraux lourds rapportée à 100 gr de sable décalcifié de la fraction 0,50-0,04 mm.

b) Comptage

Le comptage des espèces lourdes a porté, pour chaque échantillon sur 100 à 250 grains transparents (en trois lots). Les résultats sont ensuite rapportés à 100 grains transparents; ils sont donc exprimés en pourcentages (le signe + indique une teneur inférieure à 0,5%).

Tous les résultats minéralogiques obtenus sont donnés sous forme de tableaux dans le texte; les différents échantillons étant présentés dans l'ordre stratigraphique.

II.4 - ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Elle permet de définir l'agent de dépôt final. Les sédiments étudiés étant presque tous naturellement meubles, la technique utilisée est la suivante:

- pesée d'un prélèvement homogène;
- attaque à l'acide chlorhydrique étendu, à froid;
- tamisage sur tamis A.F.N.O.R., série de raison $\sqrt[10]{10} : 1,259$

II.4.1 - Courbes cumulatives

Les résultats des analyses granulométriques sont représentés graphiquement au moyen de courbes cumulatives. Le diamètre des grains est porté en abscisses selon une échelle logarithmique; les pourcentages en poids des tamisats cumulés sont portés en ordonnées selon une échelle arithmétique.

A partir de cette courbe, on définit certaines valeurs caractéristiques (Ø5, Ø16, Ø25, Ø50, Ø75, Ø84, Ø95, et le un percentile C) permettant de calculer différents indices granulométriques.

II.4.2 - Indices granulométriques

a) La médiane Q2 ou diamètre du grain, en mm, correspondant à l'ordonnée 50%;

b) les quartiles Q1 et Q3 ou diamètre du grain, en mm, correspondant à l'ordonnée 25 et 75 %;

c) la moyenne ou mean de FOLK & WARD (1957)

$$Ms = \frac{Ø16 + Ø50 + Ø84}{3}$$

d) les coefficients de classement ou "Sorting" dont:

. le QdØ de KRUMBEIN (1938)

$$QdØ = \frac{Q1 \cdot Q3}{2} \quad \text{en unité Ø}$$

. le Sorting index (TRASK 1950)

$$So = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

. Le "Standard deviation" de FOLK & WARD (1957)

$$SD = \frac{\emptyset 84 - \emptyset 16}{4} + \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{6,6} \text{ en unité } \emptyset$$

e) **Les coefficients de dissymétrie** dont:

. l'indice d'asymétrie de TRASK (1950)

$$A = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Q^2_2}$$

. le "Skewness" de FOLK & WARD

$$SK = \frac{\emptyset 84 + \emptyset 16 - 2\ \emptyset 50}{2\ (\emptyset 84 - \emptyset 16)} + \frac{\emptyset 95 + \emptyset 5 - 2\ \emptyset 50}{2\ (\emptyset 95 - \emptyset 5)}$$

f) **Le coefficient d'acuité** ou "Kurtosis" de FOLK & WARD

$$Kg = \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{2,44(\emptyset 75 - \emptyset 25)} \text{ en unité } \emptyset$$

II.4.3 - Les indices de RIVIERE (1952)

a) Méthode

Pour chaque échantillon ont été calculés deux indices:

. la moyenne $\overline{X}$ et l'indice d'évolution granulométrique N, calculs effectués sur les sourbes cumulatives;

. la moyenne $\overline{X}$ est égale à la largeur d'un rectangle dont la hauteur serait égale à y = 100, et la surface à l'aire comprise entre l'axe des ordonnées d'abscisse x = 0,8 et la courbe granulométrique cumulative. La moyenne $\overline{X}$ caractérise la "grossièreté" moyenne des sédiments.

L'indice d'évolution granulométrique N est lié à l'allure générale des courbes semi-logarithmiques et en particulier à l'orientation de leur concavité.

b) Interprétation

- Faciès paraboliques $0,1 \leqslant N \leqslant 0,7$; $\overline{X} \geqslant 2,75$: dépôts de courants de toutes natures.

- Faciès sublogarithmiques $-0,1 \leqslant N \leqslant 0,1$; $2 \leqslant \overline{X} \leqslant 2,75$: terme ultime de l'évolution des dépôts de courants.

- Faciès hyperboliques $-0,4 \leqslant N \leqslant -0,1$; $\overline{X} \leqslant 2$: sédimentation en eau calme, dépôt par décantation.

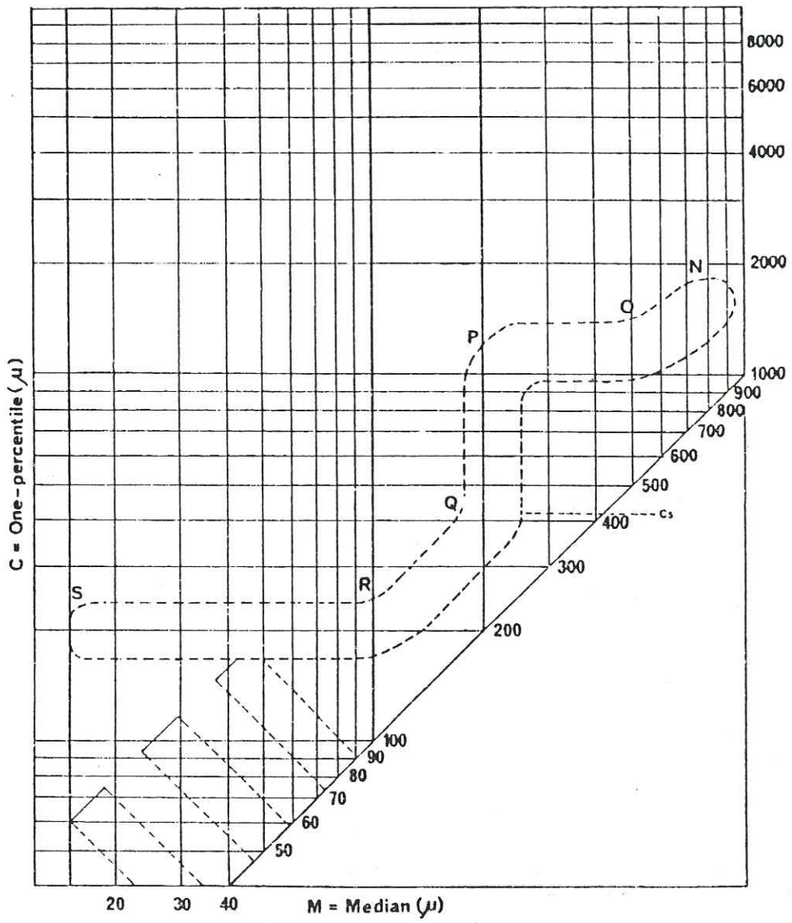
On notera qu'il y a passage continu entre ces différents faciès.

Les indices granulométriques et les indices de RIVIERE sont donnés sous forme de tableaux dans le texte; les échantillons étant présentés dans l'ordre stratigraphique.

II.4.4 - Diagramme de PASSEGA (1969)

Ce diagramme est construit à partir des valeurs en microns de la médiane et du percentile d'échantillons prélevés dans une même formation.

Fig 4 : DIAGRAMME DE PASSEGA .



Différents segments sont définis (fig. 4); ils caractérisent autant de conditions de transport du sédiment.

. Le segment QR: transport en suspension dégradée .

. Le segment PQ: transport en suspension dégradée auquel s'ajoute un petit nombre de grains roulés .

. Le segment OP: la proportion des grains roulés augmente .

. Le segment NO: les grains roulés forment la quasi totalité du sédiment.

. Le segment RS: transport en suspension uniforme.

. Le coude OPQ s'explique par la différence entre transport par roulement et par suspension dégradée.

La valeur Cs représente le grain maximal de la suspension dégradée, c'est un indice de la turbulence maximale sur le fond. La valeur du Cs est inversement proportionnelle à la profondeur de dépôt.

II.4.5 - Diagramme de FRIEDMAN (1961)

Ces diagrammes sont établis à l'aide des différents indices de FOLK & WARD. Ils permettent de préciser le type de dépôt : marin, littoral ou fluviatile.

II.4.6 - Les droites de probabilités de VISHER (1969)

Cette méthode permet de voir si le sédiment obéit à la loi de GAUSS ou loi du hasard. Dans ce cas, la courbe cumulative devient une droite. En abscisses sont portées les dimensions des grains en échelle ϕ , et en ordonnées les fréquences cumulées de probabilité gaussienne.

Les inflexions traduisent des mélanges ou l'existence de facteurs qui ont modifié la répartition au hasard des particules. Une forte pente des segments traduit un bon classement, et inversement une faible pente, un mauvais classement.

Les différents segments permettent de séparer les populations transportées en suspension (particules fines) de celles transportées par saltation (particules moyennes) ou par roulement (particules grossières).

D'après l'importance relative de chaque population et la position des points de troncature entre deux segments, il est possible de définir la nature du sédiment: sables dunaires, de plages marines, de la zone des vagues, sables de rivières ou sables deltaïques.

II.5 - ANALYSE MORPHOMETRIQUE DES GALETS

La forme et le degré d'usure des galets des conglomérats sont deux critères qui permettent d'apprécier l'agent de fragmentation, d'usure et de transport.

L'analyse morphométrique (A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959) fournit:

- L'indice d'aplatissement qui caractérise la forme des galets:

$$A = \frac{L + l}{2\ E} \times 100$$

- L'indice de dissymétrie

$$D = \frac{AC}{L} \times 1000$$

- L'indice d'émoussé

$$I = \frac{2\ r\ l}{L} \times 1000$$

Les deux derniers indices reflètent l'usure des galets.

Pour chaque affleurement étudié, nous mesurons 100 galets de calcaire d'une longueur voisine de 50 mm.

Les résultats morphométriques obtenus sont donnés sous forme de tableaux; les différents échantillons étant présentés dans l'ordre stratigraphique.

II.6 - ANALYSE MORPHOSCOPIQUE DES GRAINS DE QUARTZ

L'analyse morphoscopique permet de déterminer le degré d'usure des grains de quartz et de connaître l'agent de transport du sédiment.

Il est évident que l'appréciation de l'usure d'un grain de sable dépend de l'acuité d'observation de chaque opérateur qui introduit inconsciemment un coefficient qui lui est personnel.

Nous avons défini quatre types de grains:

- Les non usés (NU), ce sont les fragments anguleux; leurs faces peuvent être brillantes ou ternes.

- Les émoussés luisants (EL), résultant d'une longue usure principalement mécanique dans l'eau. Les sommets et les arêtes sont émoussés, l'aspect est luisant.

- Les arrondis luisants (AL), toutes les aspérités initiales du grain ont disparu et sont remplacées par des surfaces courbes et luisantes.

- Les rond-mats (RM), résultant de l'usure par le vent; la forme du grain est ovoïde ou subsphérique et l'aspect mat.

Après avoir réparti l'échantillon en quatre lots granulométriques (0,125-0,315; 0,315-0,500; 0,500-1,0; 1,0-2,0 mm), nous observons les quatre fractions à la loupe binoculaire, et classons les grains de quartz par types.

Les résultats morphoscopiques obtenus sont donnés sous forme de tableaux dans le texte; les échantillons étant présentés suivant l'ordre stratigraphique.

II.7 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX (G.MILLOT, 1964)

Les minéraux argileux sont de bons indicateurs du milieu de dépôt et du degré d'altération.

Nous avons analysé la fraction argileuse de vingt échantillons Après avoir prélevé la fraction inférieur à 2 microns et orienté les pâtes argileuses sur des lames minces rainurées, nous avons analysé les argiles au diffractomètre Philips. Trois courbes ont été enregistrées:

. une première courbe normale qui correspond à l'échantillon brut séché à l'air libre;

. une seconde courbe après traitement de l'échantillon à l'éthylène-glycol qui permet d'identifier les minéraux gonflants;

. une troisième courbe après chauffage de l'échantillon à 490°c qui permet d'identifier les minéraux thermiquement résistants.

Une interprétation semi-quantitative a été déduite à partir de la surface des pics qui constituent les diagrammes.

Les résultats obtenus sont donnés sous forme de tableaux; les différents échantillons étant présentés suivant l'ordre stratigraphique.

-=-=-

CHAPITRE I

CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

I - PALÉOGÉOGRAPHIE DES FORMATIONS CRÉTACÉES

Nous ne donnerons ici que quelques précisions sur la nature géologique des formations crétacées.

I.1 - DONNEES MINERALOGIQUES

Les minéraux lourds du Crétacé du Vercors (G. LATREILLE, 1969) comportent:

- une association de minéraux résistants avec tourmaline (10 à 70%) et anatase, rutile, brookite en faibles pourcentages;

- des silicates de métamorphisme avec la staurotide (2 à 55 %), le disthène et l'andalousite.

Le matériel détritique de ces formations crétacées provient donc directement du Massif Central.

I.2 - DONNEES MORPHOSCOPIQUES

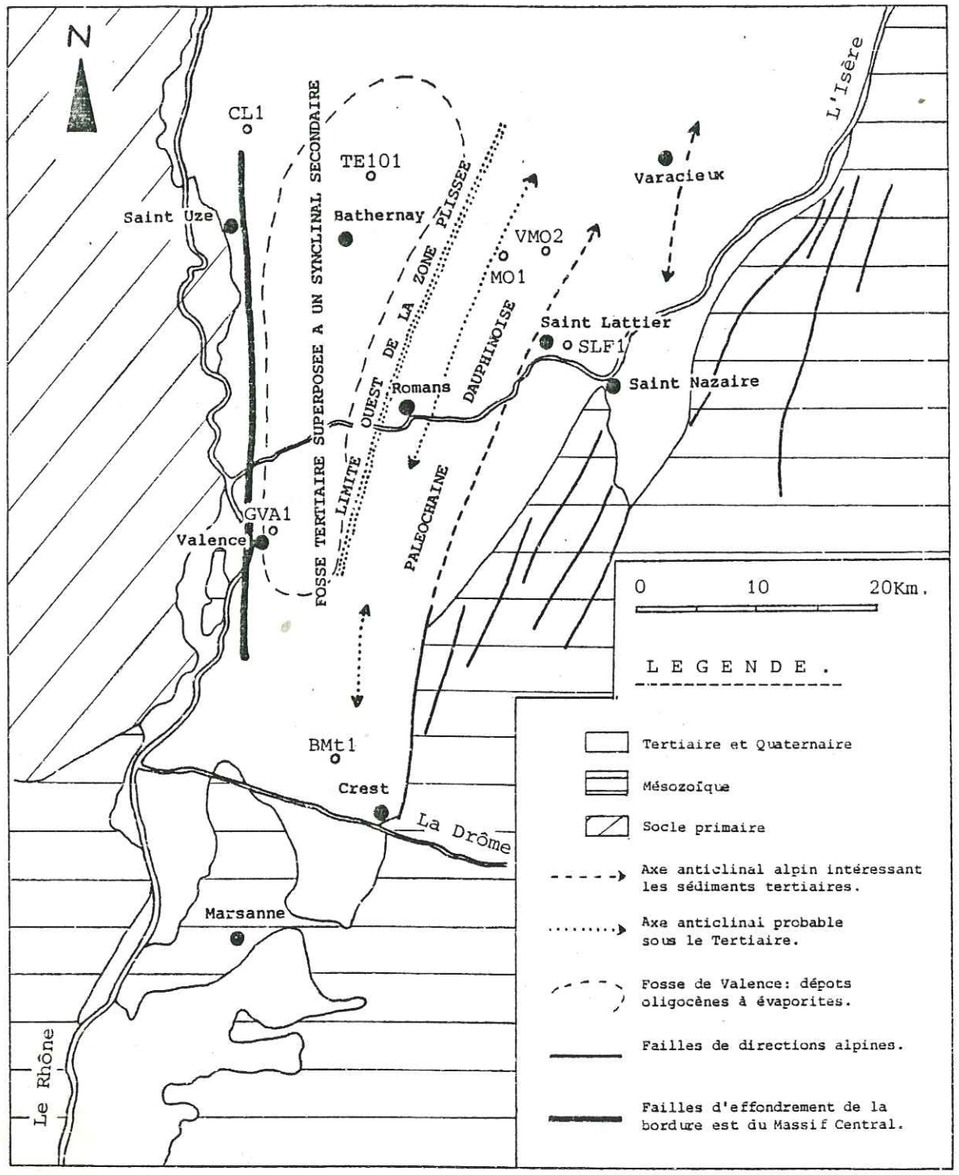
L'étude morphoscopique d'un échantillon de calcaire gréseux albien prélevé au lieu dit "Le Châtelard" au Sud-Est d'Autichamp donne (tableau 1).

Tableau 1 : Morphoscopie des grès calcaires albiens .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
	0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
C1	32	44	24		12	44	40	4	16	60	24		8	52	36	4	17	50	31	2

Résultats exprimés en pourcentages.

FIG 5 : CARTE STRUCTURALE DU BASSIN DE VALENCE .



(d'après C.Germain et G.Demaison,1958 ;dessin complété)

L'usure des grains est forte. Les rond-mats, peu nombreux, sont attribués à un façonnement éolien. Les autres évoquent plutôt une usure fluviatile et marine.

Ce matériel détritique provenant du Massif Central a subi un léger façonnement éolien, puis un transport fluviatile, avant d'être déposé en bordure de la mer crétacée.

II - PALÉOGÉOGRAPHIE DU TERTIAIRE

A la fin du secondaire, notre région est bordée, à l'Ouest, par les terrains cristallins et métamorphiques, d'âge hercynien, du Massif Central, relativement stables, et à l'Est par les Alpes que trois phases orogéniques vont charpenter.

L'Est valentinois et le bassin de Crest sont émergés. Les traits structuraux majeurs de sa surface ont été mis en évidence grâce aux prospections géophysiques et pétrolières.

La carte structurale présentée (fig. 5) résulte des travaux de C. GERMAIN et de G. DEMAISON (1958), complétés d'après des études sismiques plus récentes, aimablement communiquées par la Société Nationale Elf Aquitaine (Production).

Cette région se subdivise en deux zones:

- La zone occidentale est constituée par un vaste synclinal. Celui-ci semble formé de différents panneaux plus ou moins inclinés, faillés, mais peu ou pas plissés.

- La zone orientale forme l'extrémité de la "chaîne dauphinoise" (Y. BRAVARD, 1963). Ces chaînons mésozoïques plissés et très compartimentés par de nombreuses failles se rattachent aux anticlinaux occidentaux du Vercors (anticlinaux de Barbières , Peyrus et Combovin).

Ces plis bordant le bassin tertiaire de Valence étaient déjà dessinés à l'Eocène inférieur (C. GERMAIN et G. DEMAISON, 1958).

La limite entre ces deux zones passe par Romans au Nord et Chabeuil au Sud.

Tandis que le régime de sédimentation du Mésozoïque semble bien avoir été conditionné par l'existence de traits structuraux hercyniens, la sédimentation tertiaire, et en particulier oligocène, paraît avoir été entièrement régie par la répartition des plis de cette chaîne dauphinoise contemporaine de la première phase des plissements alpins, à l'Eocène inférieur.

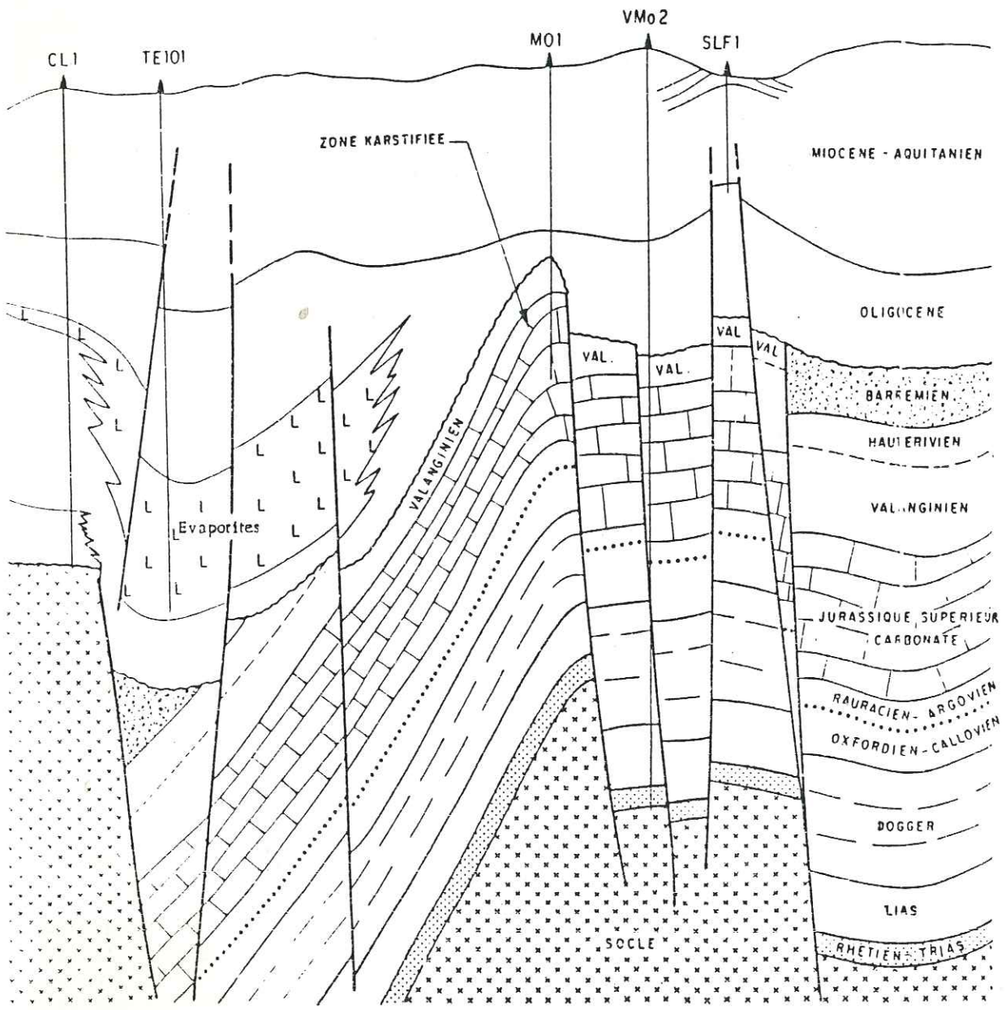
L'érosion qui s'ensuivit n'aboutit cependant pas à une pénéplanation de la région, et la transgression tertiaire s'est effectuée sur un relief irrégulier (fig. 6).

Dès l'Oligocène apparaît la "fosse de Valence" qui se subdivise en deux cuvettes, l'une au Nord centrée autour de Bathernay, l'autre située immédiatement au Nord-Est de Valence. Le tréfonds cristallin de cette fosse est probablement situé à plus de 5000 m de profondeur, et le seul tertiaire dépasse 2000 m d'épaisseur (2465 m au forage géothermique de Valence (G.V.A), dont 2300 m d'Oligocène).

Fig 6: COUPE SCHEMATIQUE DU PLATEAU DE CHAMBARAN ENTRE SAINT-UZE ET SAINT-NAZAIRE .

Echelle verticale : 1/20.000
Echelle horizontale : 1/200.000

(d'après la SNEA(P) , 1960.)



A la phase de contraction sannoisienne, surtout sensible dans les Alpes internes, succèdent des mouvements verticaux qui vont se prolonger jusque dans l'Helvétien (J. DEBELMAS, 1963).

Dès l'Aquitanien, ces mouvements provoquent la subsidence de l'Est valentinois et du bassin de Crest, qui subiront une nouvelle transgression marine à partir du Burdigalien. Cet affaissement qui commence dans le Sud-Est de la région étudiée, s'étendra vers le Nord-Ouest au cours du Miocène.

Le Vercors et le massif crétacé de Marsanne s'individualisent au Messinien, lors de la phase rhodanienne.

-=-=-

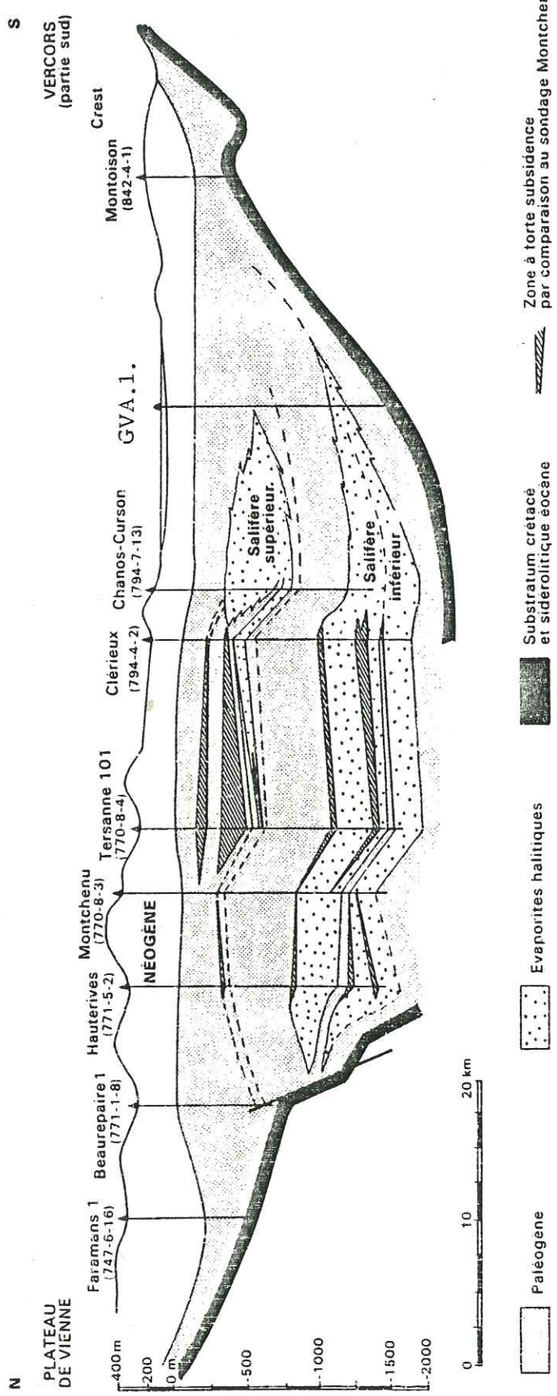


FIG 7 : COUPE N-S A TRAVERS LE BASSIN DE VALENCE. (d'après le Mém. BRGM, N°125;1984.)

CHAPITRE II

LES FORMATIONS ANTE - BURDIGALIENNES

I - L'ÉOCÈNE

Au début du Tertiaire, un régime continental s'installe sur l'ensemble de la région étudiée. La surface topographique accidentée est soumise à une intense érosion tant physique que chimique.

L'Eocène affleure au pied du Vercors, de St-Nazaire-en-Royans à St-Vincent-La-Commanderie (fig. 2). Il consiste en une épaisse série de sables uniquement siliceux, homogènes, apparaissant surtout au contact des calcaires sénoniens, plus rarement de l'Urgonien (St-Nazaire). Elle débute par une centaine de mètres de sables blancs, kaoliniques (exploitation de la Baume-d'Hostun à Barbières), qui remplissent des poches karstiques pouvant atteindre l'Hauterivien. Elle se termine par des sables rouges réfractaires (altération de sables blancs), très épais à Saint-Nazaire (100 m), où ils sont exploités.

Ces sables éocènes proviennent (P. GIOT, 1944) de l'érosion des calcaires gréseux et des grès crétacés de la "chaîne dauphinoise". Les eaux entraînaient les résidus solides et les accumulaient dans les dépressions. L'étude des minéraux lourds (G. LATREILLE, 1969), confirme cette dépendance de l'Eocène vis-à-vis du Crétacé.

A ces résidus solides locaux, viennent s'ajouter des éléments très fins, en particulier du kaolin, provenant directement de la kaolinisation des feldspaths du Cristallin du Massif Central.

La décalcification complète de ses sables éocènes et la kaolinisation des feldsapths du Massif Central soulignent l'importance de l'altération chimique au cours de cette période. Elles évoquent un climat chaud avec des pluies saisonnières (Y. BRAVARD, 1963) permettant l'évacuation des résidus solides.

II - L'OLIGOCÈNE ET L'AQUITANIEN

Les formations oligocènes et aquitaniennes sont regroupées dans le même chapitre car, appartenant à la même phase sédimentaire, elles présentent le même faciès et sont difficilement discernables l'une de l'autre.

Avec l'Oligocène commence la subsidence du Bas-Dauphiné et de la plaine de Valence. Ainsi s'individualise la fosse de Valence dans laquelle s'accumulent les dépôts oligocènes qui atteignent 2300 mètres d'épaisseur au forage géothermique de Valence (G.V.A.1) (fig. 7). Le rapport de sondage de la S.N.E.A. (P) corrigé d'après nos observations faites sur deux nouveaux forages de la ville de Valence (BRIFFAUT et MARTINS) dans lesquels le Pliocène repose directement sur l'Oligocène, nous donne:

- **Plio-quaternaire 0-42 m**

Alluvions récentes, argiles, sables et graviers.

- **Pliocène 42 - 165 m**

Argiles calcaires grises plus ou moins finement sableuses à débris de végétaux ligniteux.

- **Oligocènes supérieur 165 à 1296,50 m**

. De 165 à 715,50 m: Aquitanien probable. Argiles calcaires et marnes gris-vert à beiges, plus ou moins pyriteuses et ligniteuses. Fines et rares intercalations de calcaires jaunâtres, localement bioclastiques ou crayeuses.
Passées sableuses de 193,50 à 233,50 m. traces de gypse à 675 mètres.

. De 715,50 à 1296,50 m. Chattien
Argiles calcaires et marnes gris clair à fines intercalations de calcaires beiges à bruns, plus ou moins bioclastiques et argileux. Passées de gypse à 720 m et d'anhydrite au-dessous de 1200 mètres.

- **Stampien 1296,50 - 1649 m**

. De 1296,50 m à 1454 m: sel massif avec quelques passées d'anhydrite et de marnes plastiques beiges et grises.

. De 1454 m à 1649 m, alternance de: Argile calcaire gris beige ou brun-rouge, parfois sableuse passant à des grès argileux, Anhydrite, Sel massif.

- **Paléocène à Oligocène inférieur 1649 - 2465,50 m**

Marnes brunes, grises et ocres silteuses à sableuses intercalées de fines passées de:

. calcaires beiges à bruns souvent silteux à sableux;
. grès fins blancs à bruns, souvent glauconieux avec présence d'anhydrite, plus abondante au sommet et à la base.

Faune remaniée du Crétacé et du Tithonique

- **Crétacé inférieur à partir de 2465,50 (Barrémien probable)**

Sur les bordures de la fosse de Valence, l'Oligocène se réduit fortement. Il affleure près d'Etoile, au Sud de la Drôme et en bordure du Vercors; les faciès sont très hétérogènes.

Dans le bassin de Crest, l'Oligocène débute par une formation bréchique ou conglomératique (à éléments plus ou moins roulés de grès calcaires albiens) de 10 à 40 m (Ludien). Celle-ci est surmontée par une puissante série (150 à 200 m) de sables argileux avec des intercalations de marnes, de conglomérats et de calcaires à Mélanies (Sannoisien). La partie supérieure se charge de calcaire: deux barres de calcaires lacustres blancs (10 à 20 mètres) séparées par 20 à 80 mètres de marnes et de sables terminent la série oligocène (Stampien sensu-stricto et Chattien).

Il convient de noter que le sondage profond de Montoison (BMt.1) a traversé entre le Miocène et le Barrémien, 209 mètres de calcaires et de marnes sableuses oligocènes.

Le comblement de la fosse de Valence se termine sans soute à l'Aquitanien. L'alimentation de ce bassin subsident est locale et provient soit du Crétacé (conglomérats et sables du bassin de Crest), soit de l'Eocène sableux (sables et grès oligocènes de Royans). A celle-ci peut s'ajouter parfois des apports venant directement du Massif Central (conglomérats de la région d'Etoile).

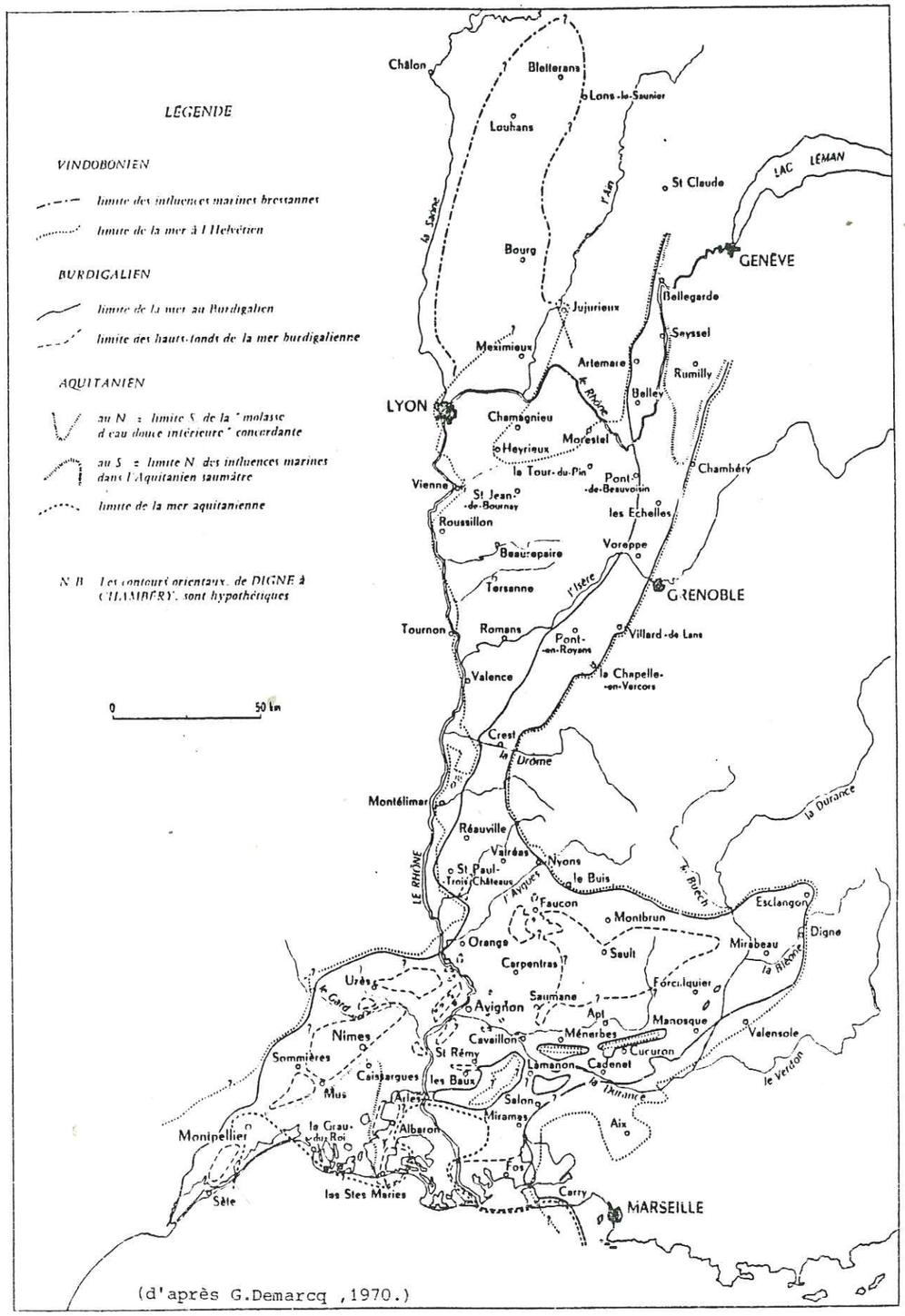


FIG 8 : ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE DU MIOCENE RHODANIEN .

CHAPITRE III

LE BURDIGALIEN

INTRODUCTION

Au **Burdigalien** , de nouveaux changements apparaissent dans la paléogéographie de l'Est valentinois et du bassin de Crest.

A la phase de contraction sannoisienne, surtout sensible dans les Alpes internes, succèdent des mouvements verticaux qui se poursuivent pendant la plus grande partie du Miocène.

Ces mouvements vont provoquer un affaissement qui commence au Burdigalien dans le Sud-Est de notre région. Cet affaissement permet une nouvelle transgression marine venant du Sud; la mer s'étend en un long chenal, sur l'emplacement de la basse vallée du Rhône, le bassin de Crest, les chaînes subalpines actuelles (Vercors, Chartreuse), le Jura oriental, elle se poursuit en Suisse, puis en Autriche (fig. 8).

I - STRATIGRAPHIE DU BURDIGALIEN DU BASSIN DE CREST

(fig.2) Le bassin de Crest constitue la terminaison méridionale du bassin de Valence. Les formations miocènes se relèvent périclinalement et forment au Sud de la vallée de la Drôme, une auréole semi-circulaire. Le Burdigalien y affleure largement de Grane à Autichamp et à Crest; il est redressé à l'Est contre la bordure du massif crétacé du Vercors

Le Burdigalien présente des faciès variés et hétérogènes (G. DEMARCQ, 1962). Sur les calcaires blancs chattiens érodés et perforés par des lithophages, la sédimentation débute localement par la Molasse de Fort-les-Coquilles, parfois lumachellique et à galets roulés et verdis, puis elle s'étend à l'ensemble du sillon avec les Marnes de la Grenette. A l'Est, la sédimentation burdigalienne se poursuit avec les Sables blancs de Moutier , puis les Sables marneux de Crest, tandis qu'à l'Ouest se dépose, sur un haut fond de calcaires chattiens, la Molasse verdâtre d'Autichamp. Irrégulièrement, mais à peu près partout, le sommet de l'étage est marqué par quelques bancs de molasse calcareuse fossilifère dénommés: Molasse calcareuse à Lamellibranches ou Molasse de Crest et d'Autichamp.

Au Nord de Crest, la série se réduit progressivement en direction de Vaunaveys et de la Baume Cornillane.

Les observations de terrains sont résumées par une carte géologique (Fig. 9), différentes colonnes stratigraphiques (Fig.10 et 11) et une coupe W-E (Fig.12). Elles permettent de définir l'extension et la répartition des différents faciès du Burdigalien du bassin de Crest.

Signalons que le forage de Montoison (BMtl) montre sous 10 m de conglomérat à éléments siliceux et calcaires, une passée argilo-sableuse bleue entre 338 et 351 mètres, assimilable aux marnes de la Grenette.

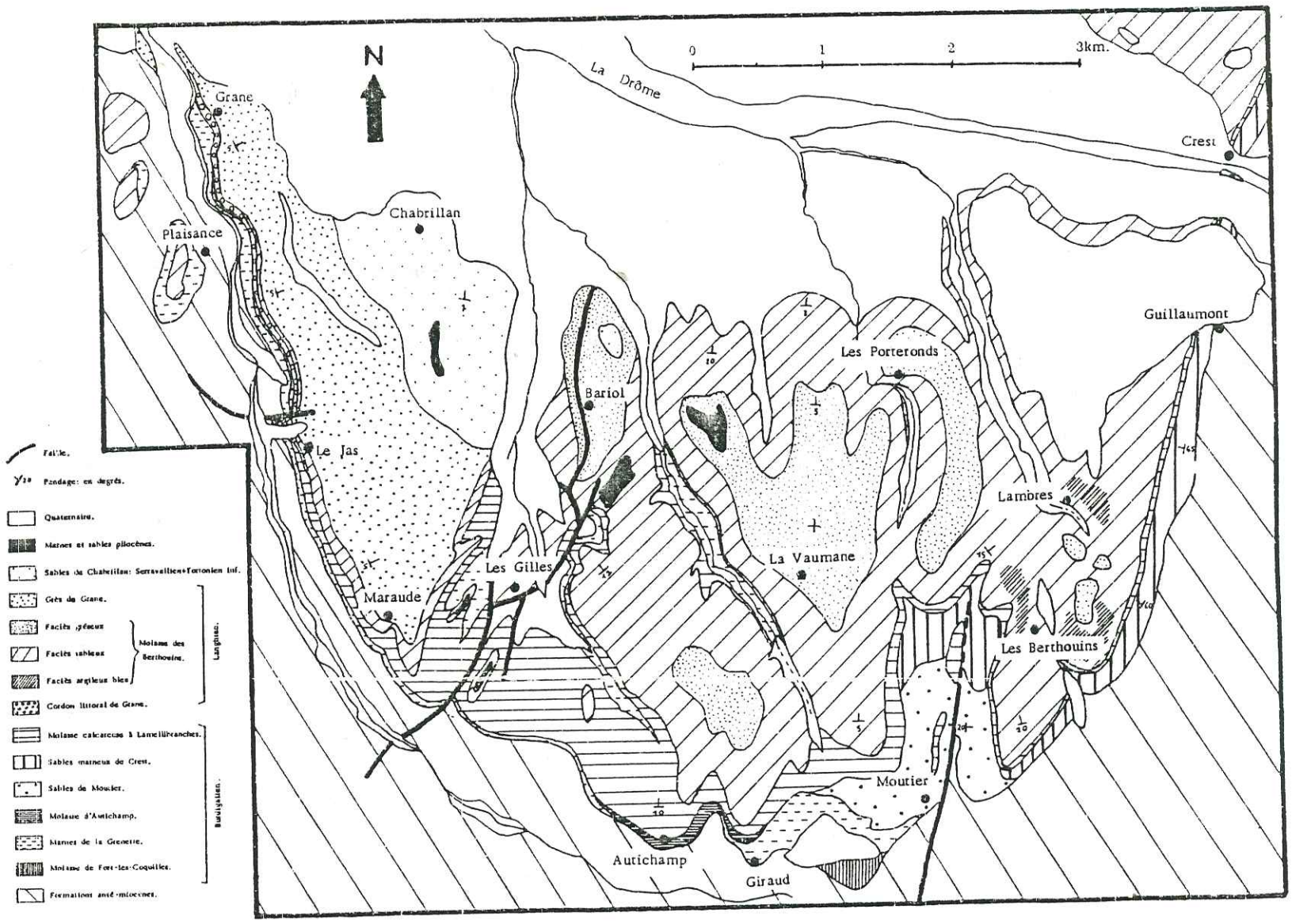


Fig.9 : CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DE CREST AU SUD DE LA DROME .

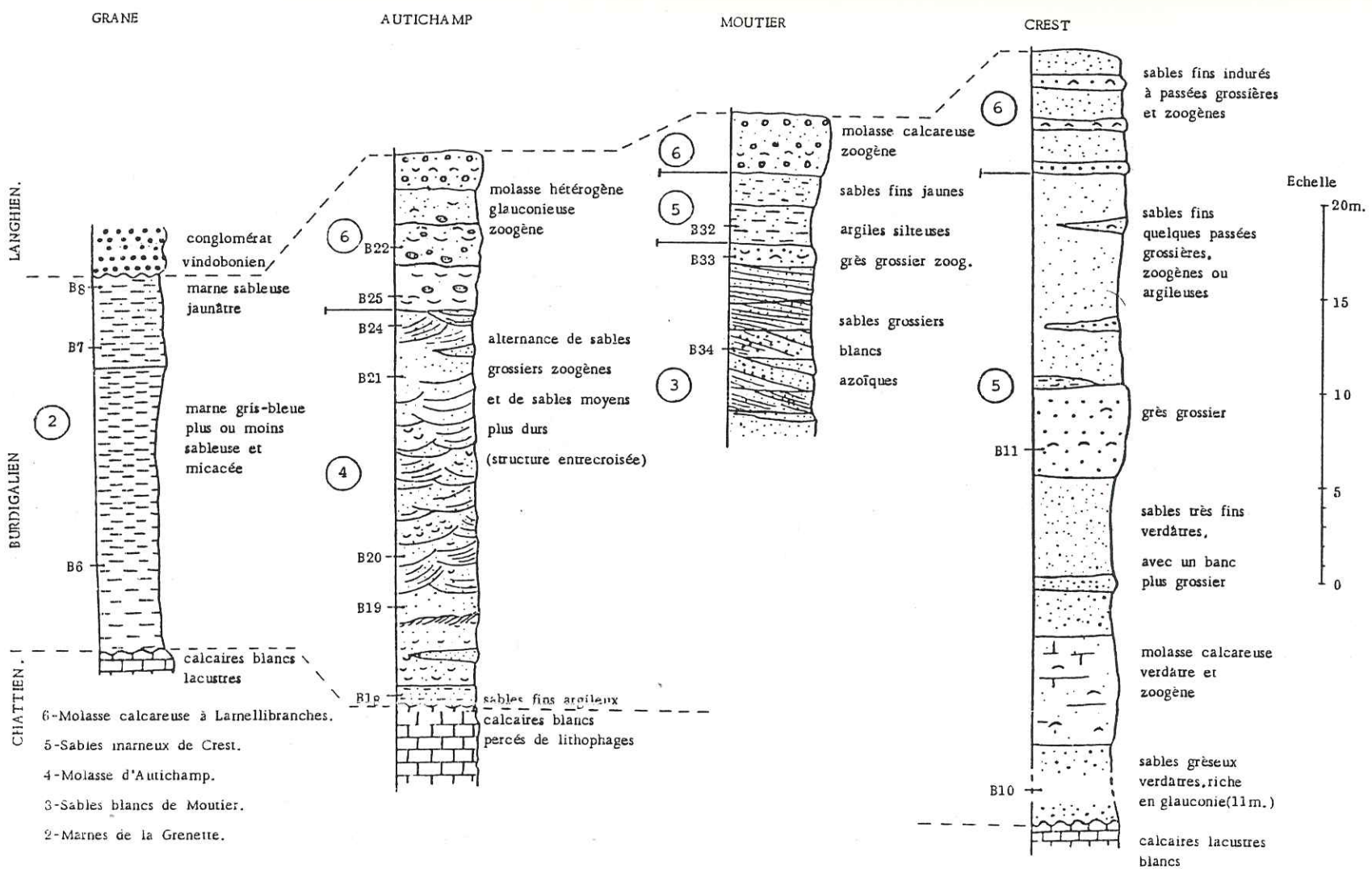


Fig. 10: COLONNES STRATIGRAPHIQUES DU BURDIGALIEN AU SUD DE LA DROME

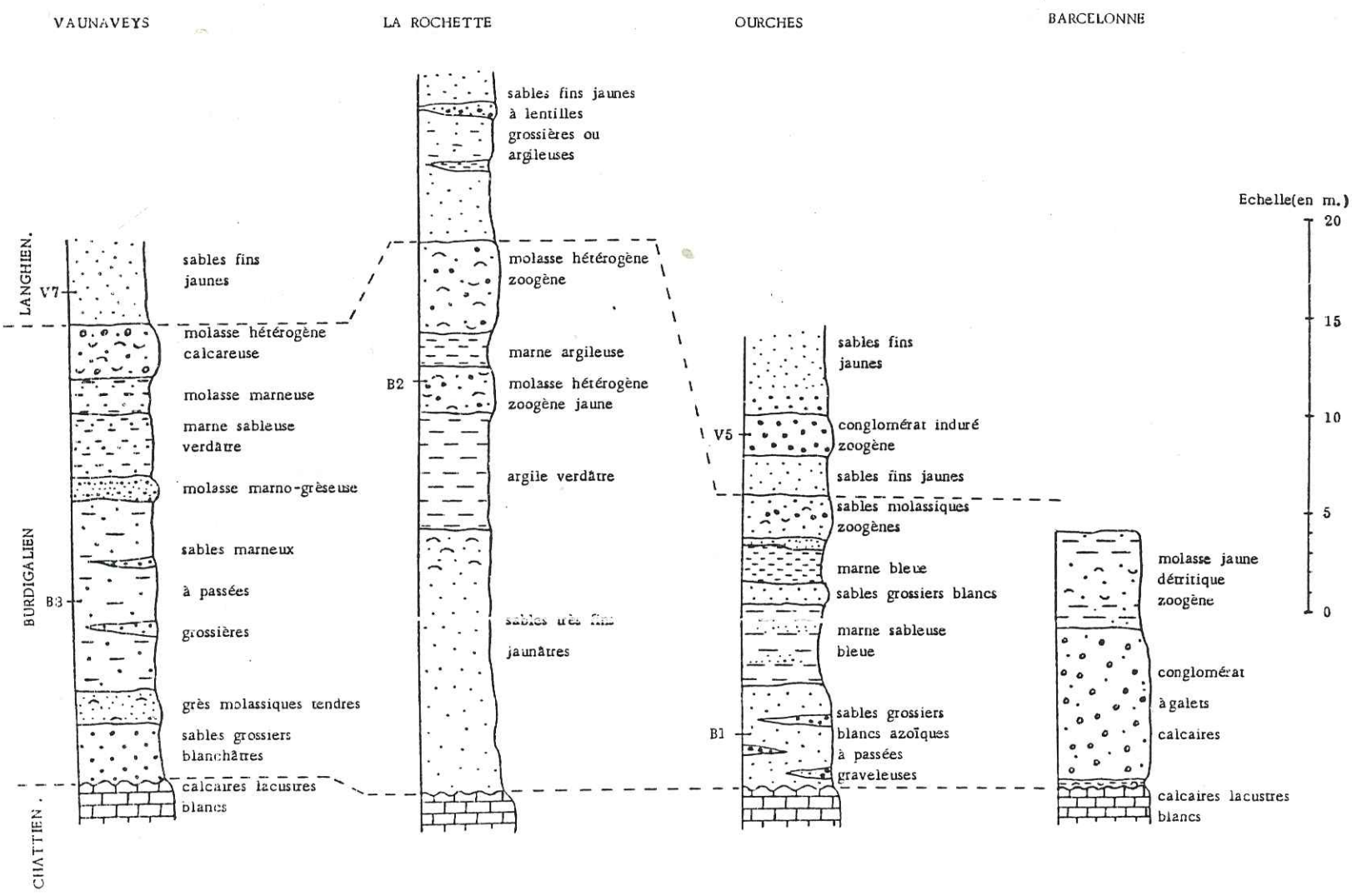
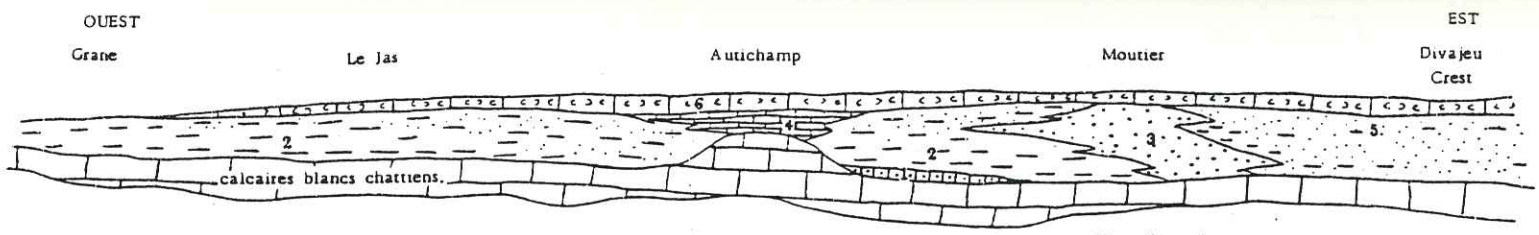


Fig. 11: COLONNES STRATIGRAPHIQUES DU BURDIGALIEN AU NORD DE CREST.

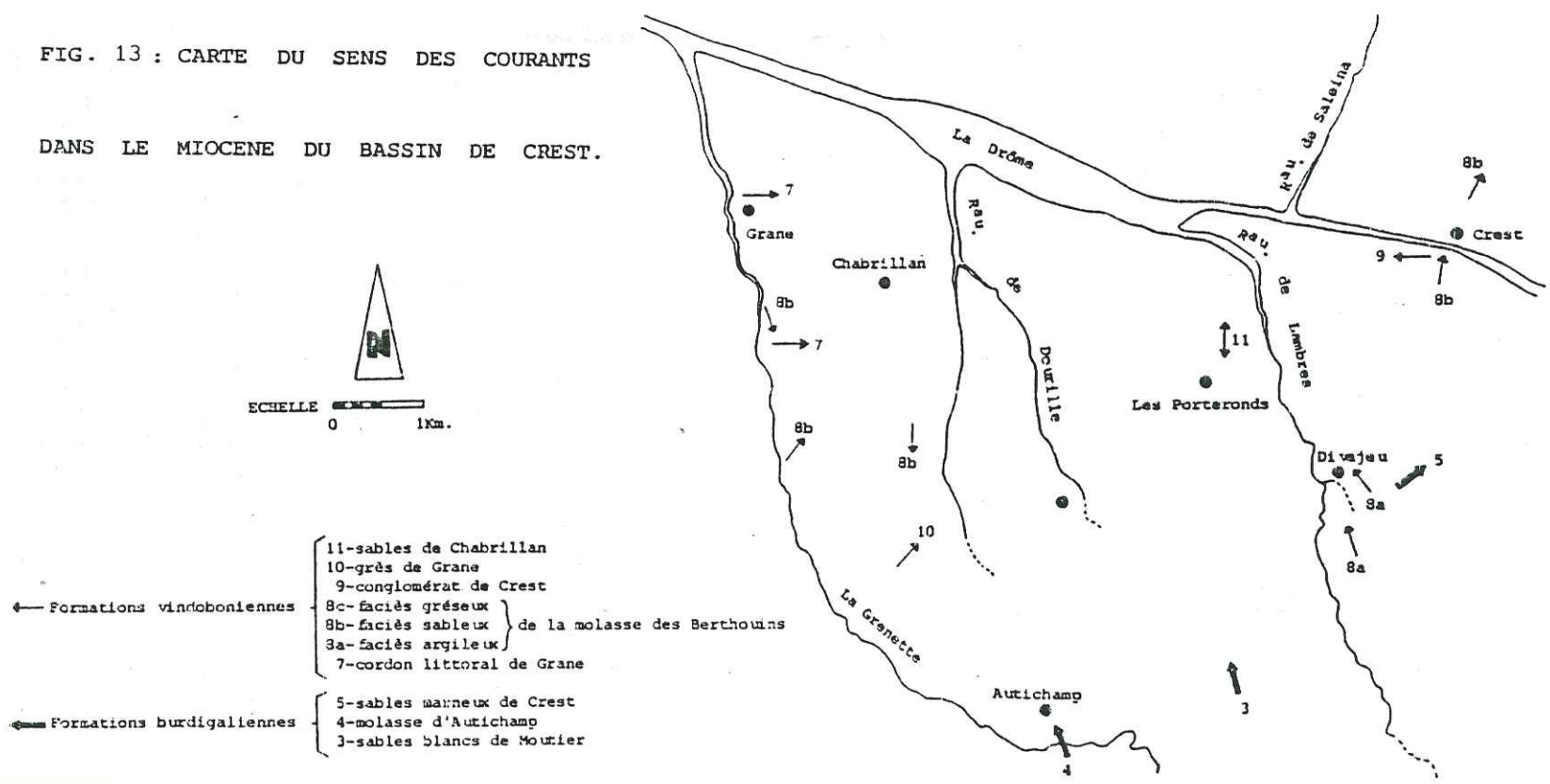
Fig.12 : REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES FACIES DU BURDIGALIEN AU SUD DE LA DROME (d'après G.Demarcq. 1962 ; dessin complété.)



1. molasse de Fort-les-Coquilles. -- 2. marnes de la Grenette. --3. sables blancs de Moutier. --4. molasse verdâtre d'Autichamp. --
5. sables marneux de Crest. --6. molasse calcareuse à Lamellibranches.

FIG. 13 : CARTE DU SENS DES COURANTS

DANS LE MIOCENE DU BASSIN DE CREST.



II - MOLASSE DE FORT-LES-COQUILLES

La molasse de Fort-les-Coquilles est un calcaire marneux détritique et lumachellique, beige à jaunâtre. On l'observe bien au Sud-Est d'Autichamp, vers les fermes Les Bruyères et Giraud. Il est dur, peu épais (2 à 4 m) et renferme des débris de coquilles dont: *Chlamys subholgeri* , *Elabellipecten latissima* (FONTANNES F. 1875 -1892).

Cette molasse lumachellique est plaquée contre le calcaire blanc chattien érodé et perforé. On peut rattacher à ce faciès les quelques lambeaux épars sur le plateau oligocène au Sud de la Grenette (G. DEMARCQ, 1962) (fig. 2).

Composée par 90% de carbonate (échantillon B 31), cette molasse est souvent glauconieuse. Elle renferme des lits de calcaires grossiers et quelques passées sableuses marno-calcaires.

C'est un dépôt de haut-fond irrégulier, zone intermédiaire entre le bassin de Crest et le bassin plus méridional de Montélimar.

III - MARNES DE LA GRENETTE

C'est la formation la plus caractéristique du Burdigalien entre Grane et Autichamp. Argileuse et bleue à la base, elle devient très sableuse, micacée et jaune dans la moitié supérieure. Les marnes de la Grenette reposent directement sur les calcaires blancs lacustres chattiens.

Elles renferment des Pectinidés, des Bryozoaires et des débris d'Huîtres: c'est un dépôt marin (G. DEMARCQ, 1962).

La teneur en calcaire varie de 15 à 60 %, elle est plus importante dans les passées sableuses.

Echantillons	B 26	B 12	B 27	B 15	B 16	B 8	B 28
% Total CO_3^{--}	22	15	46	58	46	20	26

III.1 - GRANULOMETRIE (Fig. 14 et tableau 2)

a) **Le classement et le triage** sont mauvais. L'immaturité du sédiment provient du mélange entre différents apports: mélange de silts et d'argiles mal classés et de sables bien classés. Les échantillons les plus grossiers B 7 et B 8 sont beaucoup mieux classés.

b) **L'asymétrie faiblement négative** des échantillons B 7, B 8, B 12, B 28 montre la mauvaise répartition du classement due à un léger remaniement après le dépôt. L'asymétrie fortement négative des échantillons B 6, B 26, B 16, B 27 semble plutôt résulter du mélange de silts et d'argiles mal classés et de sables très bien classés (concavité de la courbe dirigée vers le bas).

c) **Les indices de RIVIERE** présentent des faciès paraboliques caractéristiques de dépôts de courants. Seul l'échantillon B 12 à faciès hyperbolique serait un dépôt par décantation en milieu calme.

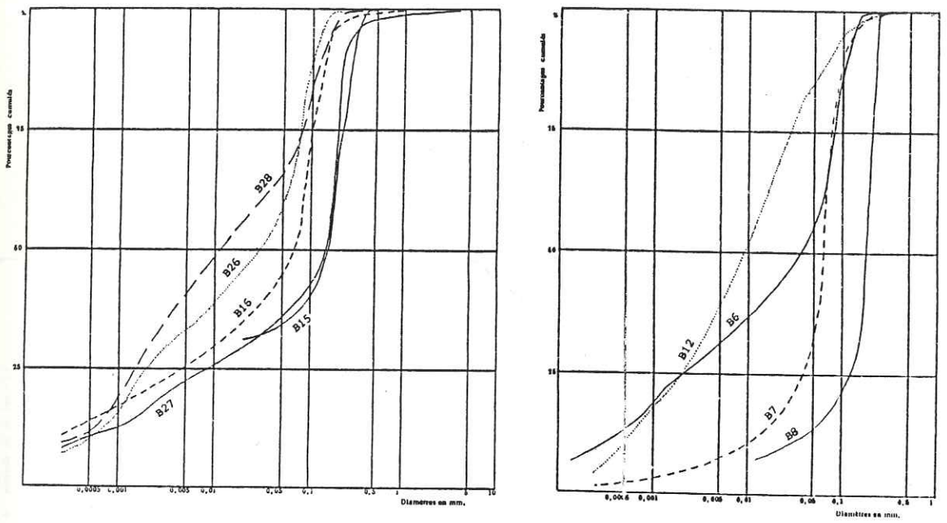
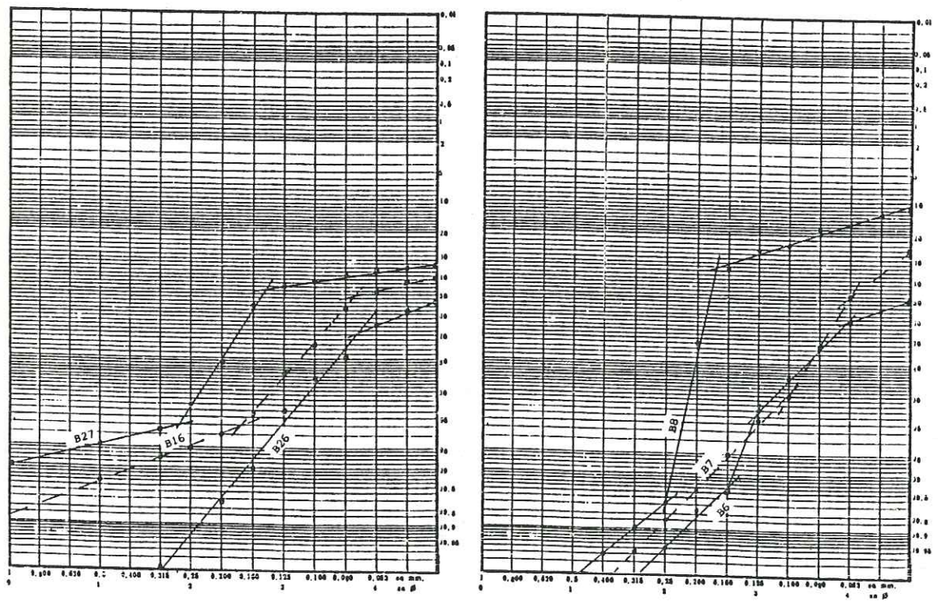


FIGURE 14 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES MARNES DE LA GRENETTE .



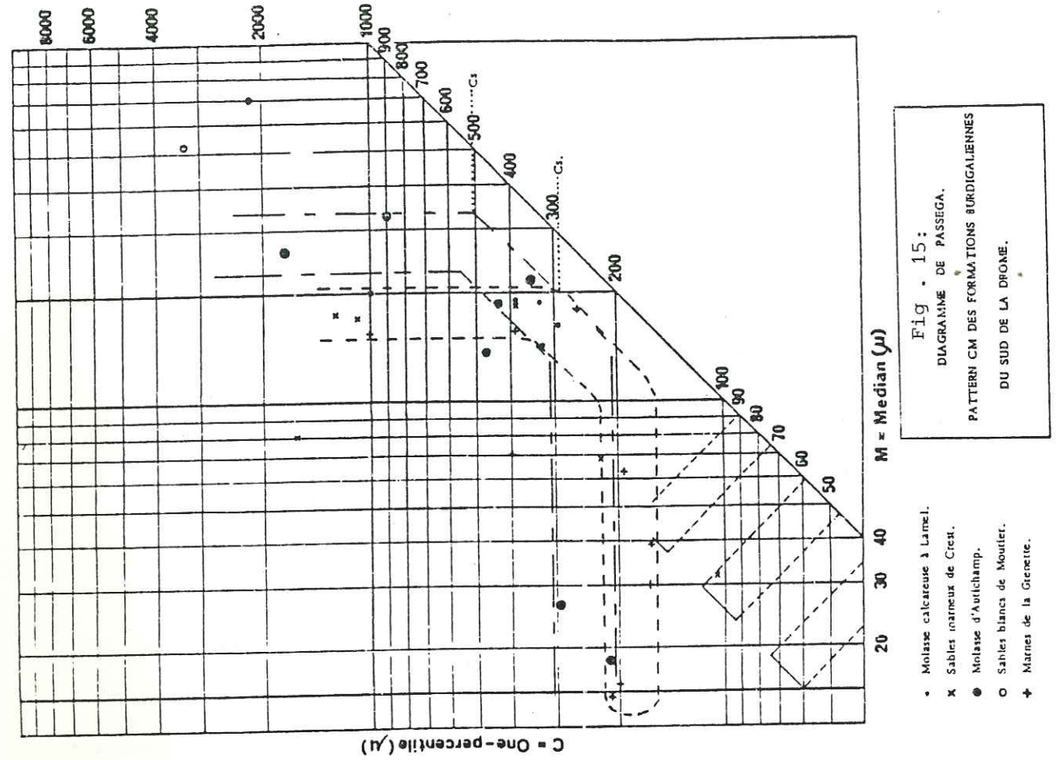


Fig . 15:
DIAGRAMME DE PASSEGA.
PATTERN CM DES FORMATIONS BURDIGALIENNES
DU SUD DE LA DROME.

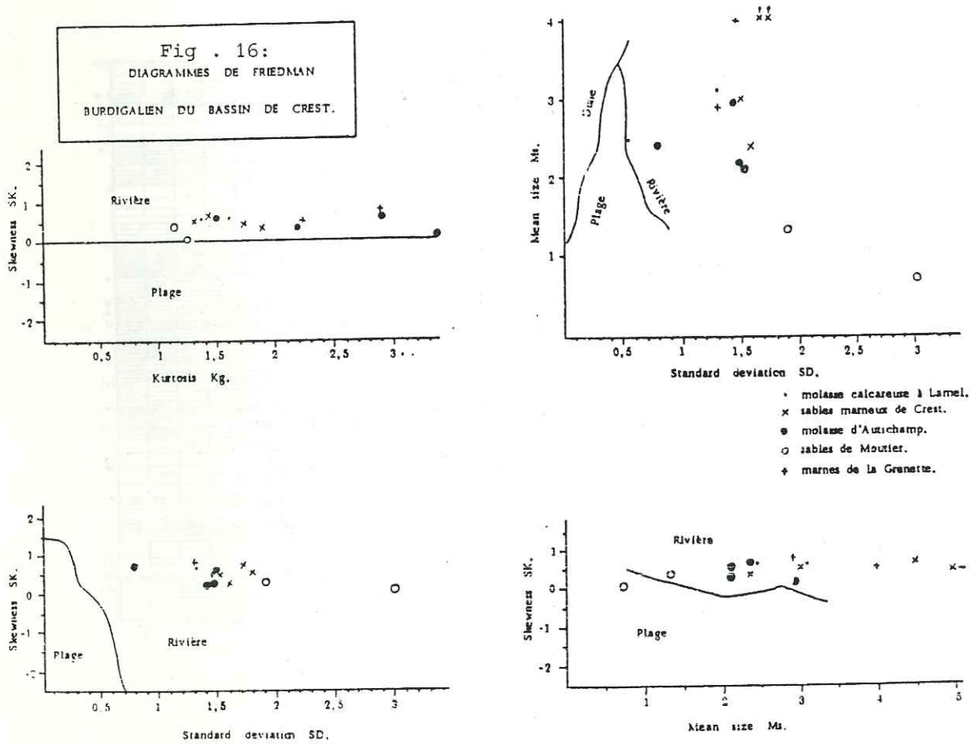


Fig . 16:
DIAGRAMMES DE FRIEDMAN
BURDIGALIEN DU BASSIN DE CREST.

TABLEAU 2 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES MARNES DE LA GRENETTE .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
B28	0,001	0,012	0,08	2,9	7,3	0,83					0,2	0,13	0,19
B8	0,12	0,175	0,2	0,4	1,3	0,78	2,9	1,3	0,75	2,86	0,24	1,67	2,68
B16	0,005	0,07	0,1	2,2	4,5	0,09					0,4	0,33	0,28
B7	0,039	0,063	0,08	0,5	1,43	0,78	4,0	1,47	0,56	2,21	0,19	0,44	0,61
B15		0,145									0,38	1,7	0,8
B27	0,008	0,15	0,19	2,3	4,8	0,08					1,0	0,56	0,22
B12	0,002	0,01	0,03	1,85	3,63	0,68					0,21	0,08	0,007
B6	0,002	0,04	0,085	2,6	6,1	0,13					0,16	0,17	0,29
B26	0,002	0,03	0,076	2,7	6,2	0,17					0,16	0,17	0,28

Le faciès parabolique comme l'asymétrie fortement négative résulte du mélange d'apports fins mal classés et d'apports plus grossiers bien classés.

d) **Le diagramme de PASSEGA** (fig. 15) révèle un dépôt de sédiments en partie transportés par suspension uniforme et en partie par suspension dégradée auxquels s'ajoute un petit nombre de grains roulés. La valeur Cs = 290μ indique une profondeur maximale de dépôt de 60 m.

e) **Les diagrammes de FRIEDMAN** (Fig. 16) soulignent le caractère fluviatile des marnes de la Grenette. Or ces marnes recèlent des fossiles marins. Cette contradiction apparente est très générale et se retrouve pour toutes les formations marines miocènes du bassin du Crest.

Ainsi, l'analyse granulométrique appliquée à des dépôts indubitablement marins permet de préciser le milieu de sédimentation, l'hydrodynamique du sédiment et l'agent de transport: dépôt immature de sédiments continentaux déposés dans un milieu calme.

L'importance de la masse détritique apportée au bassin miocène jointe à la subsidence, provoque un enfouissement et un tassement rapide des sédiments. Aussi la répartition granulométrique reflète plutôt le transport fluviatile du sédiment que le milieu marin de sédimentation.

f) **Les courbes de probabilité de VISHER** représentant la fraction supérieure à 0,06 mm des échantillons les plus grossiers (Fig. 14) mettent en évidence deux ou trois populations distinctes. Les échantillons B 27, B 16, B 8 présentent trois populations: traction, suspension et saltation (la mieux classée), et semblent caractéristiques de dépôt de plage marine.

Les échantillons B 26, B 6 et B 7 montrent deux populations: saltation et suspension. Ce sont plutôt des sables de type deltaïque.

La moitié supérieure (plus sableuse) des marnes de la Grenette correspond à un mélange de sédiments argileux et d'apports plus grossiers; elle se dépose en bordure du chenal burdigalien, en milieu faiblement agité.

g) Conclusion à l'étude granulométrique des marnes de la Grenette. Ce sont des sédiments immatures apportés par des rivières dans un milieu marin calme, lagune ou golfe peu profond, fermé et sans circulation.

III.2 - MORPHOSCOPIE DE LA FRACTION SABLEUSE (Tableau 3)

TABLEAU 3 :MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES MARNES DE LA GRENETTE .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
	0,125-0,315				0,315-0,500				0 500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
B8	64	33	3														64	33	3	
B7	64	36			60	40											62	38		
B5	64	36			56	44			36	52	12		44	56			50	47	3	
B12	84	17															84	17		
B26	70	30															70	30		

Résultats exprimés en pourcentages.

Les émoussés-luisants représentent plus de 30% du total, c'est une usure marine de plage ouverte. Or les marnes de la Grenette se sont déposées en milieu calme, cette usure n'a donc pu s'acquérir sur place. Aussi, le sédiment provient du remaniement des formations marines antérieures, sans doute du Crétacé supérieur. (Rappelons que les grains de quartz des grès calcaires albiens ont subi une usure marine de plage ouverte).

Les non-usés proviennent soit des mêmes formations gréseuses,, soit d'apports plus lointains, sans doute alpins.

III.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS:(Tableau 4)

TABLEAU 4 :MINERAUX LOURDS DE LA FRACTION SABLEUSE DES MARNES DE LA GRENETTE .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
B8	0,5	1	+	+	6	1,5	75				1			5,5		8	1	0,08
B12	0,5				49		43	+	0,5		2		+	3		+	1,5	0,3
B26	8,5				15	3	37		0,5		2,5		0,5	6		6	21	0,23

L'association minéralogique des marnes de la Grenette comporte:

- des minéraux résistants (tourmaline, zircon, monazite, anatase, rutile) et des silicates de métamorphisme (staurotide, disthène, andalousite) caractéristiques d'apports centraliens. Ils proviennent des formations crétacées de la couverture dauphinoise dont les sédiments sont issus du Massif Central;

- des grenats, des épidotes et des amphiboles (dont des glaucophanes) caractéristiques des zones internes des Alpes; ces minéraux sont les plus nombreux.

Le matériel détritique sableux des marnes de la Grenette provient des Alpes, des zones internes mais également des formations du Crétacé supérieur de la couverture dauphinoise elle -même initialement tributaire du Massif Central.

III.4 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX (Tableau 5)

Le complexe minéralogique argileux est constitué de montmorillonite et d'interstratifiés illite-montmorillonite (ces deux constituants, difficilement dissernables sur nos diagrammes, ont été quantifiés ensemble), d'illite et de chlorite bien cristallisées, et de kaolinite en faible quantité.

En général, l'illite et la chlorite sont des argiles héritées de roches mères (naissance par fragmentation) tandis que la montmorillonite et la kaolinite sont des argiles transformées par altération de la roche mère (naissance par pédogénèse).

TABLEAU 5 : MINERAUX ARGILEUX DES MARNES DE LA GRENETTE .

Echantillon	Montmorillonite + interstratifiés: Illite-montmoril.	Illite	Chlorite	Kaolinite
B28	50	50	Trace	
B7	60	40		Trace
B16	50	35	15	
B27	50	35	15	Trace
B12	50	40	10	
B6	55	30	15	Trace
B26	35	35	30	

Résultats exprimés en % .

L'origine allochtone de ces quatre minéraux argileux est évidente pour nos échantillons.

Les zones internes des Alpes sont riches en chlorite tandis que la couverture jurassico-crétacée de la zone dauphinoise est surtout pourvue en illite et dans une bien moindre proportion en montmorillonite et en kaolinite (la montmorillonite et l'interstratifié sont abondants dans les Terres Noires d'âge Bajocien supérieur à Oxfordien moyen du bassin vocontien : Phillipe ARTRU, 1972).

Le dépôt en milieu localement confiné a pu donner naissance à l'interstratifié illite-montmorillonite.

Les marnes de la Grenette ont donc bénéficié d'un héritage riche en montmorillonite, illite, chlorite et éventuellement en kaolinite. Le milieu étant confiné (sans circulation), une partie des illites a pu être transformée en interstratifié illite-montmorillonite ou même en montmorillonite.

III.5 - PALEOGEOGRAPHIE DES MARNES DE LA GRENETTE

Les marnes de la Grenette correspondent à des dépôts marins de milieu calme. Elles se sont déposées en bordure du bras de mer burdigalien, sans doute dans un golfe relativement fermé où les échanges avec le bras de mer (la mer ouverte) étaient réduits.

Les sédiments argileux auxquels se mêlent parfois des arrivées sableuses proviennent des formations jurassico-crétacées les plus occidentales (bordures du bras de mer) jusqu'aux schistes lustrés des Alpes internes.

IV - LES SABLES BLANCS DE MOUTIER

C'est un faciès détritique siliceux de sables grossiers, blanchâtres, à rares lits de galets calcaires, azoïques et légèrement marneux (G. DEMARCQ, 1962). Ces sables apparaissent localement dans le Burdigalien du Bassin de Crest: à Moutier, Dourille, Divajeu, Vaunaveys et Ourches.

A Moutier, où ils envahissent brutalement tout le Burdigalien marneux, ces sables présentent un litage oblique plan, très net. Les bancs, d'une épaisseur d'un mètre, sont inclinés de 10° vers le Nord; ils renferment des feuillets plan-parallèles, à granoclassement positif, toujours inclinés de 20° vers le Nord 340. Le sens du courant transporteur est du SSE vers le NNW (fig. 13).

IV.1 - GRANULOMETRIE (figure 17 et tableau 6)

TABLEAU 6 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SABLES DE MOUTIER .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
B33	0,08	0,7	1,2	1,9	3,8	0,19					2,2	8,1	0,85
B34	0,2	0,52	1,0	1,2	2,22	0,73	1,3	1,8	0,37	1,14	3,3	4,9	0,15
B1	0,17	0,63	2,05	1,8	3,4	0,9	0,7	3,04	0,05	1,23	29,0	8,5	-0,07

a) **Le classement médiocre** caractérise un dépôt en milieu deltaïque marin .

b) **L'asymétrie légèrement négative** indique un faible remaniement du sédiment après le dépôt.

c) **Les indices de Rivière** présentent un faciès parabolique caractéristique de dépôts par "excès de charge": dépôts fluviatiles ou de chenaux.

d) **Le diagramme de PASSEGA** indique que ce faciès est en grande partie constitué de grains transportés par roulement (fig.15).

e) **Les diagrammes de FRIEDMAN** (fig.16) révèlent un dépôt fluviatile.

f) **Les droites de probabilité de VISHER** (fig. 17) montrent, pour les deux échantillons étudiés une population en suspension importante, mal classée et une population de saltation mieux classée. La population, par roulement qui n'apparaît pas sur le diagramme ne dépasse pas 5% du sédiment.

Ces droites sont caractéristiques des sables de rivières.

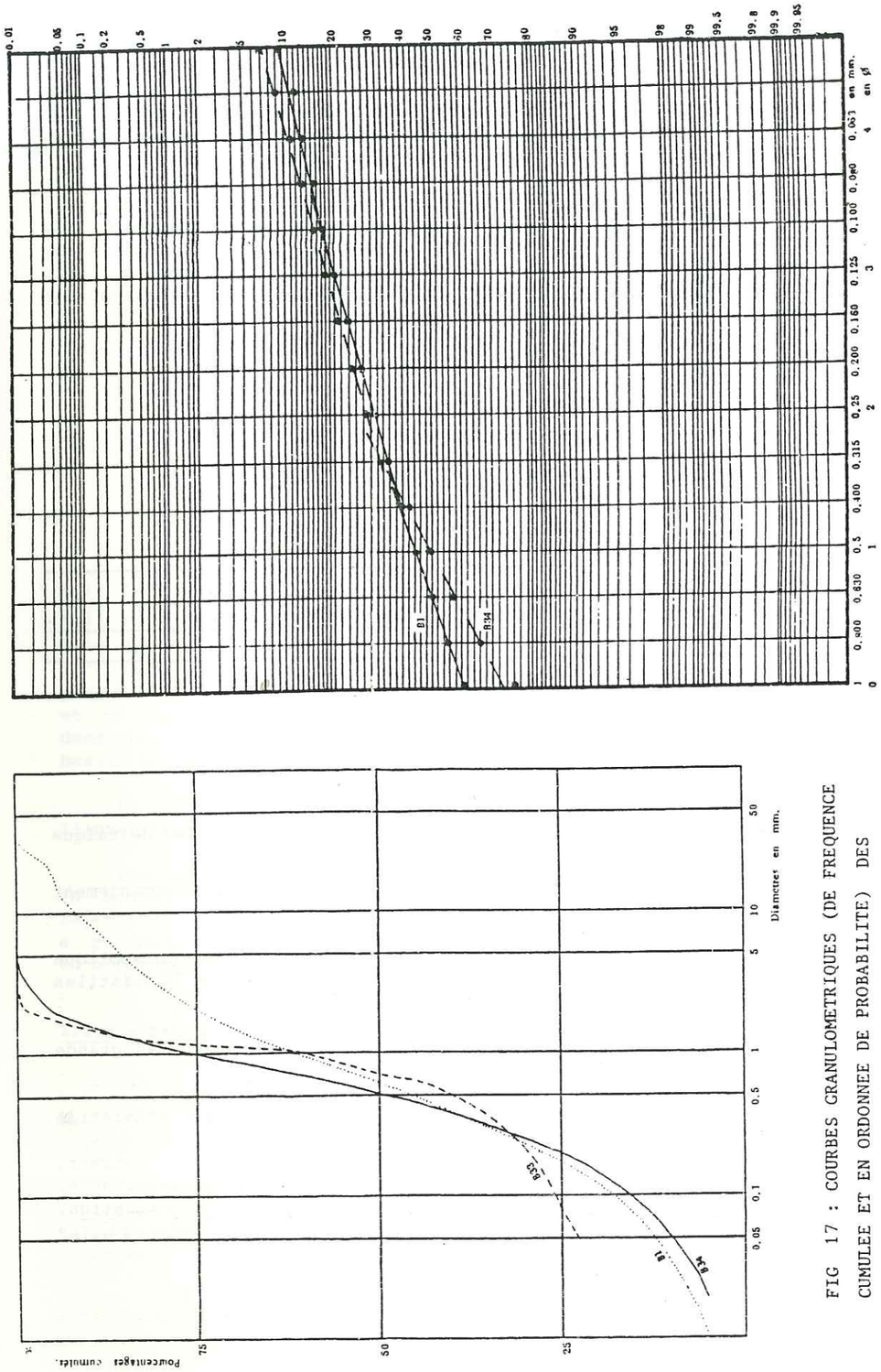


FIG 17 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES SABLES DE MOUTIER .

g) Conclusion à l'étude granulométrique des sables de Moutier. Ce sont des apports terrigènes, d'origine fluviatile. A Moutier, ce faciès correspond au dépôt d'un mini delta sous-marin.

IV.2 - MORPHOSCOPIE (tableau 7)

TABLEAU 7 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES SABLES DE MOUTIER .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.) 0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
B34	70	30			70	30			36	64			24	68	8		50	48	2	

Résultats exprimés en pourcentages .

Le fort pourcentage des émoussés-luisants (30% dans les fractions fines et plus de 60% dans les fractions grossières) traduit une usure importante de type marin ouvert.

Le sédiment est repris de formations marines antérieures, sans doute crétacées, puisque l'on retouve les proportions NU - EL des grès albiens.

IV.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (Tableau 8)

TABLEAU 8 : MINERAUX LOURDS DES SABLES DE MOUTIER .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
B34	5,5	23,0		1,5	10		31	0,5	0,5				1,5	12		12	2,5	0,06

L'association minéralogique des sables de Moutier comporte uniquement des minéraux résistants, des silicates de métamorphisme, des grenats et quelques épidotes.

On peut donc admettre que le matériel détritique de ces sables soit issu du rémaniement des formations crétacées situées au SSE (Les Baronnies).

IV.4 - PALEOGEOGRAPHIE DES SABLES DE MOUTIER

Les sables de Moutier sont constitués de matériaux arrachés aux formations gréseuses du substratum anté-miocène, probablement crétacées. Ils correspondent à des arrivées fluviatiles locales déposées en milieu marin.

Les sables observés au lieu-dit Moutier proviennent du SSE, certainement de la partie occidentale des Baronnies bordant le bras de mer burdigalien.

V - MOLASSE VERDÂTRE D'AUTICHAMP

Cette molasse gréseuse verdâtre affleure uniquement à Autichamp; elle repose directement sur un haut-fond de calcaires lacustres chattiens, érodés et percés de lithophages (G. DEMARCQ, 1962). Elle est plus ou moins litée, à bancs tantôt plus gréseux, tantôt plus calcaires; le ciment est toujours calcaire.

Echantillons	B 18	B 19	B 29	B 20	B 30	B 21	B 24
% CO_3^{--} total	15	54	26	44	14	17	28

Elle contient des Bryozoaires, des Pectinidés, des Moules internes de Lamellibranches, des Gastéropodes et des débris d'Huîtres: c'est un dépôt marin (G. DEMARCQ, 1970).

Cette molasse présente une stratification entrecroisée très nette. Chaque gouttière mesure quelques décimètres d'épaisseur et montre des feuillets toujours inclinés vers le Nord-Ouest. La multiplicité de ces figures emboitées les unes dans les autres indique un phénomène de divagation de chenaux. (fig.13 et photo: annexe 3).

V.1 - GRANULOMETRIE (figure 18 et tableau 9)

TABLEAU 9 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
B24	0,01	0,18	0,24	2,2	4,9	0,07					0,43	1,9	0,87
B21	0,16	0,21	0,24	0,3	1,21	0,9	2,4	0,78	0,68	2,87	0,34	1,9	1,73
B30	0,15	0,31	0,44	0,8	1,68	0,69	2,1	1,48	0,53	1,5	0,9	2,8	0,48
B20	0,11	0,13	0,2	0,45	1,35	1,3	2,9	1,42	0,23	3,38	0,46	1,6	0,29
B29	0,001	0,025	0,077	3,2	9,2	0,11					0,29	0,16	0,16
B19	0,17	0,25	0,36	0,6	1,45	0,97	2,13	1,43	0,29	2,16	1,7	2,7	0,03
B18	0,001	0,015	0,1	3,3	10	0,44					0,22	0,16	0,25

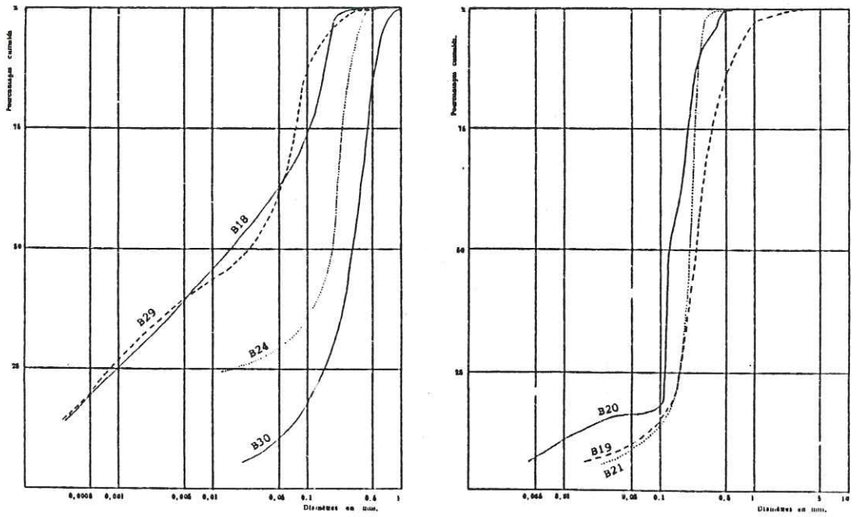
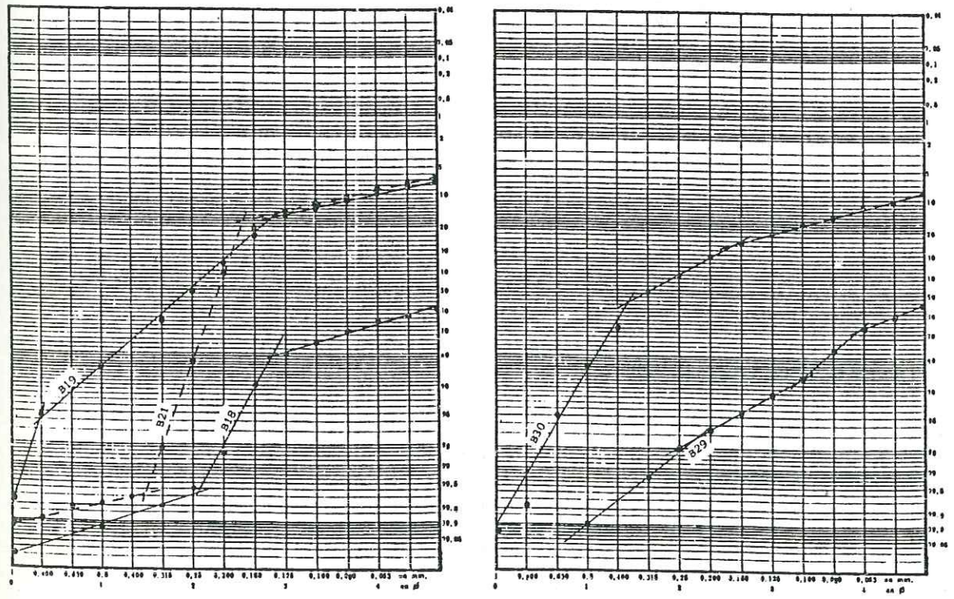


FIG 18 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP .



a) **Le classement** est très variable; les sédiments fins (B 18, B 24, B 29) sont mal classés, les autres plus grossiers sont mieux classés. Ceci caractérise des dépôts de chenaux.

b) **L'asymétrie légèrement négative** indique un milieu de dépôt relativement agité.

c) **Les indices de Rivière** présentent des faciès paraboliques et sublogarithmiques caractéristiques de dépôts par excès de charge: dépôts de chenaux ou d'embouchures.

d) **Le diagramme de PASSEGA (fig.15)** montre des dépôts de sédiments transportés par suspension uniforme et par suspension dégradée auxquels s'ajoutent des grains roulés. La profondeur maximale du dépôt est de 40 mètres.

e) **Selon les diagrammes de FRIEDMAN**, la répartition granulométrique de la molasse d'Autichamp reflète une origine fluviatile du sédiment (fig.16).

f) **Les droites de probabilité de VISHER (fig. 18)** montrent, pour les échantillons B 18 et B 21, trois populations caractéristiques de dépôts d'embouchures; les trois autres droites B 19, B 29 et B 30 correspondent plutôt à des dépôts fluviatiles.

g) **Conclusion à l'étude granulométrique de la molasse d'Autichamp**
Cette molasse gréseuse s'est déposée en milieu marin peu profond et agité. C'est un dépôt de chenaux de marées dans un contexte deltaïque.

V.2 - MORPHOSCOPIE (tableau:10)

TABLEAU 10 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
	0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
B21	60	40			57	43			52	48			56	40	4		56	43	1	

Résultats exprimés en pourcentages .

Ces grains de quartz ont subi une usure de type marin. Cette usure est soit acquise sur place, soit héritée.

Quelques grains sont recouverts d'un mince enduit ferrugineux. Le sédiment aurait subi une oxydation à l'air, lors d'émersions passagères.

V.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (tableau:11)

TABLEAU 11 : MINERAUX LOURDS DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon
B21	0,5	2,5		0,5	50	3	32		1		1		0,5	5	2	2	

L'association minéralogique de cet échantillon est à base de minéraux alpins: épidote, grenat, glaucophane. Les silicates de métamorphisme et les minéraux résistants sont moins nombreux.

Le matériel détritique de la molasse d'Autichamp provient en grande partie des zones internes des Alpes.

V.4 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX (tableau:12)

TABLEAU 12 : MINERAUX ARGILEUX DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP .

Echantillon	Montmorillonite + interstratifiés: Illite-montmoril.	Illite	Chlorite	Kaolinite
B29	40	40	20	Trace
B18	40	50	10	

Résultats exprimés en pourcentages .

Les constituants minéralogiques argileux de la molasse d'Autichamp sont la montmorillonite et l'interstratifié illite-montmorillonite (peu abondant), l'illite, la chlorite et à l'état de trace la kaolinite.

L'héritage est le phénomène majeur. La chlorite provient des zones internes des Alpes (schistes métamorphiques de la zone piémontaise); la montmorillonite, l'interstratifié illite-montmorillonite (abondants dans les Terres Noires du Bassin vocontien), l'illite et la kaolinite proviennent de la couverture dauphinoise des zones externes.

V.5 - PALEOGEOGRAPHIE DE LA MOLASSE D'AUTICHAMP

La molasse d'Autichamp constituée en grande partie de matériaux alpins (principalement de la zone piémontaise, mais également de la couverture dauphinoise) s'est déposée en milieu peu profond (de 0 à 40 mètres) et agité, sur un haut-fond de calcaires blancs chattiens. Ce paléo-relief a provoqué une réduction locale de la sédimentation.

Cette formation présente une alternance de lits gréseux (apports détritiques importants, de type deltaïque) et des lits de calcaires organogènes. Il semblerait donc que les organismes constructeurs aient trouvé, sur le haut-fond d'Autichamp, un milieu favorable à leur développement.

VI - LES SABLES MARNEUX DE CREST

Les sables marneux de Crest constituent l'ensemble du Burdigalien entre Moutier et la Rochette.

Ces sables marneux souvent fins, sont gris-jaunâtre, plus ou moins lités localement glauconieux et micacés. Ils renferment quelques rares fossiles: Pectinidés, moules internes de Lamellibranches (G. DEMARCQ, 1962). Ils sont peu consolidés, peu calcareux.

Echantillons	B 10	B 3	B 32	B 11	B 4	B 13	B 14
% CO_3^{--} total	28	4	23	69	31	21	8

A la colline de Divajeu, le sommet de ces sables montrent de nombreux ripple-marks. Sachant que ceux-ci sont allongés perpendiculairement à la direction du courant et que leur flanc raide est situé à l'aval - courant, on en déduit le sens moyen du courant transporteur: WSW - ENE. (fig.13)

Ces sables sont localement envahis par un faciès plus grossier type sables de Moutier (Divajeu, Moutier, Dourille).

VI.1 - GRANULOMETRIE (Figure 19 et tableau 13)

TABLEAU 13 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SABLES MARNEUX DE CREST .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
B14	0,014	0,032	0,053	1,0	1,94	0,72	5,37	1,75	0,51	1,29	0,11	0,22	0,58
B13	0,083	0,165	0,23	0,7	1,67	0,69	3,03	1,5	0,47	1,7	1,2	1,73	-0,3
B4	0,13	0,2	0,34	0,7	2,7	0,4	2,4	1,58	0,29	1,84	1,0	2,29	0,14
B11	0,01	0,16	0,32	2,5	5,7	0,12					1,15	2,43	0,15
B32	0,005	0,08	0,12	2,4	5,11	0,08					1,6	0,29	0,06
B3	0,01	0,068	0,09	0,9	3,0	0,19	4,5	1,7	0,67	1,39	0,22	0,4	0,55
B10	0,077	0,18	0,22	0,8	1,69	0,52					0,39	1,7	0,79

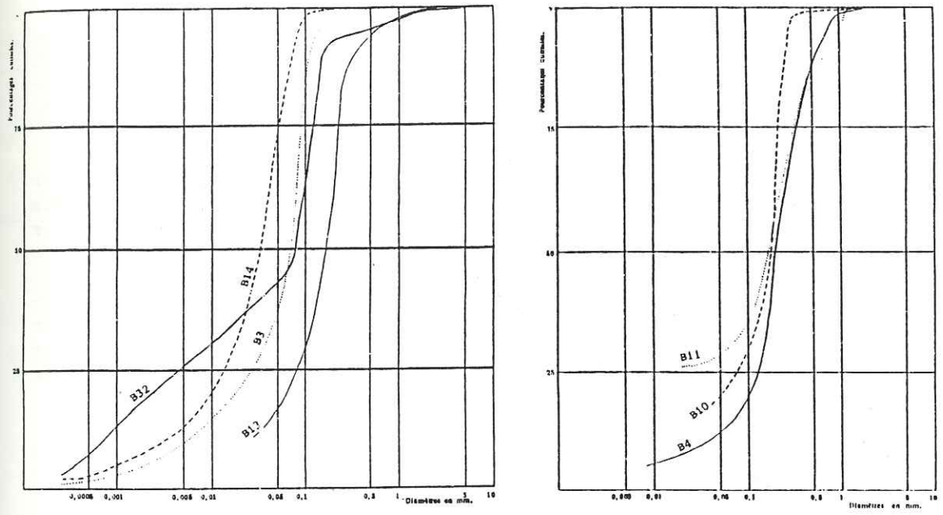
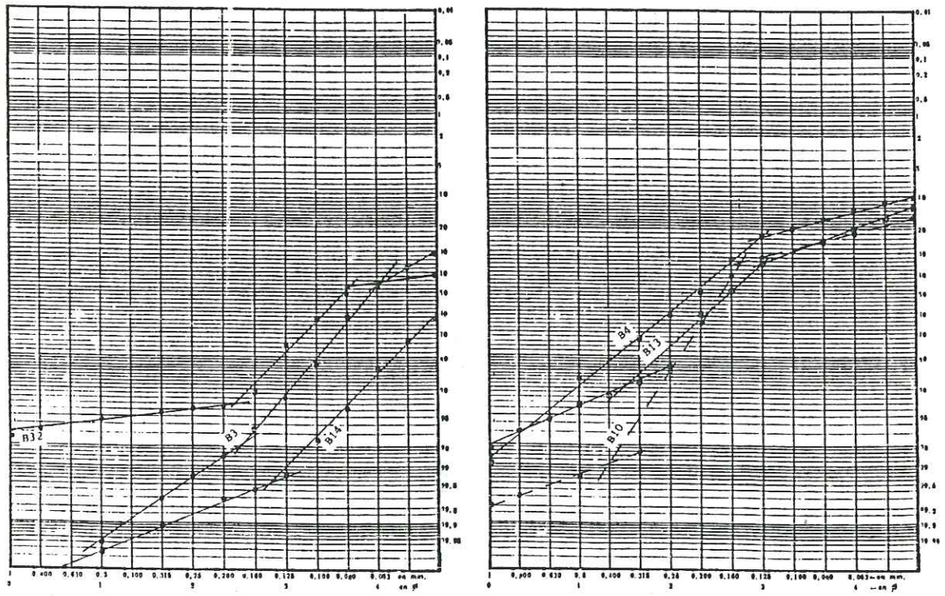


FIG 19 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES SABLES MARNEUX DE CREST .



a) **Le classement** varie selon les échantillons; plus la granulométrie est grossière (B 13, B 10, B 4), meilleur est le classement. Toutefois, celui-ci reste modeste et caractérise un milieu de dépôt de faible énergie.

b) **L'asymétrie** est toujours négative. La mauvaise répartition du classement résulte soit d'un léger remaniement après le dépôt (B 10, B 13, B 14), soit de l'immaturité du sédiment provenant du mélange de silts et argiles mal classés et de sables bien classés (B 3, B 4, B 11, B 32).

c) **Les indices de RIVIERE** présentent des faciès sublogarithmiques. Ceux-ci apparaissent comme le terme ultime de l'évolution de sédiments transportés par des courants et déposés par excès de charge ou par cessation des turbulences.

d) **Le diagramme de PASSEGA** (fig. 15) montre des sédiments transportés par suspension uniforme et par suspension dégradée auxquels s'ajoutent des grains transportés par roulement. Les échantillons B 32, B 11 et B 13 sont constitués, en grande partie, de grains transportés par roulement. La profondeur de dépôt est de l'ordre de 50 mètres.

e) **Les diagrammes de FRIEDMAN** (fig. 16) révèlent l'origine fluviatile du matériel détritique constituant les sables marneux de Crest.

f) **Les droites de probabilités de VISHER** (fig. 19) montrent trois populations distinctes: traction, saltation et suspension. La population de saltation est toujours la plus importante et la mieux classée. Ces droites caractérisent des dépôts mal triés de type sable deltaïque.

g) **Conclusion à l'étude granulométrique des sables marneux de Crest.** Ces sables marneux résultent du mélange d'apports variés. Les sédiments transportés par des courants (certains par des courants marins, d'autres par des rivières) se déposent par cessation des turbulences dans un milieu marin calme.

VI.2 - MORPHOSCOPIE (Tableau 14)

TABLEAU 14 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES SABLES DE CREST .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
	0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
B10	60	40			50	50											55	45		
B14	75	25															75	25		

Résultats exprimés en pourcentages .

Le fort pourcentage d'émoussés-luisants traduit une usure importante de type marin ouvert, certainement héritée de la reprise de formations marines crétacées.

Les non-usés peuvent provenir d'autres formations, telles que celles des Alpes internes.

VI.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (Tableau 15)

TABLEAU 15 : MINERAUX LOURDS DES SABLES MARNEUX DE CREST .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
B10	0,5	1,5		1,5	22	5,5	43	0,5			2		7	4,5		10	2	0,4

L'association minéralogique des sables de Crest comporte des minéraux résistants, des silicates de métamorphisme et des minéraux alpins. Ces sables résultent du mélange d'apport provenant des Alpes internes et du remaniement des formations crétacées de bordure du bras de mer burdigalien.

VI.4 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX (Tableau 16)

TABLEAU 16 : MINERAUX ARGILEUX DES SABLES MARNEUX DE CREST .

Echantillon	Montmorillonite + interstratifiés: Illite-montmoril.	Illite	Chlorite	Kaolinite
B14	60	25	15	Trace
B32	50	20	30	
B3	50	30	20	Trace

Résultats exprimés en pourcentages .

Le complexe minéralogique argileux est constitué de montmorillonite, d'interstratifié illite-montmorillonite (en faible quantité), d'illite, de chlorite et à l'état de trace de kaolinite. Il est principalement hérité des assises jurassico-crétacées les plus occidentales(bordures du chenal burdigalien) jusqu'aux schistes métamorphiques des régions internes des Alpes.

VI.5 - PALEOGEOGRAPHIE DES SABLES MARNEUX DE CREST

Les sables marneux de Crest sont constitués du mélange de matériaux alpins (des zones internes) et de matériaux arrachés aux formations crétacées de la couverture dauphinoise.

Ils résultent d'une sédimentation de comblement littoral en milieu calme.

Des arrivées locales fluviatiles, provenant du remaniement des grès calcaires du Crétacé supérieur, envahissent localement les sédiments transportés par les courants marins.

VII - MOLASSE CALCAREUSE À LAMELLIBRANCHES

Cette molasse dure, grisâtre ou jaunâtre, localement glauconieuse, forme le sommet du Burdigalien. C'est un banc peu épais (2 à 8 m) contenant de nombreux fossiles: des Pectinidés, des débris d'Huîtres, des Bryozoaires de nombreux moules internes de Lamellibranches et quelques fragments de bois fossile (Divajeu).

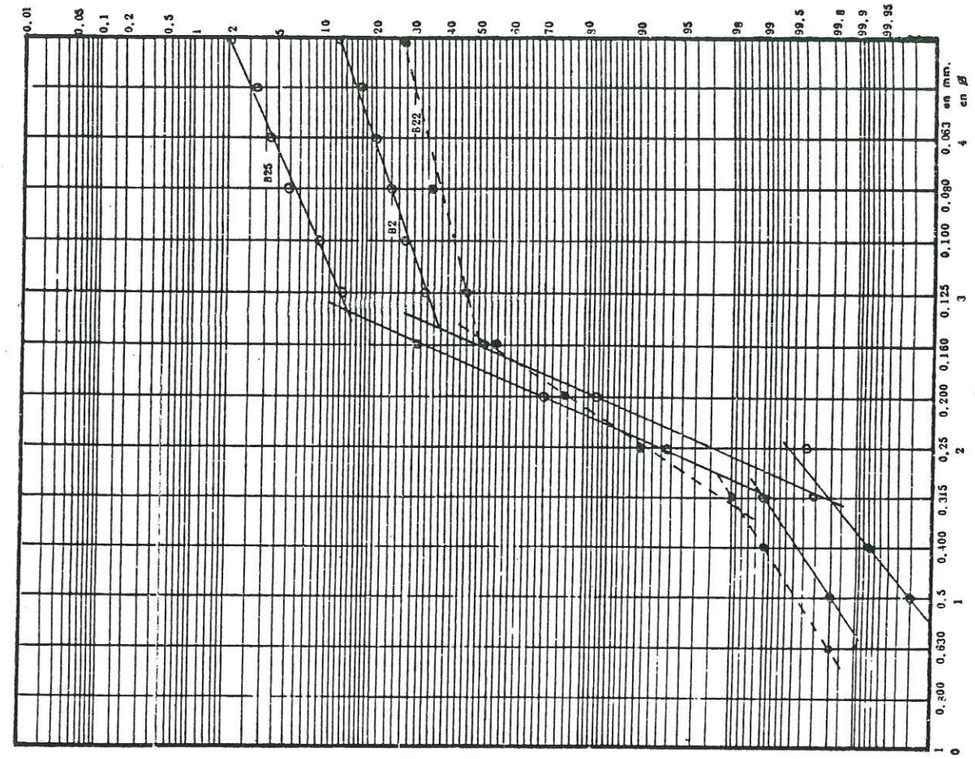
Dans la région des Gilles, elle renferme de nombreux galets calcaires et graviers de quartz (G. DEMARCQ, 1962). Partout la teneur en calcaire (principalement d'origine organogène) est importante.

Echantillons	B 2	B 17	B 22	B 23	B 25
% total CO_3^{--}	81	60	55	33	48

VII.1 - GRANULOMETRIE (Figure 20 et tableau 17)

TABLEAU 17 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DE LA MOLASSE CALCAREUSE A LAMELLIBRANCHES .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
B25	0,14	0,18	0,21	0,25	1,2	0,92	2,5	0,52	0,58	1,36	0,32	1,7	1,22
B23		0,18									0,38	2,08	1,54
B22	0,01	0,14	0,2	2,1	4,5	0,1					0,32	1,6	1,03
B2	0,09	0,16	0,2	0,6	1,5	0,7	3,13	1,27	0,63	1,57	0,28	1,51	1,12



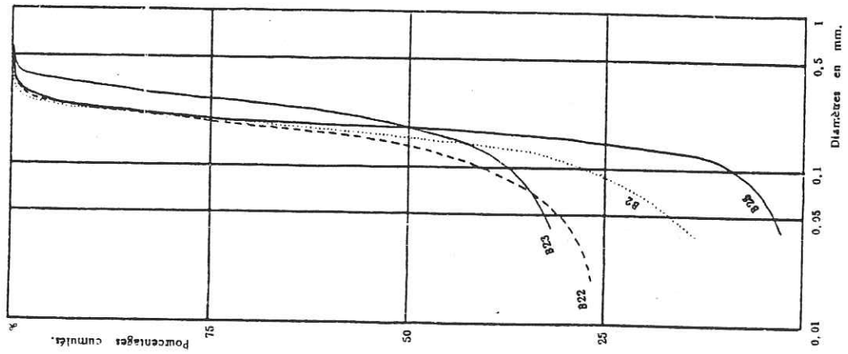


FIGURE 20 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DE LA MOLASSE CALCAREUSE A LAMELLIBRANCHES .

18 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

a) **Le classement** varie selon les échantillons; B 2 et B 25 sont très bien classés; B 22 et B 23 le sont moins et présentent une fraction fine (inférieure à 0,05 mm) importante. Ceci caractérise des dépôts de chenaux avec des zones agitées et d'autres plus calmes.

b) **L'asymétrie** est négative. Il y a mauvaise répartition du sédiment due à un remaniement après son dépôt.

c) **Les indices de RIVIERE** présentent des faciès paraboliques et ultra-paraboliques correspondant à des dépôts de courants déposés par excès de charge.

d) **Le diagramme de PASSEGA** montre un sédiment transporté en suspension auquel s'ajoutent des grains roulés d'un diamètre inférieur à 1 mm (fig. 15).

e) **Selon les diagrammes de FRIEDMAN**, la répartition granulométrique de cette molasse est de type fluviatile (Fig. 16).

f) **Les droites de probabilité de VISHER (Fig. 20)** présentent trois populations: une population tractée et une population en suspension toutes deux mal classées, et une population de saltation importante et bien classée. Elles caractérisent un sédiment marin, peu profond et agité: sables de la zone des vagues.

g) **Conclusion à l' étude granulométrique de la molasse calcareuse à Lamellibranches.** C'est un sédiment plus ou moins grossier, déposé par excès de charge, dans un milieu marin peu profond et agité.

VII.2 - MORPHOSCOPIE

Echantillon	Fraction étudiée (en mm) 0,125 - 0,315			
	NU	EL	AL	RM
B 25	70	27	3	0

L'usure des grains est assez prononcée pour une fraction fine. Elle est de type marin agité.

VII.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (Tableau 18)

L'association minéralogique de l'échantillon étudié est à base de minéraux alpins: épidotes, grenats, glaucophanes . Les silicates de métamorphisme et les minéraux résistants sont peu nombreux.

De plus, l'analyse des galets calcaires au sein de cette molasse, indique qu'une partie des apports provient des formations calcaires crétacées.

Le matériel détritique de la molasse calcareuse à Lamellibranches provient en partie des Alpes internes et en partie du remaniement des formations crétacées.

TABLEAU 18 : MINERAUX LOURDS DE LA MOLASSE CALCAREUSE A LAMELLIBRANCHES .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
B25	2,5	1,5		3	46	9	21	1	1					1		10	4	0,65

VII.4 - PALEOGEOGRAPHIE DE LA MOLASSE CALCAREUSE A LAMELLIBRANCHES

La molasse calcareuse à Lamellibranches constitue, presque partout, le sommet du Burdigalien; cela implique que les conditions et le milieu de dépôt étaient devenus les mêmes sur l'ensemble de la région étudiée.

Cette molasse est constituée d'apports provenant en partie des Alpes internes, et en partie du remaniement des massifs calcaires anté-miocènes bordant le bras de mer burdigalien. Ce matériel détritique se dépose dans un milieu peu profond et très agité, il est aussitôt remanié et étalé par les vagues et les courants.

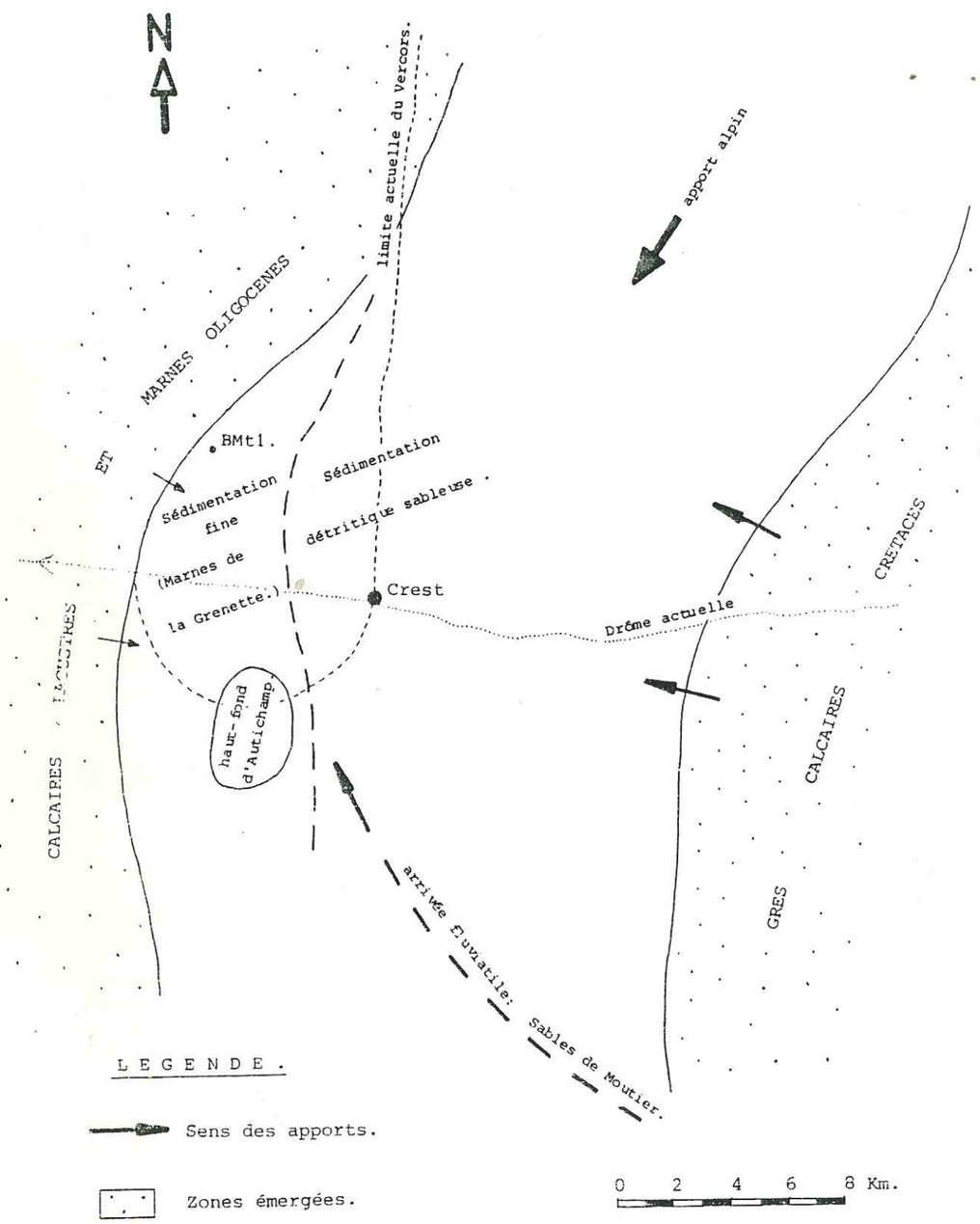
CONCLUSION À L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES FORMATIONS BURDIGALIENNES

La transgression burdigalienne, venant du Sud, progresse dans le bassin de Crest sur un substratum calcaire chattien complexe, aux hétérogénéités structurales multiples (G. DEMARCQ, 1962).

Cette disposition topographique du fond sous-marin détermine les modes de sédimentation et intervient dans la paléo-courantologie et la répartition des biocénoses. L'importance des courants est en effet manifeste, ceux-ci interviennent constamment pour répartir plus ou moins loin et plus ou moins vite les matériaux apportés par les fleuves (nombreux sont les passages latéraux et les variations de faciès). Il convient de noter que les courants mesurés sur les figures sédimentaires se répartissent dans toutes les directions, et ne permettent pas ou rarement de déterminer l'origine du matériel détritique.

Dans l'ensemble les dépôts burdigaliens sont plus grossiers et plus calcaires que ceux de l'Oligocène terminal saumâtre. L'alimentation alpine, déjà réalisée à l'Aquitanien dans le Nord-Est de notre région (G. LATREILLE, 1969) se poursuit au Burdigalien.

FIG 21 : SCHEMA DE LA SEDIMENTATION BURDIGALIENNE DANS LE BASSIN DE CREST .



La configuration du bras de mer burdigalien et l'histoire de la sédimentation dans le bassin de Crest peuvent être résumées ainsi (fig. 21):

- la côte occidentale formée par les calcaires lacustres chattiens, borde une région assez plate aux apports fluviatiles restreints. Au Nord de l'actuelle vallée de la Drôme, cette côte est constituée par les marnes oligocènes de la bordure de la "fosse de Valence" (au sondage de Montoison BMt1, les argiles silteuses bleues burdigaliennes reposent directement sur les marnes oligocènes).

Sur cette bordure occidentale, la sédimentation est en grande partie marneuse (marnes de la Grenette);

- la côte orientale est constituée de formations crétacées au relief plus accentué. Les arrivées détritiques fluviatiles sont plus abondantes (faciès des sables de Moutier).

A ces sédiments d'origine locale viennent se mêler, en fort pourcentage, des matériaux d'origine alpine. Ceux-ci viennent probablement de la répartition par les courants marins de l'ensemble du détritique apporté par les torrents descendant des Alpes dans la région de Grenoble (G. LATREILLE, 1969).

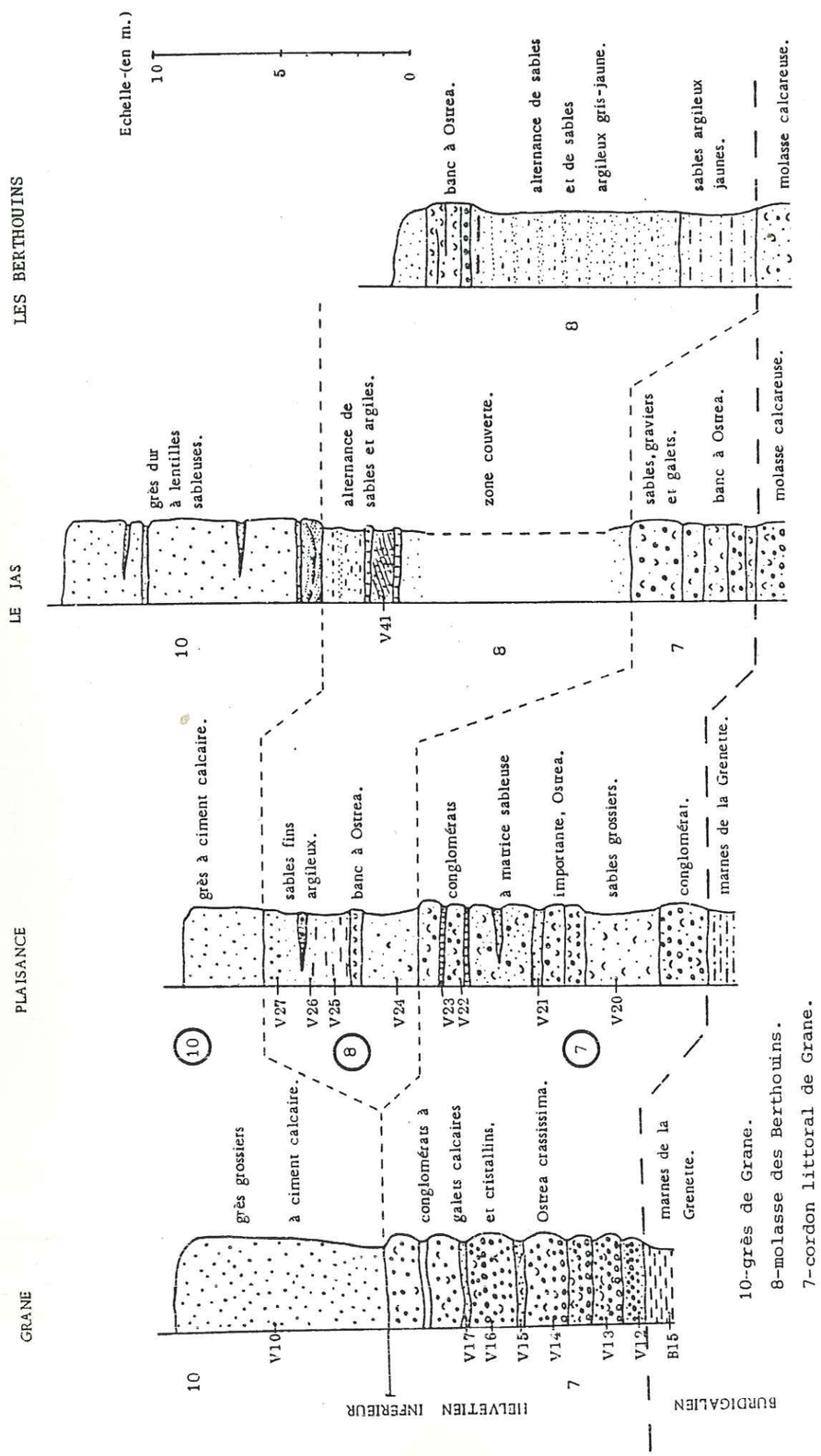


Fig.22: COLONNES STRATIGRAPHIQUES DE L'"HELVETIEN" AU SUD DE LA DROME.

CHAPITRE IV

LE MIOCENE MOYEN ET SUPERIEUR MARIN OU "VINDOBONIEN"

INTRODUCTION

La mer envahit progressivement l'ensemble de la plaine de Valence. Le Massif Central, les collines d'Etoile et de Marsanne constituent son rivage occidental, tandis que le rivage oriental doit être sensiblement le même qu'au Burdigalien (G. DEMARCQ, 1962).

Ces dépôts marins s'étagent de l'Helvétien (Langhien + Serravallien) au Tortonien inférieur, ils représentent la grande majorité des dépôts miocènes de notre région.

Le faciès étant uniquement sableux, ces deux étages sont difficilement dissociables l'un de l'autre, aussi est-il commode d'utiliser dans de pareil cas, ainsi que le préconisent les résolutions du colloque de Vienne (1962), le terme de "Vindobonien".

I - STRATIGRAPHIE DU VINDOBONIEN DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST

Les formations du Vindobonien sont moins variées, beaucoup plus épaisses (environ 250 mètres) et beaucoup moins fossilifères que celles du Burdigalien.

On distingue, dans cette série, les trois ensembles suivants (G. DEMARCQ, 1959):

- Sables et Grès stériles de Chabrillan (200 mètres environ)	Tortonien inf. (50 m) Serravalien (150 m) "Helvétien sup."
- Grès de Grane (5 à 15 m) - Sables marneux et molasse des Berthouins à Ostrea crassissima (30 à 60 m)	Langhien "Helvétien inf. et moyen"

L'extension, l'épaisseur et la répartition de ces différents faciès sont données par deux cartes géologiques (fig. 2 et 9), différentes colonnes stratigraphiques (fig. 22 et 23) et une coupe W.E (fig. 25).

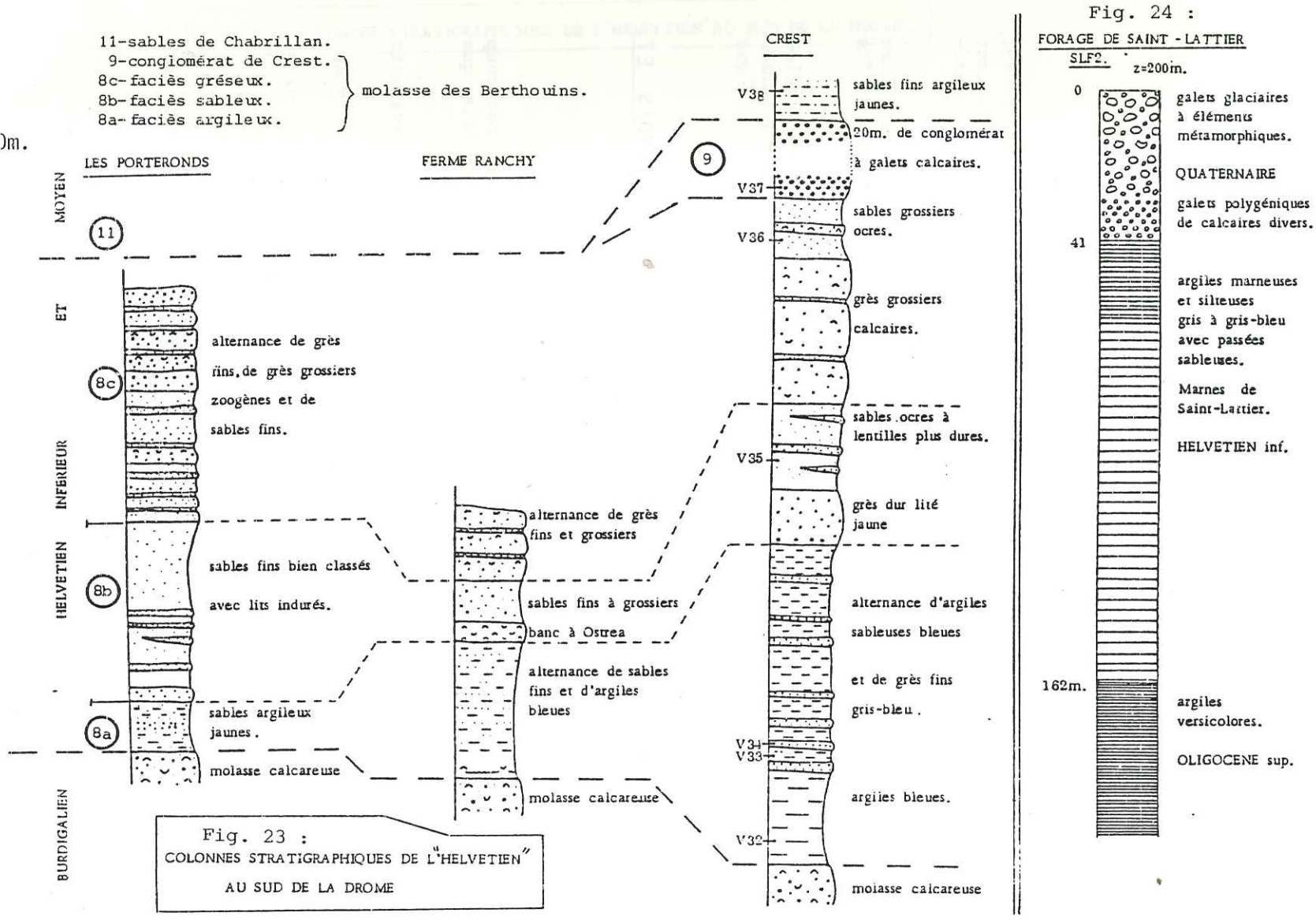


Fig. 23 :
COLONNES STRATIGRAPHIQUES DE L'"HELVETIEN"
AU SUD DE LA DROME

Fig. 24 :
FORAGE DE SAINT-LATTIER
SLF2. z=200m.

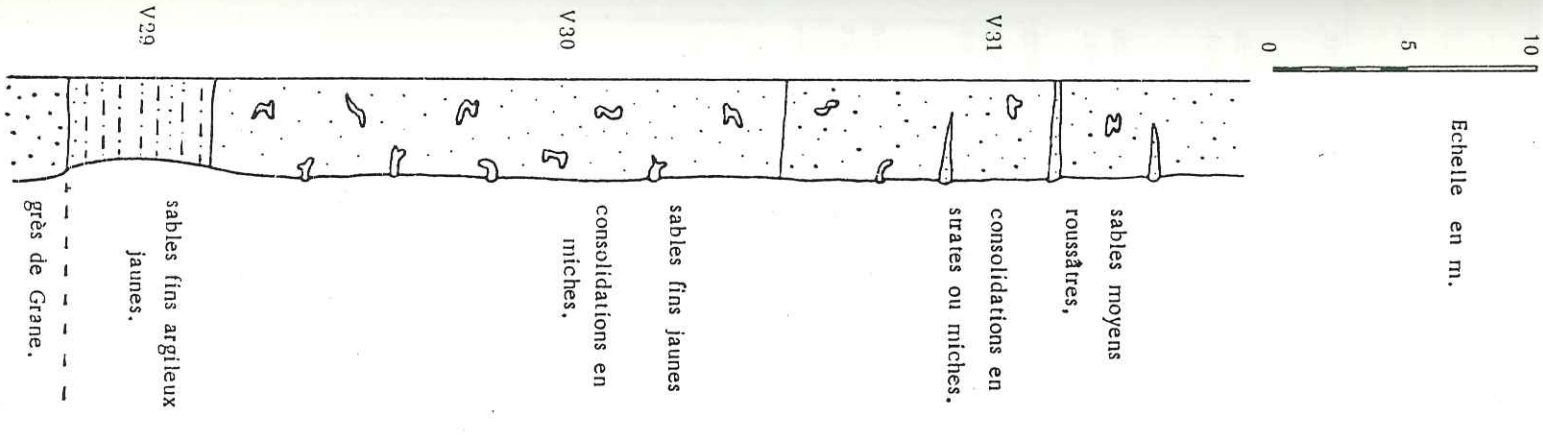
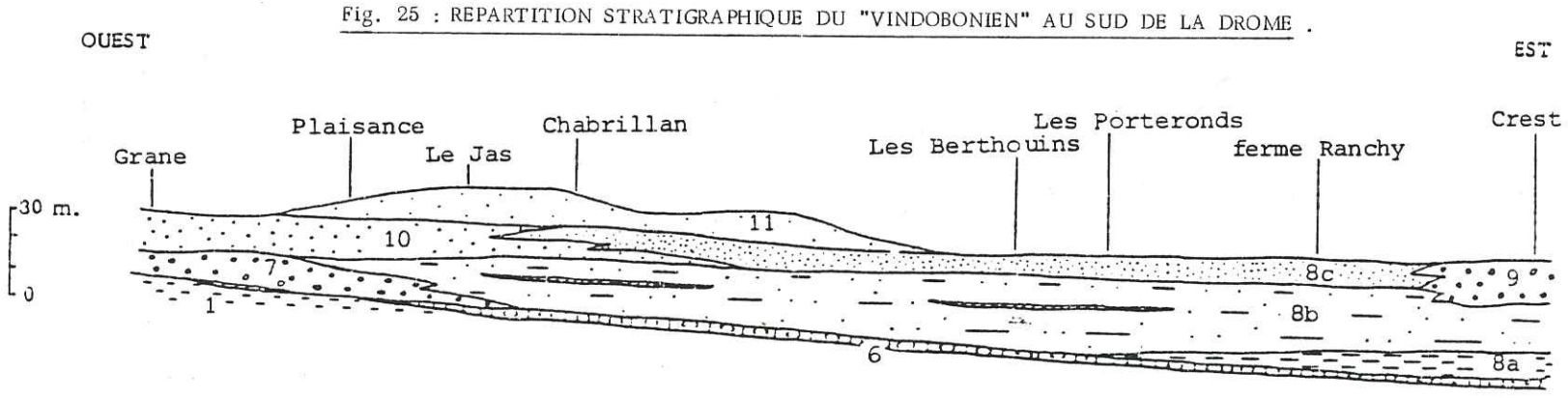


Fig. 26 :
COLONNE STRATIGRAPHIQUE DES SABLES DE CHABRILLAN.
(à Chabrillan).

Fig. 25 : REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DU "VINDOBONIEN" AU SUD DE LA DROME .



VINDOBONIEN
11-sables de Chabrillan.
10-grès de Grane.
9-conglomérat de Crest.
8c-faciès gréseux.
8b-faciès sableux+banc à O.crassissima
8a-faciès argileux.
7-cordon littoral de Grane.
} molasse des Berthouins.

BURDIGALIEN
6-molasse calcareuse à Lamellibranches.
2-marnes de la Grenette.

II - SABLES MARNEUX ET MOLASSES DES BERTHOUINS À OSTREA CRASSISSIMA

Les faciès de cet ensemble sont encore très variés. On note, au sein de cette formation à dominante sableuse, la présence d'arrivées conglomératiques que l'on étudiera dans le paragraphe suivant.

II.1 - LES FORMATIONS FINES: ARGILEUSES, SABLEUSES ET GRESEUSES

Ce sont des sables marneux, jaunâtres ou grisâtres, souvent micacés.

A la base de la molasse des Berthouins se différencient de vastes passées de marnes sableuses jaunes (les Berthouins, les Porteronds) ou gris bleuté (ferme Ranchy, Crest).

Au-dessus s'observent des sables fins à grossiers, plus ou moins consolidés avec localement, un banc de grès à Ostrea crassissima.

Une molasse jaune hétérogène, à banc siliceux ou calcareux couronne cette série. Elle est riche en débris de Bryozoaires, Pectinidés, Huîtres : Ostrea granensis et Ostrea crassissima et moules internes de Lamellibranches (G. DEMARCQ, 1962).

Dans ces trois faciès, le pourcentage de carbonate est assez élevé. Dans certains lits sableux ou gréseux, ce fort pourcentage est dû à la présence de nombreuses coquilles.

Faciès argileux

Echant.	V 7	V 8	V 24	V 46	V 32	V 33	V 34
Total % CO_3^{--}	17	20	0	36	33	11	22

Faciès sableux

Echant.	V 35	V 49	V 25	V 26	V 36	V 45	V 48
Total % CO_3^{--}	13	12	15	80	38	25	11

Faciès gréseux

Echant.	V 19	V 27	V 41	V 43	V 47
Total % CO_3^{--}	27	40	12	54	41

Vers le N-E, le Langhien se réduit fortement : 6 mètres à la Baume Cornillane.

Plus au Nord, dans la région de Romans, il est constitué de 100 à 150 mètres de marnes argileuses grises, bleutées ou jaunâtres, plus ou moins sableuses: les marnes de Saint-Lattier (G. DEMARCQ, 1959). Dans notre région, elles ne sont connues que par sondage et reposent directement sur l'Oligocène (Fig. 24).

A Crest, Le Jas., Colombier, Ranchy, Picy et Divajeu, s'observe au sein de la molasse des Berthouins, une structure entrecroisée très nette. Le sens général du courant déterminé d'après les ripple-marks les lamines et les flutes est souvent S - N (Fig. 13).

II.1.1 - Granulométrie (Figure 27 et tableau 19)

FACIES	ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\bar{X}$	N
GRESEUX	V47	0,147	0,165	0,24	0,6	1,5	0,94	2,77	1,62	0,35	2,57	1,4	1,86	0,29
	V41	0,16	0,22	0,26	0,4	1,27	0,86	2,36	0,85	0,52	1,79	0,42	2,0	0,97
	V27	0,061	0,12	0,18	0,8	1,72	0,76					0,34	1,26	0,19
	V19	0,18	0,26	0,42	0,6	1,53	1,12	2,0	1,21	0,16	1,6	1,35	2,69	0,13
SABLEUX	V48	0,13	0,24	0,3	0,6	1,52	0,68	2,53	1,45	0,66	1,98	0,44	2,12	1,14
	V45	0,3	0,41	0,65	0,65	1,52	1,06	1,37	1,63	0,26	0,34	16,0	4,8	0,19
	V36	0,06	0,11	0,18	0,75	1,73	0,89	3,53	1,81	0,54	1,96	0,46	1,3	-0,03
	V26	0,015	0,028	0,036	0,6	1,55	0,69					0,09	0,2	0,63
	V25	0,001	0,004	0,01	1,9	3,9	0,51					0,06	0,04	-0,001
	V49	0,002	0,011	0,024	1,8	3,5	0,39					0,1	0,08	0,15
	V35	0,075	0,12	0,18	0,6	1,55	0,91	3,16	1,02	0,38	1,23	0,32	1,26	0,4
ARGILEUX	V34		0,12	0,24								0,44	1,83	0,67
	V33	0,029	0,055	0,072	0,65	1,57	0,69	4,6	1,45	0,62	1,67	0,16	0,4	0,6
	V32	0,003	0,012	0,022	1,5	2,7	0,46					0,095	0,08	0,2
	V46	0,015	0,018	0,042	2,4	1,7	1,94					0,14	0,08	0,2
	V24	0,086	0,11	0,17	0,5	1,43	1,14	3,2	1,3	0,3	2,5	0,8	1,35	-0,36
	V8		0,06	0,16								0,4		
	V7		0,16	0,27								0,64	2,19	0,38

TABLEAU 19 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

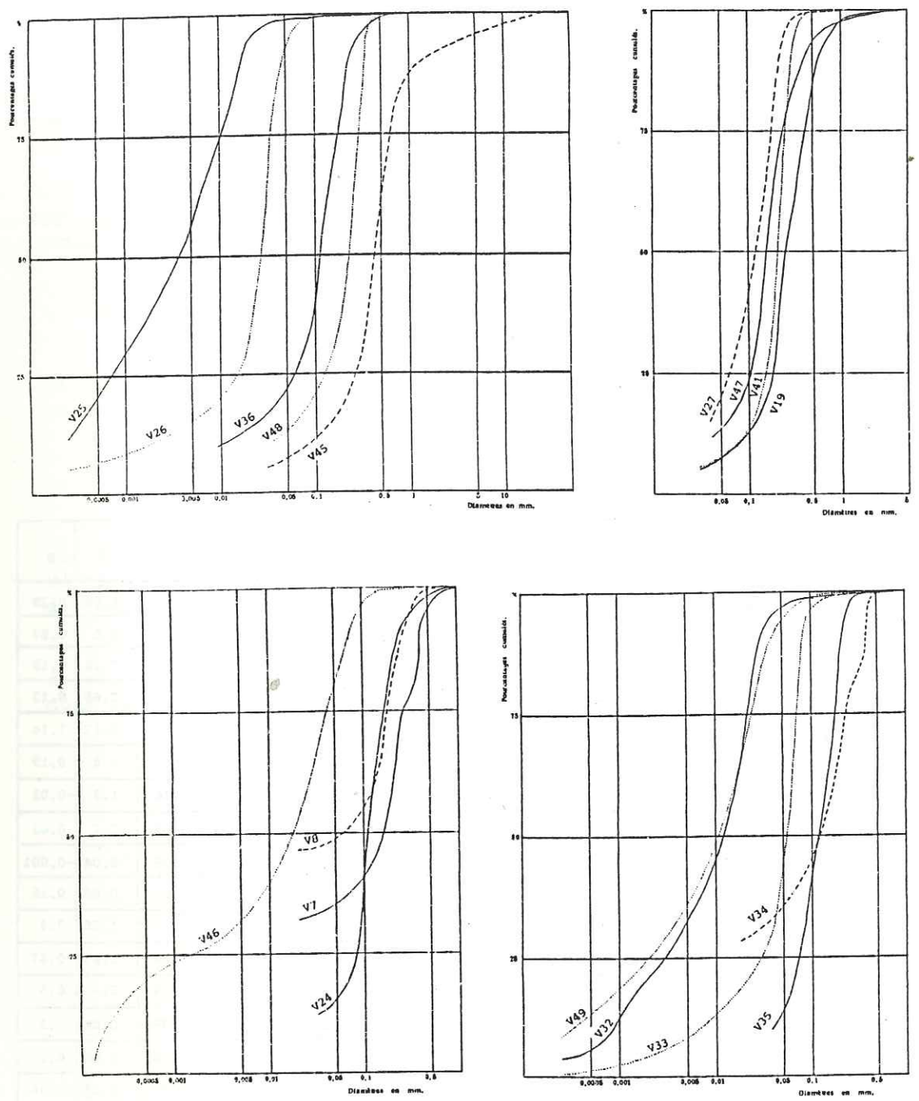
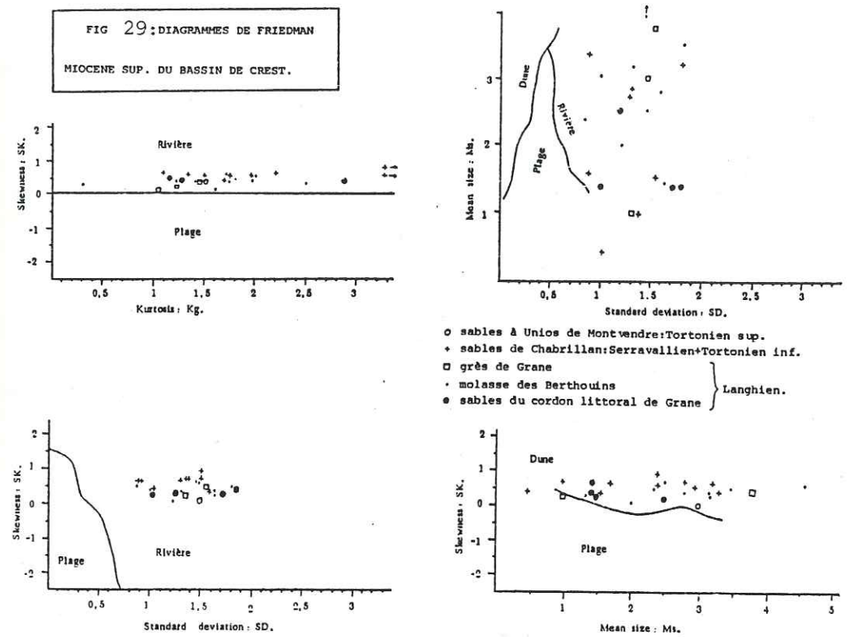


FIG 27 : COURBES GRANULOMETRIQUES DE FREQUENCE CUMULEE DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

FIG 29 : DIAGRAMMES DE FRIEDMAN

MIOCENE SUP. DU BASSIN DE CREST.



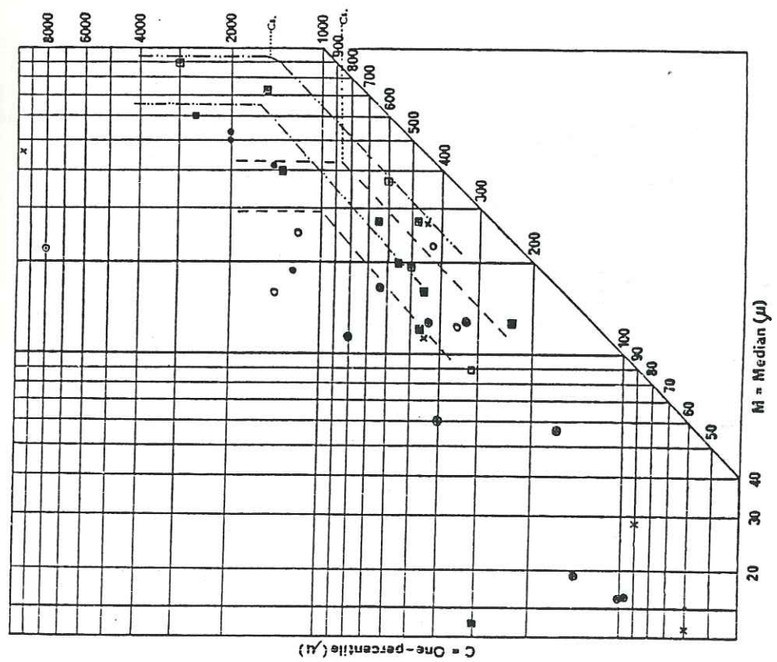


FIG 28 : DIAGRAMME DE PASSEGA.
PATTERN CM DES FORMATIONS
VINDOBONIENNES DU BASSIN DE CREST.

⊙ sables de Chabrillan sup.
■ sables de Chabrillan inf.
□ grès de Grane.
⊙ sables du conglomérat de Crest.
○ faciès gréseux
× faciès sableux } de la molasse des Berthouins.
● faciès argileux
● sables du cordon littoral de Grane.

a) **Le classement** est bon et s'améliore vers le sommet de la formation dans le faciès sableux, puis gréseux. Il caractérise des sédiments marins.

b) **L'asymétrie** est en général négative, et traduit un léger remaniement du sédiment après son dépôt. Les sédiments argileux s'accumulent dans les zones calmes.

c) **Les indices de RIVIERE** indiquent, pour la plupart des échantillons, des faciès sublogarithmiques apparaissant comme le terme ultime de l'évolution des sédiments transportés par des courants et déposés par excès de charge.

Le sommet de la molasse des Berthouins (V 19, V 27, V 41, V 47) à faciès parabolique, correspond à des sédiments déposés par excès de charge.

d) **Le diagramme de PASSEGA (fig. 28)** révèle des sédiments transportés en suspension dégradée, auxquels s'ajoutent des grains transportés par roulement, d'un diamètre inférieur à 2 mm. Les sédiments les plus fins résultent de la décantation de particules transportées en suspension uniforme (faciès argileux).

e) **Les diagrammes de FRIEDMAN (fig. 29)** reflètent l'origine fluviatile du matériel détritique de la molasse des Berthouins.

f) **Les droites de probabilité de VISHER** (fig.30) montrent trois ou quatre populations, dont deux populations de saltation, caractéristiques des dépôts de plage marine.

Le sommet de la formation des Berthouins (V 27 et V 41) présente des sables mieux classés, correspondant aux sables de la zone des vagues.

g) Conclusion à l'étude granulométrique du faciès sableux de la molasse des Berthouins

La moitié inférieure est constituée de sédiments fins, déposés en milieu marin calme, sans circulation.

Quand aux grès du sommet, ils se sont déposés en milieu peu profond et agité.

II.1.2 - Morphoscopie (Tableau 20)

TABLEAU 20 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

FACIES	N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.) 0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
		NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
Gréseux	V27	84	16			60	40			56	44			64	36			66	34		
	V19	64	36			32	48	12	8	36	36	18	10	48	44	8		45	41	10	4
Sableux	V36	70	30															70	30		
	V35	70	30															70	30		
Argi.	V33	80	20															80	20		

Résultats exprimés en pourcentages.

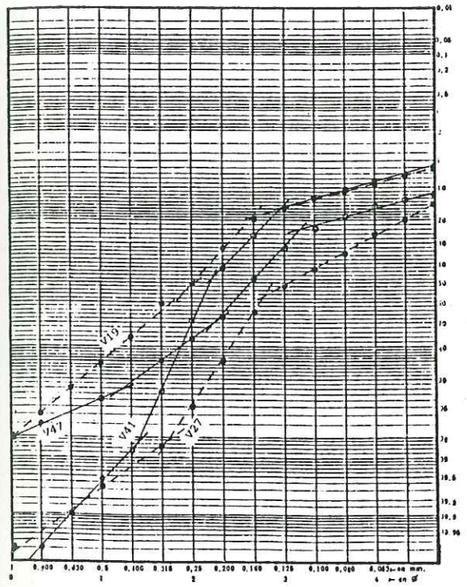
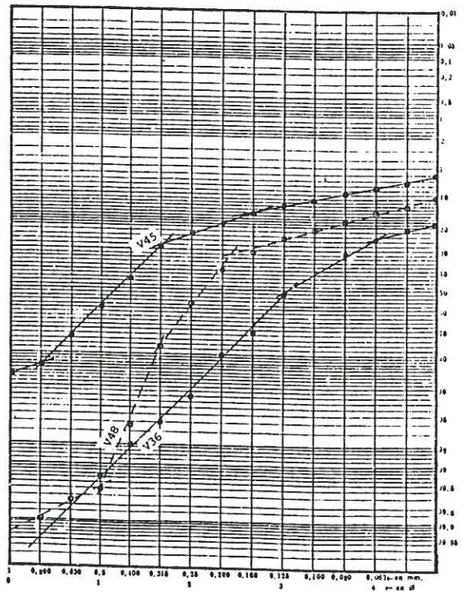
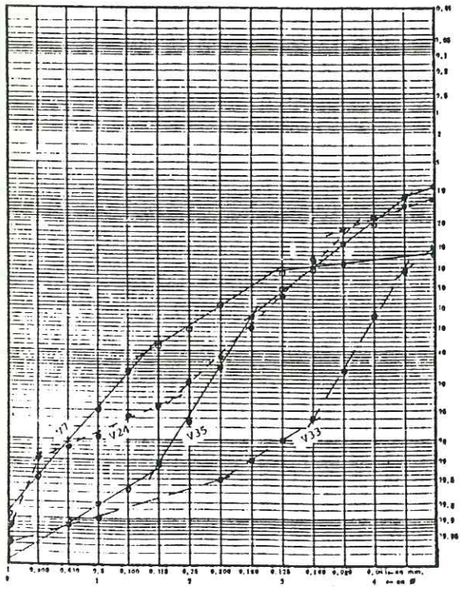


FIG 30 : COURBES GRANULOMETRIQUES EN ORDONNEE DE PROBABILITE (VISHER) DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .





L'usure est de type marin fruste, aussi bien à la base qu'au sommet de la formation. Cette usure est soit héritée, les grains de quartz provenant du remaniement de formations marines antémiocènes sans doute crétacées (ce qui est probablement le cas du faciès argileux déposé en milieu calme), soit acquise sur place.

II.1.3 - Etude des minéraux lourds (Tableau 21)

TABLEAU 21 : MINERAUX LOURDS DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS.

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
V27	3	6,5			3		17,5				8		+	25	2,5	34,0	+	0,46
V35	2,0		1	1,5	70		18,5	1			+		2,5	1		2	+	
V33	7,5	1		6	22,5		28		1		2		12,5	8,5		4	7	
V24	23	8,5		3	5		31				2	0,5	+	15	0,5	10	1	

Les deux échantillons prélevés à Crest (V 33: faciès argileux et V 35: faciès sableux) présentent une association minéralogique à dominante alpine. Ceux prélevés à Plaisance (V 24: faciès argileux et V 27 : faciès gréseux) présentent en majorité des minéraux résistants et des silicates de métamorphisme qui proviennent probablement des formations gréseuses crétacées de la bordure occidentale du bassin langhien, elles-mêmes tributaires du Massif Central.

II.1.4 - Etude des minéraux argileux (Tableau 22)

Les principaux constituants minéralogiques argileux de la molasse des Berthouins sont la montmorillonite et l'interstratifié illite-montmorillonite (peu abondant), l'illite et la chlorite et, à l'état de trace, la kaolinite.

L'héritage est le phénomène majeur. La chlorite vient des zones internes des Alpes (schistes métamorphiques); la montmorillonite, l'interstratifié illite-montmorillonite (Terres Noires du bassin vocontien), l'illite et la kaolinite viennent de la couverture dauphinoise des zones externes.

TABLEAU 22 : MINERAUX ARGILEUX DES FORMATIONS FINES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS.

Echantillon	Montmorillonite + interstratifiés: Illite-montmoril.	Illite	Chlorite	Kaolinite
V26	40	45	15	Trace
V25	50	40	10	Trace
V49	30	50	20	Trace
V33	25	35	35	5
V32	40	40	20	

Le cortège argileux de la molasse des Berthouins provient donc des assises jurassico-crétacées les plus occidentales (bordures du bras de mer "helvétien") jusqu'aux schistes lustrés des zones internes des Alpes.

II.2 - LES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS

Deux formations conglomératiques envahissent localement la molasse des Berthouins, d'âge Langhien (Fig. 25). Le conglomérat de Crest qui passe latéralement au faciès gréseux et le conglomérat à Ostrea crassissima de Grane et de Plaisance, déposé sur le rivage occidental du bras de mer "helvétien" et qui constitue le cordon littoral se rattachant à la molasse des Berthouins. (Photo:Annexe 3).

II.2.1 - Etude des directions de courants (Fig.13 et Tableau 23)

TABLEAU 23 : ORIENTATION ET INCLINAISON DES GALETS DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS.

FORMATION	ECHANTIL.	Orientation des chenaux.	Orientation moyenne du grand axe des galets réguliers. (de 0 à 180°)	Azimuth moyen du petit bout des galets irréguliers. (de 0 à 360°)	Inclinaison moyenne des galets.(en °)	Direction moyenne des courants. (de 0 à 360°)
CONGLO. DE CREST.	V37		10	260	15° tous azimuths	270
CORDON LITTORAL DE GRANE	V22	100	60	260 80	20° tous azimuths	270 90
	V16	100	60	90	22	270 90
	V15	90	40	280 100	19	270 90
	V14		60	100	30° tous azimuths	120
	V12		120	260	30	250

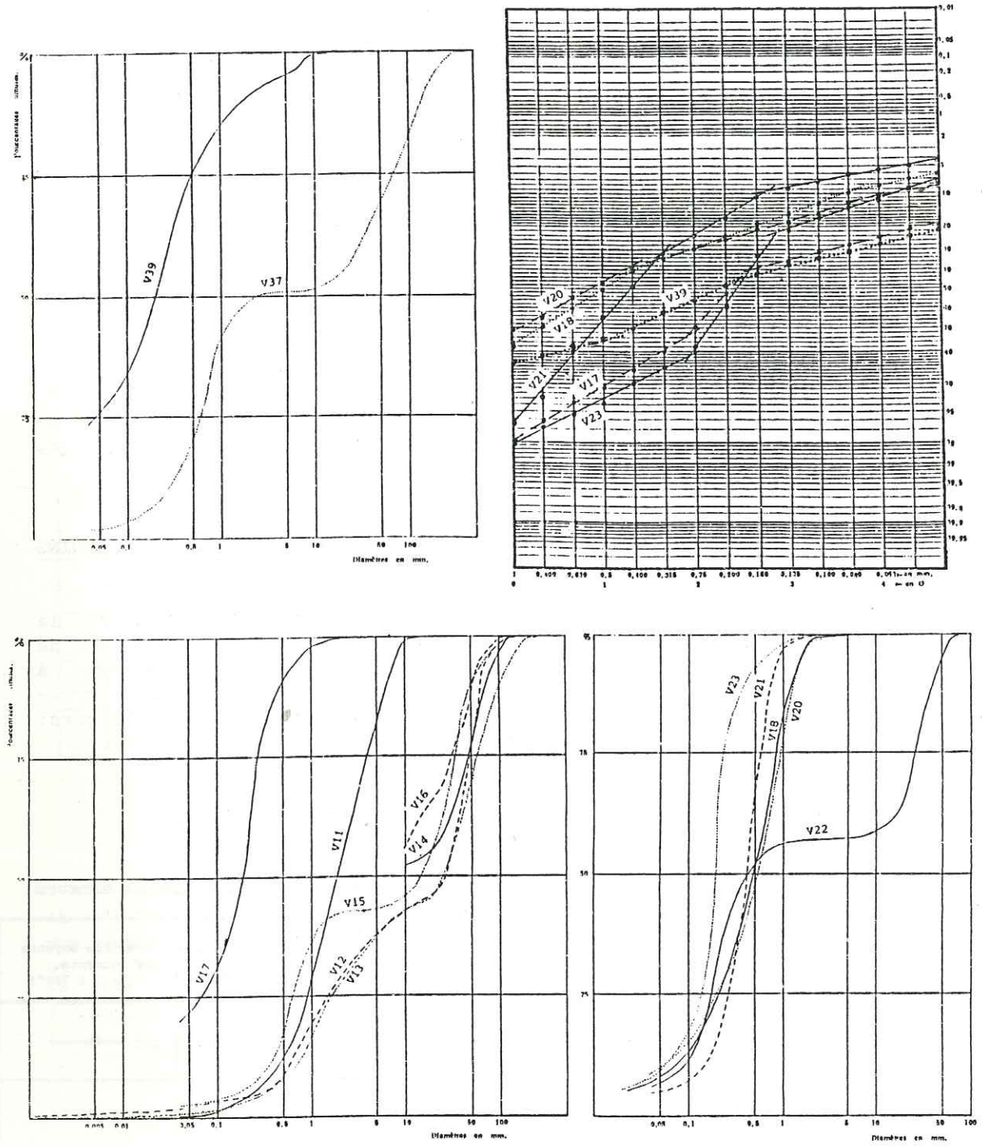


FIG 31 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

- échantillons V37 et V39 : conglomérat de Crest .
- autres échantillons : cordon littoral de Grane .

Le cordon littoral de Grane (et de Plaisance) présente deux sens principaux de courants: l'un W-E qui correspond aux courants apportant le matériel détritique grossier; l'autre E-W qui correspond aux courants marins remaniant le dépôt.

Les mesures effectuées sur le conglomérat de Crest indiquent un transport E-W.

II.2.2 - Granulométrie (Fig 31 et tableau 24)

TABLEAU 24 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

FACIES		ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
CONGLO. DE CREST.		V39	0,05	0,21	0,5	1,5	3,1	0,59					8,0	3,5	0,22
		V37	0,6	2,4	70	3,4	11	7,3							
CORDON LITTORAL DE GRANE		V23	0,14	0,19	0,24	0,4	1,3	0,93	2,5	1,21	0,35	2,9	1,3	2,0	0,18
		V22	0,18	0,44	26,0	3,5	12	24							
		V17	0,12	0,19	0,28	1,0	1,5	0,93					1,3	2,2	0,03
		V16			29,0										
		V15	0,6	14	34	2,9	7,5	0,10							
		V21	0,26	0,41	0,57	0,6	1,48	0,88	1,4	1,03	0,31	1,49	1,4	4,0	0,53
		V14			47,0										
		V20	0,19	0,53	0,93	1,2	2,2	0,65	1,3	1,8	0,47	1,17	2,0	4,9	0,46
		V13	1,6	25,0	60,0	2,6	6,1	0,15							
		V18	0,22	0,5	0,86	1,0	1,9	0,76	1,3	1,7	0,38	1,25	2,0	4,5	0,38
		V12	1,5	27,0	50,0	2,5	5,8	0,1							
		V11	0,9	1,9	4,0	1,1	2,11	0,99					9,5	16	0,4

a) **Le classement** est mauvais et caractérise un sédiment de type fluviatile (Grane et Crest). Certaines lentilles sableuses du cordon littoral de Grane sont bien classées et sont de type marin (V 17, V 21, V 23).

b) **Le mauvais triage** caractérise des sédiments immatures.

c) **Souvent négative l'asymétrie** caractérise un dépôt dans un milieu turbulent qui provoque la lévigation des parties fines et la concentration des parties grossières.

d) **Les indices de RIVIERE**, calculés pour les échantillons sableux (ciment des conglomérats ou lentilles sableuses) correspondent à des faciès paraboliques. Ils caractérisent des dépôts de chenaux, déposés par excès de charge.

e) **Le diagramme de PASSEGA (Fig. 28)** révèle des sédiments (lentilles sableuses) constitués de grains transportés par roulement.

f) **Les diagrammes de FRIEDMAN (Fig.29)** montrent que les lentilles sableuses des conglomérats sont de type fluviatile .

g) **Les droites de probabilité de VISHER (fig. 31)**, tracées pour les échantillons sableux, montrent deux ou trois populations: un fort pourcentage de population en suspension et une ou deux populations de saltation. Ces droites caractérisent des sables de rivières.

Les échantillons V 17 et V 23 prélevés au sommet du cordon littoral de Grane présentent une population de traction, une population en suspension et une population de saltation bien classée. Ce sont plutôt des sables de plages marines.

h) Conclusion à l'étude granulométrique des conglomérats

Le conglomérat de Grane et de Plaisance résulte d'apports fluviatiles, déposés près du rivage et répartis le long de celui-ci par les courants marins: c'est un cordon littoral. Les lentilles sableuses correspondent:

- soit à des dépôts en zones calmes par des courants peu violents et latéraux par rapport aux courants principaux (sables de type fluviatile);

- soit à des dépôts apportés ou remaniés par les courants marins (sables de plage).

Le conglomérat de Crest est une arrivée terrigène d'origine fluviatile.

II.2.3 - Morphoscopie des sables (lentilles ou matrice du conglomérat) (tableau 25)

Tableau 25 :MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS

FORMATIONS	N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.) 0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
		NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
CONGLO CREST.	V37	60	40			44	56			36	48	16		28	52	20		42	49	9	
GRANE	V22	76	24			48	52			52	48			50	50			57	43		
	V17	84	16			64	36			36	64			36	64			55	45		
DE	V15	84	16			68	32			60	40			60	40			63	37		
	V21	70	30			67	33			36	64			36	56	8		52	46	2	
LITTORAL	V20	60	40			48	52			36	48	16		36	52	12		45	48	7	
	V13	76	20		4	52	48			60	40			32	68			55	44		1
CORDON	V18	48	52			28	72			36	64			20	80			33	67		
	V12	70	30			48	40		12	36	56	4	4	40	60			49	46	1	4
	V11	52	48			40	60			40	60			44	56			44	56		

Résultats exprimés en pourcentages .

l'usure des grains de quartz est de type marin. Quelques grains ont subi un façonnement éolien. L'usure marine est soit héritée (grains de quartz provenant des formations antémiocènes de bordure), soit acquise sur place.

II.2.4 - Morphométrie des galets (Tableau 26)

TABLEAU 26 : MORPHOMETRIE DES GALETS DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .

Formations	Echantil.	Indice d'aplatissement			Indice de dissymétrie			Indice d'émoussé		
		Médiane	A ≤ 150 en %	A ≥ 250 en %	Médiane	D ≤ 550 en %	D ≥ 750 en %	Médiane	E ≤ 100 en %	E ≥ 500 en %
CONGLO. DE CREST.	V37	164	32	10	583	40	6	380	0	20
Cordon littoral de Grane .	V22	160	26	12	593	36	7	368	0	26
	V13	173	18	18	609	30	10	371	0	24
	V12	167	22	10	614	28	12	414	0	32

a) Indice d'aplatissement

la médiane voisine de 170 caractérise des galets très bombés de plages marines. Les galets, déjà bombés par le façonnement fluviatile (aplatissement de l'ordre de 200), roulent sous la force des vagues et tendent ainsi à s'arrondir davantage. Selon J. TRICART et A. CAILLEUX (1959), les galets bombés dominent sur les côtes rocheuses, en bas de plage et aux embouchures de rivières.

b) Indice de dissymétrie

La dissymétrie assez faible (médiane voisine de 600) caractérise une usure par les vagues marines (Grane, Plaisance). Les galets du conglomérat de Crest présentent une dissymétrie plus forte, donc une usure moindre, de type fluviatile. Ils se sont déposés à une certaine profondeur (puisque Crest se situe au centre du chenal marin) et de ce fait n'auraient pas ou peu subi d'usure par les vagues.

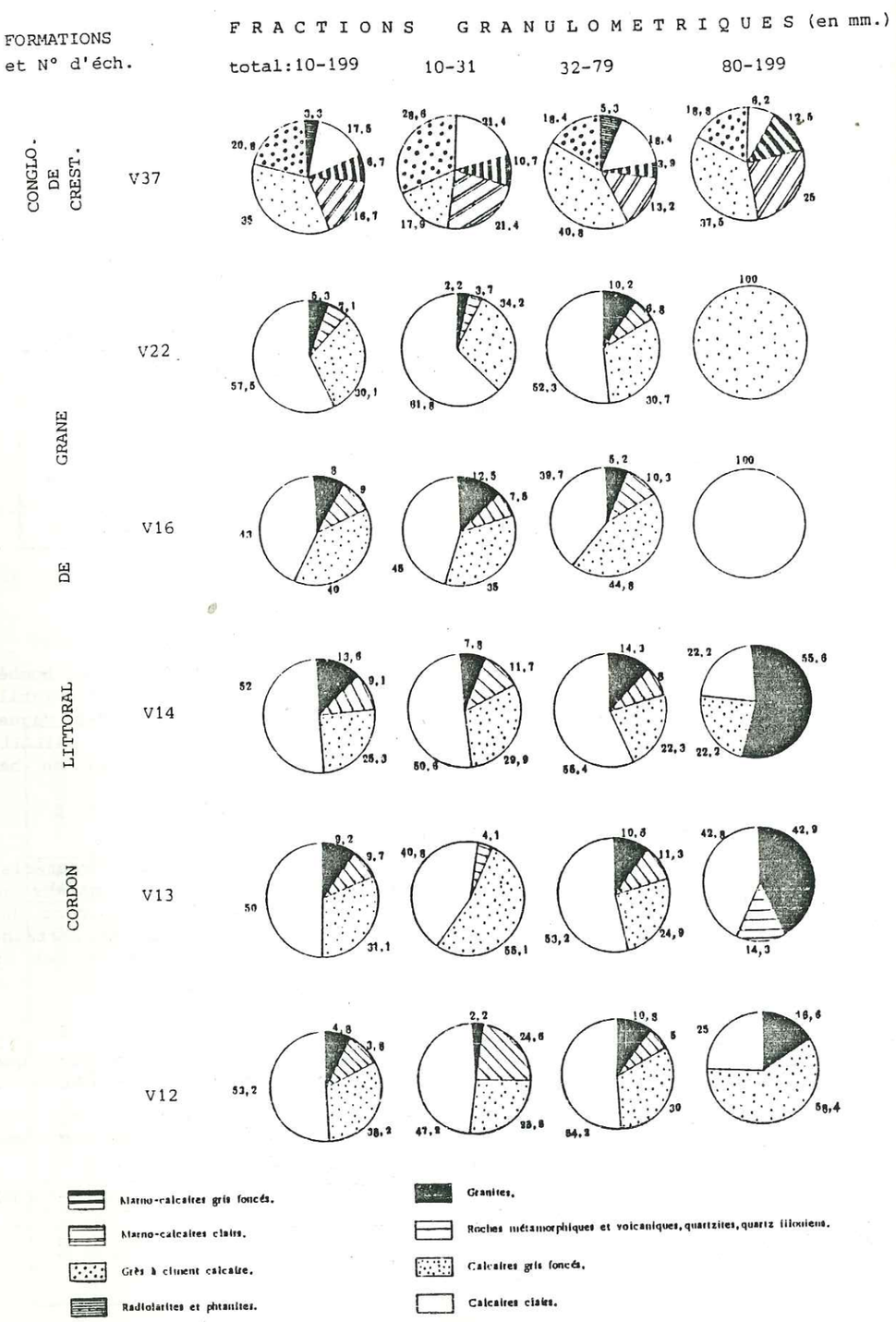
c) Indice d'émoussé

Sur les rivages marins, l'émoussé est d'autant plus fort que la plage est grande et ouverte au large (J. TRICART et A. CAILLEUX, 1959).

La base du conglomérat de Grane s'est donc déposée sur une plage ouverte.

Le matériel du conglomérat de Crest, de type fluviatile, aurait subi un transport inférieur à 100 kilomètres.

FIG 32 : PETROGRAPHIE DES GALETS DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS .



II.2.5 - Pétrographie des conglomérats

a) Pétrographie des galets (fig. 32)

L'étude pétrographique des conglomérats permet de délimiter les sources du matériel détritique qui les constitue.

- Granites et roches métamorphiques (gneiss, micaschistes proviennent du Massif Central;
- Les roches volcaniques (basaltes) proviennent de la région de Privas, dans le Massif Central;
- Les quartz sont d'origine filonienne et peuvent aussi provenir du Massif Central;
- Radiolarites et phtanites proviennent de la zone interne des Alpes.
- Les calcaires gris foncé proviennent de formations d'âge Jurassique moyen à Crétacé moyen. Quelques échantillons ont été observés sous microscope, ce sont des calcaires micritiques ou microspathiques à calcispongiaires, vraisemblablement d'âge Callovien ou Berriasien;
- Les calcaires gris clair proviennent des formations portlandiennes et berriasiennes (calcaires micritiques à Calpionelles observés sous microscope), ou de formations bédouliennes et oligocènes (calcaires lacustres blancs du Stampien et Chattien);
- Les marno-calcaires clairs ou gris foncé proviennent des formations barrémo-bédouliennes;
- Les grès à ciment calcaire proviennent des formations turoniennes et coniaciennes de la région de Crest .

Les conglomérats de Grane et de Plaisance sont constitués de galets de roches éruptives, métamorphiques et volcaniques du Massif Central, et de galets calcaires provenant de l'actuel Massif de Marsanne et de la région de Privas.

Le matériel détritique du conglomérat de Crest a pour origine les formations calcaires jurassico-crétacées de la bordure orientale du bras de mer miocène (actuellement les massifs du Vercors et du Diois).

b) Etude des minéraux lourds (Tableau 27)

TABLEAU 27 : MINERAUX LOURDS DE LA FRACTION SABLEUSE DU CORDON LITTORAL DE GRANE .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
V17	20	6		1	4		25	+	2,5		6	0,5	2	9	1	11	12	
V21	4	11		0,5	2,5		37		0,5	1	1		1	14	0,5	26	0,5	0,11
V12	4	4		7,5	8		41		2				2	6	2	4,5	19	2,3

L'association minéralogique des lentilles sableuses (V 21 et V 17) et du ciment du cordon littoral de Grane (V 12) comporte principalement des minéraux résistants et des silicates de métamorphisme provenant du Massif Central ou des formations crétacées de la couverture dauphinoise, elles-mêmes tributaires du Massif Central.

II.3 - PALEOGEOGRAPHIE DE LA MOLASSE DES BERTHOUINS

La molasse des Berthouins, transgressive sur le Burdigalien réduit ou absent à l'Ouest du ruisseau de la Grenette près de Grane, présente des faciès encore très variés.

La base argileuse se dépose en milieu calme, puis l'apport sédimentaire sableux devient plus abondant. La série s'achève par une sédimentation grossière (les apports détritiques sableux se poursuivent), en milieu agité, peu profond, propice au développement d'une faune littorale abondante.

L'ensemble de la formation des Berthouins est constitué d'un mélange d'apports alpins et d'apports locaux (érosion des formations antémiocènes de bordures), tout au moins au centre du chenal marin, dans la région de Crest.

En bordure, les atterrissages terrigènes d'origine fluviatile prédominent. Deux arrivées grossières sont à signaler: le conglomérat de Crest provenant du remaniement des formations crétacées des actuels massifs du Vercors et du Diois, et le cordon littoral de Grane et de Plaisance constitué par la répartition par les courants marins, le long du rivage, d'éléments provenant du Massif Central et des formations jurassico-crétacées de la bordure occidentale du bras de mer "helvétien".

III - GRÈS DE GRANE ET CORDON LITTORAL D'AMBONIL

Les Grès de Grane affleurent dans l'Ouest du bassin de Crest, dans la région de Grane, le Jas, Maraude (Fig. 9). Ils surmontent le faciès sableux de la molasse des Berthouins, ainsi que le cordon littoral de Grane et de Plaisance; à l'Est, ils passent latéralement au faciès gréseux.

On les retrouve plus au Nord dans la région d'Ambonil, d'Etoile et de Beauvallon. A Ambonil, un cordon littoral constitué de galets perforés par les lithophages et mêlés à des débris d'huîtres, marque le contact des grès de Grane avec le rivage. Dans la région d'Etoile, ils reposent directement sur l'Oligocène.

Les grès de Grane sont grossiers, stratifiés en plaquettes, de teinte jaunâtre à roussâtre, plus ou moins vacuolaires. La surface des plaques gréseuses est riche en débris de Bryozoaires, avec parfois quelques huîtres. Ils sont intercalés de lits de sables fins (G. DEMARCQ, 1962).

Le ciment calcaire constitue 10% du sédiment dans les passées fines. Les lits gréseux renferment une teneur en calcaire (surtout organogène) beaucoup plus élevée.

Echantillons	V 28	V 10
% Total CO_3^{--}	10	55

III.1 - ETUDE DES DIRECTIONS DE COURANTS (Fig.13)

A la ferme Le Jas, les grès de Grane présentent une structure entrecroisée très nette, permettant de déterminer le sens du courant transporteur SW-NE. Il convient de noter que cette valeur ponctuelle ne peut être assimilée à la direction générale des apports.

TABLEAU 28 : ORIENTATION ET INCLINAISON DES GALETS DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .

ECHANTILLON.	Orientation moyenne du grand axe des galets réguliers. (de 0 à 180°)	Azimuth moyen du petit bout des galets irréguliers. (de 0 à 360°)	Inclinaison moyenne des galets.(en °)	Direction moyenne des courants. (de 0 à 360°)
V3	↔ 80	↘ 150	12°	↘ 120

Les mesures d'orientation et d'inclinaison des galets effectuées sur le cordon littoral d'Ambonil indique un transport WNW-ESE (Tableau 28).

III.2 - GRANULOMETRIE (Fig.33 et Tableau 29)

TABLEAU 29 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES GRES DE GRANE ET DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .

FACIES	ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
C.lit. d'Amb.	V3	1,4	38	60	2,7	6,5	0,06							
Grés de Grane	V10	0,3	0,6	0,9	0,8	1,73	0,75	1,0	1,28	0,27	1,23	2,6	2,5	0,5
	V28	0,046	0,087	0,14	0,75	1,74	0,85	3,8	1,55	0,39	1,43	0,31	2,4	0,6

a) **Grès de Grane:** le **classement** est bon et caractérise un dépôt marin.

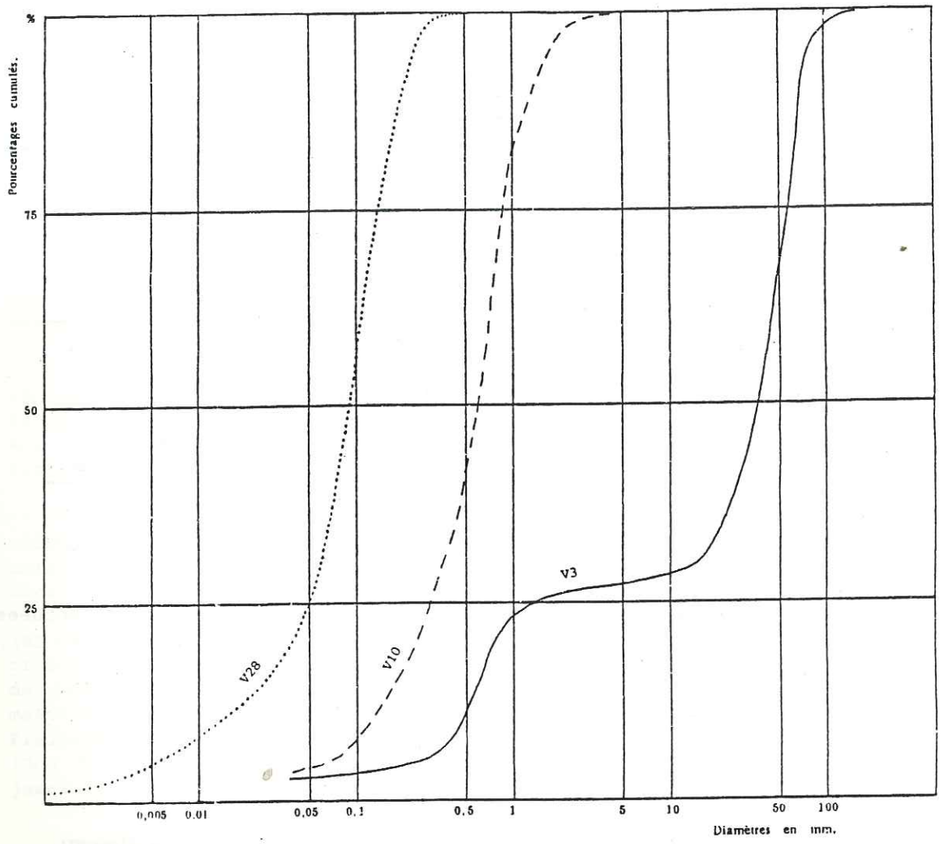
- **cordon littoral d'Ambonil:** le mauvais **classement** détermine un sédiment de type fluviatile.

b) **Grès de Grane:** le **triage** est bon et indique une unité d'apport

- **cordon littoral:** le mauvais **triage** caractérise des sédiments immatures.

c) **Grès de Grane: l'asymétrie** est légèrement négative; le sédiment a subi un léger remaniement au cours de son dépôt.

- **cordon littoral: l'asymétrie** fortement négative caractérise un dépôt en milieu turbulent qui provoque la lévigation des particules fines et la concentration des particules grossières.



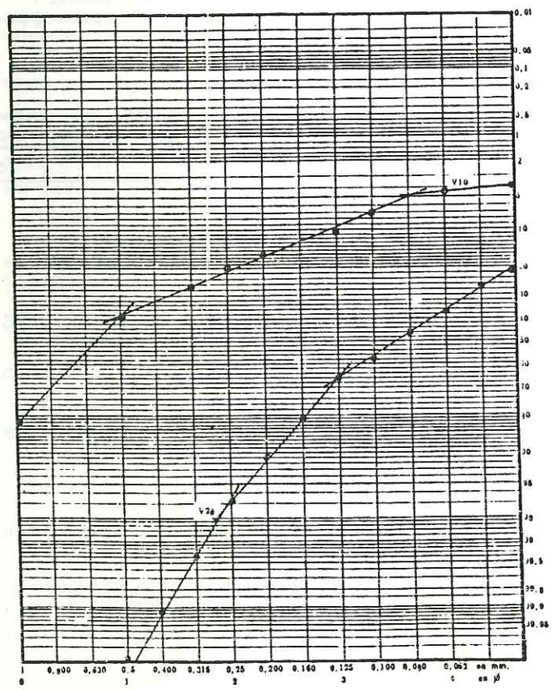


FIGURE 33 :
COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES GRES DE GRANE (V10,V28) ET DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL (V3) .

d) Les indices de Rivière (Grès de Grane) caractérisent des faciès paraboliques correspondant à des sédiments transportés par des courants et déposés par excès de charge.

e) Le diagramme de PASSEGA (fig. 28) montre un sédiment transporté en suspension auquel s'ajoutent des grains transportés par roulement (V 28) et un sédiment constitué uniquement de grains transportés par roulement (V 10).

f) Les diagrammes de FRIEDMAN (fig.29) reflète l'origine fluviatile des Grès de Grane.

g) Les droites de probabilité de VISHER (fig.33) présentent deux, voire trois populations de saltation . Les grès de Grane sont des dépôts sableux de la zone de déferlement des vagues.

h) Conclusion à l'étude granulométrique des grès de Grane. Ces grès se sont déposés dans un milieu marin peu profond et agité. C'est un sédiment littoral du domaine intertidal à infratidal. Le cordon littoral d'Ambonil résulte d'apports fluviatiles déposés près du rivage (milieu turbulent) et répartis le long de celui-ci par les courants marins.

III.3 - MORPHOSCOPIE (Tableau 30)

Quelques grains de quartz des grès de Grane sont recouverts par un très mince enduit ferrugineux pouvant provenir d'une pédogénèse hydrolisante sous climat chaud.

TABLEAU 30 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES GRES DE GRANE ET DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .

Formation	N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
		0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
		NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
C.litto. d'Ambon.	V3	67	33			50	47	3		40	48	12		28	64	8		46	48	6	
Grès de Grane.	V10	57	36	7		60	33	7		48	48	4		36	60	4		50	44	6	
	V28	67	33															67	33		

Résultats exprimés en pourcentages .

L'usure est de type marin agité, elle est soit héritée (grains de quartz provenant des formations antémiocènes de bordure), soit acquise lors du transport (fluviatile puis marin) et sur le lieu de dépôt.

III.4 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (Tableau 31)

TABLEAU 31 : MINERAUX LOURDS DES GRES DE GRANE ET DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .

Formations.	N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
C.lit. d'Amb.	V3	+			+	71		10	1,5			1,5		1,5	5,5		7,5	1,5	0,11
grès de Grane	V10	1,5			0,5	43		41	0,5	1,5		2		1	2,5	+	1,5	5	0,77
	V28	0,5		+		57		32		+		2		1,5	1,5	1	3,5	0,5	0,72

L'association minéralogique des grès de Grane et du ciment du conglomérat d'Ambonil comporte:

- des minéraux résistants (peu nombreux)
- des silicates de métamorphisme en faible quantité (il n'y a pas d'andalousite);
- de nombreux minéraux alpins.

Le matériel détritique provient pour une grande partie des Alpes, le reste provenant du Massif Central ou du remaniement des formations crétacées des bordures du bras de mer.

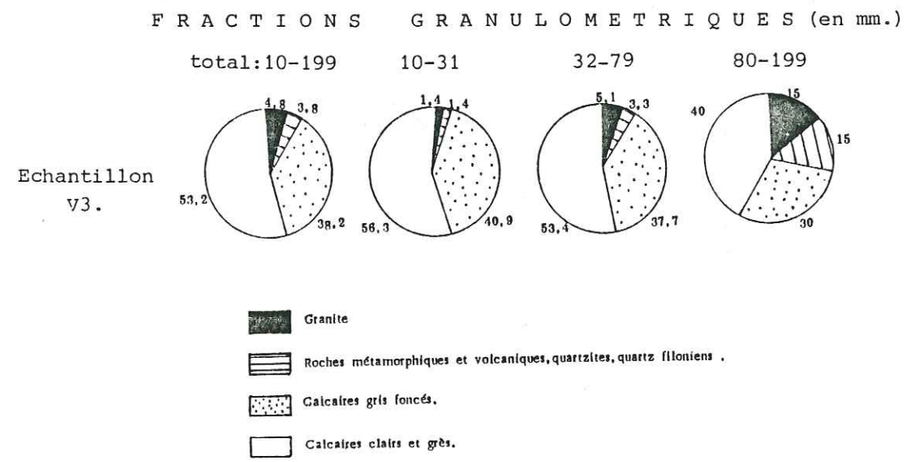
III.5 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX DES GRES DE GRANE

Seul l'échantillon V 28 a été analysé, sa fraction argileuse est constituée d'illite (45%), de montmorillonite et d'interstratifié illite-montmorillonite (30%; l'interstratifié illite-montmorillonite ne représentant que quelques %), de chlorite (20%) et de kaolinite (5%).

Ces argiles sont héritées. La montmorillonite, l'interstratifié illite-montmorillonite (Terres Noires du bassin vocontien), l'illite et la kaolinite proviennent de la couverture dauphinoise des zones externes; la chlorite provient des zones internes des Alpes.

III.6 - PETROGRAPHIE DES GALETS DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL (Fig.34)

FIG 34 : PETROGRAPHIE DES GALETS DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .



Le cordon littoral d'Ambonil renferme des galets:

- de granites, de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes) et de roches volcaniques provenant du Massif Central ;
- de quartz d'origine filonienne provenant également du Massif Central;
- de calcaires gris foncé qui proviennent de formations d'âge Jurassique moyen à Crétacé moyen;
- de calcaires gris clair provenant de formations portlandiennes berriasiennes et barrémo-bédouliennes.

Le matériel détritique grossier du cordon littoral d'Ambonil a pour origine les formations hercyniennes du Massif Central, ainsi que les formations jurassico-crétacées de la bordure occidentale du bras de mer miocène.

III.7 - MORPHOMETRIE DES GALETS DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL (Tableau 32)

TABLEAU 32 : MORPHOMETRIE DES GALETS DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL .

Echantil.	Indice d'aplatissement			Indice de dissymétrie			Indice d'émoussé		
	Médiane	A ≤ 150 en %	A ≥ 250 en %	Médiane	D ≤ 550 en %	D ≥ 750 en %	Médiane	E ≤ 100 en %	E ≥ 500 en %
V3	164	30	14	604	32	9	393	0	22

- L'aplatissement (médiane=164) caractérise des galets très bombés de plage marine. Ceux-ci dominent sur les côtes rocheuses, en bas de plage et aux embouchures de rivières (J. TRICART et A. CAILLEUX, 1959).

- La dissymétrie est assez faible (médiane=604) et démontre une usure par les vagues marines.

- L'émoussé (médiane=393) indique un dépôt de plage marine ouverte au large.

III.8 - PALEOGEOGRAPHIE DES GRES DE GRANE ET DU CORDON LITTORAL D'AMBONIL

Les grès de Grane se sont déposés sur la bordure occidentale du bras de mer "helvétien". Ils sont principalement constitués de matériaux alpins transportés par les courants et répartis par les vagues (milieu agité) le long du rivage.

Le cordon littoral d'Ambonil passe latéralement au faciès grès de Grane. L'association minéralogique du ciment de ce conglomérat est également à dominante alpine. Ces matériaux alpins se mêlent donc aux apports grossiers d'origine centralienne.

IV - LES SABLES DE CHABRILLAN

Ce sont des sables jaunâtres, azoïques, irrégulièrement consolidés en strates ou miches de formes capricieuses. Leur épaisseur est d'environ 200 mètres (G. DEMARCQ, 1962). Près de Barcelonne, FONTANNES (1875) y cite quelques Terebratulina calathiscus. (Photo: Annexe 3).

Le ciment calcaire est assez abondant dans la moitié inférieure de la formation.

Echantillons	V29	V38	V40	V9	V42	V30	V44	V31	V1	V6	V2	V4
%Total CO_3^{--}	25	36	57	24	9	35	16	18	18	10	0	6
Faciès	Inférieur						Supérieur					

Dans le secteur de Chabrillan, formant la moitié inférieure de la formation, on distingue des sables fins grisâtres à jaunâtres renfermant à leur base une lentille métrique de sables fins argileux et, dans la moitié supérieure, des sables plus grossiers et roussâtres (fig. 26).

La grossièreté croît vers le haut de la série, c'est une tendance assez générale dans l'"Helvétien" de la vallée du Rhône (DEMARCQ, 1959).

Les sables de Chabrillan forment au Nord de la vallée de la Drôme: les collines d'Eurre, les pentes du Mont Lagat et du Mont Miery, les collines de Montmeyran, Montvendre et Chabeuil. Plus au Nord, ils n'affleurent que sous forme de buttes: Charpey, Marches, Chatuzange, Meymans, Chateauneuf-d'Isère. On les retrouve sur les berges de l'Isère entre Bourg-de-Péage et Eymeux (G. DEMARCQ, 1962).

A Ambonil, aux Porteronds, au cimetière d'Eurre et au calvaire d'Upie, cette formation sableuse présente une structure entrecroisée très nette. Aux Porteronds, la direction principale des chenaux est N-S, partout ailleurs les structures entrecroisées à grande échelle présentent des litages orientés dans toutes les directions. Elles caractérisent un dépôt de micro-cuvettes perpétuellement remanié par des courants changeants. (Photo: Annexe 3).

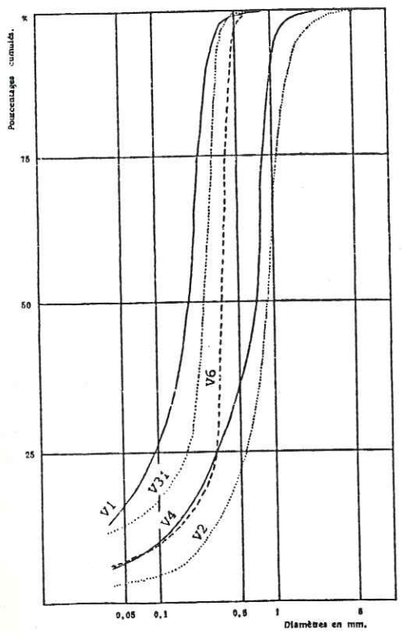
IV.1 - GRANULOMETRIE (Fig.35 et Tableau 33)

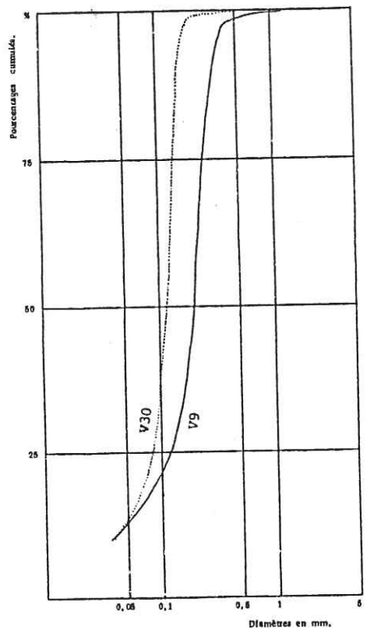
TABLEAU 33 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES SABLES DE CHABRILLAN .

FACIES	ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
SUPERIEUR.	V4	0,32	0,71	0,85	0,7	1,63	0,54	1,03	1,34	0,69	1,34	1,6	5,24	0,74
	V2	0,55	0,88	1,1	0,5	1,41	0,78	0,47	1,03	0,46	1,73	3,0	7,3	0,53
	V6	0,31	0,36	0,41	0,2	1,15	0,98	1,67	0,87	0,62	3,9	0,6	3,2	1,5
	V1	0,1	0,19	0,24	0,65	1,55	0,66	2,86	1,3	0,62	1,45	0,5	1,8	0,46
	V31	0,18	0,26	0,32	0,45	1,33	0,85	2,4	1,5	0,77	3,4	0,46	2,47	1,34
INFERIEUR.	V44	0,15	0,25	0,32	0,55	1,45	0,8	2,4	1,44	0,63	2,19	0,63	2,37	1,46
	V30	0,08	0,12	0,14	0,4	1,29	0,84	3,3	0,85	0,53	1,69	0,22	1,12	0,96
	V42	0,24	0,4	0,65	0,75	1,65	0,97	1,53	1,54	0,41	1,67	1,4	3,9	0,49
	V9	0,12	0,2	0,25	0,95	1,44	0,75	2,7	1,25	0,59	1,97	0,55	1,9	0,48
	V40	0,015	0,12	0,22	2,35	3,8	0,23					0,44	1,65	0,5
	V38	0,07	0,16	0,22	0,85	1,77	0,6	3,2	1,8	0,6	1,1	0,44	1,58	0,3
	V29	0,001	0,004	0,037	2,95	7,8	1,1					0,3	0,08	0,11

a) Le **classement** est excellent, il caractérise un sédiment marin. L'échantillon V 29, mal classé a été prélevé dans la lentille argileuse de base, à Chabrillan.

b) Le **triage** est bon et caractérise une unité d'apport.





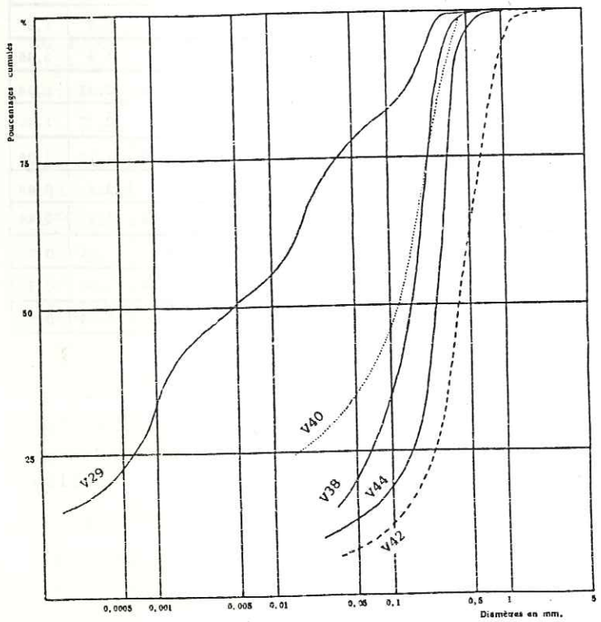
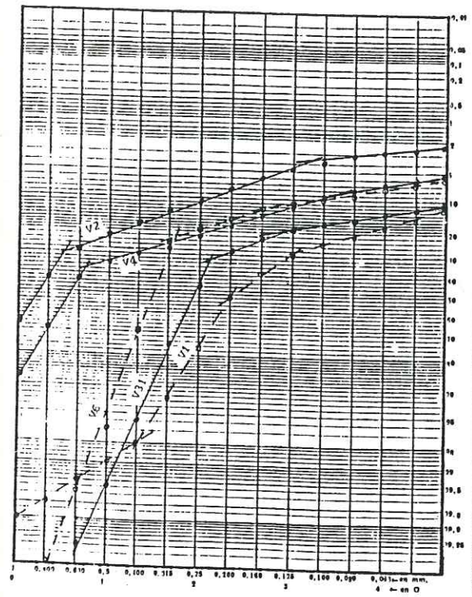
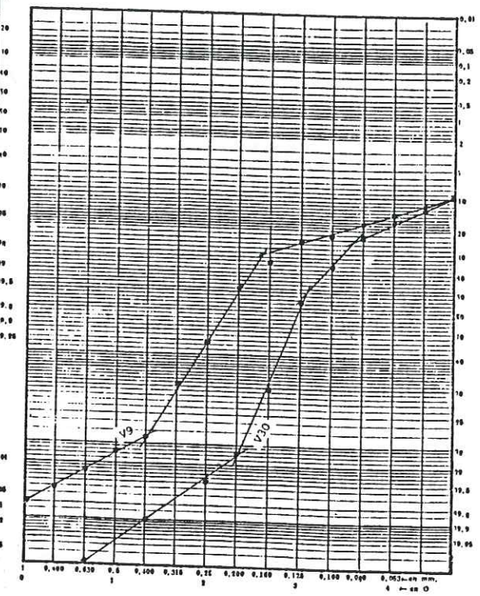


FIGURE 35 :

COURBES GRANULOMETRIQUES DE FREQUENCE CUMULEE DES SABLES DE CHABRILLAN .





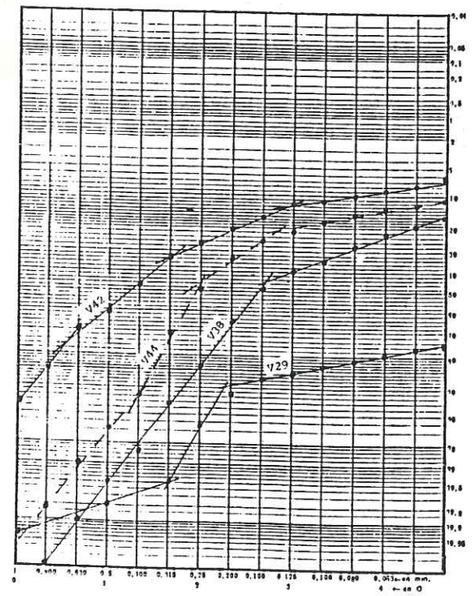


FIGURE 36 :

COURBES GRANULOMETRIQUES EN ORDONNEE DE PROBABILITE (VISHER) DES SABLES DE CHABRILLAN .

c) **L'asymétrie** est légèrement négative et traduit un léger remaniement du sédiment après son dépôt.

d) **Les indices de RIVIERE** correspondent à des faciès paraboliques. Ce sont des dépôts transportés par des courants et déposés par excès de charge.

e) **Le diagramme de PASSEGA** (Fig. 28) montre, pour la moitié inférieure de la formation, des sédiments transportés uniquement en suspension dégradée et d'autres transportés en suspension dégradée auxquels s'ajoutent des grains transportés par roulement. La profondeur de dépôt est de l'ordre de 20 mètres.

La moitié supérieure, plus grossière, est constituée pour une plus grande partie de grains transportés par roulement. La profondeur de dépôt est de l'ordre de 10 mètres.

f) **Selon les diagrammes de FRIEDMAN** (Fig. 29), la répartition granulométrique des sables de Chabrillan est du type fluviatile, donc héritée du mode de transport. Seul l'échantillon V2 a une granulométrie typique de dépôt de plage marine.

g) **Les droites de probabilité de VISHER** (Fig. 36) présentent trois, voire quatre populations: une population tractée, une population en suspension, une ou deux populations de saltation bien classées. Elles caractérisent, tout du moins en ce qui concerne les échantillons de la moitié supérieure de la formation, des sables de plages marines.

h) **Conclusion à l'étude granulométrique des sables de Chabrillan.** La moitié inférieure des sables de Chabrillan résulte du dépôt, en milieu marin peu profond, d'un matériel détritique transporté en suspension dégradée.

La moitié supérieure correspond à un dépôt par excès de charge, en milieu encore moins profond et plus agité. C'est un sédiment de type plage marine.

IV.2 - MORPHOSCOPIE (Tableau 34)

TABLEAU 34 : MORPHOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ DES SABLES DE CHABRILLAN .

N° de l'échantillon.	FRACTIONS ETUDIEES (en mm.)																			
	0,125-0,315				0,315-0,500				0,500-1,00				1,00-2,00				Total 0,125-2,00			
	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM	NU	EL	AL	RM
V2	58	36	6		58	36	6		48	48	4		28	64	8		48	46	6	
V31	64	33	3		34	56	10		20	72	8						39	54	7	
V30	64	36															64	36		
V9	71	26	3		44	46	10		40	56	4		24	68	8		45	49	6	
V38	64	36															64	36		

Résultats exprimés en pourcentages .

Marquée par un fort pourcentage d'émoussés-luisants, l'usure des grains de quartz est de type marin. Le milieu de dépôt est agité.

IV.3 - ETUDE DES MINERAUX LOURDS (Tableau 35)

TABLEAU 35 : MINERAUX LOURDS DES SABLES DE CHABRILLAN .

N° d'échantillon	Anatase + Brookite	Andalousite	Chloritoïde	Disthène	Epidote + Zoïsite	Glaucophane	Grenat	Hornblende	Monazite	Pyroxène	Rutile	Sillimanite	Sphène	Staurotide	Topaze	Tourmaline	Zircon	Teneur pondérale
V2		5,5			43		39		+		0,5		+	6	1,5	3,5	1	0,14
V31		1			71		19		1	1	2,5		1	0,5	1	+	2	1,18
V30			0,5	1	87		2	1			0,5		1	3	1	2,5	0,5	0,71
V9		+		+	76	0,5	16	+	+		2		0,5	2		2	0,5	0,49
V38	6			2,5	11	1,5	36	7	1		2,5		6	5,5		9	12	1,04

L'association minéralogique des sables de Chabrillan est à base de minéraux alpins. Les silicates de métamorphisme et les minéraux résistants sont très peu nombreux. Le matériel détritique de ces sables provient donc des Alpes.

IV.4 - ETUDE DES MINERAUX ARGILEUX

Seul l'échantillon V 29 a été analysé, sa fraction argileuse est composée de montmorillonite et d'interstratifié illite-montmorillonite (50%), d'illite (40%) et de chlorite (10%).

Les sables de Chabrillan ont bénéficié d'un large héritage en montmorillonite et illite (couverture dauphinoise) et dans une bien moindre proportion en chlorite (zone interne des Alpes).

Le milieu de dépôt étant localement confiné, une partie des illites a pu être transformée en interstratifié illite-montmorillonite, ou même en montmorillonite.

IV.5 - PALEOGEOGRAPHIE DES SABLES DE CHABRILLAN

Les sables de Chabrillan sont le produit d'une sédimentation sableuse de plate-forme littorale.

La tranche d'eau reste faible durant tout le dépôt, l'apport détritique sableux (d'origine alpine) compense à peu près la subsidence.

La moitié supérieure des sables de Chabrillan est marquée par une augmentation de la grossièreté des apports, peut-être liée à des soubresauts dans le soulèvement alpin.

CONCLUSION À L'ÉTUDE DU "VINDOBONIEN"

A partir du Langhien la transgression marine s'élargit vers l'Ouest; elle envahit progressivement la plaine de Valence.

La sédimentation se fait sous une faible tranche d'eau et seule la subsidence peut expliquer l'importance de l'accumulation détritique (200 à 300 m au centre du bassin).

Au Langhien, la sédimentation de plate-forme littorale est fine et hétérogène (molasse des Berthouins à Ostrea crassissima). Les apports locaux, grossiers (cordon littoral de Grane et conglomérat de Crest) sont importants et se mêlent aux sédiments plus fins d'origine alpine.

Au Serravallien et au Tortonien inférieur, la sédimentation est toujours sableuse. Le matériel détritique provient principalement des Alpes et se répartit de manière uniforme sur la totalité du bassin. Les apports d'origine locale sont restreints et mélangés aux matériaux alpins (cordon littoral d'Ambonil d'âge incertain: Langhien à Serravalien).

Au Tortonien inférieur, apparaît progressivement, notamment sur les bordures du bassin, un caractère saumâtre et euryhalin; ainsi se dépose la fin des sables de Chabrillan (G. DEMARCQ, 1962).

Comme au Burdigalien, les sables et les argiles d'origine alpine de notre région proviennent de la dispersion, par les courants marins, de l'ensemble du détritique apporté par "l'Isère miocène". (G. LATREILLE, 1969).

-=-=-=-

CHAPITRE V

LE TORTONIEN SUPERIEUR

INTRODUCTION

Au Tortonien supérieur s'installe un régime continental fluvio-lacustre avec les ***marnes du Mont-Lagat*** *et les* ***sables à Unios de Montvendre.*** *Au-dessus apparaissent des conglomérats à galets impressionnés, ce sont* ***les conglomérats du Mont Miéry*** *souvent désignés sous le terme de "Pontien".*

I - STRATIGRAPHIE DU TORTONIEN SUPÉRIEUR (Fig.2)

I.1 - LES MARNES GRISES DU MONT LAGAT (15 m)

Elles se rencontrent sur les pentes du Mont Miéry et du Mont Lagat, ainsi que sous forme de cuvette synclinale entre Barcelonne, Montvendre et Chabeuil. Ce sont des marnes calcaires (56% de carbonate) blanchâtres à bleuâtres, à bancs ligniteux plus foncés (G. DEMARCQ, 1962).

I.2 - LES SABLES A UNIOS DE MONTVENDRE (10 à 30 m)

Ils s'observent, au-dessus des marnes précédentes entre Barcelonne, Montvendre et Chabeuil. Ce sont des sables blanchâtres à minces lits, plus argileux (G. DEMARCQ, 1962). Ils renferment 18% de carbonate, des débris de végétaux et des fragments de fossiles dulçaquicoles: Unios, Helix (FONTANNES, 1875).

I.3 - LES CONGLOMERATS A GALETS IMPRESSIONNES DU MONT MIERY

Au-dessus des marnes grises, s'observent, au Mont Miéry et au Mont Lagat, 50 à 60 mètres de conglomérats. Ils se présentent d'abord en lentilles (chenaux) au sein des sables gris localement plus argileux, puis en bancs de plus en plus épais (G. DEMARCQ, 1962).

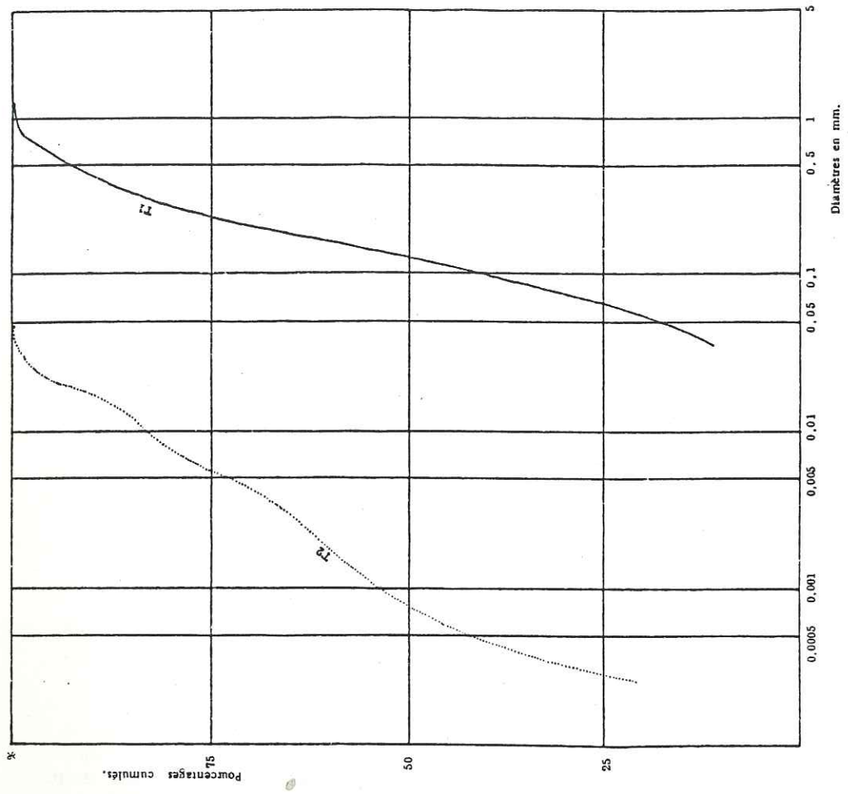
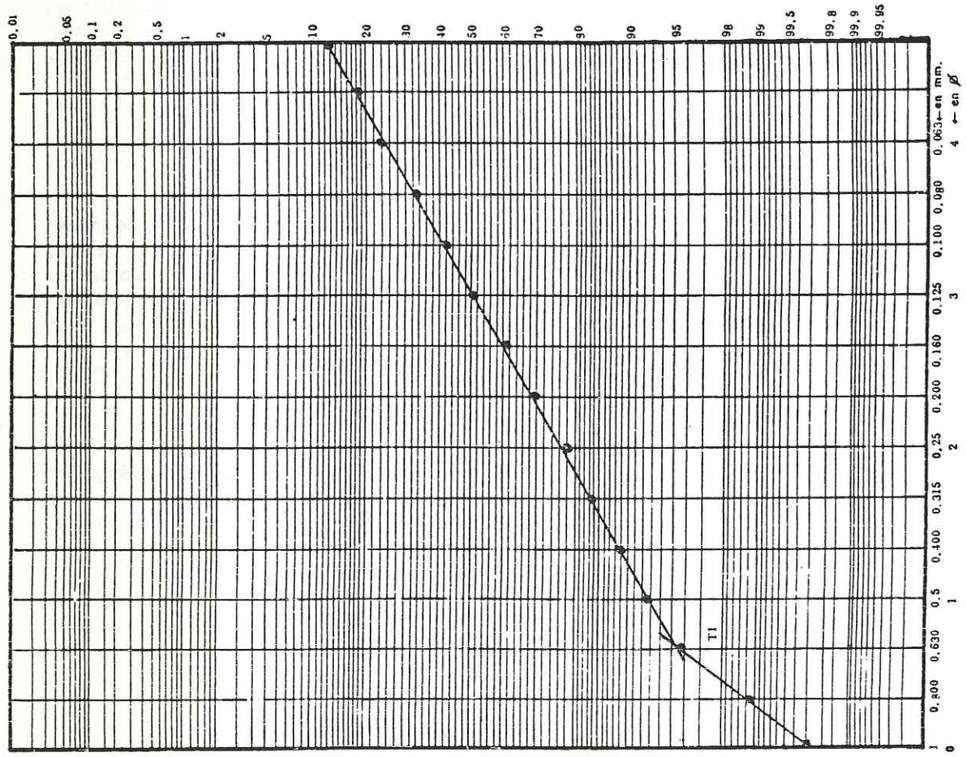


FIG 37 : COURBES GRANULOMETRIQUES (DE FREQUENCE CUMULEE ET EN ORDONNEE DE PROBABILITE) DES MARNES DU MONT LAGAT (T2) ET DES SABLES A UNIOS DE MONTVENDRE (T1) .



II - GRANULOMÉTRIE (Fig.37 et tableau 36)

L'étude granulométrique du conglomérat n'a pu être réalisée, faute d'affleurement satisfaisant.

Tabl.36 : CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES MARNES DU Mt LAGAT (T2) ET DES SABLES A UNIOS DE MONTVENDRE (T1) .

ECHANT.	Q1	Q2	Q3	QdØ	So	A	Ms	SD	SK	Kg	C	$\overline{X}$	N
T1	0,06	0,12	0,23	0,95	1,88	0,96	3,03	1,45	0,06	1,03	0,8	1,54	0,2
T2	0,0003	0,0007	0,0055	2,15	4,4	2,74					0,032	0,02	-0,57

a) **Le classement** médiocre caractérise des dépôts continentaux, de type fluvio-lacustre.

b) **L'asymétrie** proche de 1 des Sables à Unios (échantillon T1) révèle une sédimentation abondante dans un milieu calme. C'est un dépôt par excès de charge à la suite de la diminution de la compétence du milieu transporteur: sables deltaïques.

L'asymétrie fortement positive des marnes du Mont Lagat traduit un dépôt par décantation (milieu calme).

c) **Les indices de RIVIERE** montrent un faciès sublogarithmique (échantillon T1) et un faciès hyperbolique (échantillon T2). Les marnes grises sont des dépôts par décantation de matériel transporté en suspension uniforme .

Les sables à Unios apparaissent comme le terme ultime de l'évolution de sédiments transportés par des courants et déposés par excès de charge.

d) **Les diagrammes de FRIEDMAN** (fig. 29) caractérise l'échantillon sableux T1 comme étant un dépôt fluviatile.

e) **La droite de probabilité de VISHER (fig.37)** montrent deux populations de saltation . Elles caractérisent un sable deltaïque (échant.: T1).

f) **Conclusion à l'étude granulométrique.** Les marnes grises du Mont Lagat se sont déposées en milieu lacustre. Les sables à Unios de Montvendre sont des dépôts deltaïques sous-lacustres.

III - ÉTUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES MARNES DU MONT LAGAT

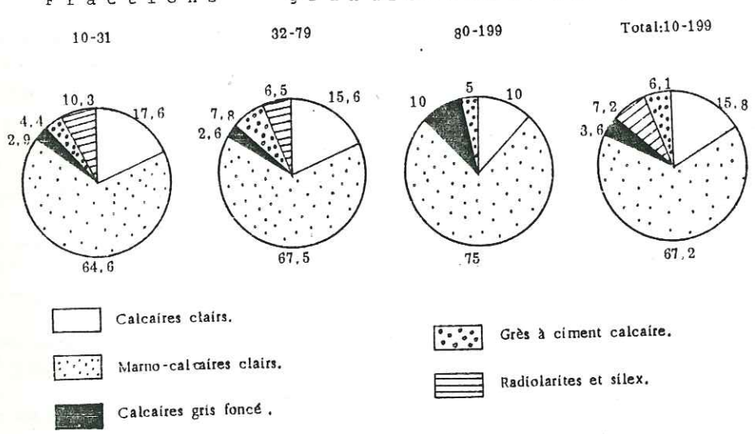
La fraction argileuse des marnes du Mont Lagat (échantillon T2) est composée de montmorillonite et d'interstratifié illite-montmorillonite (40%), d'illite (30%), de chlorite (30%) et de traces de kaolinite.

L'héritage est le phénomène majeur. La chlorite vient des zones internes des Alpes (schistes métamorphiques de la zone piémontaise); l'illite, la kaolinite, la montmorillonite et l'interstratifié illite-montmorillonite viennent de la couverture dauphinoise des zones externes (montmorillonite et interstratifié illite-montmorillonite provenant plus précisément du lessivage des Terres Noires du bassin vocontien).

La cortège argileux des marnes du Mont Lagat provient donc des zones externes et des zones internes des Alpes; le confinement du milieu a pu provoquer la néoformation d'une partie des interstratifiés illite-montmorillonite (très abondants dans cet échantillon).

IV - PÉTROGRAPHIE DU CONGLOMÉRAT DU MONT MIÉRY (Fig. 38)

FIG 38 : PETROGRAPHIE DES GALETS DU CONGLOMERAT DU MONT MIERY (échantillon:T3).



Le conglomérat du Mont Miéry est constitué essentiellement de galets calcaires, sur lesquels les cupules d'impression sont fréquemment soulignées d'une couleur roussâtre (G. DEMARCQ, 1962).

On distingue:

- un fort pourcentage de marno-calcaires clairs. Ceux-ci proviennent des formations barrémo-bédouliennes des bordures du bassin .

- des calcaires clairs à rapporter aux formations du Crétacé inférieur et de l'Oligocène (calcaires lacustres stampiens et chattiens);

- des calcaires gris foncé provenant de formations d'âge Jurassique moyen à Crétacé moyen;

- des grès calcaires gris provenant des formations du Crétacé supérieur de la région de Crest, et quelques éléments de grès jaunes repris du Miocène;

- des radiolarites et des silex repris aux formations calcaires subalpines;

- l'absence totale d'éléments cristallophylliens, même altérés.

Le matériel détritique du conglomérat du Mont Miéry est local et provient du démantèlement des formations jurassico-crétacées de la bordure Est du bassin (Diois - Vercors).

V - MORPHOMÉTRIE DES GALETS DU CONGLOMÉRAT DU MONT MIÉRY

Tabl.37 : MORPHOMETRIE DES GALETS DU CONGLOMERAT DU MONT MIERY.

Affleurements	Indice d'aplatissement			Indice de dissymétrie			Indice d'émoussé		
	Médiane	A ≤ 150 en %	A ≥ 250 en %	Médiane	D ≤ 550 en %	D ≥ 750 en %	Médiane	E ≤ 100 en %	E ≥ 500 en %
Mt. Miéry T3	214	10	38	573	38	2	426	0	38

- La valeur de l'indice d'aplatissement obtenue (médiane 214) représente l'aplatissement banal d'un galet calcaire. Elle indique un dépôt fluviatile. En effet, les rivières ne changent guère la forme générale des galets, celle-ci reste donc légèrement bombée (200 pour des galets calcaires).

- La dissymétrie (médiane 573) est assez forte et correspond à des dépôts de rivières.

- L'émoussé (médiane 426) est assez fort, mais pour des galets calcaires, il caractérise un façonnement fluviatile dont l'acquisition ne nécessite qu'un assez court transport par des rivières (moins de 100 km).

CONCLUSION À L'ÉTUDE DU TORTONIEN SUPÉRIEUR

Au Tortonien moyen, la mer régresse lentement, puis un régime continental fluvio-lacustre s'installe. Il semble qu'il n'y est pas ou peu (sur les bordures) de réduction paléogéographique des aires de sédimentation, simplement le bassin a perdu sa communication avec la mer ouverte, et est devenu lagunaire, puis lacutre.

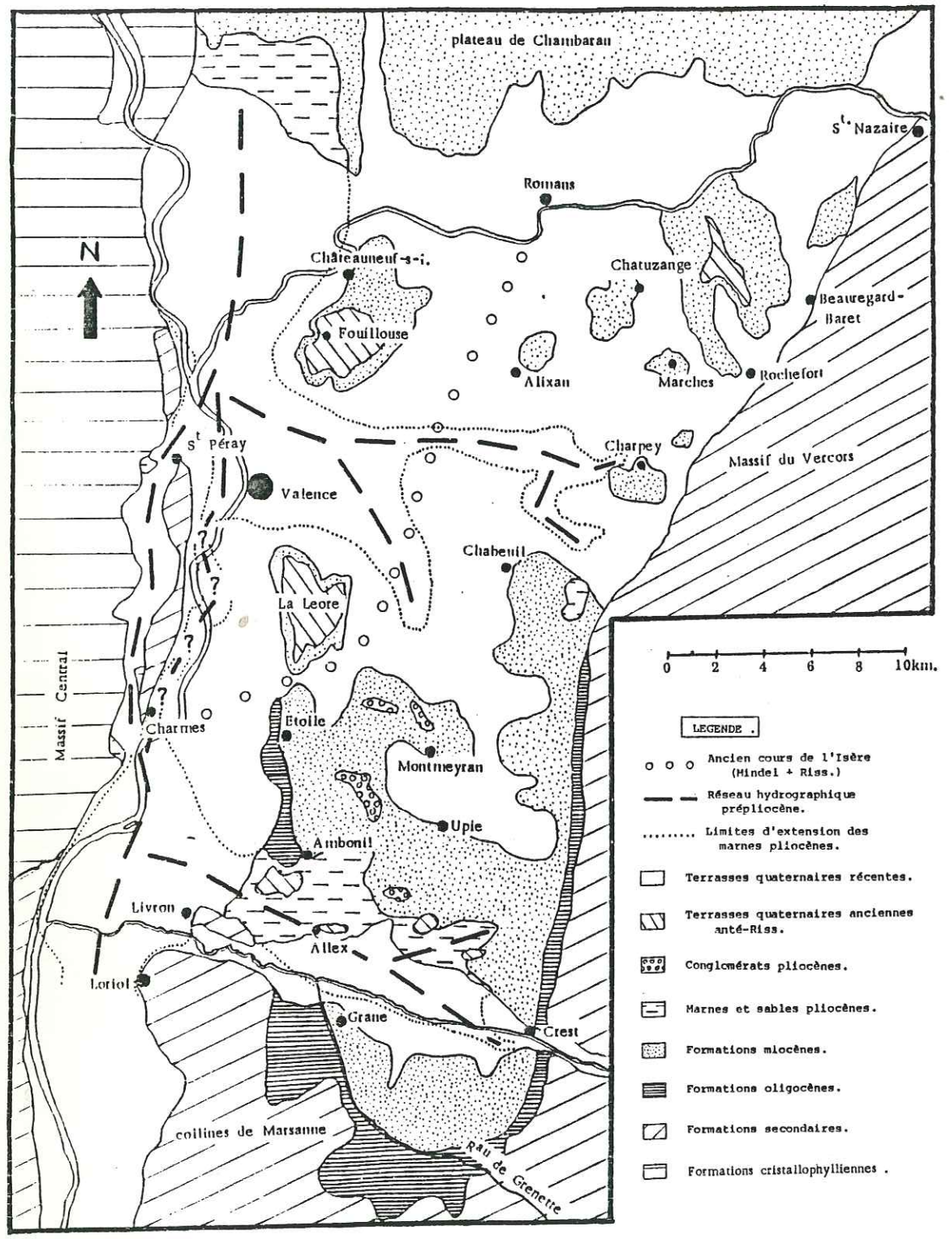
Les marnes du Mont Lagat se déposent dans le "lac tortonien", lequel reçoit des arrivées sableuses d'origine fluviatile (sables à Unios de Montvendre).

A la fin du Tortonien, la continentalisation l'emporte et le bassin de sédimentation lacustre fait place à un véritable glacis de piedmont. Des cailloutis et conglomérats à matrice sableuse (conglomérat à galets impressionnés du Mont Miéry) venus de l'Est, envahissent le bassin de Crest. Ainsi naît l'ancêtre de la Drôme actuelle.

-=-=-=-

050 030803 8

FIG 39 :CARTE GEOLOGIQUE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST (PLIO-QUATERNAIRE).



CHAPITRE VI

LE PLIOCENE

INTRODUCTION

Souvent cachées par le Quaternaire, les formations pliocènes affleurent peu. Elles se rencontrent uniquement dans le quadrilatère de Livron-Eurre-Montoison-Ambonil, ainsi qu'à l'Est de Chabeuil (Fig.39).

La répartition en profondeur est assez bien connue, grâce aux études géologiques et hydrogéologiques de la Compagnie Nationale du Rhône (C.N.R.) et du Bureau d'Etudes de Géologie Appliquée et d'Hydrologie Souterraine (B.U.R.G.E.A.P.); cette répartition est complétée par des observations personnelles effectuées, sur des forages récents, dans le secteur d'Alixan-Chabeuil-Charpey.

Les argiles pliocènes ont été repérées avec certitude sous la plaine alluviale du Rhône , exception faite de la section comprise entre Valence et Charmes. Elles forment trois diverticules orientaux qui s'étendent (Fig. 39) :

- dans la basse vallée de l'Isère;
- sous l'emplacement de la ville de Valence;
- dans la basse vallée de la Drôme en passant au Nord du massif néocomien de Livron.

Le premier de ces diverticules ne dépasse guère vers l'Ouest Beaumont-Monteux. Le second, plus long, se divise en deux digitations, l'une se terminant au Sud entre Beaumont-lès-Valence et Chabeuil, l'autre vers l'Est au-delà de Montélier; le troisième s'étend jusqu'à Crest.

L'étude de ces formations pliocènes a été faite par R. BALLESIO (1972), qui distingue, dans l'ordre stratigraphique (Fig.40).

I - LES DÉPÔTS D'EAU DOUCE INFÉRIEURS

Dans notre secteur, ils ne sont connus que par sondage: Allex et Bourg-lès-Valence. C'est une alternance de sables et d'argiles à passées ligniteuses. Leur épaisseur est d'environ 100 mètres à Allex.

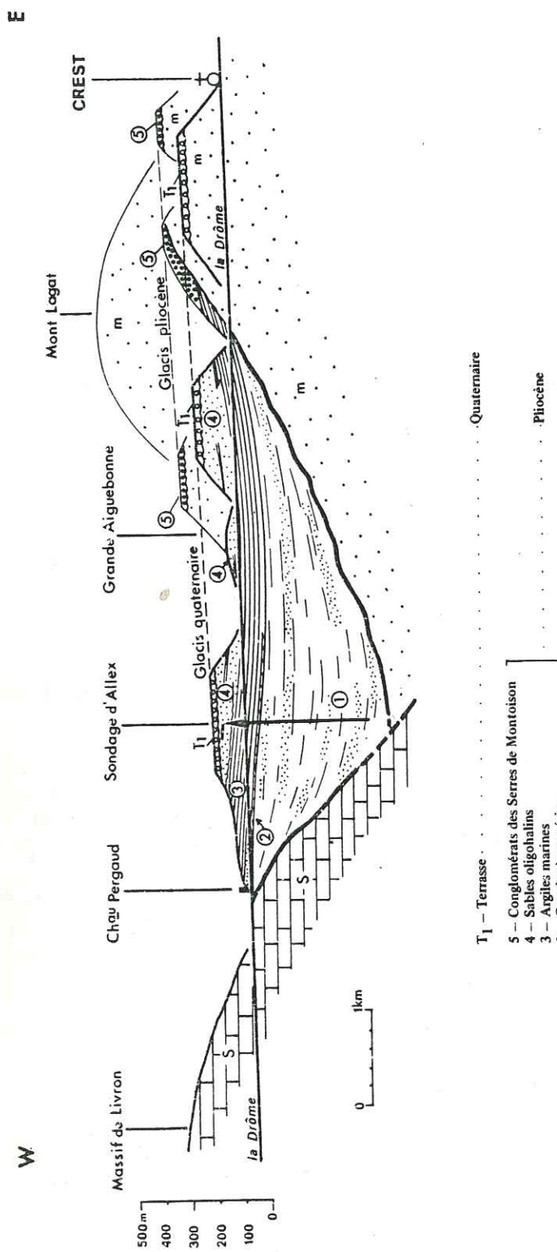


Fig. 40 – Profil du versant nord de la vallée de la Drôme en aval de Crest.

(d'après R. BALLESIO , 1972.)

II - LES DÉPÔTS LAGUNAIRES À CONGÉRIES

Mince dépôt argileux à faune lagunaire que l'on rencontre dans les forages d'Allex et de Bourg-lès-Valence. Il est probable qu'il forme un horizon de transition, lagunaire, entre les dépôts d'eau douce inférieurs et les dépôts marins.

III - LES DÉPÔTS MARINS ET SAUMÂTRES

Ils se décomposent en une séquence argileuse inférieure suivie d'une séquence sableuse.

La séquence argileuse homogène correspond à des faciès franchement marins. Elle est localement fossifère (les Bûches près d'Allex , Eurre, Chabeuil).

La séquence détritique sus-jacente est composée de bancs de sables fins, coupés de joints argileux à empreintes végétales. Le milieu est oligohalin. Cette séquence s'observe entre Allex et Eurre.

IV - LES DÉPÔTS D'EAU DOUCE SUPÉRIEURS

Ce sont des argiles gris verdâtre plastiques, à lits ligniteux. La microfaune est lacustre. Ce faciès apparaît uniquement dans le gisement de Chabeuil.

V - LES DÉPÔTS FLUVIATILES SUPÉRIEURS

Ce sont les conglomérats des Serres-de-Montoison de G. DEMARCQ (1959). Sérieusement attaquée par l'érosion quaternaire, cette formation ne subsiste que sur la marge orientale du bassin de Crest (Fig. 39).

Ces conglomérats ne sont que faiblement consolidés, le ciment me semble être en grande partie, constitué par des sables remaniés de la molasse miocène.

Les éléments polygéniques sont à 80% calcaires. S'observent également des galets de silex, de grès, ainsi que des graviers de quartz et de radiolarite . Il n'y a pas d'éléments cristallins, même altérés.

Au Serre de Jupe, les plus gros galets calcaires ont une longueur de 20 cm. On note également la présence de blocs métriques de molasse miocène.

Les galets, pour la plupart, sont inclinés de 30° vers le N 130°; le sens du courant fluviatile transporteur est donc SE-NW. Un chenal de direction N 150, creusé dans les sables de Chabrillan sous-jacents, confirme le sens du courant. (Photo:Annexe 3).

Les éléments des conglomérats des Serres-de-Montoison sont issus du Vercors (R. BALLESIO, 1972) et ont été mis en place par des eaux impétueuses provoquant de véritables laves torrentielles.

CONCLUSION À L'ÉTUDE DU PLIOCÈNE

Les chaînes subalpines (Vercors, Chartreuse) se mettent en place lors de la phase rhodanienne, au Messinien. Il s'ensuit une grande phase d'érosion et le creusement de la vallée du Rhône et de ses affluents (Isère, Drôme, paléocours d'eau de la plaine de Valence), qui entaille , par érosion régressive, le plateau miocène récemment constitué. Il semble que le Rhône pré-pliocène empruntait le couloir de St-Péray - Charmes-sur-Rhône, à l'Ouest de la Montagne de Crussol (R.BALLESIO, 1972).

Des sables et argiles parfois ligniteuses (dépôts d'eau douce inférieurs) se déposent dans le fond des thalwegs. Le milieu palustre ou lacustre reçoit quelques apports sableux d'origine fluviatile.

Au Plaisancien, la Méditerranée envahit rapidement les paléovallées du Rhône et de ses affluents (rias pliocènes). Une alternance d'argiles et de sables littoraux se déposent dans le bassin de Crest. Dans la vallée du Rhône (forage de Bourg-lès-Valence) la sédimentation, franchement marine, est beaucoup plus argileuse.

Puis la série passe vers le haut à des argiles lacustres, parfois ligniteuses (dépôts d'eau douce supérieurs).

Après une légère phase de ravinement (R. BALLESIO, 1972), le régime change et s'épandent des alluvions fluviatiles. Les matériaux grossiers apportés par la Drôme pliocène terminent ainsi le remblaiement du bassin de Crest.

-=-=-=-

CHAPITRE VII

LE QUATERNAIRE

Les formations quaternaires, très développées dans notre région, tapissent le fond des vallées alluviales de l'Isère, du Rhône, de la Drôme et recouvrent la majeure partie de la plaine de Valence (fig.39). Le Quaternaire est caractérisé par le creusement des vallées et l'édification des terrasses. On distingue dans l'ordre stratigraphique: (J.F. BUSSE, 1962; M. GIGOUT, 1969; R. BALLESIO, 1972; M. BORNAND, 1978; P. MANDIER, 1979).

I - AU "VILLAFRANCHIEN"

Une nappe alluviale, attribuée au "Villafranchien", s'observe dans le bassin de Crest. Les principaux sites sont: la colline d'Allex et les plateaux de Montchauds et de Soulier. Seul le plateau de Soulier est couvert d'alluvions rhodaniennes; les galets bien roulés de quartzites, de roches cristallines et métamorphiques prédominent. Les autres buttes portent des alluvions régionales issues du Vercors; les galets calcaires jurassiques ou crétacés sont souvent anguleux ou aplatis, plus rarement bien roulés.

Cette nappe alluviale n'appartient plus au cycle de comblement pliocène, car elle s'inscrit en contrebas du glacis des Serres-de-Montoison (R. BALLESIO, 1972). Au cours de cette période, le Rhône empruntait le couloir de Saint-Péray à l'Ouest de Valence (fig.39 et 40).

II - AU GÜNTZ ET AU MINDEL

Des lambeaux de terrasses attribués au Günz et d'autres (encaissés d'une trentaine de mètres sous les précédents) attribués au Mindel subsistent sur les plateaux de Fouillouse, de la Léore, de Chatuzange le-Goubet et de Chateauneuf d'Isère.

- **L'interglaciaire Güntz-Mindel** est marqué par un encaissement du réseau hydrographique (environ 30 m dans notre région), et par l'abandon par le Rhône du couloir de Saint-Péray.

Au Mindel, l'Isère balayait la plaine de Valence, entre les collines miocènes de Chateauneuf-d'Isère au Nord et d'Etoile au Sud (Fig. 39).

- **L'interglaciaire Mindel-Riss** est marqué par la puissance du creusement du réseau hydrographique qui s'enfonce d'environ 90 mètres.

III - AU RISS

A cette époque, l'Isère continue de suivre le même tracé et alluvionne la terrasse de Saint-Marcel-Lès-Valence (également dénommée: nappe des alluvions de l'"ancienne Isère"). Ces alluvions caillouteuses sont constituées essentiellement de galets calcaires, de quartzites et d'amphibolites. Les galets de granites et de gneiss sont souvent en voie de décomposition. Les galets, bien roulés, de taille variable (de 2 à 20 cm), sont noyés dans une gangue principalement sableuse dont l'origine molassique, au moins partielle est probable.

A l'Est, de puissants cônes de déjections torrentiels étalent leurs cailloutis calcaires sur le piedmont du Vercors et forment les "cailloutis calcaires d'Alixan". Ceux-ci passent insensiblement à l'Ouest aux alluvions de la terrasse de Saint-Marcel-Lès-Valence.

Les éléments de cette formation calcaire d'Alixan sont anguleux, légèrement roulés, et leur grande dimension n'atteint pas 15 cm. Ils sont étroitement engrenés entre eux, mélangés à du sable micacé d'origine molassique, plus ou moins argileux. A l'exception de rares horizons de galets propres, le sable y est le plus souvent largement prédominant. Quelques horizons très argileux et gris-bleu sont localement présents (Malissard) au sein de la formation. Ces cailloutis calcaires colmatent une topographie assez irrégulière façonnée dans la molasse sableuse; ils sont peu épais (10 m au maximum). Ils forment une série de cônes très faiblement bombés et jointifs.

En se rapprochant du Vercors, cette terrasse caillouteuse passe latéralement à des éboulis dont les éléments deviennent plus grossiers, et plus anguleux, tandis que s'accroît la pente topographique.

L'interglaciaire Riss-wurm n'a donné lieu qu'à un encaissement modeste du réseau hydrographique. Il en résulte que depuis le Riss ancien, toutes les terrasses de la plaine de Valence sont emboîtées sans substratum apparent entre les niveaux. A cette époque, l'Isère délaisse le passage de St-Marcel-lès-Valence pour son cours actuel.

IV - AU WURM

La période wurmienne est marquée par l'alluvionnement des basses terrasses qui occupent un large espace dans l'axe des vallées principales.

On relève deux niveaux dans la vallée de la Drome, cinq dans la vallée du Rhône et quatre le long de la basse Isère.

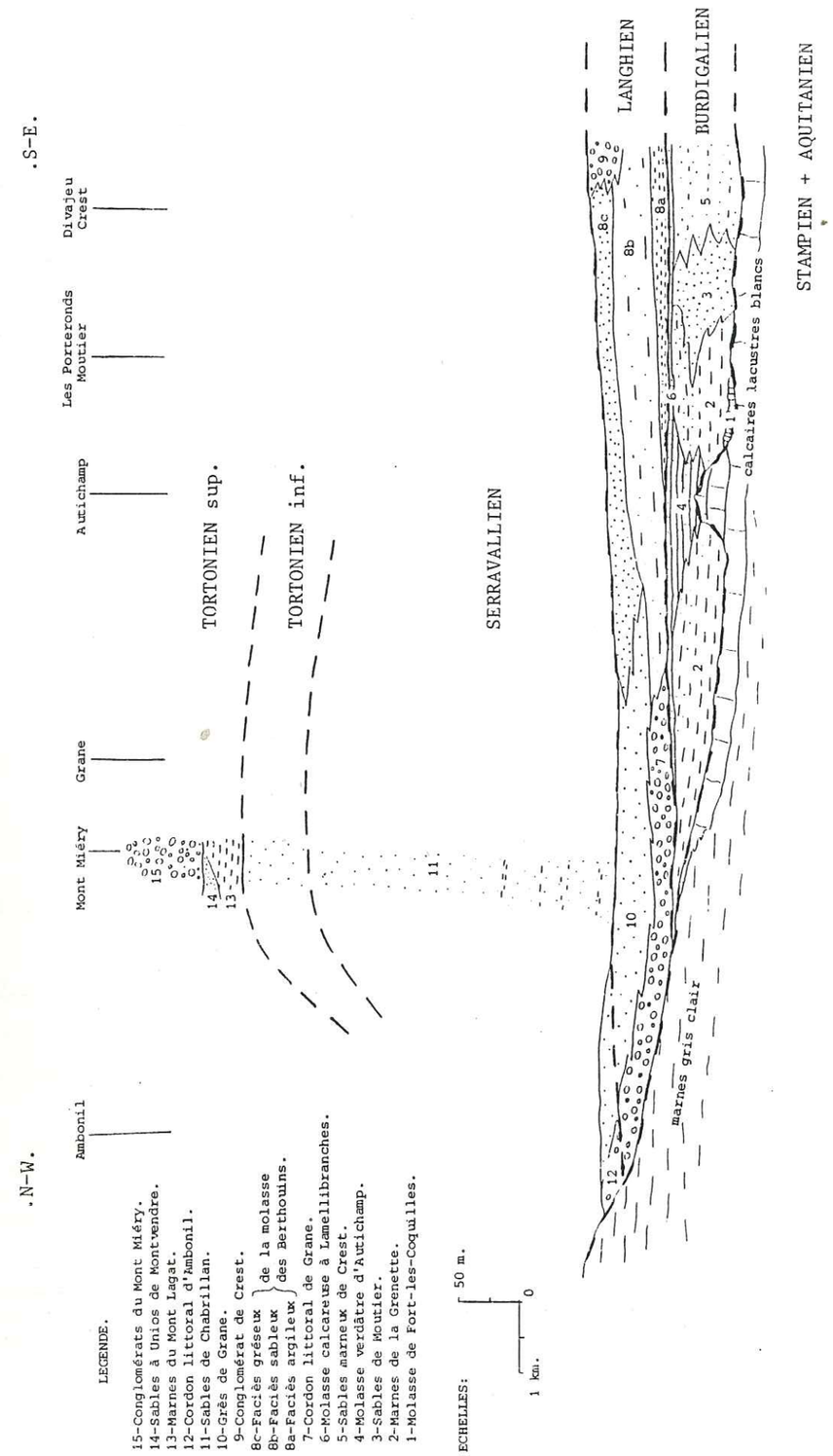
Ces terrasses sont constituées de galets de taille décimétrique, noyés dans une matrice sableuse pouvant former des lentilles.

Le long des vallées du Rhône et de l'Isère, le matériel détritique constitué d'éléments calcaires, siliceux, cristallins et cristallophylliens est d'origine alpine. Celui de la vallée de la Drome constitué de galets calcaires mal arrondis provient du Diois.

V - À L'HOLOCÈNE

L'alluvionnement des vallées se poursuit, le bassin de Crest et la plaine de Valence acquièrent leur topographie actuelle.

FIG 41 : SCHEMA STRATIGRAPHIQUE DU MIOCENE DU BASSIN DE CREST .



CONCLUSION A L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DU CREST AU COURS DU NEOGENE

I - LE PAYSAGE ANTÉ-BURDIGALIEN

Après le dépôt des terrains **crétacés** , atteints sous la plaine de Valence et le bassin de Crest par divers sondages, la phase provençale à l'Eocène inférieur, provoque l'émersion de la zone dauphinoise et le plissement de la "chaîne dauphinoise".

Il s'ensuit une intense érosion continentale pendant tout l'**Eocène**: des sables blancs et rouges, provenant du remaniement des calcaires gréseux et des grés crétacés ("chaîne dauphinoise"), s'accumulent par places dans les dépressions de cette surface érodée et karstifiée (de Saint-Nazaire-en-Royans à Saint-Vincent-la-Commanderie).

Dès **l'Oligocène** apparaît la "fosse de Valence" (entre Vienne et Crest) limitée du côté occidental par une importante faille orientée N-S. Ce bassin d'effondrement est comblé par plus de 2000 m de sédiments fluvio-lacustres et évaporitiques.

La lente acquisition de cette structure a ainsi préparé pour la transgression burdigalienne un paysage marin hétérogène marqué par le seuil néocomien de Marsanne, le haut-fond d'Autichamp, l'irrégularité des rivages.

II - AU BURDIGALIEN

Transgressif sur les calcaires lacustres blancs ou sur les marnes gris-bleu (forage de Montoison BMtl) de l'Oligocène terminal ou de l'Aquitanien; le Burdigalien est marqué par une grande variation de faciès.

Dans le Bassin de Crest, la sédimentation marine débute localement (ferme Giraud) par le **Molasse lumachellique de Fort-les-Coquilles** (fig. 41) formation 1) plaquée sur les calcaires lacustres érodés et perforés par les lithophages. Les apports détritiques sont réduits et, dans ces eaux pures, les organismes trouvent un milieu favorable à leur développement.

Puis la sédimentation s'étend à l'ensemble du sillon burdigalien avec les **Marnes de la Grenette** à l'exception cependant du paléorelief d'Autichamp qui reste encore émergé. Ces marnes passent latéralement à l'Est aux **Sables marneux de Crest**, avec intercalation de **Sables blancs de Moutier.**

Les Marnes de la Grenette (fig. 41 , formation 2) se déposent sur la bordure occidentale du sillon burdigalien, dans un golfe peu profond et relativement fermé. Pendant la première moitié du dépôt (sédiments argileux), les échanges avec le bras de mer burdigalien restent probablement réduits.

Les matériaux argileux auxquels se mêlent, dans la moitié supérieure de la formation, des arrivées sableuses, proviennent déjà de toutes les zones alpines, depuis la couverture dauphinoise des zones externes (bordure de la mer burdigalienne) jusqu'aux schistes lustrés de la zone piémontaise.

Plus à l'Est, **les Sables marneux de Crest** (fig. 41 , formation 5) se déposent probablement au centre du sillon burdigalien (la moitié orientale des dépôts burdigaliens de notre région est totalement érodée . Les sédiments, provenant de toutes les zones alpines, sont transportés par les courants marins et se déposent dans un milieu de faible énergie dès que les turbulences diminuent.

Des arrivées fluviatiles locales issues du remaniement des grès calcaires crétacés de la bordure orientale du bras de mer, se mêlent localement à ces sables marneux (Divajeu, Moutier).

Au lieu-dit Moutier, ces apports terrigènes envahissent brutalement tout le Burdigalien. Ce faciès des **Sables blancs grossiers de Moutier** (fig. 41 ,formation 3) correspond ici aux dépôts d'un petit delta sous-marin; les matériaux détritiques provenant probablement de la partie occidentale des Baronnies.

Le dépôt de ces différentes formations se poursuivant , la mer envahit progressivement le haut-fond d'Autichamp. Il s'y dépose la **Molasse verdâtre d'Autichamp** (fig. 41 , formation 4), dans laquelle alternent des lits de sable légèrement grésifié et des lits de calcaire organogène .

Le milieu est agité et peu profond, de 0 à 60 mètres; le sédiment semble même avoir subi une oxydation à l'air lors d'émersions passagères.

Les organismes constructeurs ont trouvé là, des conditions favorables à leur développement: un fond sous-marin rocheux, des eaux agitées et claires.

Les niveaux sableux, propres et bien triés sont constitués de matériaux alpins issus principalement de la zone piémontaise, mais également de la couverture dauphinoise des zones externes.

La sédimentation burdigalienne s'achève partout par le dépôt de la **Molasse calcareuse à Lamellibranches** (fig. 41 , formation 6); ceci implique que le milieu et les conditions de dépôt se sont uniformisés sur l'ensemble de la région étudiée.

Le matériel détritique sableux issu des Alpes internes auquel se mêlent quelques galets calcaires d'origine locale (massif jurassico-crétacé de bordure du bras de mer), se dépose par excès de charge dans un milieu peu profond et agité, il est aussitôt remanié et étalé par les vagues et les courants.

Durant le Burdigalien, le climat fut de type méditerranéen chaud à subtropical, sans grands écarts annuels de températures et fortement adouci par la présence de la mer. Le continent est couvert d'une végétation arbustive où vivent des espèces à affinités subtropicales (G. DEMARCQ, 1970; R. BARBILLAT, 1971; H. MEON-VILAIN, 1970; C. GUERIN et P. MEIN, 1971).

III - AU LANGHIEN

Au Langhien la mer envahit progressivement l'ensemble de la plaine de Valence. Le Massif Central, les collines d'Etoile et de Marsanne constituent le rivage occidental, tandis que le rivage oriental reste sensiblement le même qu'au Burdigalien (G. DEMARCQ, 1970).

Dans le Bassin de Crest-Valence se dépose la **Molasse des Berthouins à Ostrea crassissima** (fig. 41 , formation 8) aux faciès encore très variés. La base, argileuse, se dépose en milieu calme, puis l'apport sableux devient plus abondant; la série s'achève par une sédimentation sableuse grossière, de milieu agité et peu profond, propice au développement d'une faune littorale abondante.

Deux arrivées conglomératiques d'origine fluviatile envahissent localement ces sédiments fins. L'une est issue du remaniement des formations calcaires des actuels massifs du Vercors et du Diois (bordure orientale de la mer) et s'intercale au sommet de la série des Berthouins: **conglomérat de Crest** (fig. 41, formation 9).

L'autre est constituée d'éléments provenant du Massif Central et des reliefs calcaires de la bordure ouest; ces éléments sont répartis par les courants marins le long du rivage occidental et constituent le **cordon littoral de Grane à Ostrea crassissima** (fig. 41 , formation 7). Le niveau conglomératique à éléments siliceux et calcaires observé dans le forage pétrolier de Montoison (BMt1) entre 329 et 338 m semble correspondre à ce cordon littoral.

Jalonné par ces dépôts conglomératiques, le rivage migre vers l'Ouest, de Montoison à Ambonil; le cordon littoral de Grane passe latéralement au **cordon littoral d'Ambonil** (Fig. 41 , formation 12), au cours du Langhien.

Pendant la mise en place de cette molasse des Berthouins au centre du bras de mer, les **Grès de Grane** (fig. 41 ,formation 10) se déposent sur la bordure occidentale en milieu agité et peu profond. L'une et l'autre formation sont constituées essentiellement de matériaux arrachés aux zones internes des Alpes et, pour une moindre part à la couverture dauphinoise des zones externes.

Durant le Burdigalien et le Langhien inférieur, le continent nourricier qui s'étendait à l'Est du bras de mer jusqu'à la zone piémontaise était très bas et sans relief important. Des cours d'eau limoneux, légèrement chargés en sables débouchaient dans la région de Grenoble (G. LATREILLE, 1969): les matériaux alpins qu'ils y déversaient, étaient répartis par les courants marins dans tout le Bas-Dauphiné et jusqu'au bassin de Crest-Valence.

IV - AU SERRAVALLIEN

Au Serravallien, la sédimentation sableuse de plate-forme se développe: ainsi se déposent les **Sables de Chabrillan** (fig. 41, formation 11). L'apport détritique sableux (issu en grande majorité des Alpes internes) compense la subsidence, le milieu restant toujours peu profond (moins de 40 m). Cet apport sableux, plus grossier dans la moitié supérieure de la formation, est à corréler avec le soulèvement, qui s'accélère, de l'ensemble des Alpes.

V - AU TORTONIEN

Avec cet étage débute la régression.

Au Tortonien inférieur apparaît un caractère saumâtre et euryhalin, ainsi se dépose la fin des **Sables et Grès stériles de Chabrillan.**

Les sables et argiles d'origine alpine de notre région, proviennent toujours de la dispersion, par les courants marins, des éléments détritiques apportés par "l'Isère Miocène" dans la région de Grenoble (G. LATREILLE, 1969).

Au Tortonien moyen, la mer fait place à un régime fluvio-lacustre. **Les Marnes du Mont Lagat** (Fig. 41 , formation 13), minéraux argileux provenant de toutes les zones alpines depuis la couverture dauphinoise jusqu'à la zone piémontaise, se déposent dans le "lac tortonien" qui reçoit aussi des sables fluviatiles ou **Sables à Unios de Montvendre** (fig. 41, formation 14).

Au Tortonien supérieur, ces sédiments argilo-sableux s'enrichissent progressivement en galets. La sédimentation miocène s'achève ainsi par l'épandage d'une nappe de cailloutis ou **Conglomérats à galets impressionnés du Mont Miéry** (Fig. 41 , formation 15) qui résulte de l'attaque croissante de reliefs de plus en plus rigoureux. Ce matériel détritique grossier, apporté par une paléo-Drôme, provient de l'érosion des formations jurassico-crétacées de la partie de la couverture dauphinoise qui va maintenant donner naissance au Vercors et au Diois.

VI - AU MESSINIEN

la phase "rhodanienne" ou "jurassienne" provoque le soulèvement des Alpes et la mise en place des chaînes subalpines qui incluent le Miocène dans leurs synclinaux.

Il s'ensuit le creusement de la vallée du Rhône et de ses affluents dont la Drôme et les paléocours d'eau de la plaine de Valence (fig.39). A Valence, cette érosion a même totalement décapé les terrains miocènes puisque les marnes pliocènes reposent directement sur les formations oligocènes et aquitaniennes (forages GVA.1, P15, P16).

Durant tout le Miocène supérieur, le climat reste tempéré chaud et humide avec une légère phase d'aridité consécutive à la régression messinienne (G. DEMARCQ, 1970; R. BARBILLAT, 1971; H. MEON-VILAIN, 1970; C. GUERIN et P. MEIN, 1971).

VII - AU PLIOCÈNE

Au Pliocène inférieur, des argiles parfois ligniteuses et des sables continentaux viennent tapisser le fond des thalwegs.

Au Pliocène moyen, la Méditerranée envahit rapidement les paléovallées du Rhône et de ses affluents. Les dépôts sont essentiellement argileux, sauf dans le bassin de Crest où les apports détritiques sableux sont plus abondants. La fin de la phase marine est marquée par des faciès lacustres tels que les argiles gris-verdâtre à lit ligniteux du gisement pliocène de Chabeuil.

Au Pliocène terminal, s'épandent des alluvions fluviatiles d'abord sableuses puis franchement conglomératiques ou **Conglomérats des Serres de Montoison.** Les matériaux grossiers issus du Vercors et du Diois, sont apportés par la Drôme pliocène, aux eaux impétueuses, provoquant de véritables laves torrentielles.

L'ingression marine pliocène a déterminé un climat humide et chaud, propice à l'installation d'une végétation forestière dense. Au Pliocène supérieur, le climat reste toujours chaud, mais devient plus sec (R. BALLESIO, 1971; H. MEON-VILAIN, 1970; G. TRUC , 1971).

-=-=-

DEUXIEME PARTIE - HYDROGEOLOGIE

INTRODUCTION

CHAPITRE I - GÉOLOGIE

CHAPITRE II - HYDRODYNAMIQUE

CHAPITRE III - CLIMATOLOGIE

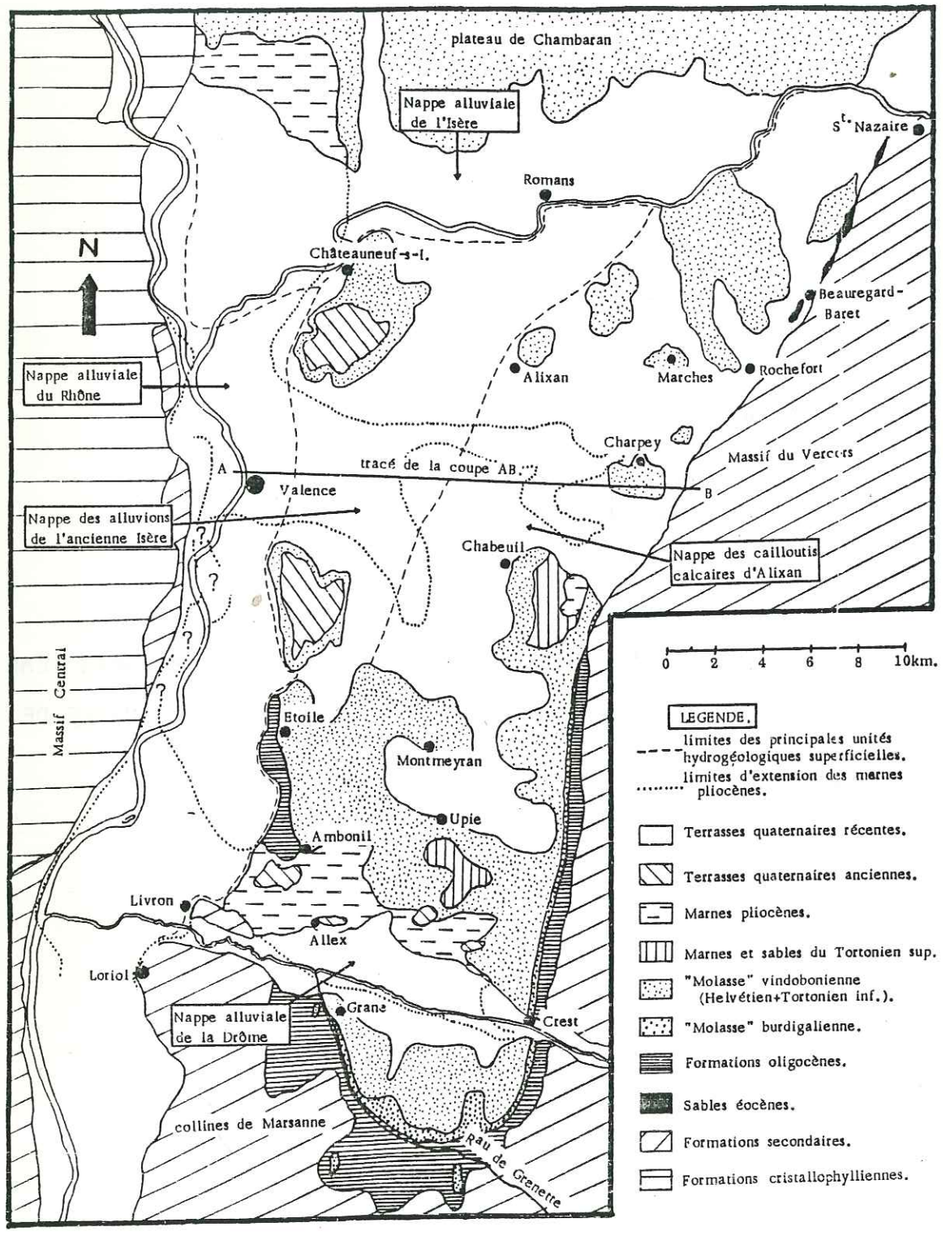
CHAPITRE IV - GÉOCHIMIE

CHAPITRE V - BILAN HYDROGÉOLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS TÉMOINS

CHAPITRE VI - ESSAI DE BILAN HYDROGÉOLOGIQUE DE LA NAPPE DE LA MOLASSE

CONCLUSION

FIG 42: CARTE GEOLOGIQUE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST (HYDROGEOLOGIE).



INTRODUCTION

I- ORIGINE ET BUT DE L'ÉTUDE

Dans des études hydrogéologiques récentes, la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest avait été qualifiée de **"substratum imperméable"** des réservoirs aquifères sus-jacents. Les quelques forages d'eau, réalisés au cours des dernières années et fournissant des débits exploitables pouvant atteindre la centaine de m3/h, ont contredit cette proposition. De plus des craintes de surexploitation, et surtout la vulnérabilité aux pollutions (notamment par les nitrates) des nappes alluviales incitent les syndicats des eaux à rechercher de nouvelles ressources souterraines dans les formations molassiques miocènes.

La présente étude a pour but de recueillir le maximum de données concernant la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest, afin de les corréler et de faire une approche globale de caractérisation de l'aquifère. Ces données sont de natures diverses: géologiques, structurales, climatologiques, hydrologiques et hydrogéologiques.

L'étude a débuté par le recensement des puits et forages affectant la molasse, nous donnons en annexe 1, la liste de ces forages, et leurs caractéristiques.

II - LES LIMITES DU BASSIN

Le bassin de Crest et l'Est valentinois occupent la moyenne vallée du Rhône. Cette région est parcourue par le Rhône, l'Isère et la Drôme.

Les limites hydrogéologiques sont (fig. 42):

. L'Isère, séparant la plaine de Valence du plateau de Chambaran, forme la limite nord;

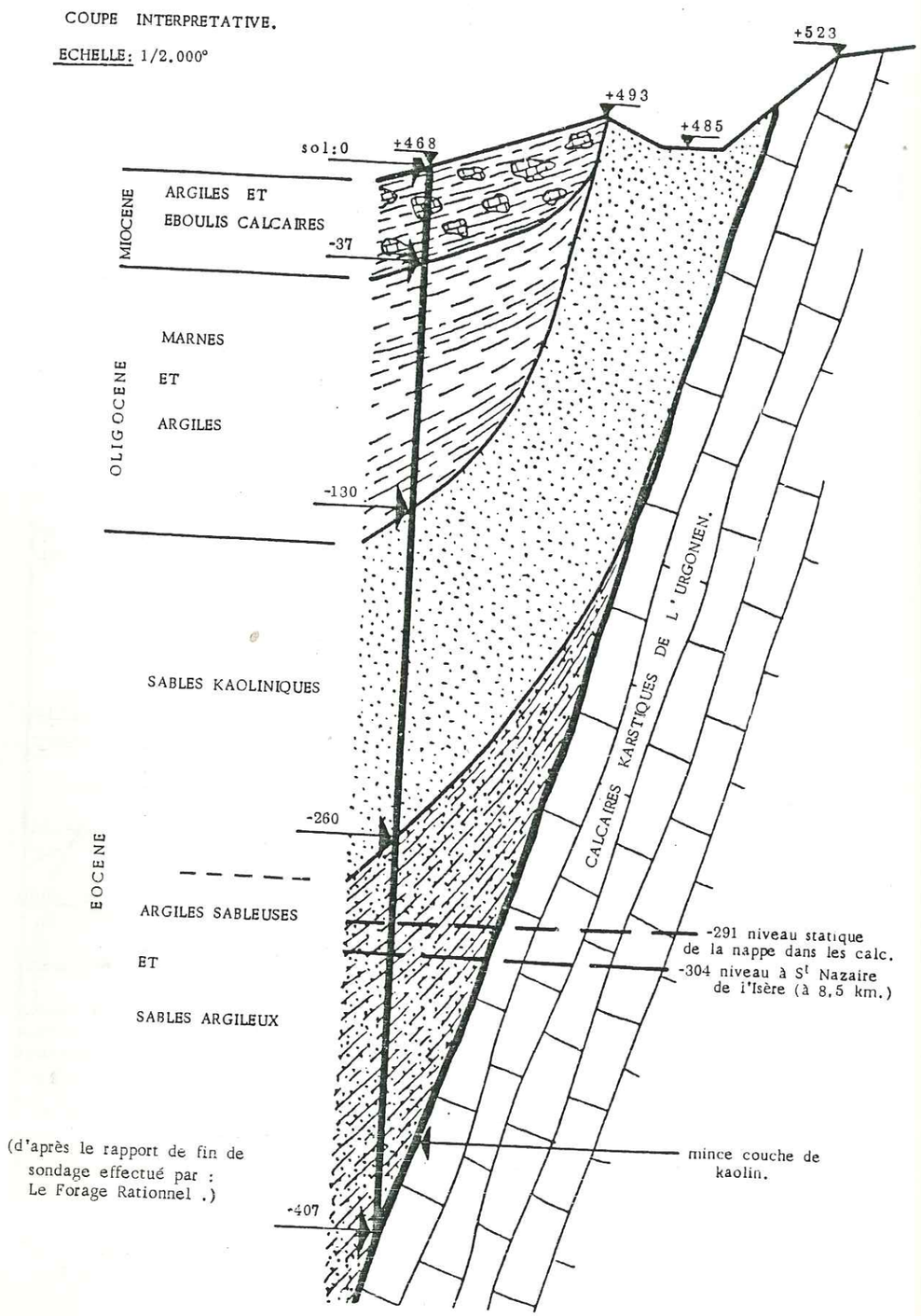
. le massif calcaire du Vercors, d'une altitude moyenne de 900 mètres, forme la limite est;

. le Rhône, en longeant le Massif Central forme la limite ouest;

. au Sud, la limite hydrogéologique est constituée par la basse Drôme et par le ruisseau de la Grenette. Celui-ci sépare les formations miocènes affleurant au Sud de la Drôme, dans le secteur limité par Grane - Autichamp - Crest, des collines secondaires de Marsanne.

-=-

Fig.43: FORAGE PROFOND DE RECONNAISSANCE A BEAUREGARD-BARET .



CHAPITRE I - GEOLOGIE

INTRODUCTION

Au cours de ce chapitre descriptif, nous ferons tout d'abord un bref rappel de la nature géologique des formations aquifères et de leur substratum, puis nous définirons la géométrie du réservoir molassique.

I - CADRE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE (Fig.42)

I.1 - FORMATIONS CRETACEES

A l'Est des communes de la Baume Cornillane, Chateaudouble et Rochefort, une épaisse série de marnes et calcaires d'âge crétacé marque la limite du Vercors.

Tectoniquement, les formations sont ployées en un "pli en genou", surmontées à l'Est par les falaises de calcaires urgoniens du Vercors, elles s'ennoient profondément à l'Ouest, sous le Tertiaire et les alluvions de la plaine de Chabeuil.

Ces formations marno-calcaires du Crétacé inférieur s'enfoncent donc sous la plaine orientale de Valence, où elles forment un vaste synclinal. Le flanc occidental de ce synclinal apparaît au Nord de Livron et dans la région de Marsanne; sa profondeur sous Valence (au sondage géothermique de Valence GVA1) est de - 2315 mètre NGF.

I.2 - FORMATIONS D'AGE TERTIAIRE

Le coeur du synclinal crétacé est occupé par d'épaisses formations sablo-gréseuses tertiaires.

On y distingue:

I.2.1 - Sables éocènes de Rochefort

Le début du Tertiaire est représenté par des sables kaoliniques qui affleurent sur une bande étroite en bordure du Vercors, entre Saint-Nazaire-en-Royans et Rochefort.

Recherchés pour le kaolin, ils sont exploités au jet.

Un forage réalisé au sein de cette formation donne une image locale de la stratigraphie en bordure du Vercors (fig. 43) à Beauregard-Baret.

Ce forage exploite la nappe circulant dans les calcaires urgoniens; celle-ci est isolée des dépôts tertiaires par une couche de kaolin pur formant un écran totalement imperméable.

I.2.2 - Marnes oligocènes

Des marnes rougeâtres à verdâtres oligocènes affleurent le long du côteau entre Etoile et Ambonil ainsi qu'en bordure du Vercors.

Ces marnes, très développées sous Valence (2300 m au forage GVA1) forment le substratum imperméable des dépôts molassiques sus-jacents.

Près d'Etoile, le sommet de ces marnes, qui comporte des intercalations de grès et de poudingues à gros galets calcaires , présente une certaine perméabilité et contient une petite nappe perchée exploitée par le puits communal d'Etoile.

I.2.3 - Grès et sables molassiques du Miocène

Ces formations contiennent la nappe aquifère à l'étude. Le faciès le plus courant de la molasse est une roche jaunâtre ou gris-verdâtre, homogène, formée par la consolidation, plus ou moins poussée suivant les bancs, d'un sable limoneux fin, calcaire, riche en micas.

En bordure du Vercors et au Sud de la vallée de la Drôme, le faciès de base constitué de marnes sableuses, de calcaires gréseux et de grès en bancs redressés donne naissance à des sources de faible débit.

I.2.4 - Marnes bleues du Pliocène

Des marnes bleues, marines ou lagunaires selon les endroits, se sont déposées au Pliocène dans les vallées prépliocènes entaillées dans les sables molassiques.

Ces marnes affleurent peu dans la région de Valence; on en note un petit affleurement à l'Est de Chabeuil, et un autre plus étendu, au Nord d'Allex.

Elles sont cependant très largement représentées sous les alluvions du Rhône, et on les a retrouvées dans plusieurs sondages à l'Est de Valence.

I.3 - ALLUVIONS ET DEPOTS QUATERNAIRES

Après l'invasion marine et le dépôt des marnes bleues du Pliocène les phases successives du creusement et de l'alluvionnement du réseau hydrographique quaternaire ont donné à la région son modelé actuel.

I.3.1 - Terrasses anciennes

Parmi la succession des terrasses alluviales présentes dans les vallées du Rhône, de l'Isère et de la Drôme, les plus anciennes, perchées sur les buttes et plateaux molassiques, sont minces et argilo-graveleuses.

Formées dans l'ensemble d'éléments arrondis: galets de roches calcaires ou granitiques altérés en produits argileux, elles présentent de ce fait, une perméabilité médiocre et leur intérêt hydrologique est restreint.

I.3.2 - Terrasses récentes

Les formations alluviales récentes, plus épaisses que les précédentes ont de surcroît, une meilleure perméabilité, elles sont présentes sur de grandes surfaces, et jouent par conséquent un rôle hydrogéologique important:

- **La terrasse de 45 mètres de St-Marcel-Lès-Valence** ou alluvions de l'"ancienne Isère", couvre toute la partie occidentale de la plaine située au Sud de l'Isère actuelle, entre Valence et le Vercors, et s'étend au Sud jusqu'à Beaumont-lès-Valence.
  Ces alluvions, d'excellente perméabilité et épaisses parfois d'une trentaine de mètres, contiennent, au-dessus du substratum molassique ou des marnes pliocènes, une nappe aquifère puissante;

- cette terrasse de 45 mètres, déposée par l'Isère rissienne, se prolonge à l'Est par la **terrasse d' Alixan** à éléments calcaires. Ces cailloutis, issus du Vercors, sont noyés dans une gangue sableuse. Peu épaisse (10 mètres en moyenne), cette terrasse renferme une nappe de moindre importance qui se déverse, à l'Ouest, dans les alluvions de "l'ancienne Isère";

- **les basses terrasses et les alluvions actuelles du Rhône, de l'Isère et de la Drôme** , contiennent également des nappes aquifères importantes, mais très vulnérables.

II - CADRE STRUCTURAL

Pour la compréhension d'un système aquifère, la connaissance de la géométrie du réservoir est indispensable. Ainsi, si les limites (x, y) sont précisées en fonction de l'hydraulique (limite à potentiel imposé), les points Z (cotes NGF) qui définissent le toit (Zt) et le mur (Zm) du réservoir molassique, sont déterminés en fonction de la géologie.

II.1 - LE RESERVOIR MOLASSIQUE

Le terme de molasse, selon la terminologie en usage courant dans la région, s'applique à un ensemble de dépôts tertiaires en réalité hétérogènes; il ne correspond ni à un étage stratigraphique, ni à un faciès défini.

Pour cette raison, nous croyons utile de préciser que dans cette étude, nous désignerons par réservoir molassique, les formations du Burdigalien et du Vindobonien (Helvétien + Tortonien marin) dont il convient d'exclure les marnes de la Grenette du Burdigalien inférieur et les marnes de Saint-Lattier de l'Helvétien inférieur.

II.1.1 - Faciès

La nappe du Miocène de l'Est valentinois et du bassin du Crest circule dans un ensemble multicouche de grandes dimensions qui s'étend sur 550 km2.

Le magasin aquifère est constitué principalement de faciès sableux, localement consolidés en grès, présentant des lentilles argileuses, plus ou moins développées.

Il est constitué des formations suivantes:

- les sables de Chabrillan
- la molasse des Berthouins à Ostrea crassissima } faciès vindoboniens
- les sables marneux de Crest
- la molasse verdâtre d'Autichamp } faciès burdigaliens
- les sables blancs de Moutier

La description, la granulométrie et l'extension géographique de chacune de ces formations sont données dans la première partie de cet ouvrage. Rappelons seulement que les formations burdigaliennes, peu développées, existent uniquement dans le bassin de Crest, et que les sables de Chabrillan constituent l'essentiel des dépôts vindoboniens, donc du réservoir molassique.

II.1.2 - Coupes d'après sondages

Les différentes passées argileuses observées par sondages, au sein de la molasse, ne peuvent être corrélées. Dans l'état actuel de la connaissance des sables molassiques, il n'a pas été mis en évidence de niveaux argileux continus à l'intérieur du Vindobonien sableux.

La détermination géologique qui découle de la lecture des coupes des sondeurs est souvent sujette à caution; nous ne l'avons retenue que lorsque son interprétation ne pouvait préter à confusion (voir les coupes géologiques de sondages effectués dans le bassin de Crest et l'Est valentinois, fig. 44 et 45).

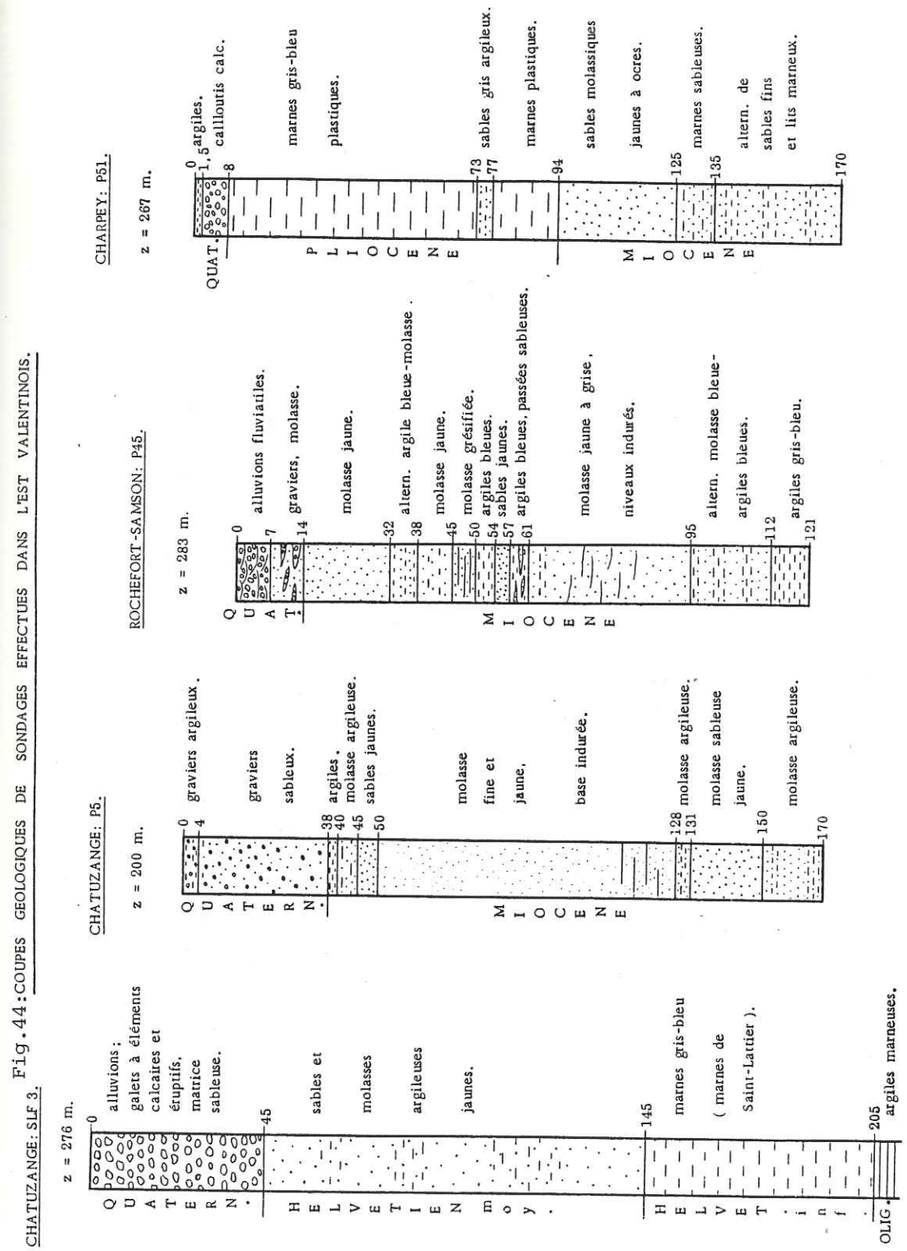


Fig.44: COUPES GEOLOGIQUES DE SONDAGES EFFECTUES DANS L'EST VALENTINOIS.

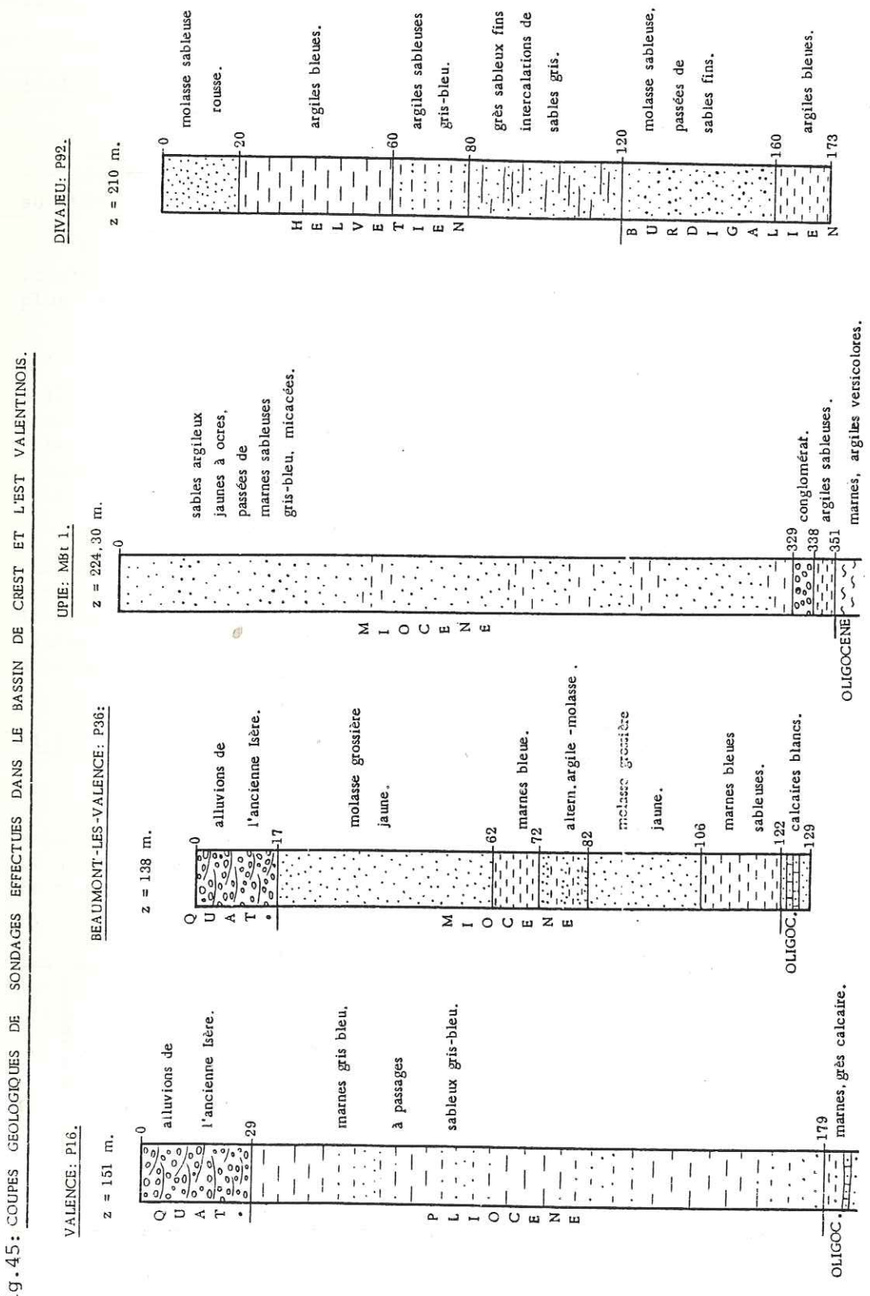


Fig.45: COUPES GEOLOGIQUES DE SONDAGES EFFECTUES DANS LE BASSIN DE CREST ET L'EST VALENTINOIS.

II.2 - LE TOIT

II.2.1 - Les faciès

La molasse marine du Vindobonien affleure largement dans le bassin de Crest; au Nord, dans la vaste plaine alluviale de Valence, elle n'affleure que sous forme de buttes.

Cette molasse peut être surmontée de formations :(voir l'étude de ces formations dans la première partie: Sédimentologie);

- tortoniennes qui se présentent, pour le Tortonien moyen, sous le faciès de marnes sableuses (marnes grises du Mont Lagat et sables à Unios de Montvendre) et, pour le Tortonien supérieur, sous un faciès conglomératique (conglomérat à galets impressionnés du Mont Miéry;

- pliocènes: dépôts argileux continentaux et marins souvent cachés par les alluvions quaternaires;

- quaternaires: alluvions et cailloutis très perméables, largement développés dans la plaine de Valence (terrasse de St-Marcel-lès-Valence et cailloutis calcaires d'Alixan) et les vallées alluviales.

Tous les terrains de couverture sont susceptibles d'être aquifères. A noter, cependant, des différences fondamentales entre eux.

Si les formations du Tortonien moyen (très localisées) et surtout du Pliocène, de perméabilité le plus souvent nettement plus faible que la molasse, protègent le réservoir, les formations quaternaires de perméabilité beaucoup plus élevée n'offrent au contraire aucune protection. Celles-ci renferment des nappes alluviales, qui ont fait l'objet d'une étude réalisée par le Bureau d'Etude de Géologie Appliquée et d'Hydrologie Souterraine,(BURGEAP) en 1964.

II.2.2 - La carte du toit (fig. 46)

a) Méthode de travail

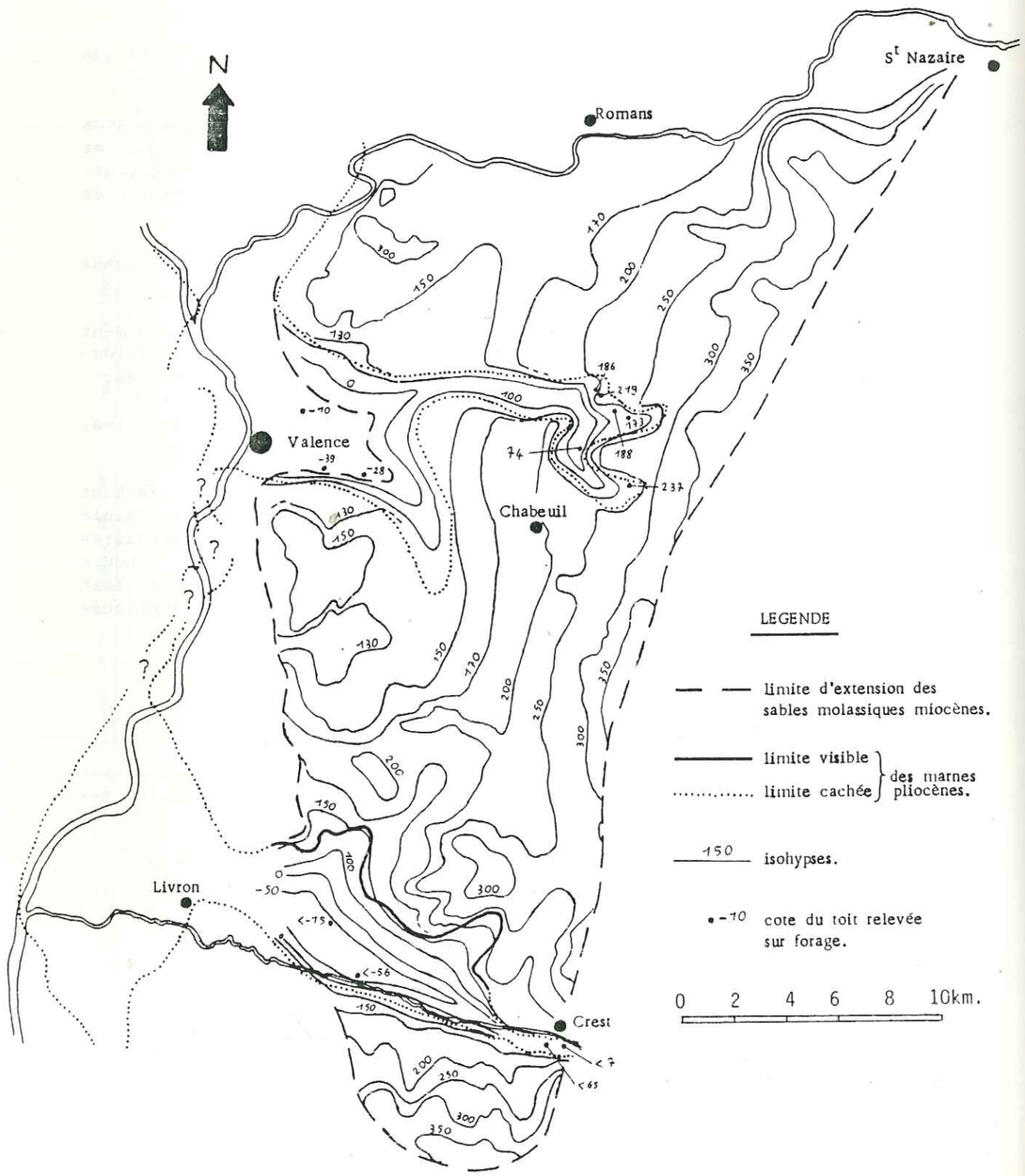
. La plus grande partie du réservoir molassique est couverte par les alluvions quaternaires. Dans ce cas, la cote du toit Zt est reprise de la carte du substratum des alluvions effectuée par le BURGEAP.

. La répartition en profondeur des formations pliocènes est déduite des études réalisées par la Compagnie Nationale du Rhône (C.N.R.), le BURGEAP et les observations personnelles effectuées sur forages récents.

Les forages réalisés dans la vallée de la Drôme n'ont pas atteint la base des dépôts pliocènes, la cote mentionnée sur la carte est celle du fond de sondage.

. Lorsque les sables molassiques affleurent, comme c'est le cas dans le bassin de Crest, le toit du réservoir coïncide naturellement avec la topographie.

Fig.46: CARTE DES ISOHYPSES DU TOIT DU RESERVOIR.



b) Les grandes zones

L'examen de la carte des isohypses du toit montre une pente générale d'Est en Ouest (fig. 46).

A noter la présence de deux profonds couloirs pliocènes, l'un se situant sous la plaine alluviale de Valence, l'autre légèrement au Nord de la vallée de la Drôme.

Les forages réalisés près de Valence n'ont pas traversé de terrains miocènes; ceux-ci ont été totalement dégagés par l'érosion messinienne et les formations pliocènes reposent directement sur l'Oligocène.

II.3 - LE MUR

II.3.1 - Les faciès

Les sables molassiques du magasin aquifère surmontent des formations imperméables ou beaucoup moins perméables que la molasse. Ces formations sont bien distribuées géographiquement, mais leur extension exacte nous échappe.

Elles sont au nombre de trois:

. les marnes de la Grenette, d'âge burdigalien; leur extension se limite au bassin de Crest. Elles affleurent entre Grane et Autichamp et ont été retrouvées par sondage au Nord de la Drôme (sondage de Montoison BMtl);

- les marnes de Saint-Lattier, d'âge helvétien inférieur reconnues par sondage dans le Nord-Est de notre région. Leur extension est mal délimitée;

- l'Oligocène constitué de marnes, d'argiles et de calcaires marneux représente l'essentiel du substratum molassique.

II.3.2 - La carte du mur (fig.47)

La carte du mur correspond à une carte des isobathes cotant le contact des sables molassiques avec un faciès sous-jacent, moins perméable.

a) Méthode de travail

Puisque les sondages qui traversent le Miocène de l'Est valentinois et du bassin de Crest sont peu nombreux, et de plus inégalement répartis, une interprétation personnelle et l'extrapolation du peu de données actuelles, nous ont amené à dresser une carte du mur un peu schématique.

Les cartes géologiques au 1/50 000ème et les rapports d'études sismiques et de sondages profonds aimablement communiqués par la Société Nationale Elf Aquitaine (Production), ont été les outils de base et ont permis de fixer les cotes du mur.

Fig.47: CARTE DES ISOBATHES DU MUR DU RESERVOIR.

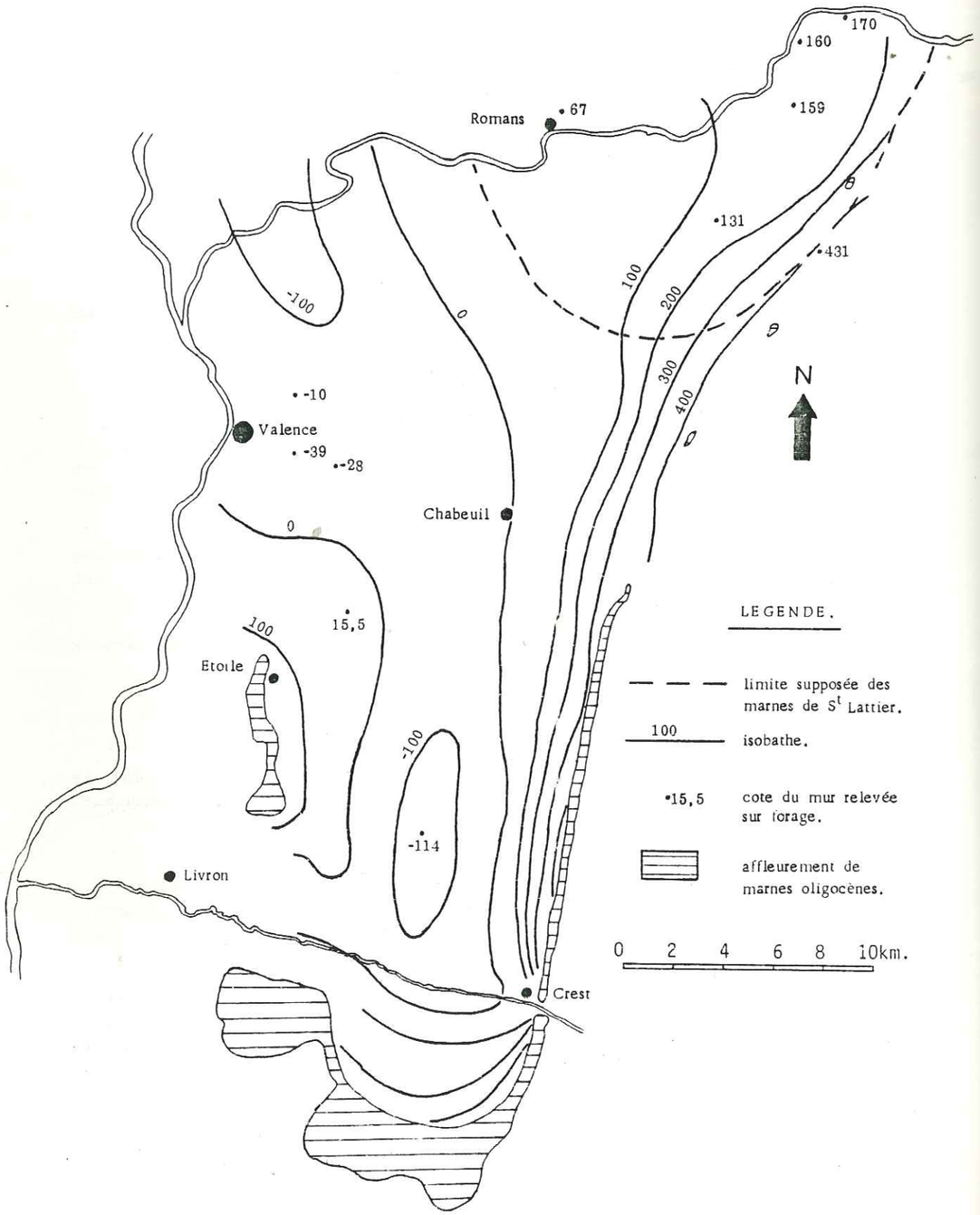
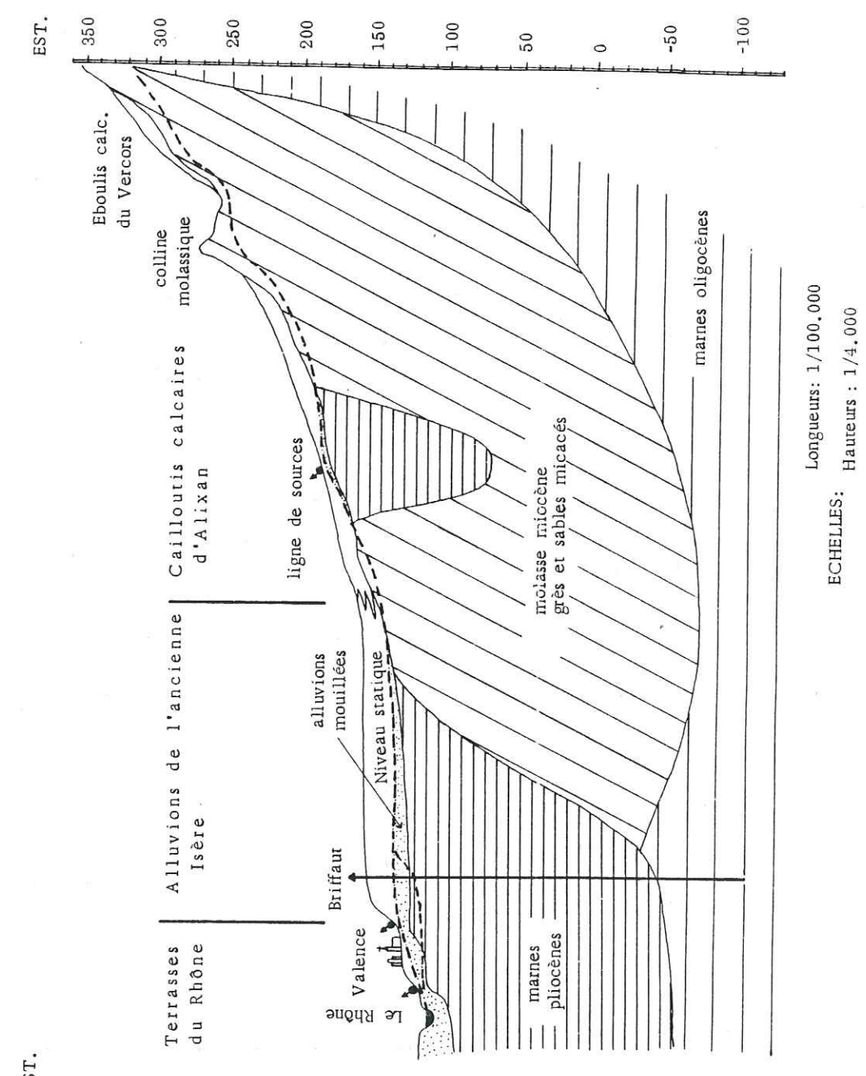


Fig. 48 : COUPE SCHEMATIQUE A-B.(Valence-St Vincent.).



b) Les grandes zones

La carte du mur montre un sillon orienté NNW-SSE correspondant à la terminaison méridionale de la fosse de Valence. Celle-ci se prolonge au Nord de l'Isère, sous le plateau de Chambaran.

Ce fossé très resserré dans le bassin de Crest, entre la colline d'Etoile et le massif du Vercors, s'ouvre largement vers le Nord à partir de Chabeuil. A noter la forte pente de son flanc est en bordure du massif du Vercors.

II.4 - PUISSANCE DU RESERVOIR MOLASSIQUE

La carte des isobathes du mur du réservoir étant trop approximative, nous n'avons pas dressé la carte des isopaques représentant l'épaisseur de la molasse aquifère. Toutefois, nous constatons que les épaisseurs sont très diversifiées dans l'espace, et si nous faisons la différence épaisseur maximum/épaisseur minimum, elle varie de zéro à plus de 300 mètres, mais ce ne sont que des valeurs extrêmes.

Le minimum (zéro) se localise là où le substratum affleure: substratum constitué par les marnes de Saint-Lattier au Nord-Est de la région étudiée (les forages SLF2, SL1 et E ont trouvé , directement sous les alluvions quaternaires, les marnes de Saint-Lattier);substratum oligocène en bordure du Vercors et des collines de Marsanne et d'Etoile.

Rappelons que les trois forages réalisés à Valence (GVA1, Briffaut P15, Les Martins P16) n'ont pas traversé de formations miocènes.

Le maximum est observé au niveau du Mont Lagat et du Mont Miéry (338 m de sables molassiques aquifères au sondage de Montoison: BMt1).

L'épaisseur la plus fréquente est comprise entre 100 et 200 mètres. Elle varie de 100 à 150 m dans l'Est valentinois et de 100 à 300 mètres dans la moitié nord du bassin de Crest.

Le profil hydrogéologique (fig. 48) orienté Ouest-Est visualise la géométrie du réservoir molassique.

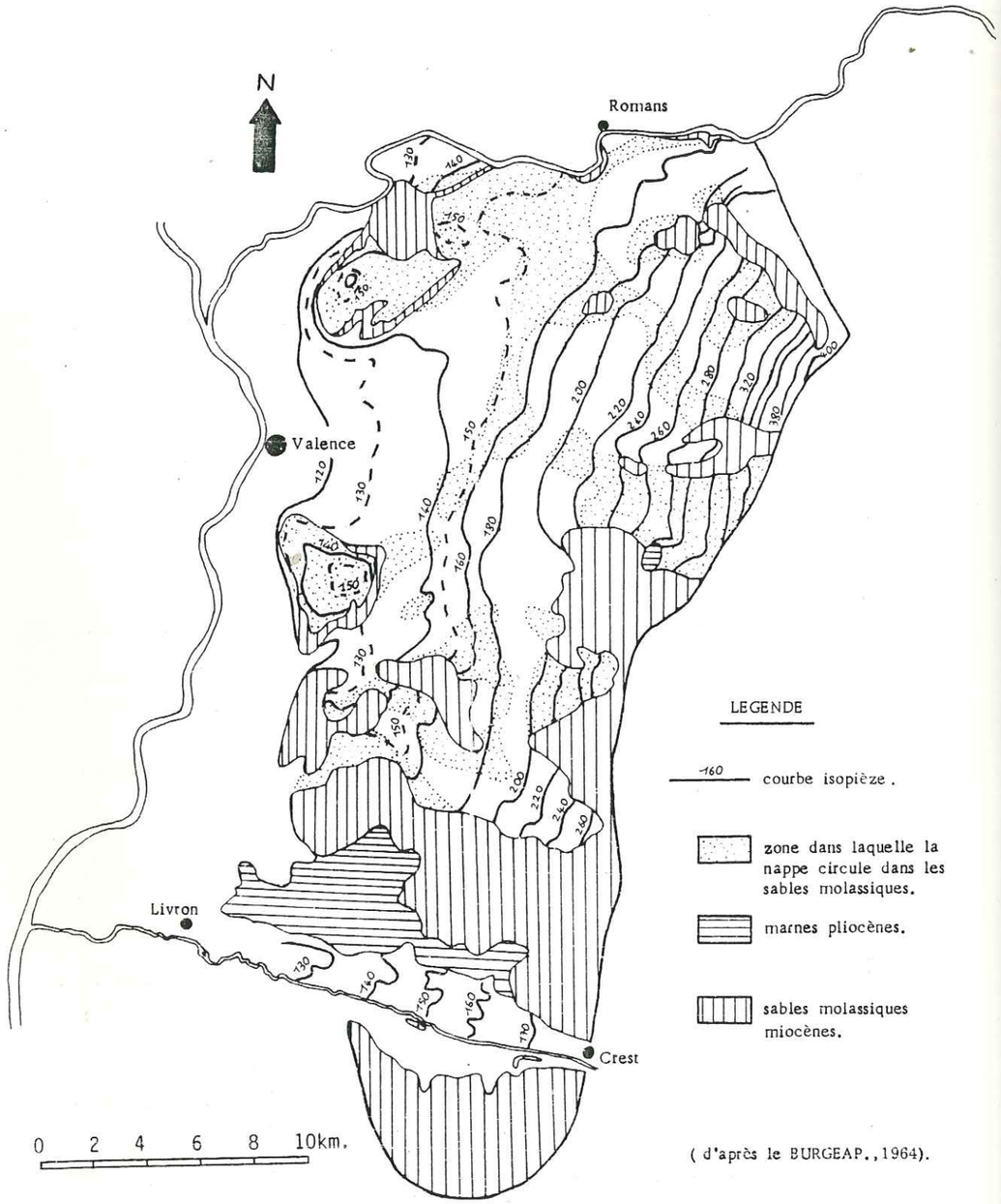
CONCLUSION À L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE

Le magasin aquifère constitué principalement par les formations molassiques vindoboniennes s'étend sur plus de 500 km2. Avec une épaisseur moyenne de 150 mètres, ces sables molassiques constituent un réservoir aquifère de grande ampleur.

Si les formations constituant le mur du réservoir sont pratiquement imperméables, celles du toit, plus variées, peuvent être aquifères, notamment les passées sableuses plus ou moins fréquentes au sein des marnes pliocènes et surtout les alluvions quaternaires beaucoup plus perméables que la molasse.

-=-

Fig.49 : PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DES ALLUVIONS QUATERNAIRES .



(d'après le BURGEAP.,1964).

CHAPITRE II - HYDRODYNAMIQUE

INTRODUCTION

La molasse de la plaine de Valence et du bassin de Crest était considérée, il y a encore peu de temps, comme imperméable. De ce fait, elle n'a été que peu exploitée et les paramètres hydrodynamiques ne sont que très partiellement connus.

De plus cette molasse forme un gisement aquifère poreux de grande étendue, homogène dans son ensemble, mais avec beaucoup d'hétérogénéités au niveau local (lentilles d'argiles, bancs de sables indurés, couverture présente ou absente).

Après avoir dressé la carte piézométrique et défini les directions d'écoulement de la nappe, nous tenterons de calculer la porosité, la perméabilité, la transmissivité, ainsi que les réserves du réservoir molassique.

I - PIÉZOMÉTRIE

La profondeur du niveau statique, relevée sur un point d'eau, puis retranchée de la cote du sol résultant de la lecture de la carte au 1/25.000, fournit, en chaque point, la cote de la nappe phréatique. L'interprétation entre les cotes de l'eau dans les différents forages, permet de représenter, en courbes de niveau NGF, la forme de la surface phréatique à un instant donné.

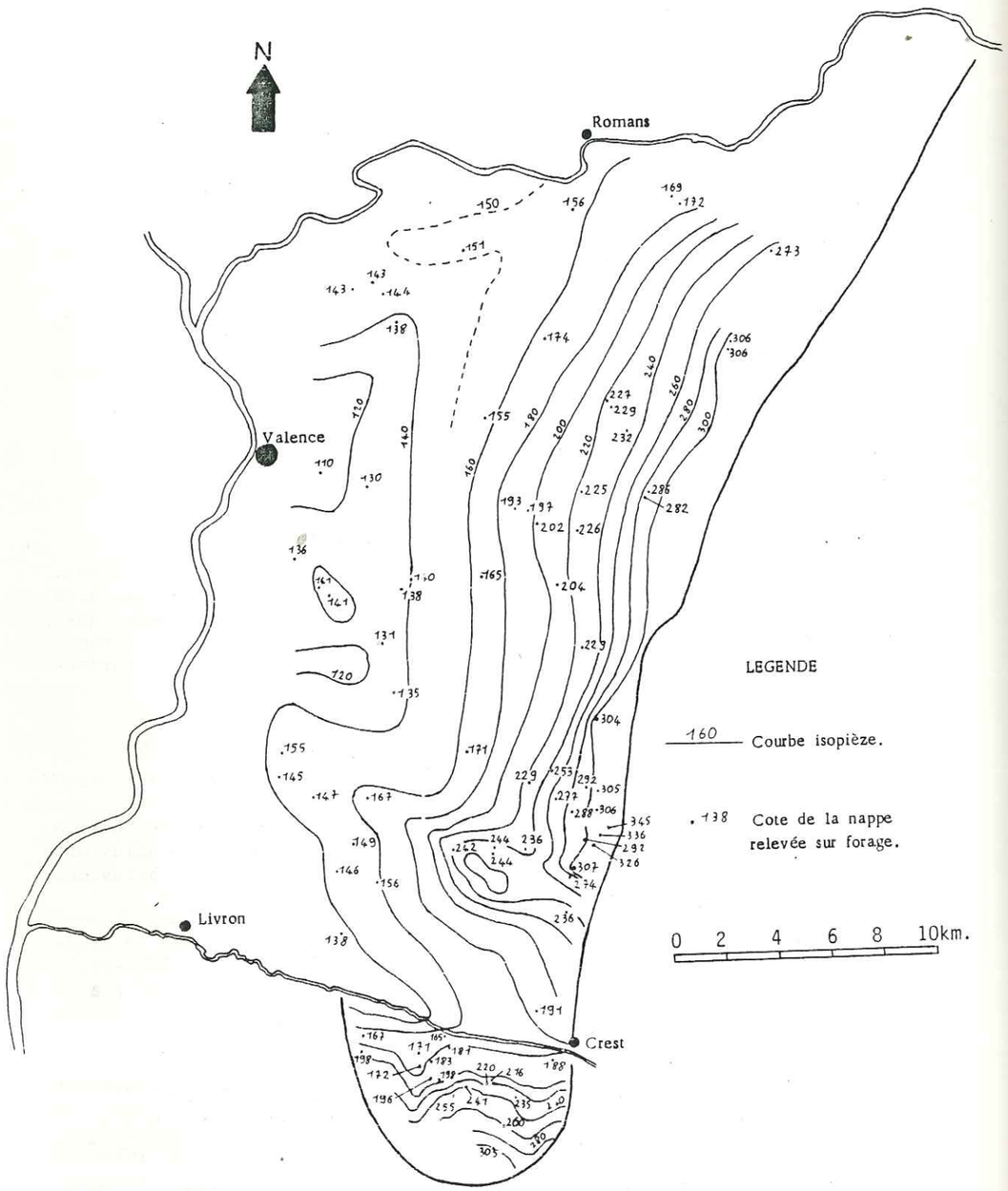
I.1 - NAPPE DES ALLUVIONS QUATERNAIRES

Nous avons vu dans le chapitre précédent, qu'une grande partie des sables molassiques de l'Est valentinois est couverte d'alluvions quaternaires aquifères (terrasse de St-Marcel-Lès-Valence où alluvions de l'ancienne Isère et cailloutis calcaires d'Alixan).

La carte piézométrique de cette nappe alluviale a été dressée par le BURGEAP. Le relevé des puits a été effectué en Février-Mars 1964. Cette carte fournit une image de la nappe en période d'eaux plutôt basses (en dehors de la suralimentation perturbatrice dûe aux canaux d'irrigation).

Le relevé des points d'eau a montré que certains puits trouvaient l'eau dans la molasse; par ailleurs, la comparaison de la carte du substratum des alluvions (BURGEAP, 1964) avec la carte piézométrique, a permis de mettre en évidence un certain nombre de secteurs dans lesquels la nappe des alluvions quaternaires circule, en fait, dans la molasse, et non dans les alluvions qui lui sont superposées (fig. 48 et 49).

Fig.50 : PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DES SABLES MOLASSIQUES .



I.2 - NAPPE DES SABLES MOLASSIQUES MIOCENES

La carte piézométrique de la nappe miocène a été dressée d'après les relevés effectués en Août et en Septembre 1983. Il n'existe pas de piézomètre atteignant cette nappe miocène; la profondeur du niveau statique a été mesurée sur les forages d'exploitation. Les mesures ont été réalisées après la période d'irrigation; la carte piézométrique représente la nappe en période de basses eaux (fig.50).

Les forages sont peu nombreux et inégalement répartis, ce qui nous amène à dresser une carte piézométrique un peu schématique (l'équidistance des courbes est de 20 m).

I.3 - COMPARAISON DES DEUX CARTES PIEZOMETRIQUES

Les courbes piézométriques tracées sur les deux cartes résultent de relevés de points d'eau effectués à différentes époques. Avant de les comparer, nous nous sommes assurés de l'homogénéité de ces relevés anciens et des nôtres; différents "tests" effectués sur des puits relevés en mars 1964, ont fait apparaître des différences de niveau inférieur à deux mètres, et par conséquent parfaitement admissibles au regard de l'équidistance des courbes.

N°puits	Profondeur du niveau statique sous le sol		Différence d'altitude du N.S
	8-9/83	2-3/64	
E	4,7	5,3	- 0,6 m
F	27,3	29,1	- 1,8 m
L	4,2	3,0	+ 1,2 m
N	3,9	3,6	+ 0,3 m
Q	10,1	10,9	- 0,8 M

Tableau 38 : Niveau statique de cinq puits "tests" (Situation-Fig. 60)

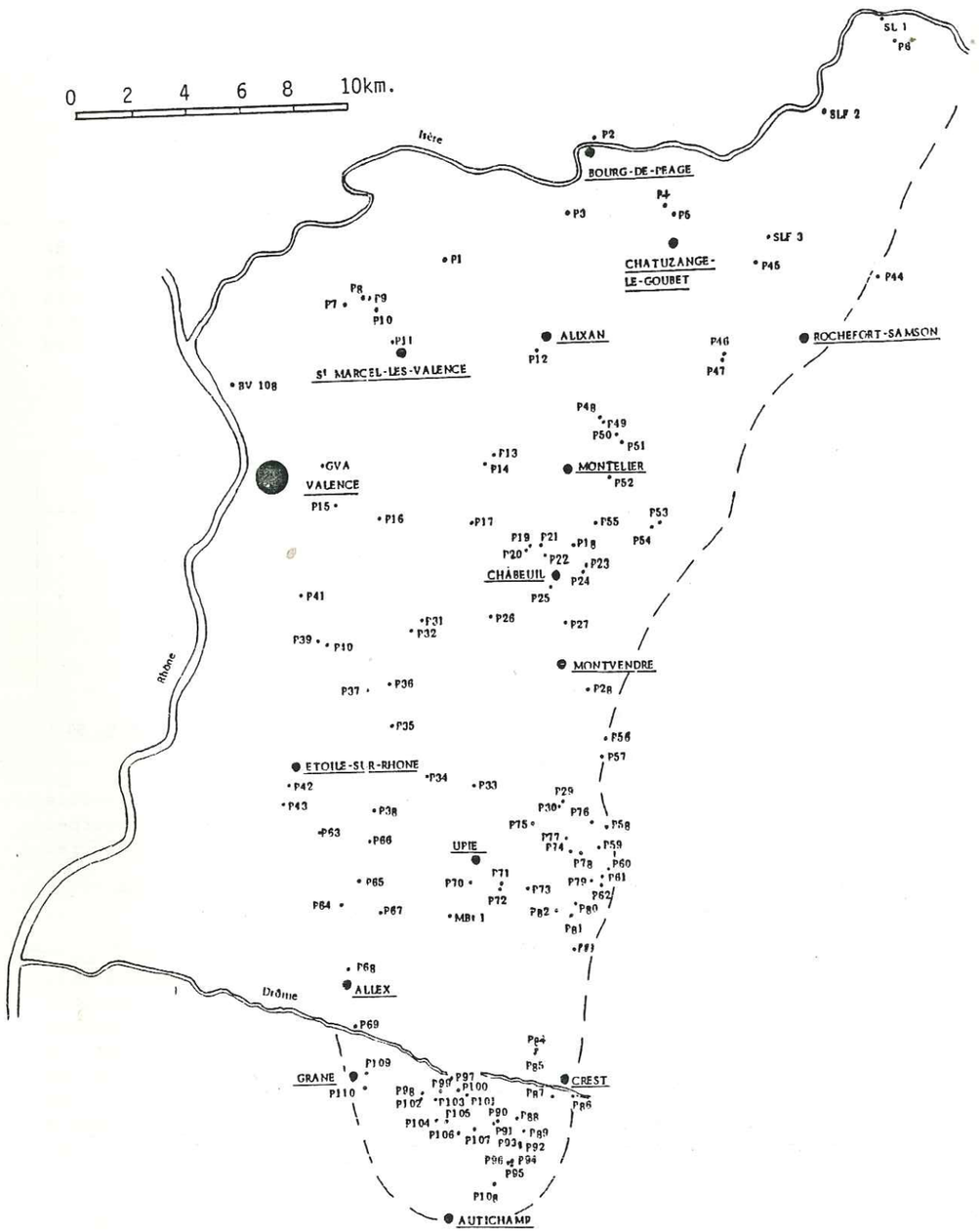
La comparaison des deux cartes piézométriques permet de mettre en évidence, dans de nombreux secteurs, la superposition des courbes isopièzes , ce qui conduit à la présence d'une seule nappe aquifère.

I.3.1 - Secteurs présentant un seul niveau piézométrique

Ces secteurs représentent presque la totalité de l'Est valentinois, et correspondent aux zones où les alluvions quaternaires sont directement au contact des sables molassiques miocènes (sans interposition de formations imperméables pliocènes). Soit les alluvions sont sèches et la nappe dite des alluvions circule dans la molasse, soit les alluvions sont aquifères et dans ce cas, même si les vitesses de transit, au sein de ces deux formations sont différentes (en raison de la différence des perméabilités), les pressions hydrostatiques se transmettent de l'une à l'autre impliquant un seul niveau statique.

A noter que bien souvent dans les forages, la nappe alluviale est isolée du reste de l'aquifère par la présence d'un tube plein (les crépines n'étant mises en place qu'au contact des sables molassiques),

Fig. 51 : CARTE DE SITUATION DES FORAGES .



mais l'étanchéité est loin d'être parfaite, et il y a certainement des suintements le long du tube; dans ce cas le niveau statique mesuré correspond forcément à celui de la nappe des alluvions.

I.3.2 - Secteurs présentant deux niveaux piézométriques

Seuls trois secteurs présentent deux niveaux piézométriques distincts (fig. 51).

a) Près de Valence, où le forage de Briffaut (P 15) présente un niveau statique de 110 mètres NGF, de 13 mètres inférieur à celui de la nappe des alluvions quaternaires.

Ce forage n'a pas traversé de terrain miocène, 157 mètres de dépôts pliocènes surmontent les marnes oligocènes. La nappe profonde circule au sein des marnes pliocènes, plus exactement dans les lentilles ou chenaux sableux de la base de la transgression pliocène; alors que la nappe superficielle circule dans les alluvions de l'ancienne Isère.

A noter que le forage des Martins (P 16) réalisé plus à l'Est (à 1,750 km du forage de Briffaut) présente un niveau statique (tout en étant quasi identique à celui des alluvions quaternaires) beaucoup plus haut, 130,27 m NGF. Cette différence de cote du niveau statique entre les deux forages, montre que les niveaux sableux productifs (de 98 à 125 m aux Martins P 16, et de 145 à 187 m à Briffaut P 15) sont sans liaison facile, ceci étant dû à leur granulométrie très fine, donc à leur faible perméabilité.

b) Sur la commune de Montélier, au lieu-dit le Bois des Pauvres, où le niveau statique de la nappe profonde mesuré sur le forage du camping du Grand Lierre (P 54) est beaucoup plus haut que celui de la nappe superficielle.

Lors de la visite d'Août 1983, le niveau statique était de -5m sous le sol (282 m NGF), celui de la nappe alluviale de -15 m (272 mètres NGF); selon le gardien du camping, le forage est artésien en hiver.

Ici, la nappe des sables molassiques est mise en charge sous 70 mètres de marnes bleues pliocènes imperméables.

c) A Crest, dans la plaine alluviale de la Drôme où le forage P 87 donne un faible débit artésien. La nappe profonde est en charge au sein de nombreux niveaux sableux, présents ici dans les marnes bleues pliocènes.

I.4 -EXAMEN DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE MIOCENE

Nous retiendrons de cette carte piézométrique (fig.50):

a) La courbure des lignes piézométriques semble indiquer trois zones de drainage.

. Vers Valence, ici la baisse du niveau piézométrique semble plutôt héritée de la médiocre perméabilité des marnes pliocènes. Ce n'est pas une zone de drainage;

. Vers le couloir de Beauvallon entre le plateau de la Léore et la colline d'Etoile;

. Vers la vallée de la Drôme, plus exactement vers l'ancienne ria pré-pliocène. En effet, les niveaux sableux très nombreux au sein des dépôts marneux pliocènes, semblent ici jouer le rôle de drain. A titre d'exemple, le forage communal d'Allex (P 68), traversant 195 mètres de marnes sableuses pliocènes, est assez productif avec un débit spécifique de 5 m3/h par mètre de rabattement.

b) Le Rhône et l'Isère apparaissent bien comme des limites à potentiel.

c) Entre Châteauneuf-sur-Isère et Romans, la nappe "stagne" vers la cote 150, sur une grande surperficie.

d) On constate la présence de deux "reliefs" piézométriques, l'un situé au niveau du plateau de la Léore, l'autre au niveau du Mont Miéry et du Mont Lagat.

e) Les bancs de grès inclus dans la molasse fine peuvent, lorsqu'ils sont assez étendus, donner naissance au-dessus d'eux à de petites nappes perchées (près de Fouillouse). Les puisatiers de la région savent bien qu'ils risquent de "perdre l'eau" en perçant un tel niveau.

f) Six forages, tous situés dans le bassin de Crest et fournissant des débits artésiens, mettent en évidence une stratification de l'aquifère molassique miocène; avec des niveaux productifs profonds en charge.

— Cinq d'entre d'eux (P 92, P 98, P 103, P 104, P 105) sont situés au centre de la cuvette synclinale miocène de Grane-Autichamp-Crest, ouverte en un vaste demi-cercle sur la vallée de la Drôme, et limitée sur son pourtour, par la couronne saillante formée par les calcaires lacustres chattiens et la molasse burdigalienne.

Toutes les conditions d'un bassin artésien sont ainsi réunies:

. cuvette à fond subhorizontal et à rebords perméables redressés;

. substratum imperméable formé par les épaisses marnes oligocènes;

. relief uniforme, assurant un écoulement des nappes vers le centre du bassin.

La nappe est certainement en charge sous le niveau argileux de la base de la formation dénommée:"sables marneux et molasse des Berthouins à OstreaCrassissima" (voir l'étude sédimentologique en première partie).

Dans l'Ouest de la cuvette synclinale, ces marnes sont jaunâtres et leur puissance est d'une quinzaine de mètres; à l'Est, elles sont beaucoup plus développées (60 m), et sont bleuâtres. Dans cette région, le forage communal de Divajeu, effectué au lieu-dit "Les Lambres" (P 92), présente un niveau statique de + 25 m par rapport au sol.

— Le forage (P 84), faiblement artésien, n'a traversé que des terrains miocènes, le niveau argileux faisant écran, d'une puissance de 30 mètres selon les dires du foreur, ne peut être attribué avec certitude à un faciès connu.

I.5 - CONCLUSION A L'ETUDE PIEZOMETRIQUE

Nous avons vu, par comparaison des cartes piézométriques, que la nappe des alluvions quaternaires et celle des sables molassiques ne forment à quelques rares exceptions près (à Valence, aux Bois des Pauvres, et dans la vallée alluviale de la Drôme), qu'une seule nappe générale. Celle-ci circule dans un ensemble multicouche constitué de faciès plus ou moins perméables.

Rappelons que "la nappe superficielle" circule par endroits dans la molasse. Or l'examen des courbes isopièzes de cette nappe montre qu'il n'y a pas de discontinuité flagrante entre les zones dans lesquelles l'eau circule dans la molasse et celles où la nappe est nettement située dans le recouvrement caillouteux: ceci tient, très manifestement, au fait que la transmissivité de ces deux formations est voisine. On peut admettre que la molasse a été mise à nu, profondément altérée, remaniée et désorganisée en surface avant le dépôt des alluvions (ou au cours même de ce dépôt) et qu'elle a acquis de ce fait une meilleure perméabilité. Ceci est plus ou moins verifié par le fait que les vitesses d'avancement de forage sont par endroits, selon les foreurs, beaucoup plus grande dans les premiers mètres de molasse que par la suite.

Par conséquent, l'étude piézométrique ne permet pas de distinguer la nappe superficielle (circulant dans les alluvions quaternaires et la molasse remaniée) de la nappe profonde molassique.

On est en présence de deux aquifères aux paramètres hydrodynamiques certainement différents, dans lesquels les vitesses de circulation sont également différentes, mais entre lesquels les pressions hydrostatiques se transmettent et s'équilibrent.

A noter que l'on ne connaît pratiquement rien des fluctuations piézométriques de cet aquifère; à quelques rares exceptions près (P.5 4), les variations doivent être de l'ordre du mètre.

II - POROSITÉ UTILE DÉTERMINÉE PAR LA MÉTHODE D'ARCHIE

La porosité utile est égale au rapport du volume d'eau gravifique sur le volume total de la roche. Dans le cas d'une nappe libre, elle est sensiblement égale au coefficient d'emmagasinement.

Considérons un terrain à seule conductivité ionique, saturé d'eau et de porosité utile Ø; si l'on y fait circuler un courant électrique, les lignes de courants suivent les cheminements de l'eau à travers les pores de la roche.

Nous avons donc:

$$\frac{1}{Rt} = \frac{1}{Rmi} + \frac{1}{Rw}$$

avec Rt = résistance de la roche saturée
Rmi= résistance des minéraux
Rw = résistance de l'eau

Or la résistance des minéraux est très élevée, donc $\frac{1}{Rmi}$ tend vers 0 et $\frac{1}{Rt} \approx \frac{1}{Rw}$

Il s'ensuit que ρt, la résistivité de la roche saturée et ρw la résistivité de l'eau saturant la roche, sont reliées par un facteur noté F et dit facteur de formation. Celui-ci dépend de la taille des grains.

$$\rho t = F \rho w$$

La relation établie par Archie entre la porosité utile et le facteur de formation s'écrit:

$$F = a \varnothing^{-m}$$

Les valeurs du coefficient a et de l'exposant m, différentes selon les auteurs varient en fonction de la nature géologique de la roche et de sa compacité; pour simplifier, nous prendrons a=1 et m=2.

La porosité utile s'écrit donc:

$$\varnothing = \sqrt{\frac{\rho w}{\rho t}}$$

Les valeurs obtenues par l'application de cette formule doivent être affectées d'un coefficient de correction, correspondant au rapport entre la hauteur de l'aquifère saturé en eau et l'épaisseur de l'aquifère perméable (c'est-à-dire non argileux et non induré).

Lorsque la lithologie n'est pas connue avec assez de précision, le coefficient de correction est fixé arbitrairement à 0,2 pour le faciès "**sables de Chabrillan**" et 0,1 pour les autres formations.

Les résistivités de la roche saturée sont tirées de mesures effectuées par sondages électriques; celles-ci ayant été communiquées par le S.R.A.E. Rhône-ALpes.

Numéro du forage	Porosité brute	Coefficient de correction	Porosité corrigée
P1	0,42	0,2	0,085
P4	0,47	0,2	0,094
P12	0,55	0,1	0,093
P26	0,88	0,1	0,088
P33	0,81	0,1	0,08
P46	0,78	0,09	0,07
P48	0,51	0,18	0,092
P63	0,37	0,2	0,074
P65	0,6	0,1	0,06
P70	0,47	0,2	0,094
P71	0,56	0,2	0,112
P74	0,79	0,1	0,079
P76	0,64	0,1	0,064
P78	0,73	0,1	0,073
P83	0,68	0,1	0,068
P91	0,64	0,05	0,032

Tableau 39 : Valeurs de la porosité utile

La porosité utile moyenne des formations molassiques est de l'ordre de 8% (Tableau 39). A titre de comparaison, celle des alluvions quaternaires varie de 10 à 20 %.

III - RECHERCHES SUR LES PERMÉABILITÉS

Pour chercher les perméabilités, nous avons utilisé une méthode indirecte (perméabilité définie d'après l'analyse granulométrique des sables molassiques) secondée par des mesures directes que sont les pompages d'essais. A titre d'exemple, l'utilisation du coefficient de tarissement dans le cas du Béal des Roses complète cette démarche.

III.1 - LES POMPAGES D'ESSAI

La méthode la plus précise pour déterminer les paramètres hydrodynamiques d'une formation aquifère est évidemment le pompage d'essai.

Il faut rappeler que la plupart des ouvrages sont des forages d'exploitation particuliers et qu'ils n'ont pas fait l'objet de rapport hydrogéologique, puisque effectués sans contact avec les personnes compétentes. C'est pourquoi les pompages d'essais connus ne sont qu'au nombre de 32.

Ces essais se limitent très souvent à des essais de débits, et seules les mesures du débit et du rabattement sont connues. Ces mesures proviennent du Service Régional de l'Aménagement des Eaux (Rhône-Alpes), de foreurs ou de propriétaires de forages.

Les perméabilités, mentionnées sur la figure 52 , sont calculées par la formule approximative:

$$K = \frac{Q}{\Delta.H} = \frac{\text{débit en m3/s}}{\text{rabattement} \times \text{hauteur aquifère en m.}}$$

Cette formule approximative dérive de celle de DUPUIT:

$$Q = \frac{\pi K (H^2 - h^2)}{\text{Ln } R/r}$$ en admettant que le rayon d'action fictif R est 100 fois plus grand que le rayon r du puits.

En général, les forages ne captent pas la totalité de l'aquifère; on a donc calculé en plus du débit spécifique habituel, le rendement par mètre d'aquifère capté. Ce paramètre permet une comparaison plus objective de la qualité correspondante des divers secteurs de la nappe (Fig. 53 et annexe 1).

Un certain nombre de critiques pourraient être faites quant à la représentativité des perméabilités tirées des pompages d'essai:

a) les puits sont rarement complets et une partie plus ou moins importante de l'aquifère échappe au test. De plus les conditions hydrauliques ne sont pas les mêmes pour un puits complet ou incomplet, chose qui fausse la mesure de la perméabilité (le puits complet ou puits traversant l'ensemble du réservoir aquifère est le cas idéal);

Fig.52: CARTE DES PERMEABILITES.

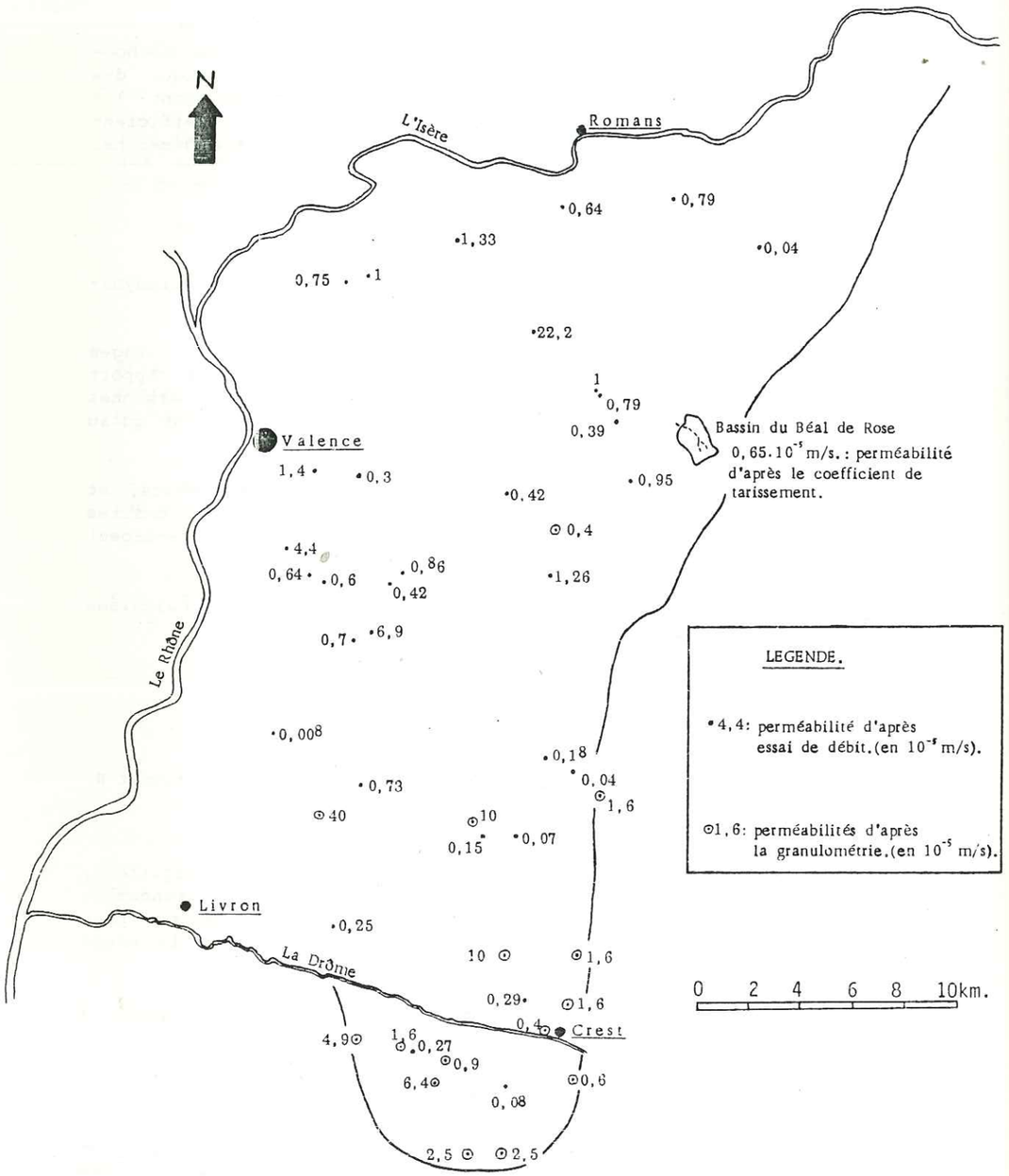
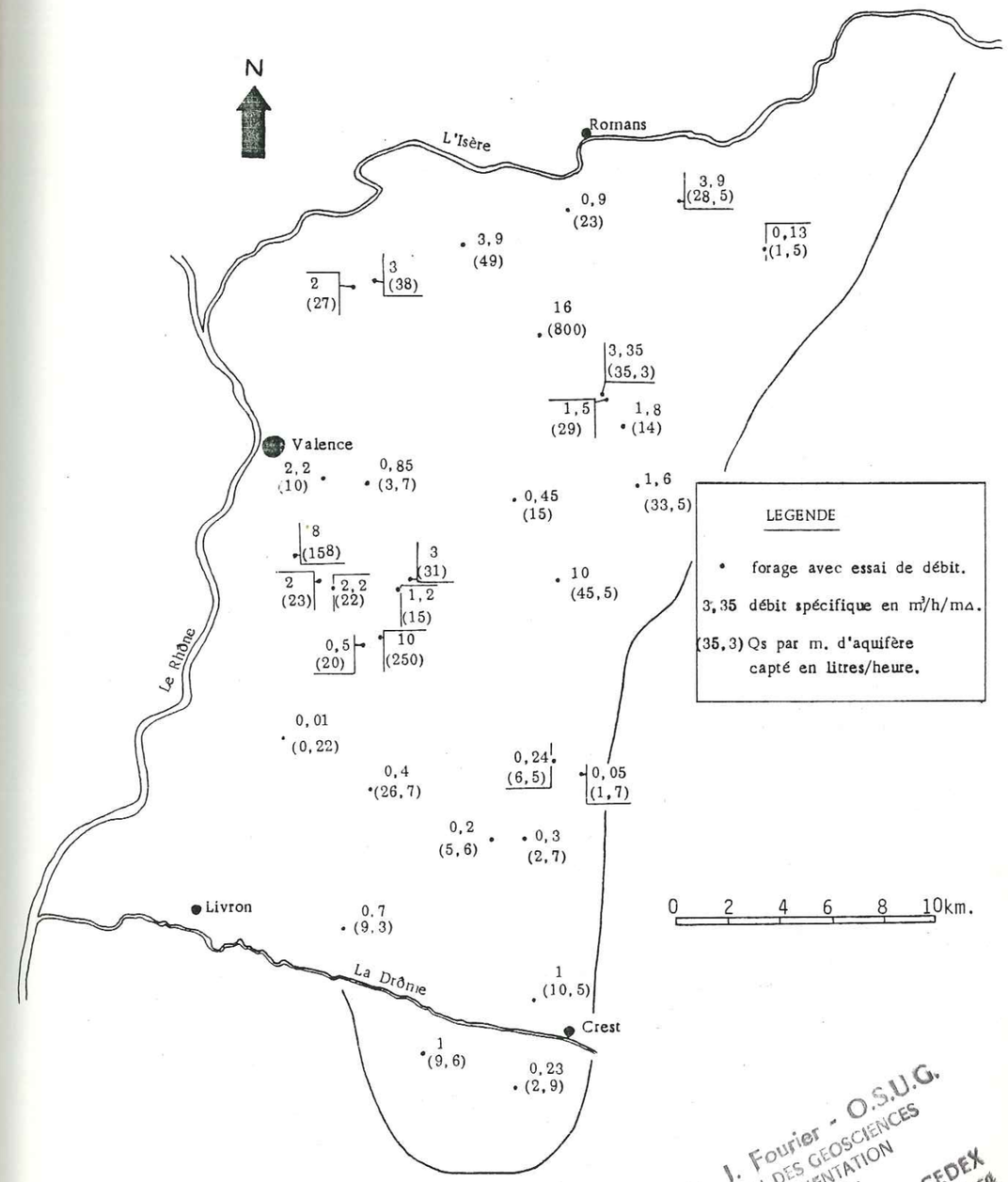


Fig. 53 : CARTE DES DEBITS SPECIFIQUES.



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
18 AOUT 2003

b) La perméabilité fournie par pompage d'essai réalisé sur un forage pour l'exploitation, n'interprète souvent que la perméabilité de la puissance d''aquifère captée (hauteur crépinée) et non celle de l'aquifère dans son ensemble. Ceci nous a amené à corriger la perméabilité fournie, selon la remarque précédente;

c) Un pompage d'essai n'affecte qu'une distance de quelques centaines de mètre. Etant donné l'hétérogénéité aussi bien horizontale que verticale du magasin aquifère, il ne faut pas s'étonner si des forages voisins fournissent des paramètres hydrodynamiques différents, puisque chaque forage traduit la nature des terrains qu'il traverse.

III.2 - PERMEABILITE CALCULEE A L'AIDE DE LA GRANULOMETRIE

La perméabilité d'un terrain dépend de deux facteurs. Un facteur propre au liquide qui traverse la roche $\rho g/\mu$ et un facteur propre à la roche dépendant de la porosité et de la taille des grains qui la composent d^2 f(m).

Pour l'eau on peut écrire $K = \frac{\rho g}{\mu} d^2 f(m)$

La relation empirique, donnant la perméabilité à partir de la granulométrie, a la forme suivante: $K\ (cm/s) = Cd^2_{10}\ (cm)$

C est un coefficient qui dépend du liquide et de la roche. Pour l'eau à 20°c, C varie de 45,8 pour les sables argileux à 142 pour les sables purs. En général, en hydrogéologie, nous prenons C = 100 d'où la formule de HAZEN-ALLEN:

$$K\ (cm/s) = 100\ d^2_{10}$$

d est le diamètre des éléments correspondant à 10% du poids total cumulé de l'échantillon.

Pour évaluer la perméabilité à partir de la granulométrie, nous avons utilisé les courbes d'analyses granulométriques des sables molassiques présentées dans la première partie de l'ouvrage.

Les échantillons étudiés représentent presque tous les faciès des sables molassiques en ce qui concerne la géologie, mais sont plus ou moins groupés géographiquement (Fig. 52 et tableau 40).

Malheureusement , nous possédons peu de pompages d'essai ponctuels, intéressant uniquement le faciès qui fait l'objet d'une analyse granulométrique pour vérifier les résultats fournis par cette méthode ou pour fixer un facteur d'étalonnage.

A titre de comparaison, le faciès des sables de Chabrillan donne à l'aide de la granulométrie une perméabilité de $0,9.10^{-5}$ m/s au lieu dit Bariol, tandis que le forage (pl02) fournit une perméabilité de $0,27.10^{-5}$ m/s; les mêmes sables à Chabeuil donnent $K = 0,4.10^{-5}$ m/s et le forage pl9 $K = 0,42.10^{-5}$ m/s.

Généralement, la perméabilité trouvée à partir de la granulométrie est plus forte que celle calculée à partir des pompages d'essai, parfois d'une puissance de 10.

De plus, l'analyse granulométrique ne s'applique qu'à quelques décimètres cubes de matériau seulement, tandis qu'un pompage d'essai, avec un rayon d'action de quelques centaines de mètres et une grande

Tabl.40 : PERMEABILITES CALCULEES A L'AIDE DE LA GRANULOMETRIE.

FACIES.	LIEU.	N° d'échantil.	Perméabilité en 10^{-5} m/s.
Sables blancs de Moutier.	Ourches	B 1	1,6
	Moutier	B 34	2,5
Molasse d'Autichamp.	Giraud	B 30	2,5
	Autichamp	B 19	2,5
	Autichamp	B 21	4,9
Sables marneux de Crest.	Divajeu	B 13	0,6
	Costadon	B 4	1,6
Molasse des Berthouins.	Crest	V 36	0,1
	Divajeu	V 48	0,9
	Almoric	V 45	6,4
	Le Jas	V 41	4,9
	Plaisance	V 19	4,9
Sables de Chabrillan	Bariol	V 44	0,9
	Picy	V 42	4,9
	Crest	V 38	0,4
	Chabeuil	V 1	0,4
	Upie	V 4	10,0
	Eurre	V 6	10,0
	Ambonil	V 2	40,0
	Chabrillan	V 30	1,6
	Fontalis	V 9	1,6
	Le Vallon	V 31	0,4

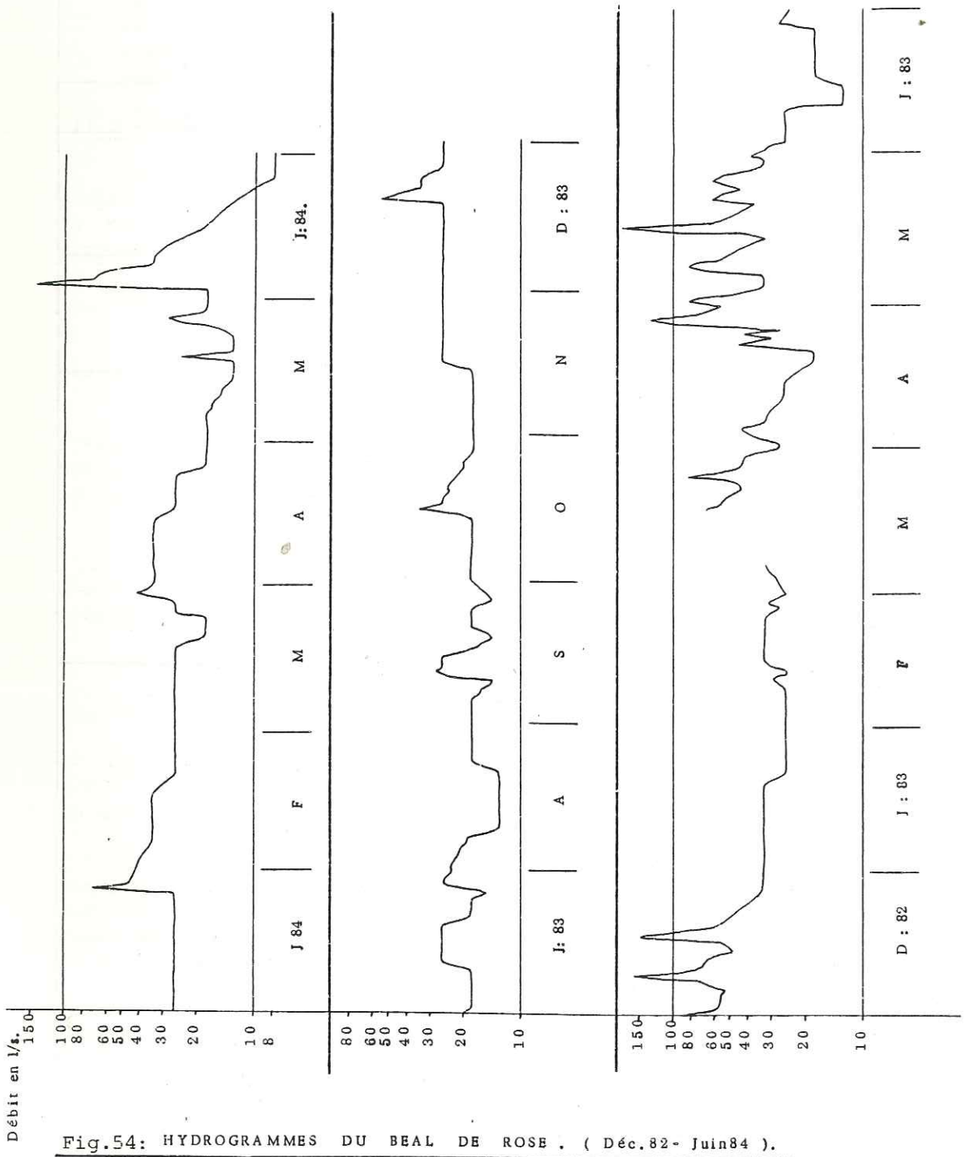


Fig.54: HYDROGRAMMES DU BEAL DE ROSE . (Déc.82- Juin84).

profondeur, intégrant les particularités des faciès qui constituent l'aquifère, fait intervenir plusieurs millions de mètres cubes.

III.3 - PERMEABILITE EVALUEE A L'AIDE DU COEFFICIENT DE TARISSEMENT

Le tarissement d'une nappe est exprimée par la formule de MAILLET (1905) :

$$Q = Qo^{e^{-\alpha t}}$$

où Q est le débit en m3/s à l'instant t; Qo le débit à l'instant to pris comme origine du tarissement et exprimé en jours; et α le coefficient de tarissement qui a la dimension inverse du temps, en jour dans notre cas.

Le coefficient de tarissement est lié aux paramètres hydrodynamiques géologiques et morphologiques du bassin.

" Si l'on raisonne sur un tube de courant de section constante pris dans un milieu poreux et soumis à la gravité, en exprimant deux fois la vitesse et en égalant, on aboutit à une équation différentielle dont l'intégration donne la variation de la charge hydraulique en fonction du temps, et de là, la variation des débits en fonction du temps" (T. POINTET, 1975).

On aboutit alors à l'expression:

$$Q = Qo\, e^{-\frac{Kt}{mL}}$$

avec K = perméabilité
m = porosité
L = longueur du tube de courant

A partir de ces deux formules, nous pouvons évaluer la perméabilité d'un bassin en connaissant le coefficient de tarissement, la porosité et la géométrie du bassin.

Nous avons appliqué cette méthode d'évaluation de la perméabilité au bassin du Béal de Rose près de Charpey (Situation de ce bassin, fig.52).

La porosité, calculée dans le paragraphe précédent par la méthode d'ARCHIE est estimé à 9% dans le secteur de Charpey.

Comme longueur du tube de courant, on prend la distance entre la limite latérale du bassin et le cours d'eau. Dans notre cas, cette distance moyenne du trajet de l'eau vers le drain est L = 500 m.

Le coefficient de tarissement est obtenu par l'étude de l'hydrogramme du Béal de Rose. Pour obtenir les meilleurs résultats possibles, il faut trouver un tarissement régulier, non perturbé par des pluies, chose qui nous amène à prendre le plus fort coefficient de tarissement (tableau 41 , fig. 54).

Année	α en j^{-1}	K en m/s
1983	0,00518	$0.27.10^{-5}$
1984	0,0125	$0.65.10^{-5}$

Tableau 41 : Coefficient de tarissement du Béal de Rose

Pour le plus fort coefficient de tarissement, correspondant à Juin 1984, la perméabilité résultante serait de 0,65.10-5m/s.

Une comparaison avec les perméabilités obtenues par les pompages d'essai, dans la région de Charpey, montre une assez bonne coïncidence, même si la porosité moyenne diffère quelque peu de 9% (la perméabilité mesurée par pompage d'essai se situe aux environs de 1.10^{-5}m/s).

III.4 - CONCLUSION DES RECHERCHES SUR LES PERMEABILITES

Cette étude a montré que la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest est assez homogène hydrauliquement dans son ensemble (perméabilité moyenne = 1.10^{-5} m/s), mais qu'elle présente tout de même, sur le plan local, des différences dues aux variations des faciès géologiques.

Sur le pourtour du bassin molassique, c'est-à-dire en bordure du Vercors, au Sud de la Drôme et dans la région d'Etoile, la molasse est représentée seulement par ses séquences inférieures, avec des sables fins et argileux. La perméabilité y est faible, de l'ordre de 1.10^{-6}m/s voire 1.10^{-7}m/s, dans la formation dite "Grès de Grane" à Etoile.

Partout ailleurs, là où le faciès "sables de Chabrillan" est bien développé, la perméabilité est de l'ordre de 1.10-5m/s.

A Alixan, le forage P12 donne une perméabilité anormalement élevée ($2,22.10^{-4}$m/s), ceci est certainement dû au fait que la nappe quaternaire, mal isolée, alimente le forage.

Par contre, la forte perméabilité ($6,9.10^{-5}$ m/s) mesurée sur le forage P36 à Beaumont-lès-Valence, est due à la perméabilité grossière de la base des "sables de Chabrillan".

A noter que la perméabilité moyenne des "cailloutis calcaires d'Alixan" est de 5.10^{-4} m/s et que celle des "alluvions de l'ancienne Isère" (terrasse de St-Marcel-Lès-Valence) s'établit à 2.10^{-2} m/s dans le secteur de Beaumont-Beauvallon et à 9.10^{-3}m/s dans le secteur de Valence.
Les formations quaternaires sont donc nettement plus perméables que les sables molassiques sous-jacents.

IV - TRANSMISSIVITÉS

Les forages ne pénétrant le plus souvent que partiellement l'aquifère molassique, il est malaisé d'en déduire des valeurs de transmissivités globales.

Si on suppose que l'aquifère a une épaisseur de 150 m, que la moitié seulement est réellement perméable, et que la perméabilité est de l'ordre de 10-5 m/s, on obtient une transmissivité approximative de:

$$T = K \times H = 7,5.10^{-4} \quad m^2/s$$

A titre de comparaison, la transmissivité moyenne des "cailloutis calcaires d'Alixan" est de 2.10^{-4}m2/s et celle des "alluvions de l'ancienne Isère" de 5.10^{-2}m2/s

V - RÉSERVES

Ce n'est que lorsqu'on connaîtra l'épaisseur mouillée de la molasse que l'on pourra approcher les réserves , de ce magasin aquifère.

Toutefois, dans le but d'avoir un ordre de grandeur de celles-ci, supposons que l'épaisseur moyenne de sables perméables soit 75 mètres, qu'ils s'étendent sur 550km2 et présentent une porosité moyenne de 8%, nous obtenons un volume d'eau stocké de 3,3 milliards de mètres cubes.

CONCLUSION À L'ÉTUDE DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

Les paramètres hydrodynamiques des sables molassiques d'une part et des alluvions quaternaires d'autre part, sont nettement différents. Chaque aquifère (superficiel et profond) constitue donc une unité hydrogéologique à part entière. Rappelons que l'étude de la piézométrie ne permettait pas de faire cette distinction.

Nous retiendrons en ce qui concerne l'aquifère molassique que la perméabilité varie de 10^{-6} à 10^{-4}m/s et que le rendement des ouvrages (débit spécifique par mètre d'aquifère capté) captant cet aquifère varie de 5 à 100 l/h.

La répartition géographique de ces valeurs (fig. 52 et 53) confirme l'hétérogénéité horizontale et verticale de la molasse en relation avec la variation de la granulométrie.

Les niveaux sableux, donc productifs, sont très développés dans les sables molassiques miocènes et surtout dans les "sables de Chabrillan".

Partout où ce faciès est peu développé (bordure du Vercors, Sud de la Drôme, colline d'Etoile), les niveaux sableux aquifères, moins puissants, sont plus ou moins isolés les uns des autres par des lentilles argileuses ou grésifiées.

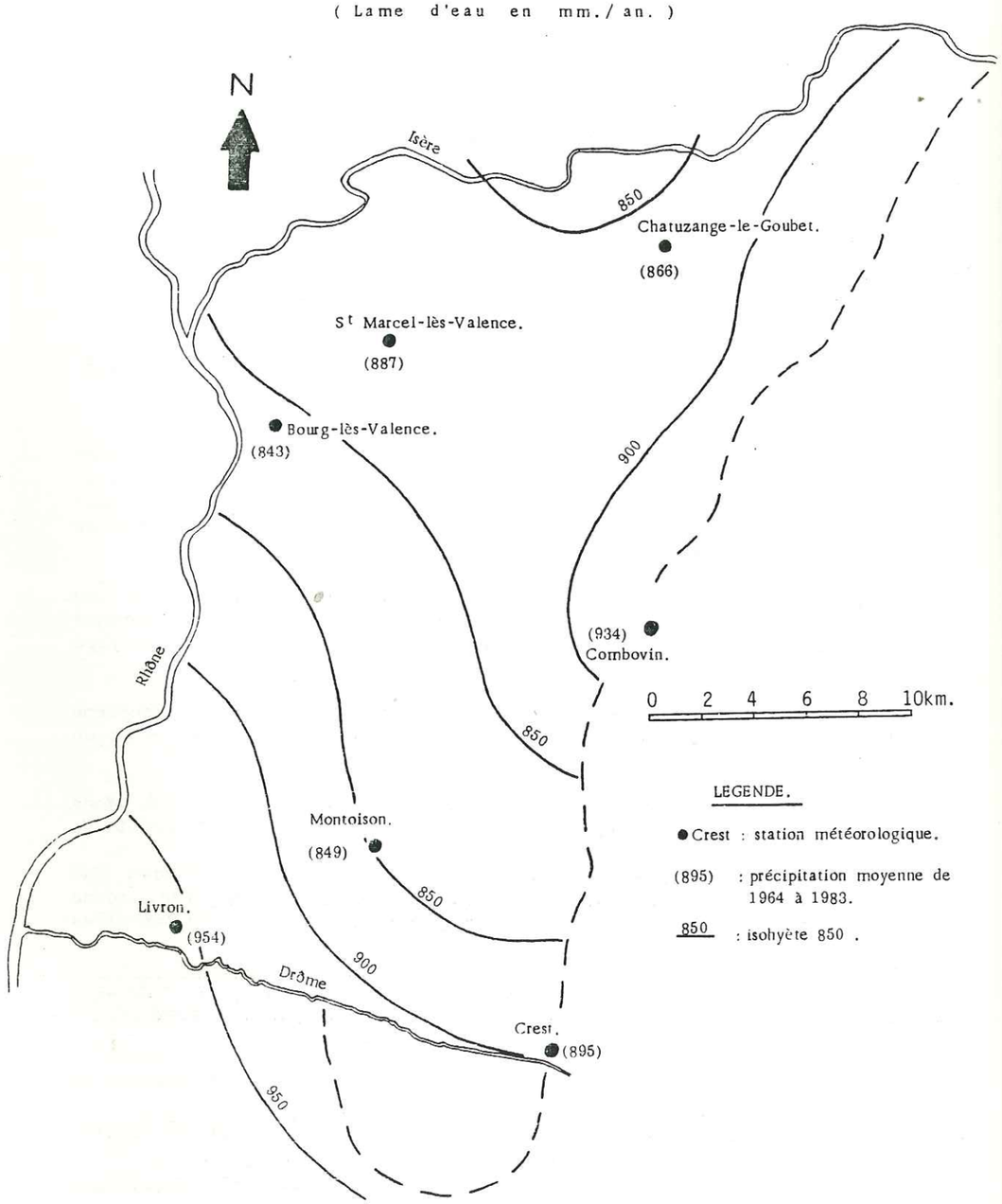
Dans les formations pliocènes, ces niveaux sableux se réduisent en nombre et en puissance , bien que pouvant présenter une perméabilité assez élevée $1,4.10^{-5}$m/s au forage de Briffaut P15.

Les zones susceptibles de fournir des rendements d'exploitation intéressants sont la région de Beaumont-lès-Valence, les plateaux de la Léore et de Fouillouse, et les secteurs de Montélier-Alixan et Ambonil Montoison.

Nous ne saurons insister assez, sur la nécessité de développer et d'améliorer l'infrastructure des équipements indispensables pour une meilleure connaissance des caractéristiques hydrodynamiques de toute la région. Ces équipements permettront d'aboutir à une configuration hydrodynamique plus concrète du système aquifère dont l'hétérogénéité tant verticale qu'horizontale est manifeste.

Fig. 55: CARTE DES ISOHYETES NORMALES. (1964-1983).

(Lame d'eau en mm./ an.)



CHAPITRE III - CLIMATOLOGIE

INTRODUCTION

Les facteurs climatologiques sont des facteurs aléatoires et indépendants des autres facteurs conditionnant le fonctionnement du système aquifère.

Nous nous intéresserons particulièrement aux précipitations, aux températures, aux vents et à l'insolation; ces différentes mesures nous permettant de définir l'alimentation de la nappe molassique par le toit. Pour cela, nous calculerons l'évapotranspiration pour l'année d'étude 1983, et pour une année moyenne définie sur huit années de 1976 à 1983.

I - LES PRÉCIPITATIONS

I.1- LES DONNEES ANTERIEURES A 1983

Cette étude est réalisée d'après les données pluviométriques de neuf stations. Il s'agit de Bourg-lès-Valence, Chatuzange-le-Goubet, Crest, Livron, St-Marcel-lès-Valence (relevés de 1965 à 1983); Montvendre, Valence (1976 à 1983); Montoison (1967 à 1983) et de Combovin (1968 à 1983).

Ces deux dernières stations sont à la charge du S.R.A.E Rhône-Alpes, les autres étant intégrées dans le réseau de la Météorologie Nationale.

I.1.1 - Les précipitations annuelles

Grâce aux données pluviométriques de ces stations (excepté Valence et Montvendre) une carte des isohyètes normales (précipitations moyennes annuelles) a été dressée pour la période 1965-1983 (fig.55).

Nous constatons que les précipitations varient peu sur la région étudiée, de 843 mm/an à Bourg-lès-Valence, à 954 mm/an à Livron. De plus, il n'existe ni gradient vertical, ni gradient géographique; autrement dit, les relations: précipitations/altitude, précipitations/longitude ou précipitations/latitude n'ont pu être mises en évidence.

Les plus fortes précipitations annuelles sont enregistrées en limite de la région étudiée; les nuages, au contact de l'air froid et concentré des collines de bordures (plateau de Chambaran, Massif Central, Vercors et collines de Marsanne) donnent des précipitations plus élevées qu'au centre de la plaine valentinoise.

En planimétrant les surfaces comprises entre les isohyètes et en multipliant ces surfaces par une lame d'eau moyenne, on obtient un volume d'eau moyen annuel de 580 millions de m3 tombé sur l'ensemble du domaine étudié, soit 18 m3/s.

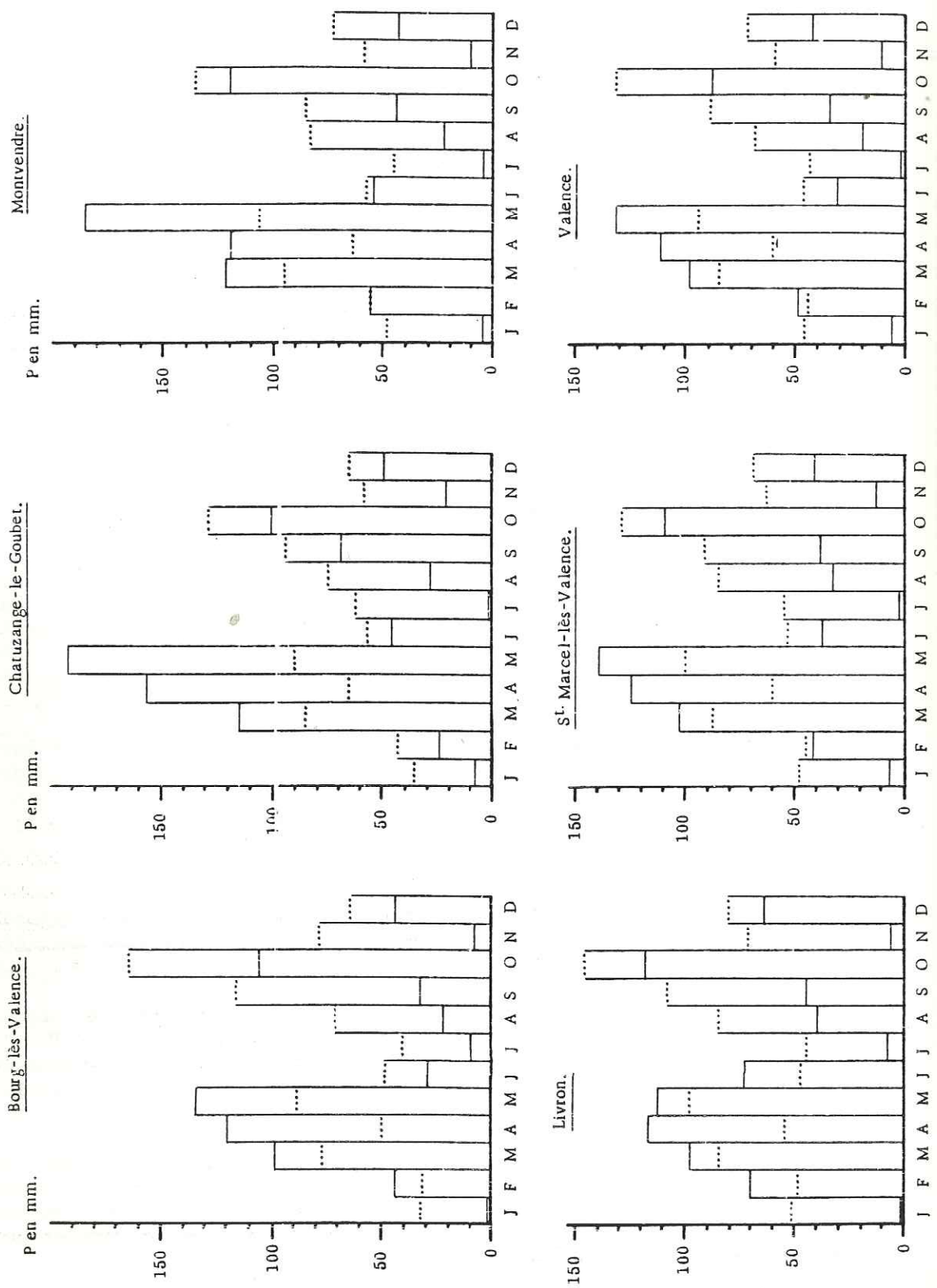


Fig. 56 : PRECIPITATIONS MENSUELLES. (•••• : moyenne 1976-1983 ; —: année 1983).

I.1.2 - Les précipitations mensuelles moyennes

Pour envisager la répartition pluviométrique dans le temps, nous avons calculé les modules mensuels pour la période 1976-1983. Le module mensuel correspond à la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations pour chaque mois.

Les modules mensuels, calculés pour six stations sont présentés dans le tableau 42 et la figure 56.

Stations	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Bourg-lès-Valence	31,8	30,6	77,3	50,4	87,7	49,4	40,6	69,6	115,7	164	78	65
Chatuzange-le-Goubel	37	43,4	86	66,2	90	57,3	62,1	74,5	93,4	128,6	58,7	64
St-Marcel-lès-Valence	49	45,1	87,3	60	99,9	53,5	55	84,5	91	128,7	63,2	68,3
Livron	52	49	84,5	54,9	97,6	47,1	43,1	84,1	108,6	145,9	69,7	80,7
Montvendre	48,1	54,8	95,4	63,4	106,7	58,1	44,9	81,8	85,3	136,3	59	72,6
Valence - Zup	46,9	43,9	85,5	60,4	93,7	46,8	42,9	68	88,7	130,9	59,1	72

Tableau 42 : Modules mensuels pour la période 1976/1983

Les variations mensuelles entre ces six stations sont synchrones, elles subissent donc le même climat.

Les pluies les plus importantes tombent à la fin de l'été et en automne avec un maximum en Octobre. Les périodes "sèches" s'étendent de Janvier à Juillet, à l'exception des mois de Mars et Mai toujours pluvieux.

Nous avons défini l'indice saisonnier des précipitations moyennes mensuelles. Cet indice saisonnier, pour les six stations étudiées, se définit de la façon suivante:

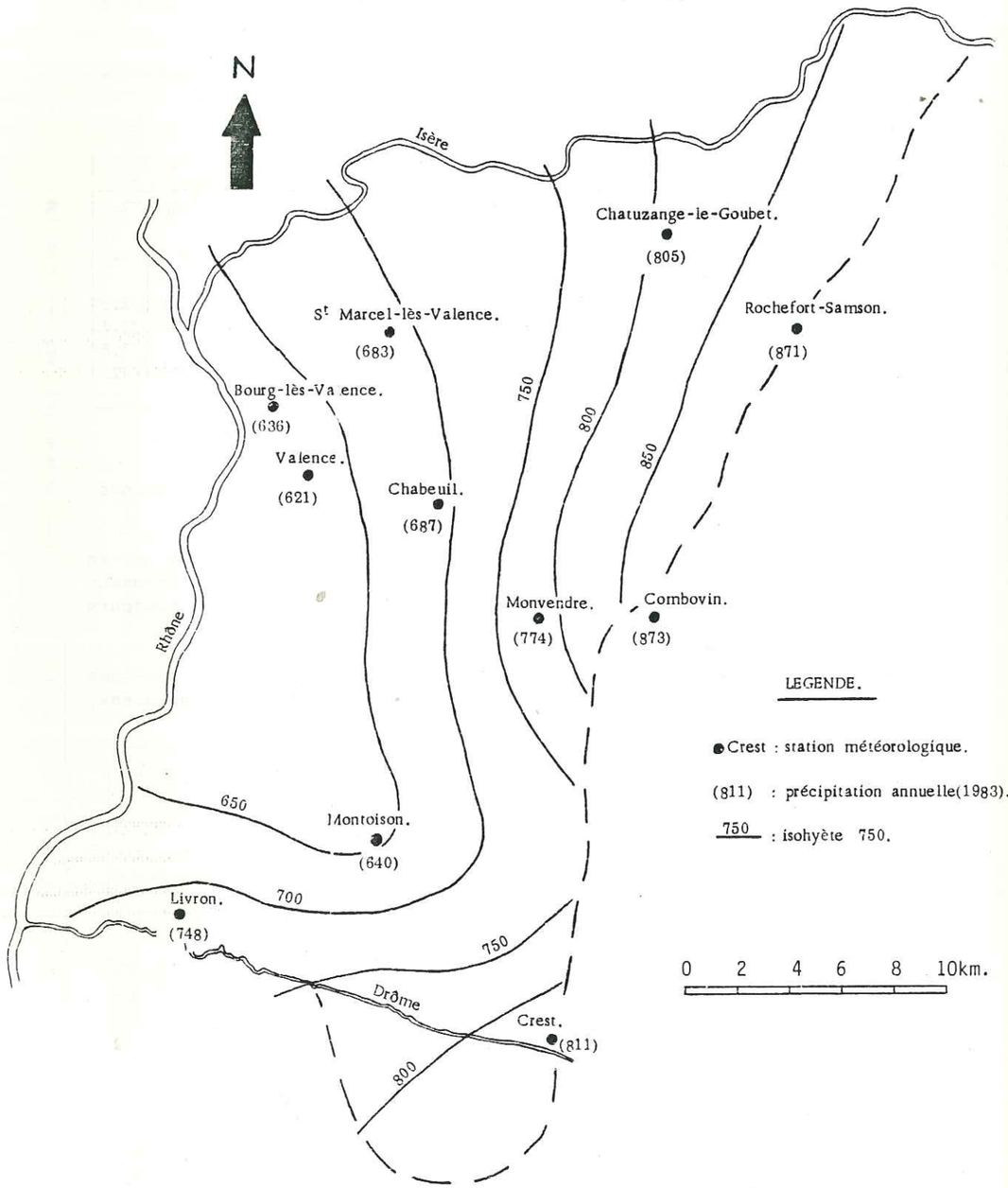
Stations	Hiver	Printemps	Eté	Automne
Bourg-lès-Valence	139,7 soit 16,2 %	187,5 soit 21,8 %	225,9 soit 26,3 %	307 soit 35,7 %
Chatuzange le Goubel	166,4 soit 19,3 %	213,5 soit 24,8 %	230 soit 26,7 %	251,3 soit 29,2 %
St-Marcel-lès-Valence	181,4 soit 20,5 %	213,4 soit 24,1 %	230,5 soit 26 %	260,2 soit 29,4 %
Livron	185,5 soit 20,2 %	199,6 soit 21,8 %	235,8 soit 25,7 %	296,3 soit 32,3 %
Montvendre	198,3 soit 21,9 %	228,2 soit 25,1 %	212 soit 23,4 %	267,9 soit 29,6 %
Valence Zup	176,3 soit 21 %	200,9 soit 24 %	199,6 soit 23,8 %	262 soit 31,2 %

Tableau 43: Indice saisonnier pour la période 1976-1983

Pour toutes les stations étudiées, les indices du printemps et de l'été sont sensiblement équivalents; l'hiver est la saison la plus "sèche", l'automne la plus humide.

Fig. 57: CARTE DES ISOHYETES NORMALES. (1983).

(lame d'eau en mm./an .)



I.2- LES PRECIPITATIONS PENDANT LA PERIODE D'ETUDE (1983)

Au total , onze postes d'observation sont à notre disposition. Les neuf précédemment cités, plus ceux de Rochefort-Samson et de Chabeuil.

Les précipitations recueillies sont résumées dans le tableau 44 et la figure 57.

Stations	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Bourg-lès-Valence	1,2	43,9	97,8	118,4	132,4	28,1	9,1	21,4	31,2	103,6	6,6	42,3	636
Chabeuil	4,5	46	112	116,7	156	31,6	8,7	17,4	34,4	114,2	9,7	35,4	686,6
Chatuzange	7,2	23,6	115,8	155,5	190,9	44,8	1	28,2	67,6	100	21,1	49,2	804,9
Crest	3,9	49,6	122,1	115,5	148,8	68	0	44,3	42,8	151,9	13,8	50,3	811
Livron	0,9	70,2	98,3	115,9	111,9	72,6	6,5	39,4	46,1	116,7	5,3	63,7	747,5
Montvendre	3	55	121	119	185	53	2,5	22	41,5	120	10	42	774
Rochefort	3,7	26	132,2	173	188,8	63	1	19,2	75,6	112,9	8,1	67	870,5
St-Marcel-lès Valence	4,5	41,4	103,3	124	139,3	36,2	1,7	32,7	38,1	108,5	12,3	41,2	683,2
Valence	4,5	49	97,5	111,3	133,3	31	2,1	20,4	34,1	88	9,7	40,5	621,4
Montoison	2,8	32,9	104,2	92,3	110,3	50,7	0,4	31,1	44,8	122,5	15	32,9	639,9
Combovin	7	53,7	153,9	145,1	143	49,5	1,9	49	68,4	128	12,8	61	873,3

Tableau 44 : Modules mensuels pour l'année 1983.

Les variations mensuelles entre ces 11 stations sont également synchrones, elles subissent toutes le même climat.

Pour cette année 1983, les mois les plus pluvieux sont Avril et Mai, les mois les plus secs Janvier, Juillet et Novembre.

Les mois de Mars, Avril et Mai sont largement excédentaires, par contre ceux de Janvier, Juin, Juillet, Août, Septembre, Octobre, Novembre et Décembre sont déficitaires, principalement Janvier, Juillet, Septembre et Novembre.

Prenons maintenant en considération les précipitations totales correspondantes à l'année 1983.

Par rapport à la moyenne annuelle de précipitation définie sur huit ans, l'année considérée est déficitaire de 70mm pour les stations de Chatuzange-le-Goubet, Crest et Combovin, et d'environ 200mm pour toutes les autres stations.

L'année 1983 est donc très largement déficitaire, c'est l'année la plus "sèche" des six dernières années.

II - LES TEMPÉRATURES

Après la pluviométrie le second facteur important qui conditionne l'hydrologie d'une région est évidemment la température atmosphérique.

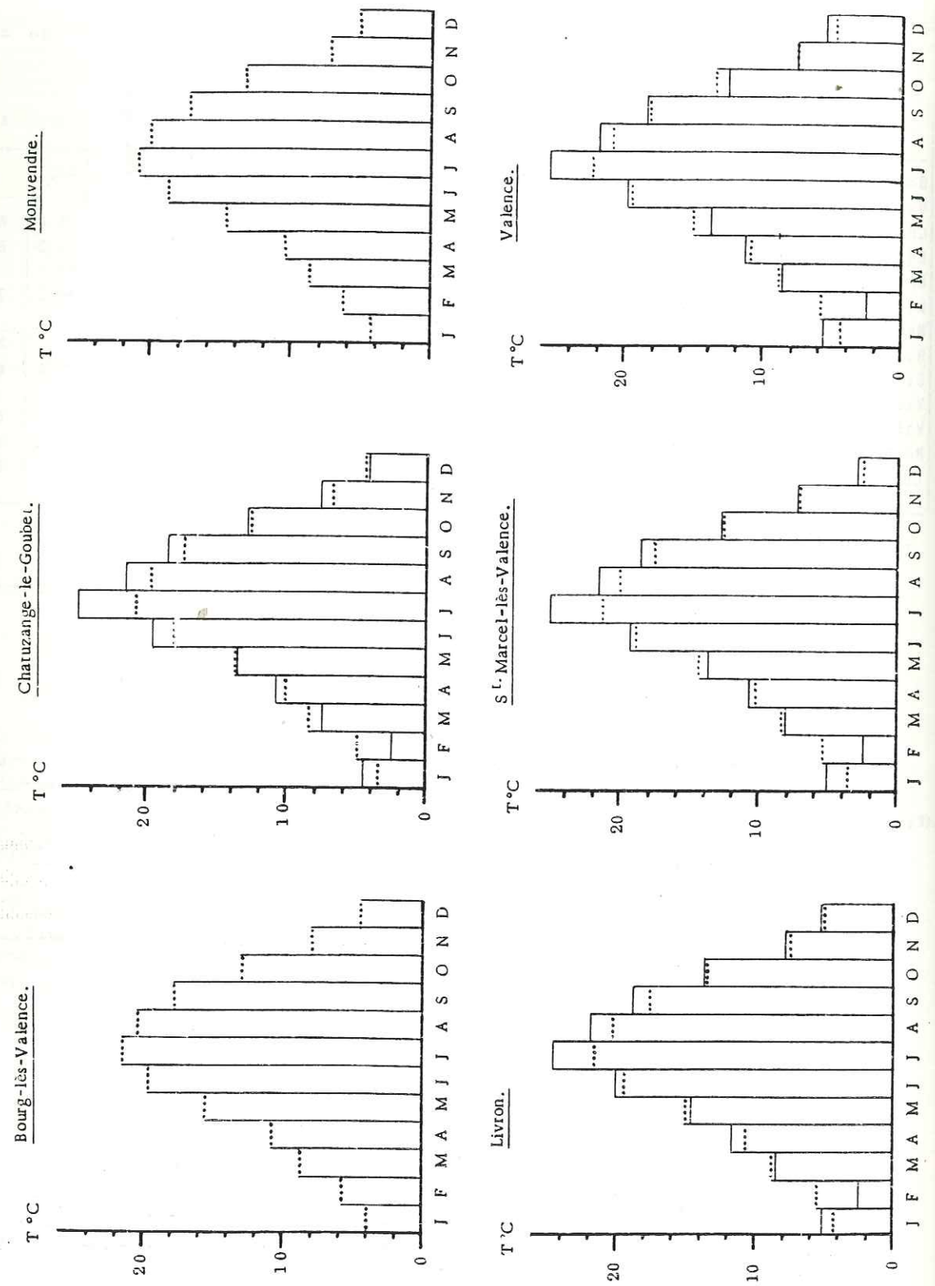


Fig .58 : TEMPERATURES MOYENNES MENSUELLES. (....: moyenne 1976-1983 ; —: année 1983).

Nous possédons les relevés de température de six stations pour la période 1976-1983.

Le tableau 45 et la figure 58 présentent les températures moyennes mensuelles (de 1976 à 1983) de ces stations, ainsi que les températures pour l'année 1983.

Stations	Période	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Bourg-lès	1976/83	4	5,9	8,8	10,8	15,4	19,7	21,4	20,6	17,9	12,9	8	4,5	12,5
Valence	1983	Pas de relevé												
Chatuzange	1976/83	3,6	4,9	8,3	10	13,7	18	20,7	19,7	17,2	12,5	6,9	4,4	11,7
le Goubet	1983	4,5	2,4	7,5	10,7	13,6	19,4	24,8	21,6	18,4	12,8	7,7	4,1	12,3
Montvendre	1976/83	4,2	6,1	8,8	10,5	14,6	18,8	21	20,1	17,3	13,3	7,4	5,1	12,3
	1983	Pas de relevé												
Livron	1976/83	4,2	5,5	8,7	10,8	14,9	19,4	21,4	20,2	17,7	13,2	7,5	4,9	12,4
	1983	5,1	2,3	8,4	11,7	14,5	20	24,5	21,8	18,7	13,4	7,8	5,1	12,8
St-Marcel-	1976/83	3,7	5,2	8,2	10,1	14,2	18,7	21,2	20	17,4	12,7	7	4,5	11,9
lès Valence	1983	5	2,2	8	10,8	13,4	19,2	25	21,5	18,4	12,8	7,1	4,9	12,4
Valence	1976/83	4,2	5,6	8,8	10,8	15	19,4	22,1	20,9	18,2	13,4	7,4	4,8	12,5
	1983	5,5	2,5	8,3	11,2	13,8	19,8	25,3	21,9	18,4	12,4	7,4	5,2	12,6

Tableau n° 45 : Températures moyennes mensuelles

On constate une certaine uniformité des températures.

Les températures moyennes croissent de façon sensible de Janvier à Avril, puis cette croissance s'accélère jusqu'en Juin. La décroissance à l'automne est beaucoup plus forte que la remontée au printemps.

Le mois le plus chaud est Juillet avec une moyenne pour les six stations de 21,3°c. Janvier est le plus froid avec une moyenne de 4°c.

Les températures annuelles pour l'année 1983 sont légèrement supérieures aux moyennes annuelles calculées sur 8 ans. A noter que les mois de Février et Mars ont été plus froids que la moyenne mensuelle , alors que de Juin à Août, la température a été largement supérieure à la moyenne mensuelle.

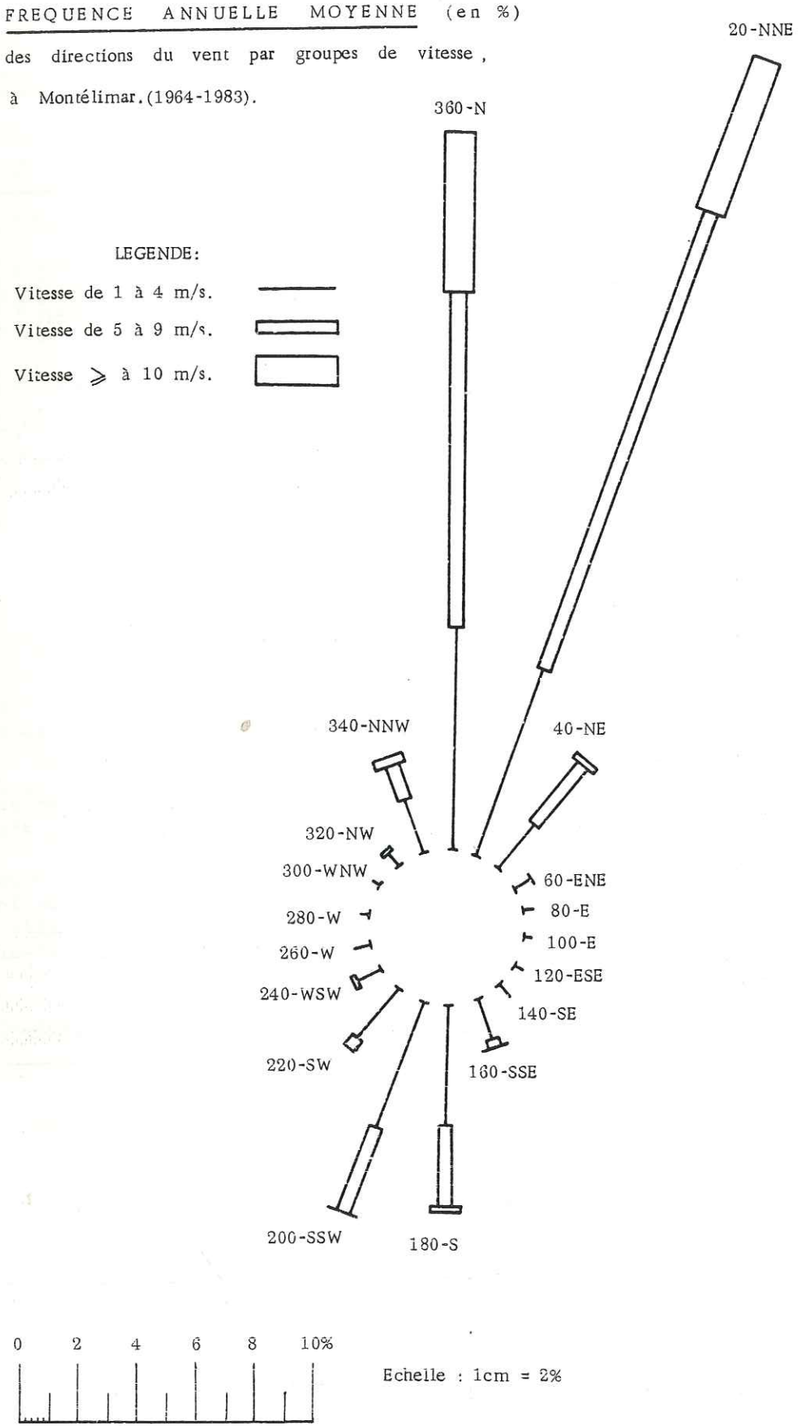
La période d'étude correspond donc à une année plutôt "chaude".

III - LES VENTS

Les seules mesures de vitesse et de fréquence des vents que nous possédons sont celles enregistrées à la station de Montélimar. Cette localité se situe dans la vallée du Rhône, à 50 km environ au Sud de Valence, donc hors de la région étudiée.

Nous donnons les fréquences pour mille des vents par directions et tranches de vitesse (tableau 46), ainsi que la fréquence annuelle moyenne (en %) des directions du vent par groupes de vitesse (fig. 59), ceci pour la période 1964/1983.

:Fig. 59 :
FREQUENCE ANNUELLE MOYENNE (en %)
des directions du vent par groupes de vitesse,
à Montélimar.(1964-1983).



Vitesses / Directions en °	Calme	1 à 4 m/s	5 à 9 m/s	sup. à 10 m/s	Toutes vitesses
20		68	167	57	292
40		19	25	3	46
60		7	1	0	8
80		3	0	0	4
100		3	0	0	3
120		3	0	0	3
140		5	0	0	5
160		15	4	1	19
180		43	27	2	72
200		45	29	1	75
220		21	6	0	27
240		7	2	0	9
260		4	0	0	4
280		2	0	0	2
300		2	0	0	3
320		5	2	0	7
340		18	12	4	33
360		75	116	54	245
Toutes directions	143	343	391	123	1000

0 signifie une fréquence non nulle, mais inférieure à 0,5 ‰

Tableau n° 46 : Fréquences pour mille des vents par directions et tranches de vitesse

La grande majorité des vents ont une direction correspondant à l'orientation générale de la vallée du Rhône, c'est-à-dire Nord-Sud. Pour la période 1964-1983, 67 % des vents sont de direction nord (320° à 40°), 25% de direction sud (140° à 220°) et 8% seulement pour les autres directions.

Le vent du Nord ou "Mistral" est, de loin, le plus important de la région, aussi bien du point de vue fréquence que vitesse. Il "souffle" en moyenne treize jours par mois et se distribue assez bien tout au long de l'année.

Nous retiendrons de cette étude que le vent est un facteur climatologique important dans la vallée du Rhône.

IV - L'INSOLATION

L'insolation correspond au nombre d'heures d'ensoleillement par jour, par mois ou par an.

Dans le tableau 47 , figure les valeurs moyennes pour la période 1976-1983 de l'insolation mensuelle et annuelle enregistrée à la station de St-Marcel-lès-Valence.

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
St-Marcel-lès Valence 1976/1983	77	106	153	182	239	261	308	264	227	150	103	70	2140

Tableau n° 47 : Insolation en heures à St-Marcel-lès-Valence

La période la plus ensoleillée est l'été avec un maximum de 308h au mois de Juillet.

A noter que le couvert nuageux, beaucoup plus important en hiver donne peu de précipitations pendant cette période.

V - CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION

Les précipitations disponibles pour le ruissellement ou pour l'infiltration, autrement dit les "précipitations efficaces" ou "pluies utiles ", sont celles qui peuvent alimenter la nappe par le toit.

Pour préciser, ou du moins estimer, l'ordre de grandeur des précipitations efficaces, il faut retrancher aux précipitations totales la lame d'eau évapotranspirée, qui représente la quantité d'eau supposée retourner dans l'atmosphère.

Faute d'appareil de mesure, nous calculerons la lame d'eau évapotranspirée par application de formules traduisant le phénomène sous forme analytique. Ce sont les formules de THORNTHWAITE, SERRA, TURC et COUMAGNE. Nous utiliserons également le calcul du bilan hydrologique de THORNTHWAITE.

Le calcul est réalisé à partir des relevés climatologiques de six stations: Bourg-lès-Valence, Chatuzange-le Goubet, Livron, Montvendre, St-Marcel-lès-Valence et Valence. Nous donnerons les résultats pour une année moyenne définie sur huit ans (1976 à 1983), ainsi que pour l'année d'étude 1983. Sera mentionné également le pourcentage représentant le rapport entre l'évapotranspiration et les précipitations.

V.1 - L'EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

L'évapotranspiration représente la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère par évaporation au niveau du sol lui-même et surtout par transpiration des organes aériens des plantes.

Lorsqu'un végétal dispose de suffisamment d'eau pour satisfaire la demande de son environnement aérien, l'évapotranspiration croît et tend vers une limite maximale que l'on peut considérer comme l'évapotranspiration potentielle E.T.P.

De nombreuses mesures expérimentales ont montré que pour un couvert végétal suffisamment étendu, l'évaporation maximale est indépendante des espèces constituant le dit couvert et n'est fonction que des caractéristiques climatologiques du lieu.

V.1.1 - Selon la formule de THORNTHWAITE (Tableau 48)

Cette formule s'écrit:

$$ETP = 1,6 \left(\frac{10\ T}{I} \right)^a$$

avec $I = \sum_{1}^{12} i$ et $i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}$

T = Température moyenne annuelle en °c

$a = 0,49239 + 1792.10^{-5}\ I - 771.10^{-7}\ I^2 + 675.10^{-9}\ I^3$

ETP = Evapotranspiration potentielle exprimée en cm.

I = Indice thermique annuel; i = Indice thermique mensuel

L'évapotranspiration potentielle brute, calculée pour chaque mois, est affectée d'un coefficient "C" tenant compte du nombre de jours du mois et du nombre réel d'heures entre lever et coucher du soleil (durée théorique de l'insolation en fonction de la latitude).

Stations	Période étudiée	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	% des précip.
Bourg-lès-Valence	1976-1983	9	15	32	47	85	118	134	118	84	49	22	10	723	84
	1983				pas	de	relevés	des			températures				
Chatuzange	1976-1983	9	13	32	45	76	107	130	113	82	50	20	11	688	80
	1983	10	5	26	46	71	115	162	125	86	48	21	9	724	90
Livron	1976-1983	10	14	32	47	82	117	135	115	83	51	21	11	718	78
	1983	11	4	29	50	76	118	158	124	87	50	20	11	738	97
Montvendre	1976-1983	10	16	33	46	80	112	131	114	81	55	21	12	711	78
	1983				pas	de	relevés	des			tempértures				
St-Marcel-lès-Valence	1976-1983	9	14	31	45	80	114	136	117	84	51	20	11	712	80
	1983	12	4	28	46	70	114	164	124	87	48	19	11	727	106
Valence	1976-1983	9	14	32	46	81	116	140	120	86	52	20	10	726	87
	1983	13	4	29	48	71	117	165	126	85	45	19	11	733	118

Tableau 48 : Evapotranspiration potentielle en mm selon la formule de THORNTHWAITE

V.1.2. - Selon la formule de SERRA (Tableau 49)

Cette formule s'écrit:

$$e = 16 \left(\frac{10\ T}{I} \right)^a \quad \text{avec } I = \sum_{1}^{12} \quad \text{et } i = 0,09\ T^{3/2}$$

T= Température moyenne mensuelle en °c.

$$a = \frac{1,6}{100}\ I + 0,5$$

e= Evapotranspiration potentielle mensuelle en mm.

Stations	Période étudiée	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	% des préci.
Bourg-lès-Valence	1976-1983	11	19	32	42	68	94	105	100	83	54	28	13	649	75
	1983			pas	de	relevés	des	tempéatures							
Chatuzange	1976-1983	11	17	33	41	61	86	103	97	82	55	26	15	627	73
	1983	13	6	26	42	57	92	128	107	86	53	27	12	649	81
Livron	1976-1983	12	18	32	43	66	93	106	98	82	56	26	15	647	71
	1983	14	5	29	45	61	95	126	107	87	55	26	14	664	89
Montvendre	1976-1983	13	21	33	42	64	89	102	97	80	57	26	16	640	71
	1983				pas	de	relevés	des			températures				
St-Marcel-lès-Valence	1976-1983	11	17	31	41	63	89	105	97	81	54	25	14	628	71
	1983	15	5	28	42	56	91	129	106	86	53	24	15	650	95
Valence	1976-1983	12	17	32	42	65	92	110	102	85	56	25	14	652	78
	1983	16	6	29	43	58	94	132	108	85	50	25	15	661	106

Tableau 49 : Evapotranspiration potentielle en mm selon la formule de SERRA

V.1.3 - Selon la formule de TURC (Tableau 50)

Lorsque l'humidité relative mensuelle est supérieure à 50%, ce qui est notre cas, l'évapotranspiration potentielle peut être estimée par la formule:

$$ETP = 0,40 \ (Ig + 50) \ \frac{T}{T+15}$$

ETP = Evapotranspiration potentielle en mm
T = Température moyenne mensuelle en °c
Ig = Radiation globale moyenne, d'origine solaire en cal/cm^2/jour
Ig = IgA (0,18 + 0,62 h/H)
où: IgA est l'énergie de la radiation qui atteindrait le sol sans atmosphère en cal/cm2/jour;
H = la durée astronomique du jour (heures/mois)
h = durée d'insolation mesurée (heures/mois)
IgA et H sont fonctions de la latitude et sont donnés par des tables.

Les valeurs de Ig ont été calculées à partir des valeurs de l'insolation mensuelle mesurée à la station de St-Marcel-lès-Valence.

Stations	Période étudiée	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année	% des préci.
Bourg-lès-Valence	1976-1983	13	25	47	70	105	129	142	118	90	49	25	13	826	96
	1983	pas de relevé des températures													
Chatuzange	1976-1983	12	22	46	67	99	124	140	116	89	48	22	12	797	92
	1983	14	12	43	69	98	128	151	120	91	48	24	12	810	101
Livron	1976-1983	13	24	47	70	103	128	142	117	90	49	24	13	820	89
	1983	15	12	46	73	102	130	150	121	92	49	24	14	828	111
Montvendre	1976-1983	13	26	47	69	102	126	141	117	89	49	23	14	816	90
	1983	pas de relevé des températures													
St-Marcel-lès-Valence	1976-1983	12	23	45	67	101	126	142	116	89	48	23	13	805	91
	1983	15	11	44	70	98	128	151	120	91	48	23	13	812	119
Valence	1976-1983	13	24	47	70	104	128	144	119	94	50	24	13	830	99
	1983	16	13	46	71	99	129	152	121	91	48	24	14	824	133

Tableau 50 : Evapotranspiration potentielle en mm selon la formule de TURC

V.2 - L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR)

L'évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement représente la quantité de précipitation, qui pour des raisons physiques et physiologiques, échappe à l'écoulement. Elle intègre donc tous les phénomènes d'évaporation, eux-mêmes influencés par les conditions topographiques géologiques et végétales.

N'ayant pas de relevés de températures pour l'année 1983 à Montvendre et Bourg-lès-Valence, nous prendrons les données de la station présentant un climat similaire, c'est-à-dire: relevés des températures effectués à Valence pour le calcul de l'ETR à Bourg-lès-Valence et relevés des températures à Chatuzange pour le calcul de l'ETR à Montvendre.

V.2.1 - Selon la formule de TURC (Tableau 51)

Cette formule s'écrit:

$$D = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \qquad \text{avec } L = 300 + 25\,T + 0,05\,T^3$$

P= Pluviométrie annuelle en mm
T= Température moyenne annuelle en °c
D= Déficit d'écoulement = évapotranspiration réelle en mm

Stations	Période étudiée	E.T.R.	% des précipitations
Bourg-lès-Valence	1976 1983	555	65
	1983	489	77
Chatuzange	1976-1983	541	63
	1983	540	67
Livron	1976-1983	577	63
	1983	534	71
Montvendre	1976-1983	569	63
	1983	531	67
St-Marcel-lès-V.	1976-1983	551	62
	1983	504	74
Valence	1976-1983	559	67
	1983	483	78

Tableau 51 : Evapotranspiration réelle en mm calculée selon la formule de TURC

V.2.2 - Selon la formule de COUTAGNE 1 (Tableau 52)

Cette formule faisant intervenir uniquement la température s'écrit:

D = 210 + 30 T avec T = Température annuelle en °c

et D = Déficit d'écoulement = Evapotranspiration réelle en mm

Stations	Période étudiée	E. T. R.	% des précipitations
Bourg-lès-Valence	1976-1983	585	68
	1983	588	92
Chatuzange	1976-1983	561	65
	1983	579	72
Livron	1976-1983	582	63
	1983	594	79
Montvendre	1976-1983	579	64
	1983	579	75
St-Marcel-lès-V.	1976-1983	567	64
	1983	582	85
Valence	1976-1983	585	70
	1983	588	95

Tableau 52 : Evapotranspiration réelle en mm calculée selon la formule de COUTAGNE 1.

V.2.3. Selon la formule de COUTAGNE 2 (Tableau 53)

Cette formule faisant intervenir la température et les précipitations s'écrit:

$$D = P - \lambda P^2 \quad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0{,}8+0{,}14\ T}$$

T = Température moyenne annuelle
P = Pluviométrie annuelle en m/an
D = Déficit d'écoulement ou évapotranspiration réelle en m/an

Cette formule ne peut être utilisée que si $\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda}$, ce qui est notre cas.

Stations	Période étudiée	E.T.R.	% des précipitations
Bourg-lès-Valence	1976-1983	564	66
	1983	478	75
Chatuzange	1976-1983	558	65
	1983	548	68
Livron	1976-1983	595	65
	1983	532	71
Montvendre	1976-1983	586	65
	1983	506	65
St-Marcel-lès-V.	1976-1983	568	64
	1983	499	73
Valence	1976-1983	570	68
	1983	471	76

Tableau 53 : Evapotranspiration réelle en mm selon la formule de COUTAGNE 2

V.2.4. Selon le calcul du bilan hydrologique de THORNTHWAITE

Un moyen pour faire le bilan de l'eau dans le sol est d'appliquer la méthode de THORNTHWAITE introduisant la notion de la R.F.U. ou "Réserve Facilement Utilisable" au sens agronomique. Pour la France, la R.F.U. est prise arbitrairement égale à une lame d'eau de 100 mm. C'est la quantité d'eau maximale retenue par le sol.

La méthode consiste à satisfaire l'évapotranspiration potentielle si possible.

On prélève chaque fois une lame d'eau équivalente à l'E.T.P., soit des précipitations, soit des précipitations et de la R.F.U., soit de la R.F.U.

Deux cas peuvent se présenter. Faisons le bilan entre précipitations et évapotranspiration potentielle:

a) Le bilan est positif (P-ETP > 0): alors l'excédent des précipitations constitue les précipitations efficaces, et l'évaporatranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle.

Stations		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année	Période étudiée
Bourg-lès Valence	ETP	9	15	32	47	85	118	134	118	84	49	22	10	723	1976/83
		13	4	29	48	71	117	165	126	85	45	19	11	733	1983
	P	31,8	30,6	77,3	50,4	87,7	49,4	40,6	69,6	115,7	164	78	65	860	1976/83
		1,2	43,9	97,8	118,4	132,4	28,1	9,1	21,4	31,2	103,6	6,6	42,3	636	1983
	RFU	100	100	100	100	100	31,4	0	0	31,7	100	100	100		1976/83
		88,2	100	100	100	100	11,1	0	0	0	58,6	46,2	77,5		1983
	ETR	9	15	32	47	85	118	72	70	84	49	22	10	613	1976/83
		13	4	29	48	71	117	20	21	31	45	19	11	429	1983
Chatuzange	ETP	9	13	32	45	76	107	130	113	82	50	20	11	688	1976/83
		10	5	26	46	71	115	162	125	86	48	21	9	724	1983
	P	37	43,4	86	66,2	90	57,3	62,1	74,5	93,4	128,6	58,7	64	861	76/83
		7,2	23,6	115,8	155,5	190,9	44,8	1	28,2	67,6	100	21,1	49,2	805	1983
	RFU	100	100	100	100	100	50,3	0	0	11,4	90	100	100		76/83
		97,2	100	100	100	100	29,8	0	0	0	52	52	92		1983
	ETR	9	13	32	45	76	107	112	74	82	50	20	11	631	76/83
		10	5	26	46	71	115	31	28	68	48	21	9	478	1983
Livron	ETP	10	14	32	47	82	117	135	115	83	51	21	11	718	76/83
		11	4	29	50	76	118	158	124	87	50	20	11	738	1983
	P	52	49	84,5	54,9	97,6	47,1	43,1	84,1	108,6	145,9	69,7	80,7	917	76/83
		0,9	70,2	98,3	115,9	111,9	72,6	6,5	39,4	46,1	116,7	5,3	63,7	748	1983
	RFU	100	100	100	100	100	30,1	0	0	25,6	100	100	100		76/83
		90	100	100	100	100	54,6	0	0	0	66,7	52	100		1983
	ETR	10	14	32	47	82	117	73	84	83	51	21	11	625	76/83
		11	4	29	50	76	118	61	39	46	50	20	11	515	1983
Montvendre	ETP	10	16	33	46	80	112	131	114	81	55	21	12	711	76/83
		10	5	26	46	71	115	162	125	86	48	21	9	724	1983
	P	48,1	54,8	95,4	63,4	106.7	58,1	44,9	81,8	89,3	136,3	59	72,6	906	76/83
		3	55	121	119	185	53	2,5	22	41,5	120	10	42	774	1983
	RFU	100	100	100	100	100	46,1	0	0	4,3	85,6	100	100		76/83
		93	100	100	100	100	38	0	0	0	72	61	94		1983
	ETR	10	16	33	46	80	112	91	82	81	55	21	12	639	76/83
		10	5	26	46	71	115	41	22	41	48	21	9	455	1983
St-Marcel-lès Valence	ETP	9	14	31	45	80	114	136	117	84	51	20	11	712	76/83
		12	4	28	46	70	114	164	124	87	48	19	11	727	1983
	P	49	45,1	87,3	60	99,9	53,5	55	84,5	91	128,7	63,2	68,3	886	76/83
		4,5	41,4	103,3	124	139,3	36,2	1,7	32,7	38,1	108,5	12,3	41,2	683	1983
	RFU	100	100	100	100	100	39,5	0	0	7	84,7	100	100		76/83
		92,5	100	100	100	100	22,2	0	0	0	60,5	53,8	84		1983
	ETR	9	14	31	45	80	114	94	85	83	51	20	11	637	76/83
		12	4	28	46	70	114	24	33	38	48	19	11	447	1983
Valence	ETP	9	14	32	46	81	116	140	120	86	52	20	10	726	76/83
		13	4	29	48	71	117	165	126	85	45	19	11	733	1983
	P	46,9	43,9	85,5	60,4	93,7	46,8	42,9	68	88,7	130,9	59,1	72	839	76/83
		4,5	49	97,5	111,3	133,3	31	2,1	20,4	34,1	88	9,7	40,5	621	1983
	RFU	100	100	100	100	100	30,8	0	0	2,7	81,6	100	100		76/83
		91,5	100	100	100	100	14	0	0	0	43	33,7	63,2		1983
	ETR	9	14	32	46	81	116	74	68	86	52	20	10	608	76/83
		13	4	29	48	71	117	16	20	34	45	19	11	427	1983

Tableau 54 :Evapotranspiration réelle en mm, selon le bilan hydrologique de THORNTHWAITE

b) le bilan est négatif (P - ETP < 0) alors il n'y a pas de précipitations efficaces. Pour satisfaire l'E.T.P., on fait appel à la R.F.U., et nous avons:

. (P + RFU) - ETP > 0, alors ETR = ETP et RFU > 0
. (P + RFU) - ETP < 0, alors ETR < ETP et RFU = 0, et par conséquent il y a déficit agricole.

Puis, lorsque les précipitations redeviennent excédentaires par rapport à l'ETP, les réserves du sol se reconstituent.

Le tableau 54 , regroupe les résultats obtenus par cette méthode.

Les mois d'Octobre, Novembre et Décembre 1982 ont été pluvieux, avec une précipitation moyenne supérieure à 100 mm. C'est pourquoi la valeur de la RFU a été fixée à 100 mm au début de Janvier 1983.

Fin Décembre 1983, la RFU n'est pas totalement reconstituée, elle ne le sera que fin Janvier 1984, puisque les précipitations, durant ce mois, ont été de 74 mm en moyenne dans la région étudiée.

V.3 - DISCUSSION DES RESULTATS

Le tableau 55 présente les différentes valeurs de l'évapotranspiration moyenne sur l'ensemble de la région étudiée.

ETP (mm)	THORNTHWAITE	713	1976-83	ETR (mm)	TURC	559	1976/83
		731	1983			514	1983
	SERRA	641	1976-83		COUTAGNE 1	577	1976/83
		656	1983			585	1983
	TURC	816	1976/83		COUTAGNE 2	574	1976/83
		819	1983			506	1983
					THORNTH-WAITE	626	1976/83
						459	1983

Tableau 55 : Synthèse des valeurs de l'ETP et de l'ETR obtenues par les différentes méthodes

Pour l'évapotranspiration potentielle, nous retiendrons la moyenne arithmétique de la valeur donnée par la formule de THORNTHWAITE, plus précise que la formule de SERRA et de la valeur fournie par la formule de TURC, faisant intervenir l'insolation; c'est à dire 765 mm pour la période 1976/1983 et 775 mm pour l'année 1983.

L'évapotranspiration réelle est plus délicate à déterminer. Les calculs selon les formules de TURC et COUTAGNE donnent, pour la période 1976/1983, des résultats assez homogènes, dont la moyenne est de 570 mm.

La dernière valeur, obtenue par le bilan hydrologique de THORNTHWAITE, donne une E.T.R. de 626 mm, beaucoup plus forte que la valeur précédente.

Doit-on accorder plus d'intérêt à trois formules empiriques ne faisant intervenir que la température et la pluviométrie, plutôt qu'à un calcul, certes plus rationnel,mais qui utilise un postulat (100 mm de RFU) qui n'est pas forcément juste surtout pour une nappe profonde circulant au sein de formations très hétérogènes ? Seule une étude locale sur lysimètre pourrait lever l'incertitude.

Cependant, ces différentes formules ne prennent pas en considération un facteur climatologique très important dans la région: le vent. Or celui-ci joue un rôle considérable dans l'évaporation, aussi bien au niveau du sol qu'au niveau des stomates des végétaux. C'est pourquoi nous retiendrons, pour l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle (1976-1983), la moyenne arithmétique des deux valeurs proposées. Nous admettrons un pourcentage d'erreur relative de 10%, soit:

$$ETR = 600 \pm 60 \text{ mm}$$

La période d'étude (1983) est caractérisée, du point de vue climatique par des températures élevées et des précipitations exceptionnellement faibles. Il en résulte une chute de la valeur de l'évapotranspiration réelle.

Seule la 1° formule de COUTAGNE (ne faisant intervenir que la température) donne une ETR pour 1983 supérieure à la moyenne calculée sur huit années. Cette valeur ne peut donc être retenue pour notre région.

Il apparaît également que la valeur de l'ETR, pour 1983, d'après la formule de THORNTHWAITE, ne saurait être prise en considération. En effet, celle-ci est nettement inférieure aux valeurs calculées par d'autres méthodes. De plus, selon différentes études effectuées dans les Alpes du Nord et la vallée du Rhône, les formules de TURC et de COUTAGNE semblent les mieux adaptées au calcul de l'ETR pour des années à pluviométrie normale ou déficitaire , ce qui est notre cas.

C'est pourquoi nous retiendrons, comme valeur de l'évapotranspiration réelle pour l'année 1983, la moyenne arithmétique des valeurs fournies par la méthode de TURC et de COUTAGNE 2, soit pour chaque station:

Bourg-lès-Valence.	484 ± 48 mm
Chatuzange	544 ± 54 mm
Livron	533 ± 53 mm
Montvendre	518 ± 52 mm
St-Marcel-lès-V.	502 ± 50 mm
Valence	477 ± 48 mm

CONCLUSION A L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

L'étude hydroclimatique a précisé quelques termes ou facteurs intervenant dans le bilan hydrologique de l'année 1983.

- La lame d'eau moyenne précipitée sur l'ensemble de la région étudiée est de 710 mm. Ce chiffre caractérise une année largement déficitaire, puisque la moyenne des précipitations annuelles de 1976 à 1983 est de 878 mm.

- La température moyenne est de 12,5°c.Elle marque une année légèrement "chaude" par rapport à la moyenne annuelle calculée sur 8 ans qui est de 12,2° c.

- L'évapotranspiration réelle calculée pour une année moyenne est de 600 mm, et représente 68% des précipitations.

En 1983, étant donnée l'insuffisance pluviométrique, la lame d'eau "évapotranspirée" n'est que de 510 mm, représentant 72% des précipitations.

Les pluies efficaces ou excédent disponible pour le ruissellement et l'infiltration sont:

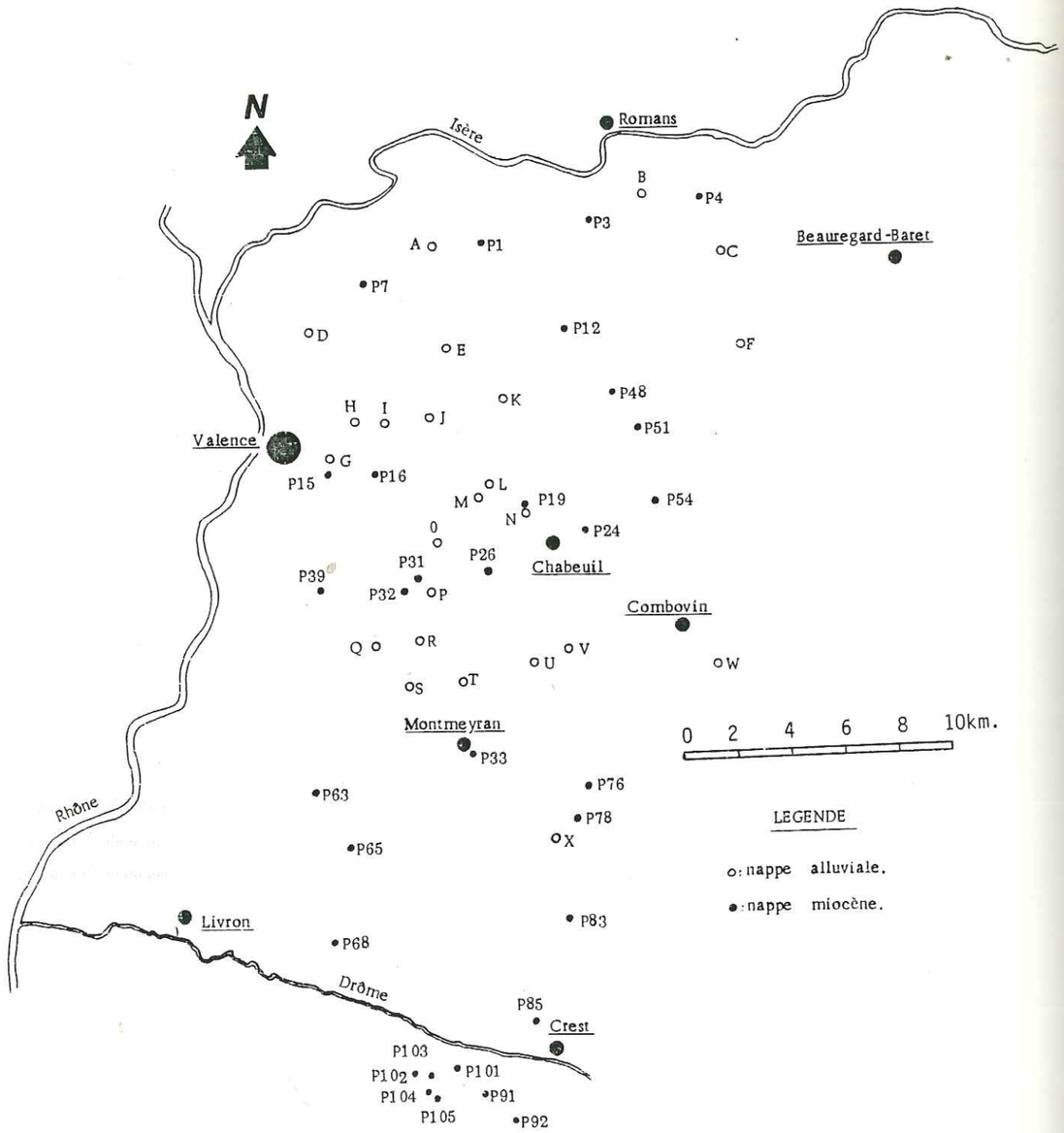
278 mm pour une année moyenne;

200 mm pour l'année 1983.

L'année considérée, plutôt sèche est donc moins profitable aux nappes souterraines que l'année moyenne établie sur huit années.

-=-=-=-

Fig . 60: CARTE DES PRELEVEMENTS .



CHAPITRE IV

GEOCHIMIE

INTRODUCTION

Les analyses chimiques permettent de construire une fiche d'identité pour chaque type d'eau.

Des temps de circulation suffisamment longs permettent à l'eau de se mettre en équilibre avec le milieu dans lequel elle circule (sables molassiques, argiles, alluvions) et des échanges s'effectuent tout au long de son trajet.

Pour une interprétation cohérente, il était nécessaire de posséder des analyses d'eau provenant, et des sables molassiques tertiaires, et des alluvions quaternaires.

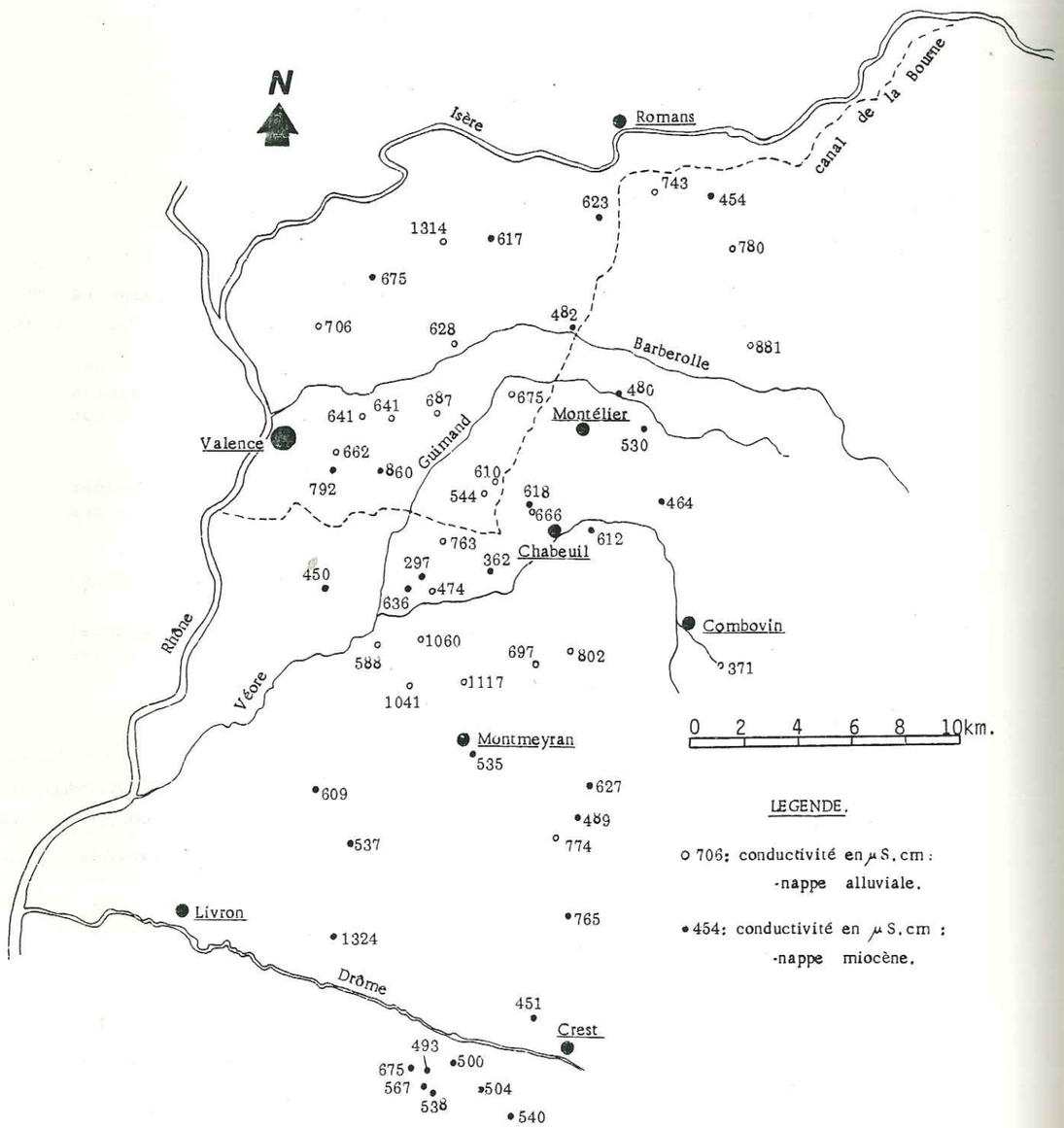
C'est au total 54 analyses chimiques qui ont été réalisées dont:

- 22 analyses faites par le Laboratoire vétérinaire départemental de la Drôme, sur des eaux prélevées dans les nappes superficielles avec:
  - . un examen physique: pH, résistivité, conductivité;
  - . une analyse chimique: Ca^{++}, Mg^{++}, NH_4^{+}, Na^{+}, K^{+}, Fe^{+++}
    HCO_3^{-}, Cl^{-}, SO_4^{--}, NO_2^{-}, NO_3^{-}, SiO_2
- 33 analyses effectuées au Laboratoire d'Hydrochimie de l'Institut Dolomieu sur des eaux prélevées, sur forage, dans la nappe tertiaire avec:
  - . un examen physique: pH, température, résistivité, conductivité;
  - . une analyse chimique: Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, K^{+}
    HCO_3^{-}, SO_4^{--}, Cl^{-}, NO_3^{-}

Les résultats de ces analyses sont donnés dans l'annexe n°2 et la situation des points de prélèvement: figure 60 .

Si l'aspect scientifique (échange eau-milieu) est important, il ne faut pas oublier que le chimisme est aussi et surtout le principal critère de potabilité d'une eau, point essentiel pour un syndicat des eaux.

Fig . 61 : CARTE DES CONDUCTIVITES.



I - LES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

I.1 - LES TEMPERATURES

Les températures mesurées sur les eaux de la nappe tertiaire varient de 13°4 au forage P19 à 17°5 au forage P15.

Les températures sont fonction de la profondeur de prélèvement. En effet, ces eaux se situent dans la zone d'homothermie : zone profonde, insensible aux ondes thermiques d'origine solaire, mais traversée par un flux incessant de chaleur en provenance de l'intérieur de la terre. Autrement dit, les eaux de la nappe miocène, pour une profondeur donnée présentent une température constante tout au long de l'année.

Il est communément admis que la terre subit une augmentation de température, appelée "gradient géothermique" de la surface vers le centre. Ce gradient varie suivant la nature de la roche et la présence de sources secondaires de chaleur: volcanisme actuel ou ancien, oxydation lente de pétrole, de charbon. La valeur la plus commune est de 3°c, par 100 m.

Dans notre cas, les prélèvements ayant été réalisés sur des forages d'exploitation, la profondeur exacte d'échantillonage n'est pas connue. Celle-ci, très difficile à déterminer, est liée à la profondeur du forage, à la hauteur crépinée, à la profondeur de la pompe immergée et à la localisation des niveaux aquifères.

De ce fait, il ne nous a pas été possible de définir un gradient géothermique local.

A titre d'exemple, nous donnerons quelques valeurs de température rapportées à la profondeur du forage, sachant que celle-ci n'est pas forcément la profondeur du prélèvement.

13°4 c à 40 m
14°5 c à 80 m
15° c à 90 m
13°9 c à 90 m
16°6 c à 108 m
17°5 c à 250 m

Les eaux du réservoir molassique, assez "chaudes" en profondeur , pourraient être utilisées en géothermie basse température.

I.2 - LES CONDUCTIVITES

La conductivité permet d'apprécier la minéralisation d'une eau, sachant que le passage du courant électrique est facilité par la présence d'ions. La conductivité, inverse de la résistivité, varie dans le même sens que la minéralisation.

Afin de visualiser dans le plan, l'ensemble de nos mesures, nous avons dressé une carte d'équi-conductivité des nappes étudiées (fig. 61).

Fig . 62 : EAUX DE LA NAPPE ALLUVIALE .

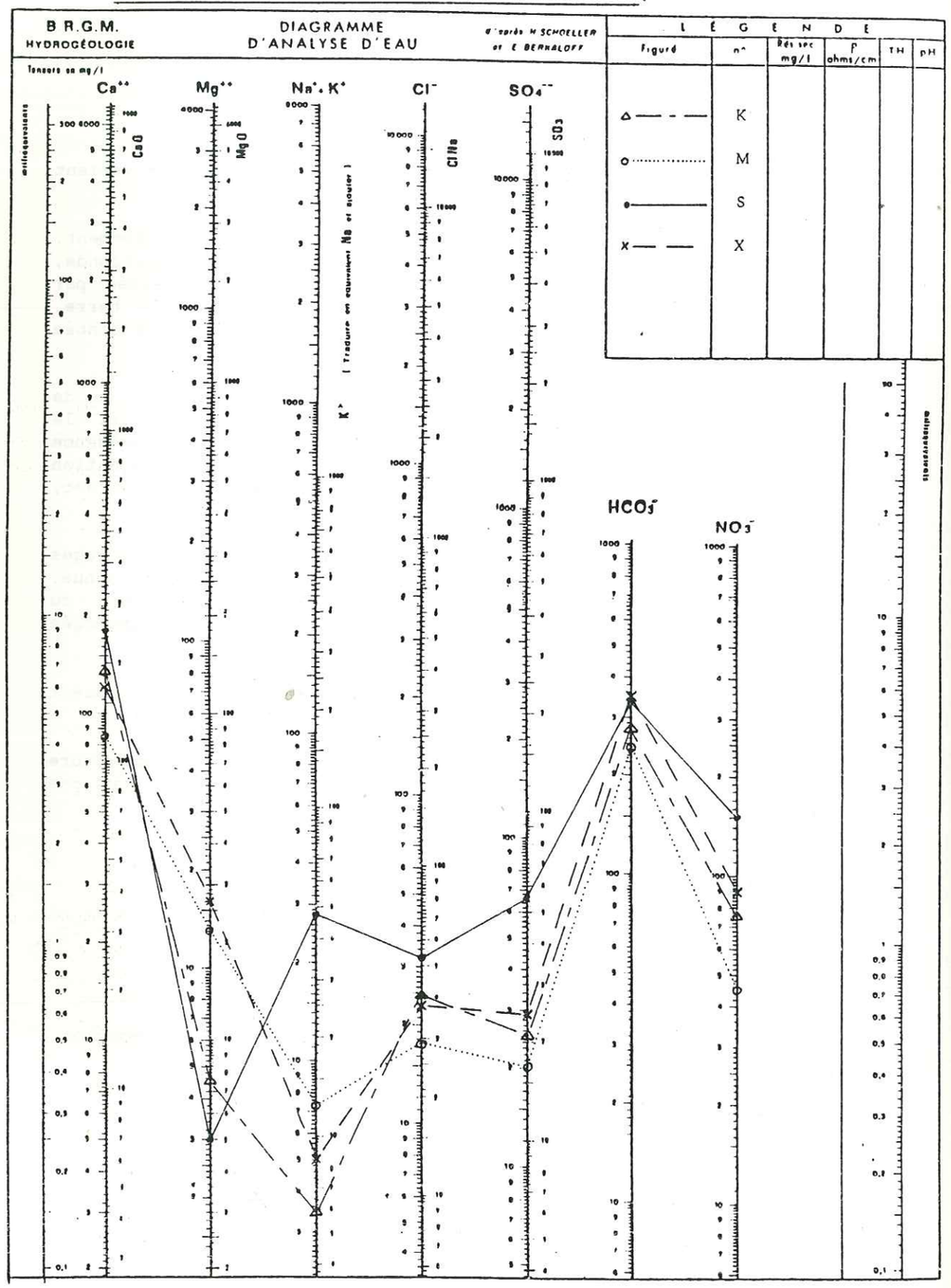
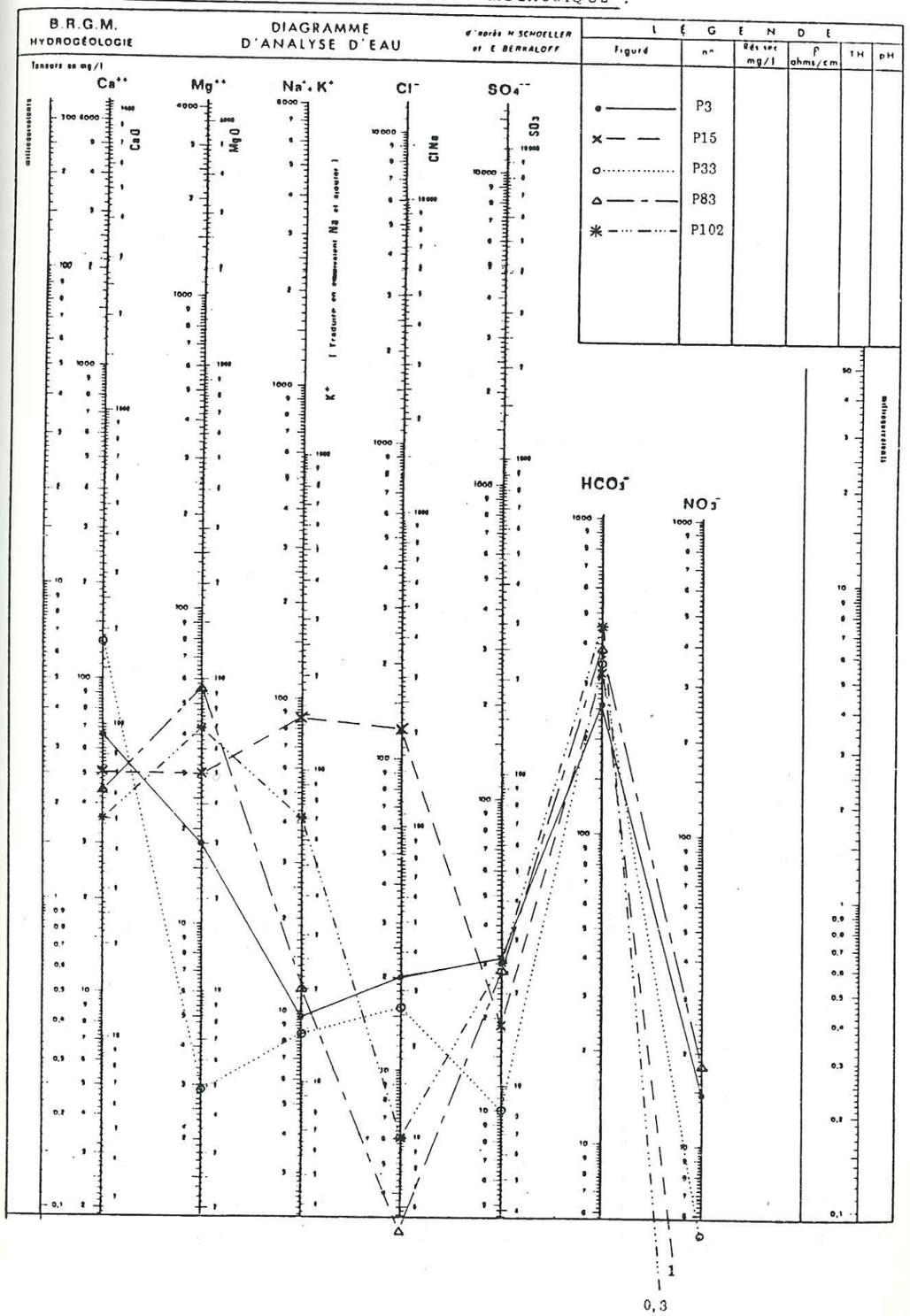


Fig . 63 : EAUX DE LA NAPPE MOLASSIQUE .



- En premier lieu, nous constatons une différence très nette entre les eaux des nappes alluviales et les eaux de la nappe de la molasse. En effet, les conductivités varient de 600 à 1300 microsiémens par centimètre dans les eaux alluviales et de 300 à 700 µS.cm dans les eaux "miocènes".

Du point de vue chimisme (fig. 62 et 63), cette différence de minéralisation est principalement due aux fortes teneurs en nitrates mesurées dans les eaux des nappes superficielles.
(Nous reviendrons sur ce "problème des nitrates" dans le paragraphe suivant).

- Nous observons également au sein des nappes alluviales des zones à faibles conductivités à l'Ouest de Chabeuil (610 et 554 µS.cm)et au Nord de Beaumont-lès-Valence (474 µS.cm). Ceci résulte d'infiltrations d'eau beaucoup moins minéralisée, en provenance du massif du Vercors. Ces infiltrations se font soit au niveau de petits cours d'eau (La Véore, Le Guimand), soit au niveau des canaux d'irrigation (canal de la Bourne) (phénomènes mis en évidence par le B.U.R.G.E.A.P.,1969).

A titre d'exemple, la source de la Véore émergeant des calcaires urgoniens du Vercors, au Sud-Est de Combovin a une conductivité de 371µS.cm.

- De plus il n'a pas été mis en évidence, au sein de la nappe molassique, une augmentation de la minéralisation en fonction du temps de séjour, donc en fonction de la piézométrie, d'Est en Ouest.

Ceci est dû au fait que chaque forage (selon sa profondeur et sa localisation), puise son eau dans différents niveaux aquifères, et par conséquence que les échantillons analysés ne proviennent pas toujours des mêmes niveaux productifs.

Les sables molassiques constituent donc un aquifère stratifié ou multicouches.

II - LES CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES

Le seul diagramme qui permet d'avoir une vision globale du chimisme des eaux de la nappe alluviale ou de la nappe molassique est celui de PIPER (U.S. Geological Survey). Les diagrammes de SCHOELLER et BERKALOFF, s'ils sont plus précis, manquent de souplesse et deviennent rapidement limitatifs; néanmoins, nous donnons quelques exemples caractéristiques de chaque type d'eau.

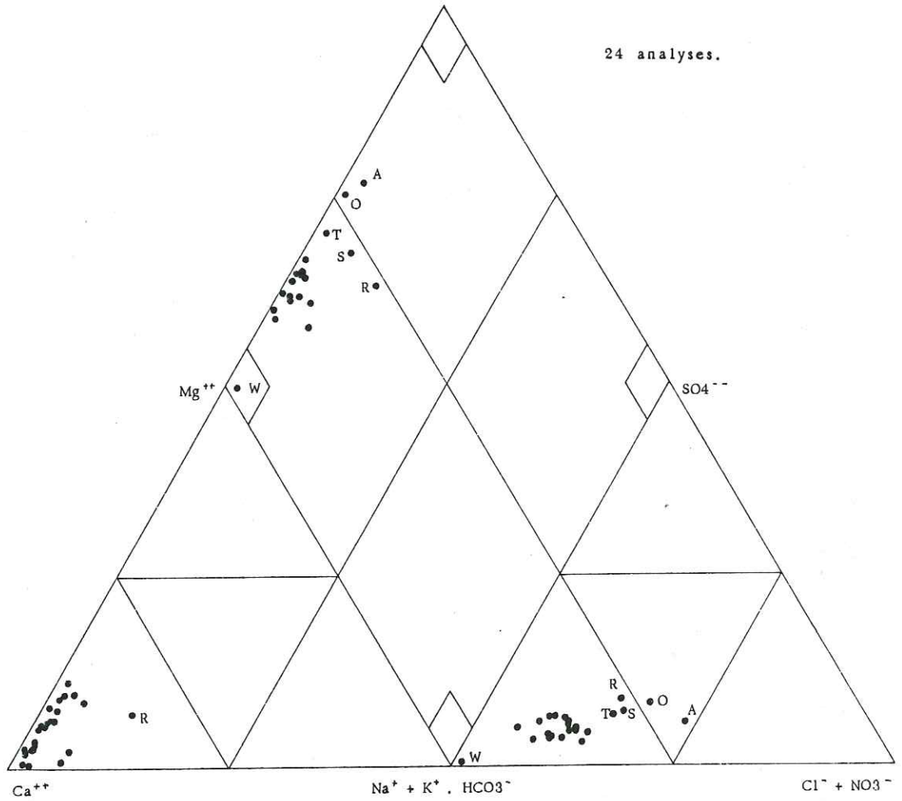
Le diagramme de PIPER est constitué de deux triangles représentant l'un les anions, l'autre les cations en solution dans l'eau.

Un troisième point, correspondant à l'intersection des projections des deux autres points (anions et cations), matérialise l'ensemble de l'analyse chimique.

Chaque triangle possède à chacun de ses pôles, les radicaux suivants:

- Anions . un pôle suflaté SO_4^{--}
  . un pôle chloruré nitrique Cl^-, NO_3^-
  . Un pôle bicarbonaté HCO_3^-

Fig . 64 : DIAGRAMME DE PIPER DES EAUX DE LA NAPPE ALLUVIALE.



EAU BICARBONATEE CALCIQUE ET MAGNESIENNE.

- Cations . un pôle magnésien Mg^{++}
  . un pôle calcique Ca^{++}
  . un pôle sodique potassique Na^{+}, K^{+}

Nous étudierons ici successivement les eaux "alluviales" puis les eaux "miocènes".

II.1 - L'EAU DES NAPPES ALLUVIALES

II.1.1 - Le diagramme de PIPER (fig.64)

La grande majorité des échantillons étudiés est une eau de type bicarbonaté calcique et magnésienne Seul l'échantillon W, prélevé à la source de la Véore dans le massif du Vercors, et présentant presque uniquement des ions HCO_3^- et Ca^{++} , est une eau bicarbonatée calcique typique des zones karstiques.

Tous les échantillons (à l'exception de l'échantillon W) présentent une forte teneur en nitrates; 60 mg/l en moyenne (rappelons que la norme française de potabilité d'une eau est de 50 mg/l de nitrates. Les échantillons A, O, R, S et T renferment plus de 100 mg/l de nitrates.

C'est le problème majeur des différents syndicats des eaux de l'Est valentinois.

II.1.2 - Le "problème des nitrates"

Nous présenterons dans ce paragraphe les conclusions d'une étude réalisée par la Direction Départementale des Affaires Sanitaires et Sociales en 1983.

Cette étude des teneurs en nitrates de la nappe superficielle de l'Est valentinois a permis, dans un premier temps, de situer le problème en réalisant un inventaire des concentrations sur 232 points de prélèvement (fig. 65).

La moyenne observée est de 56,3 mg/l; 46,1 % des échantillons analysés ont une concentration supérieure à la norme (50 mg/l en France).

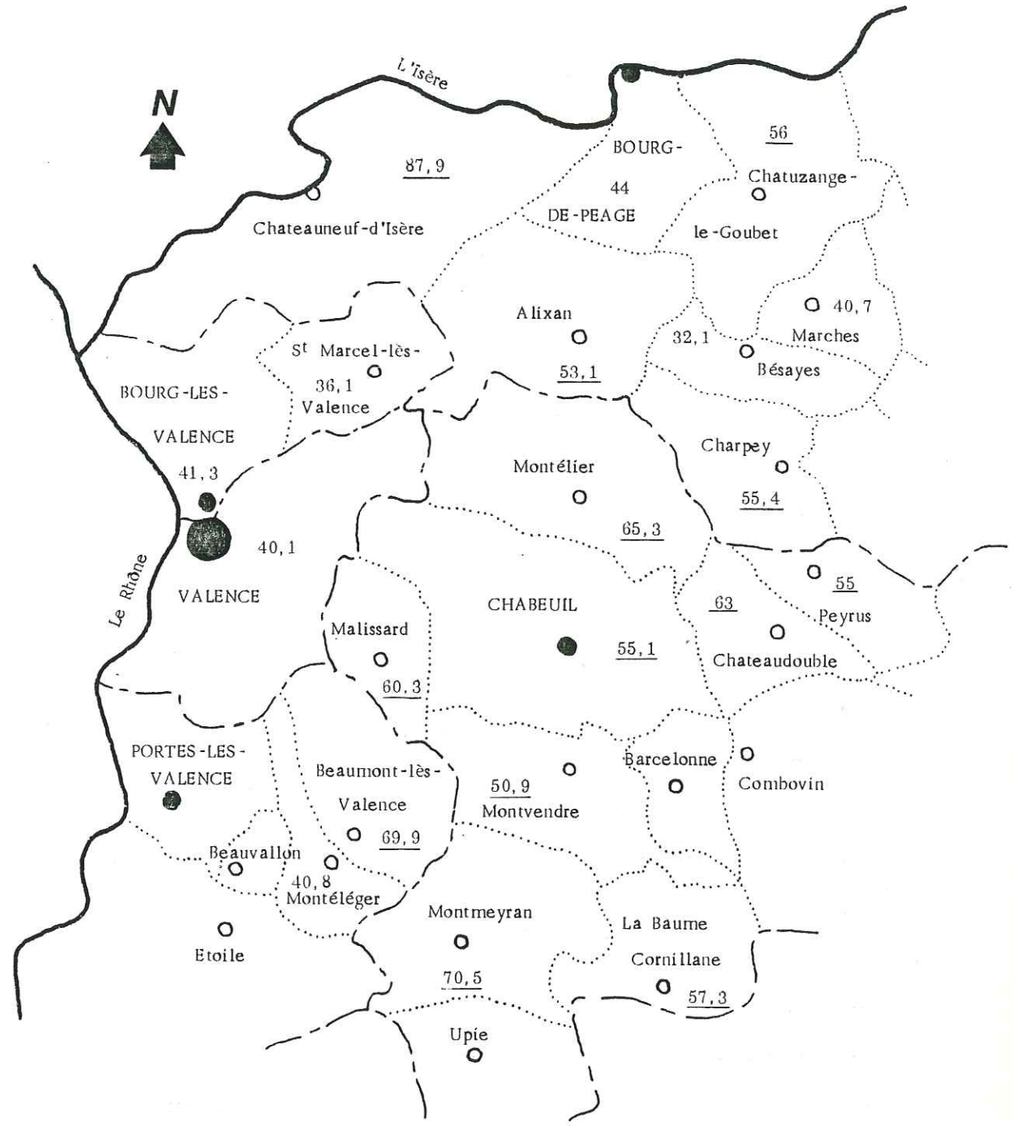
Cette observation doit être tempérée par le fait que la moyenne des captages A.E.P. est de 39 mg/l.

Les premiers résultats concertant les variations des concentrations en isotrope N^{15}, dans les nitrates dissous, permettent de dégager la tendance suivante :

. l'influence de l'élevage (engrais biologique) et de la pollution domestique semble prépondérante dans le domaine "molassique"; dans le domaine "gravier", les fortes concentrations en nitrates proviennent plutôt de l'utilisation des engrais chimiques (liés aux types de cultures: maïs, céréales, arbres fruitiers).

L'étude de l'évolution dans le temps de quelques points caractéristiques (avril 82 à avril 83), montre une tendance à l'augmentation des concentrations, mais surtout confirme que les fortes teneurs relevées lors de l'inventaire ne sont pas accidentelles, et que les secteurs où elles ont été observées constituent des points de contamination chronique de la nappe.

Fig . 65: REPARTITION DES CONCENTRATIONS MOYENNES EN NITRATE , DANS LA NAPPE ALLUVIALE . (en mg/l.)



(d'après la DDASS , 1983).

II.1.3 - Faciès chimiques

Sur l'ensemble de la plaine de Valence, les eaux de la nappe alluviale présentent les faciès chimiques suivants:

Anions $rHCO_3^- > rNO_3^- > rCl^- > rSO_4^{--}$

ou $rHCO_3^- > rNO_3^- > rSO_4^{--} > rCl^-$

Plus rarement $rHCO_3^- > rSO_4^{--} > rNO_3^- > rCl^-$

ou $rHCO_3^- > rSO_4^{--} > rCl^- > rNO_3^-$

Cations $rCa^{++} > rMg^{++} > rNa^+ > rK^+$

ou plus rarement $rCa^{++} > rNa^+ > rMg^{++} > rK^+$

(dans ce dernier cas, les concentrations en Na^+ et Mg^{++} sont toujours sensiblement égales).

Nous avons donc globalement des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes.

II.2 - L'EAU DE LA NAPPE "MOLASSIQUE"

II.2.1 - Le diagramme de PIPER (fig. 66)

La grande majorité des échantillons est une eau bicarbonatée calcique et magnésienne ; ils se positionnent sur une ligne Ca-Mg. Cet ensemble de points traduit une évolution d'un pôle calcique vers un pôle magnésien. Cette évolution est classique, elle est liée au temps de séjour dans l'aquifère.

Dans un second temps, l'aboutissement des échanges de bases entraîne la fixation des alcalino-terreux (Ca^{++} , Mg^{++}) par les argiles qui libèrent des alcalins faisant évoluer l'eau vers un pôle (Na^+ - K^-).

Nous verrons dans un paragraphe suivant, les conclusions que nous pourront déduire de ces premières observations.

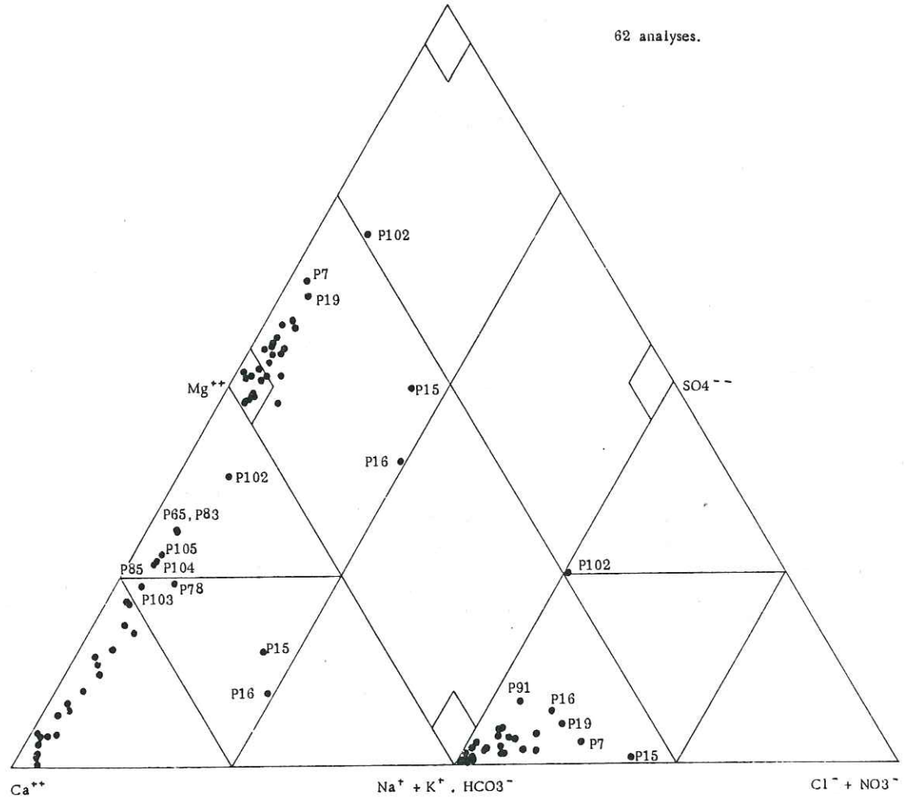
II.2.2 - Différents ions analysés

a) Concentrations en nitrates

Dans la molasse, par rapport aux nappes alluviales, les teneurs en nitrates sont faibles (5 à 10 mg/l en moyenne).

Mais on a noté des incertitudes sur la protection vis-à-vis des nitrates, des couches supérieures de la nappe, en particulier lorsque des possibilités de mélanges directs avec les eaux des nappes alluviales sus-jacentes existent (30 mg/l au P 39), ou lorsqu'il peut y avoir des infiltrations à partir du sol du voisinage immédiat des forages (38,5 mg/l au P 32; 66,5 mg/l au P 7).

Fig. 66: DIAGRAMME DE PIPER DES EAUX DE LA NAPPE MOLASSIQUE.



FACIES GENERAL : EAU BICARBONATEE CALCIQUE ET MAGNESIENNE .

La surface de la nappe de la molasse ne semble pas totalement à l'abri des pollutions agricoles par les fertilisants, les phytosanitaires et les sous-produits de l'élevage.

Cette vulnérabilité en surface est tempérée par le rôle d'alimentation vers le haut, vers la nappe alluviale, provoqué par la surcharge piézométrique au toit de la molasse.

A l'inverse, ce système de protection peut être perturbé lors de la drainance vers le bas des nappes alluviales, qui peuvent réalimenter l'aquifère molassique sous la dépression d'un pompage intensif et apporter entre autres des nitrates.

b) Concentrations en chlorures

Les concentrations en chlorures ne jouent pas un rôle majeur dans la minéralisation de l'eau, mais en deux points bien précis (P 15 et P 68), on assiste à une augmentation importante de ces concentrations.

Au forage P 68 à Allex, l'eau est fortement chargée en chlorures 298 mg/l et en sulfates 62 mg/l.

A Valence (P 15), ces valeurs sont respectivement de 125 mg/l et 19 mg/l.

A noter que les hautes valeurs de Cl^- amènent de hautes valeurs de Na^+ (85 mg/l au forage P 15, Na non dosé sur P 68).

Ces deux forages (P 15 et P 68), respectivement de 250 et 195 mètres de profondeur, ont été effectués au sein des marnes pliocènes. Ces formations argileuses marines ont pu retenir par absorption une quantité notable de sels, chlorures, sulfates, grâce à la nature colloïdale d'une partie de leurs constituants et grâce à la finesse du grain de la roche. Cette rétention a pu se faire par absorption, soit lors de la précipitation de sédiments, soit lors de l'emprisonnement de l'eau de mer; une fois ces argiles précipitées 50% d'eau de mer pouvaient être ainsi emprisonnés.

Aussi les eaux en contact avec ces argiles relativement récentes, pouvant renfermer de faibles quantités de sels marins, se sont elles chargées en chlorures, sodium et sulfates.

c) Concentrations en calcium et potassium

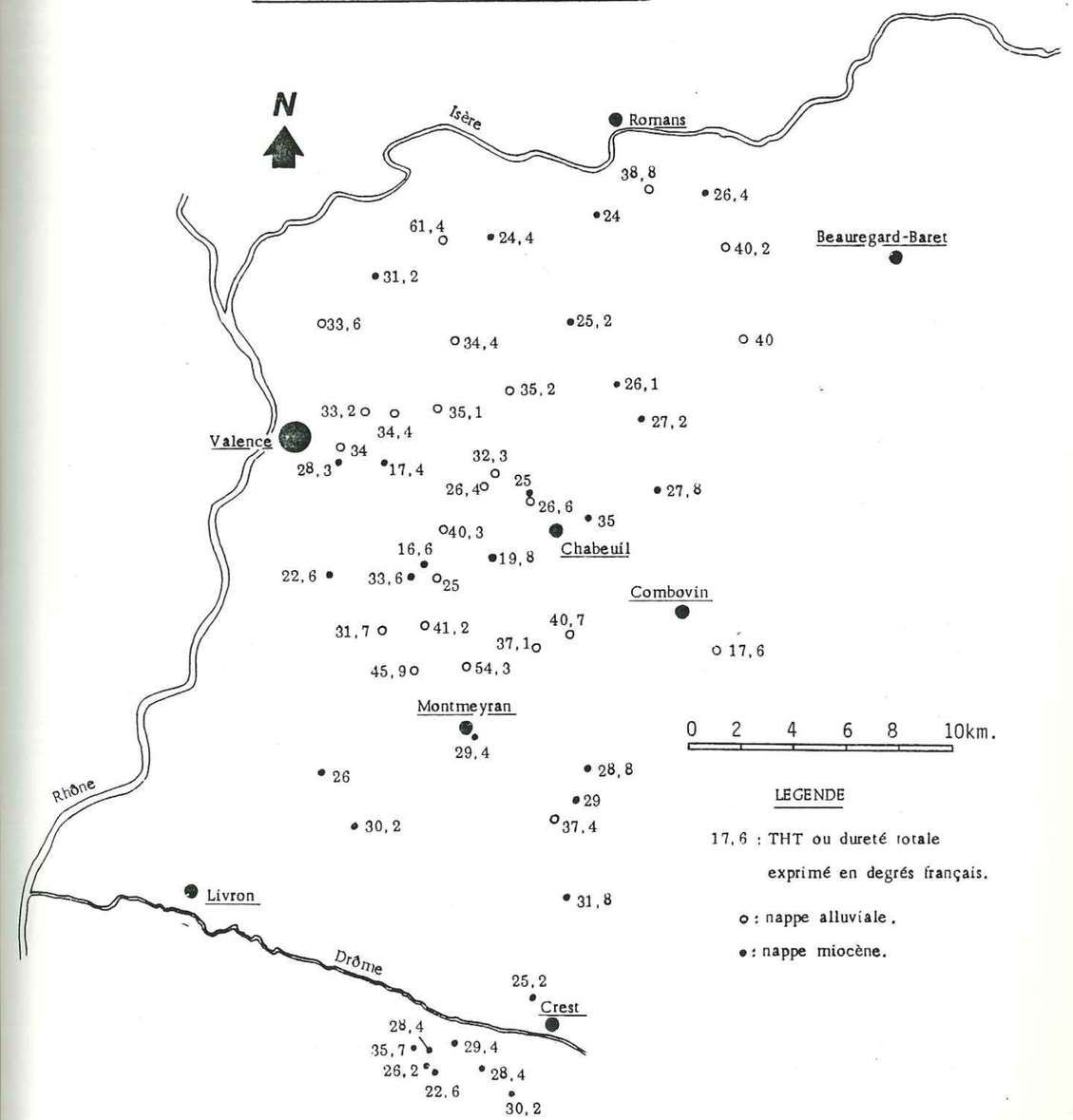
La présence du calcium et du potassium dans les eaux résulte de leurs dissolutions sous l'attaque du gaz carbonique et des autres acides contenus dans l'eau.

Les concentrations moyennes dans la nappe molassique sont de 75 mg/l de calcium et 20 mg/l de magnésium.

Les concentrations en Mg^{++} sont, dans l'ensemble, inférieures à celles en Ca^{++}, ce dernier étant plus abondant au sein des roches. (Nous verrons dans le paragraphe suivant que cette relation $rCa^{++} > rMg^{++}$ n'est pas toujours respectée).

La dureté d'une eau ou titre hydrotimétrique totale (THT, exprimé en degrés français) exprime sa teneur en sels de calcium et de magnésium. La norme française de potabilité est de 30°f, c'est-à-dire des eaux douces à moyennement dures.

Fig . 67 : CARTE DU T.H.T.



Sur l'ensemble de la nappe tertiaire, les eaux analysées ont un THT compris entre 20 et 36°f, avec un maximum de fréquence entre 24 et 29°f. A titre de comparaison, les eaux des nappes superficielles sont légèrement plus douces (21 à 30°f), ceci étant lié au temps de séjour de l'eau beaucoup plus court dans les alluvions que dans les sables et grès à ciment calcaire du Miocène (fig.67).

II.2.3 - Rapports caractéristiques entre certains ions

Les rapports ioniques évoluent en fonction des apports extérieurs (infiltrations) et également en fonction des terrains traversés. Au contact des argiles, l'eau libère certains ions et se chargent d'ions nouveaux, il y a échange de bases (de cations).

Il était intéressant, d'après les premières observations faites sur le diagramme de PIPER, de calculer les deux rapports suivants: rMg/rCa et l'i.e.b.

a) Le rapport rMg^{++}/rCa^{++}

Le rapport rMg^{++}/rCa^{++} devrait en principe être inférieur à 1 (à noter que ce même rapport dans les eaux de la nappe superficielle ne dépasse jamais 0,30). Cependant, en fonction des rééquilibres ioniques au sein de l'aquifère, l'ion Mg^{++} peut être dominant (fig.68).

Onze échantillons, tous prélevés au sein de formations largement argileuses présentent un rapport rMg^{++}/rCa^{++} voisin ou supérieur à 1. Il s'agit de P 15 et P 16 prélevés dans les marnes bleues pliocènes et P 65, P 78, P 83, P 85, P 101, P 102, P 103, P 104, P 105 prélevés dans les sables molassiques fortement argileux du Miocène inférieur (en bordure du bassin miocène).

Dans certaines eaux (P 65, P 83, P 85, P 101, P 104, P 105), l'augmentation de la concentration en Mg est uniquement liée à une diminution de la concentration de Ca. Les formations argileuses de l'aquifère libéreraient autant de magnésium qu'elles fixeraient de calcium provenant de l'eau. Cet échange chimique, classique, est lié au temps de séjour dans l'aquifère.

Pour les autres échantillons (P 15, P 16, P 78, P 102, P 103), l'ion Mg^{++} est dominant du fait de rééquilibres ioniques entre Ca^{++} et Na^{+}, K^{+} . Il y a donc dans un second temps, échange de bases entre l'eau et l'encaissant, ce qui nous a amené à calculer l'indice d'échange de bases ou i.e.b.

Il est à noter que les onze échantillons précédemment cités sont des eaux "profondes" sans relation avec les eaux "superficielles", puisque les niveaux aquifères qui les véhiculent sont isolés de la surface par des couches argileuses très peu perméables.

Tous les autres échantillons seraient donc des mélanges d'eaux "superficielles" (circulant dans les premiers mètres de la molasse et pouvant être en relation avec les eaux alluviales) n'ayant pas ou peu subies d'échanges chimiques et d'eaux "profondes". Rappelons que les prélèvement ont été faits sur des forages d'exploitation captant différents niveaux aquifères.

Fig . 68 : CARTE DU RAPPORT : rMg^{++}/rCa^{++}.

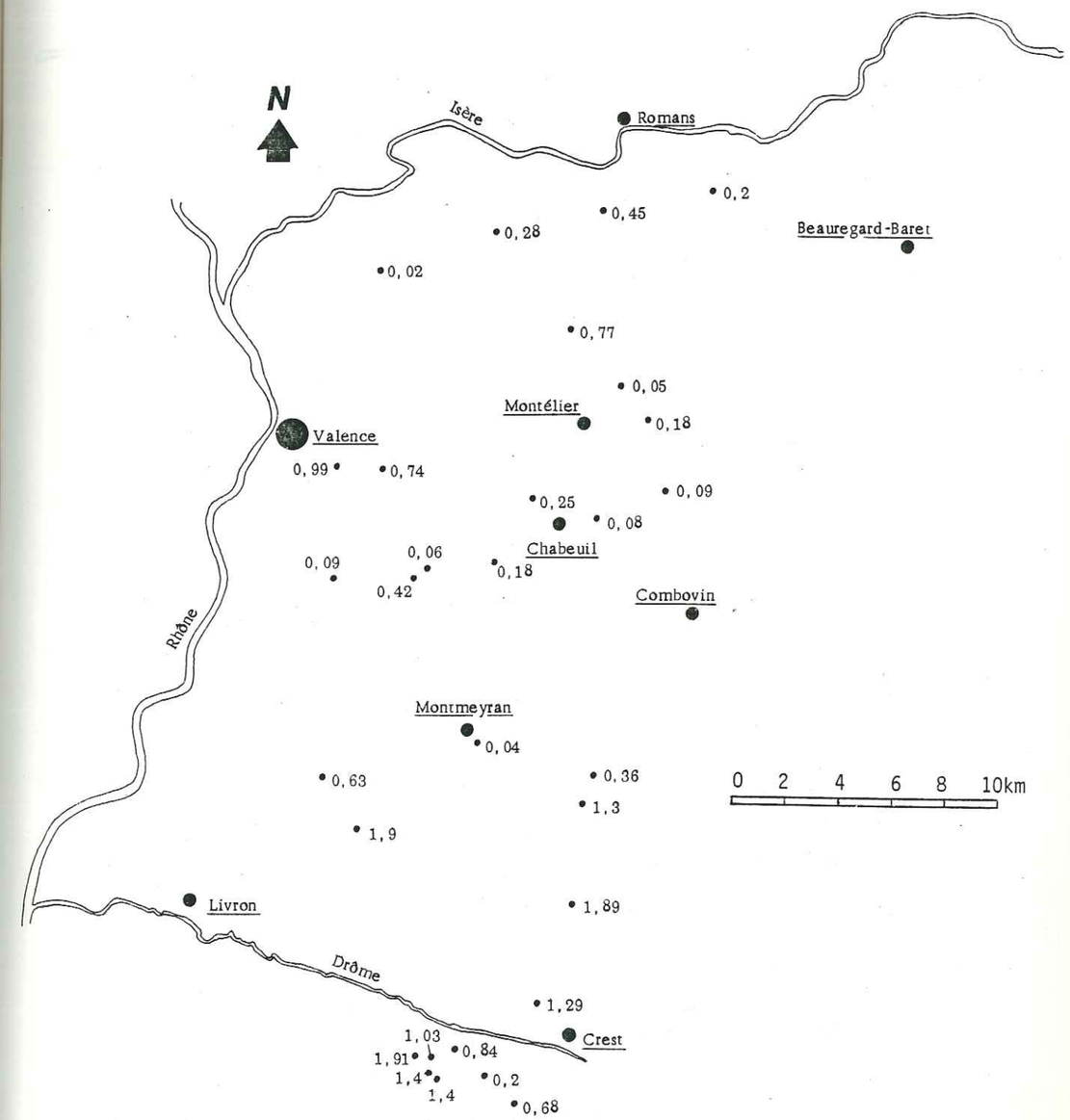
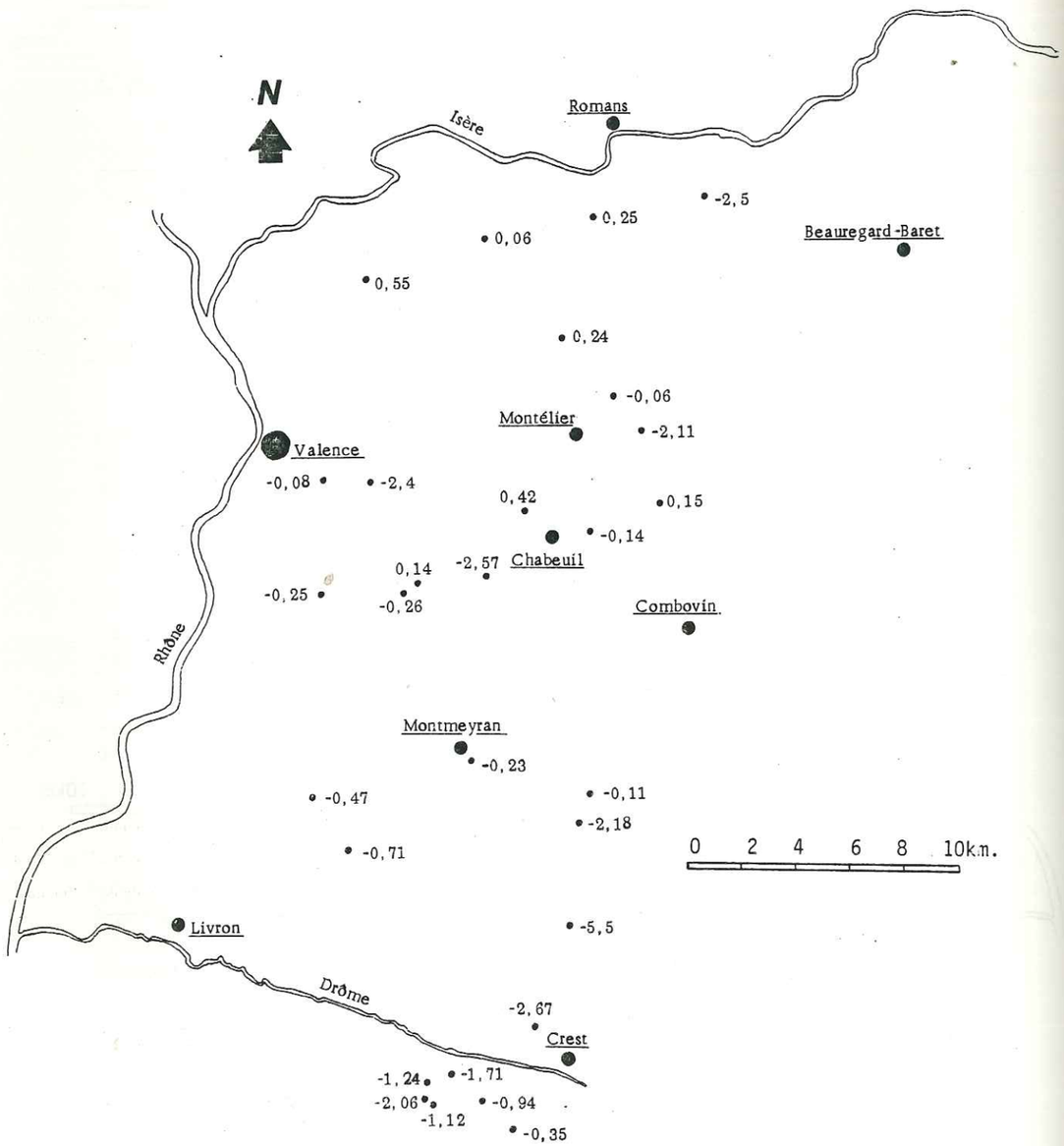


Fig . 69 : CARTE DE L'I.E.B.



b) L'i.e.b.

l'indice d'échange de bases (H. SCHOELLER, 1934) caractérise les rapports existant entre le chlore et les alcalins Na^+ et K^+ :

$$i.e.b. = \frac{r\,Cl^- - (r\,Na^+ + r\,K^+)}{r\,Cl^-}$$

H. SCHOELLER admet qu'il y a, dans l'eau primitive, autant de $r\,Cl^-$ que de $r\,(Na^+ + K^+)$; donc que ces ions proviennent exclusivement de la dissolution des sels NaCl et KCl.

Puis, en circulant au sein de permutolites (argiles échangeuses d'ions), ces eaux vont soit libérer des ions Ca^+ et se charger d'ions Na^+ et K^+ (i.e.b. négatif), soit libérer des ions Na^+ et K^+ , et se charger d'ions Ca^+ (i.e.b. positif).

Les valeurs d'i.e.b. obtenues ont été reportées sur la figure 69. .

Treize échantillons, provenant également de formations fortement argileuses présente un i.e.b. très négatif.

Il s'agit de P 4 (marnes de Saint-Lattier de l'Helvétien inférieur), P 16, P 26, P 51 (marnes bleues pliocènes) et P 78, P 83, P 85, P 91, P 101, P 102, P 103, P104, P 105 (formations argileuses du Miocène inférieur de bordure du bassin).

Les échanges de bases se font donc dans le sens d'un enrichissement des eaux en Na^+ et K^+, les argiles absorbant les ions Ca^{++} de l'eau.
(A noter que l'échantillon P 15 prélevé au sein des marnes bleues pliocènes près de P 16, a un i.e.b. proche de zéro; l'excès de Na^+ (85 mg/l) est à mettre en relation avec les 125 mg/l de Cl . Ces deux ions semblent provenir de la dissolution de sel marin emprisonné dans les argiles. Il y a donc, au sein des marnes pliocènes, superposition de deux phénomènes: dissolution de sel (NaCl) et échange de bases).

Ces treize échantillons sont, comme précédemment, des eaux "profondes" sans relation avec les eaux "superficielles". On peut donc penser que les valeurs d'i.e.b. faiblement négatives des échantillons P 24, P 32, P 33, P 39, P 48, P 63, P 65, P 76, P 92 reflètent un mélange d'eaux "profondes" ayant subi des échanges de bases et d'"eaux supercielles".

II.2.4 - Faciès chimiques

Sur l'ensemble du secteur étudié, les eaux de la nappe molassique sont globalement des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes.

Plus précisément, nous observons différents rapports possibles entre les ions.

En ce qui concerne les anions, l'ion HCO_3^- est toujours dominant, nous avons:

- $rHCO_3^- > r\,SO_4^{--} > r\,Cl^- > r\,Cl^-$ $r\,NO_3^-$ pour les échantillons P 1, P 3, P 4, P 12, P 24, P 63, P 102, P 104, P 105.
- $rHCO_3^- > r\,Cl^- > r\,SO_4^{--} > r\,NO_3$ pour P 15, P 16, P 33, P 54, P 65, P 76, P 78, P 85, P 92, P 101, P 103.
- $rHCO_3^- > r\,SO_4^{--} > r\,NO_3^- > r\,Cl^-$ pour P 19, P 31, P 51, P 83, P 91
- $rHCO_3^- > r\,Cl^- > r\,NO_3^- > r\,SO_4^{--}$ pour P 26
- $rHCO_3^- > r\,NO_3^- > r\,SO_4^{--} > r\,Cl^-$ pour P 7, P 32, P 39, P 48

Le dernier faciès observé (pour quatre échantillons) indique une contamination des eaux "miocènes" (dans les premiers mètres de l'aquifère) par les nitrates. La nappe de la molasse est vulnérable en surface.

Pour les cations, la majorité des échantillons présentent le faciès suivant:

$r\,Ca^{++} > r\,Mg^{++} > r\,Na^+ > r\,K^+$

Nous observons également, en fonction des échanges chimiques eau-encaissant:

- $R\,Mg^{++} > r\,Ca^{++} > r\,Na^+ > r\,K^+$ pour P 65, P 83, P 85, P 102, P 103, P 105
- $r\,Mg^{++} > r\,Ca^{++} > r\,K^+ > r\,Na^+$ pour P 78
- $r\,Ca^{++} > r\,Na^+ > r\,Mg^{++} > r\,K^+$ pour P 7, P 24, P 33
- $r\,Na^+ > r\,Ca^{++} > r\,Mg^{++} > r\,K^+$ pour P 15, P 16

III - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES EAUX DE LA NAPPE MOLASSIQUE

Après avoir donné quelques explications sur les techniques isotopiques utilisées, à savoir l'oxygène 18 et le tritium, nous analyserons les résultats.

III.1 - TECHNIQUES ISOTOPIQUES UTILISEES

III.1.1 - l'oxygène 18

L'atome d'oxygène existe dans la nature sous forme d'isotopes dont les caractéristiques et proportions sont rappelées dans le tableau ci-dessous:

Isotopes	Fréquence (%)	Nature
Oxygène banal ^{16}O	99,76	Stable
Oxygène 17 ^{17}O	0,04	Stable
Oxygène 18 ^{18}O	0,20	Stable

L'eau à analyser est mise en équilibre à 25°c, avec un CO_2 de composition isotopique connue. Le CO_2 est ensuite analysé par spectrométrie de masse.

Les résultats sont exprimés en valeurs relatives de concentration par rapport à un standard international de référence qui, pour les eaux, est le S.M.O.W., défini par CRAIG (1961):

$$\delta = \frac{R\ \text{échantillon} - R\ \text{standard}}{R\ \text{standard}} \times 1000 \quad \text{avec } R = \frac{^{18}O}{^{16}O}$$

Le S.M.O.W. (Standard Mean Ocean Water) est un étalon devant représenter la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, soit 98 % de l'hydrosphère. Son delta est zéro par définition.

L'océan étant le point de départ et d'aboutissement de tous les cycles hydrologiques, on compare la teneur en ^{18}O d'une eau météorique ou continentale à ce réservoir d'origine. Une eau dont le δ est égal à -5 est appauvrie en isotope lourd de 5 pour mille, par rapport au SMOW. On dit souvent qu'elle est plus légère.

Inversement, une eau dont le δ est égal à +2 est enrichie en isotope lourd de 2 pour mille par rapport au SMOW. Elle est plus lourde.

Les molécules $H_2{}^{16}O$ et $H_2{}^{18}O$ présentent des tensions de vapeur et des vitesses de diffusion dans l'air différentes. On conçoit facilement que les molécules lourdes sont moins volatiles que les espèces légères.

Elles se trouvent donc concentrées dans les phases liquides. La vapeur qui s'élève au-dessus d'un réservoir est toujours appauvrie en isotopes lourds par rapport au liquide qui lui donne naissance.

Inversement, la condensation d'une fraction de vapeur donne un liquide plus riche qu'elle en isotopes lourds. Elle laisse par effet de bilan une valeur résiduelle appauvrie.

Ainsi des précipitations successives issues de la même masse de vapeur seront de moins en moins riches en isotopes lourds.

Au cours de sa progression sur un continent, une masse d'air océanique subit plusieurs stades de refroidissement et de condensation , notamment au passage des barrières montagneuses. On doit donc s'attendre à ce que les précipitations soient de plus en plus pauvres en ^{18}O vers l'intérieur des terres. C'est un effet de continentalité.

Puisque le degré de condensation de la masse nuageuse et le facteur de fonctionnement dépendent tous deux de la température, une relation doit exister entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation. On peut généralement et surtout à l'échelle des moyennes établir une relation simple entre la température de condensation à la base du nuage et la température au sol.

Cette double dépendance est le fondement du traçage en ^{18}O, car elle permet de relier la composition isotopique de la pluie à la température du sol.

La conséquence de cette thermodépendance, est le marquage naturel des précipitations en oxygène 18:

- dans l'espace ou géographique en fonction de la latitude et de l'altitude;

- dans le temps ou climatique en fonction de la saison ou des paléoclimats.

III.1.2 - Le Tritium

Isotopes	Fréquences	Nature
Hydrogène banal ^{1}H	99,985	Stable
Deuterium D ou ^{2}H	0,015	Stable
Tritium T ou ^{3}H	10^{-15} à 10^{-12}	Radioactif β^- période de 12,26 ans

Le tritium est un émetteur béta faible (18 Kev) , il est analysé par comptage en scintillation liquide après enrichissement électrolytique préalable.

Les teneurs sont exprimées en Unités Tritium (UT). Une UT correspond à la présence d'un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

Le Tritium présent dans l'atmosphère, et donc dans les précipitations, a deux origines:

. l'une naturelle, en liaison avec le rayonnement cosmique, entraîne une concentration moyenne de l'ordre de 10 UT dans les précipitations;

. l'autre artificielle est de loin la plus importante et voit son origine dans les essais thermonucléaires effectués depuis 1952. A la suite des essais, les concentrations en tritium dans les pluies sur l'Europe Occidentale ont atteint 10 000 UT. Depuis 1963, la concentration en tritium dans les pluies diminue à la suite de la vidange du réservoir atmosphérique et de son renouvellement par de l'eau océanique de faible concentration (20 à 50 UT). Les essais chinois et français depuis 1968 contribuent à maintenir la concentration moyenne mensuelle en France autour de 80 UT.

A l'échelle de l'année on observe une variation saisonnière avec un "pic estival" particulièrement net sous nos latitudes, lié à un transport entre la stratosphère et la troposphère durant le printemps et l'été.

A ces variations dans le temps s'ajoutent des variations dans l'espace et pour une même latitude, on observe un effet de continentalité qui résulte de la dilution des précipitations tritiées à proximité de l'océan (car la vapeur marine est très pauvre en ^{3}H). Ainsi les zones côtières peuvent recevoir des précipitations deux à trois fois plus diluées que les zones continentales.

III.2 - LES RESULTATS

Les analyses isotopiques ont été confiées au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (Université de Paris VI).

III.2.1 - Présentation des résultats (Tableau 56)

N°échantillon correspondant au n° du forage	Profondeur (en m)	Date de prélèvement	H^3(UT)	O^{18} (°/₀₀)
P 39	120	Décembre 79	⩽ 1,7	- 7,95
P 10	40	Décembre 79	62 ± 2	- 12,00
P 51	170	Décembre 79	⩽ 1,9	- 8,25
P 51	170	Février 1983	non analysé	- 8,41
P 51	170	Juillet 83	non analysé	- 8,18
Vercors 1-pluie	0	Février 83	non analysé	- 11,08
Vercors 2-pluie	0	Juillet 83	non analysé	- 9,06

Tableau 56 : Résultats des analyses isotopiques

Les résultats d'analyses effectuées en 1979 proviennent d'une étude réalisée par la Compagnie de Prospection Géophysique Française (Etude géochimique de la nappe du Miocène du Bas-Dauphiné, en 1980).

Les analyses de 1983 ont été réalisées dans le but de mettre en évidence des relations souterraines possibles entre le massif calcaire du Vercors et la nappe molassique de l'Est valentinois. Autrement dit, savoir si les précipitations sur le Vercors peuvent, par l'intermédiaire des karsts façonnés dans les calcaires, alimenter notre nappe tertiaire.

Rappelons à ce sujet l'existence d'un forage à Beauregard-Baret (la coupe géologique figure dans le Chapitre I - Géologie, fig. 43) exploitant l'eau du karst urgonien et fournissant un débit de 50 m3/h uniquement limité par la puissance des pompes.

Dans cette optique, quatre analyses seulement ont pu être effectuées. Nous avons prélevé un échantillon d'eau de pluie sur le Vercors à une altitude de 800 m, et un échantillon d'eau de la nappe molassique au forage P 51 (d'une profondeur de 170 m). Etant donné la thermodépendance saisonnière précédemment décrite, ces prélèvements ont été effectués une fois en hiver et une fois en été.

III.2.2 - Discussion

a) Concentration en Tritium (tableau 56)

Les eaux P 39 et P 51 montrent des concentrations en Tritium inférieures à 2 UT. Il s'agit sans aucune ambiguïté d'eau "ancienne" dont l'âge est en toute rigueur, supérieure à 30 ans. Il n'y a aucune contamination décelable par des eaux superficielles (ces eaux proviennent de forages profonds, respectivement 120 et 170 m).

Par contre, l'échantillon P 10 (le forage correspondant fait 40 mètres) est une "eau actuelle" avec un "âge moyen" d'un an.

Il semble donc réaliste d'envisager un modèle multicouche avec une certaine stratification de l'aquifère. Il existerait un réservoir profond avec un temps de renouvellement supérieur à 30 ans, peut-être beaucoup plus, et un réservoir superficiel siège de circulations beaucoup plus rapides, de l'ordre de l'année.

b) Concentration en oxygène 18

Pour ce qui est des analyses réalisées en 1983, nous constatons que la "logique isotopique" (variation altimétrique et saisonnière) est confirmée. A noter une variabilité plus grande sur le Vercors où les amplitudes isotopiques sont vraiment très marquées: neige très négative en hiver, pluie moins négative en été.

Cette variation saisonnière est également observée sur l'échantillon P 10. Cette "eau actuelle" prélevée en hiver est fortement négative, il semblerait donc que l'infiltration des eaux pluviales soit ici très rapide, de l'ordre de quelques mois.

Les échantillons "d'eau profonde" (P 39 et P 51) présentent une concentration moyenne en ^{18}O de -8,2 °/oo . Sous nos latitudes, cette concentration correspond à une altitude moyenne du bassin d'alimentation de l'ordre de 200 m (ce qui est en bon accord avec le bassin reconnu).

Nous constatons donc qu'il y a peu ou pas d'influence amont sur les eaux de la nappe molassique.

A noter que ce n'est là qu'une tendance, le peu d'analyses ne permettant pas de tirer des vraies conclusions quant aux relations Vercors/ plaine de Valence.

CONCLUSION À L'ÉTUDE PHYSICO-CHIMIQUE

L'étude physico-chimique permet tout d'abord de confirmer l'existence de deux nappes distinctes, l'une circulant dans les alluvions quaternaires (par endroit dans la molasse remaniée) et l'autre circulant dans les sables molassiques.

Les eaux des nappes alluviales ont toujours un faciès bicarbonaté calcique tandis que les eaux de la nappe molassique ont un faciès bicarbonaté marqué, généralement calcique, mais localement magnésien, voire sodique.

Il y a donc au sein de l'aquifère molassique, différents échanges chimiques entre l'eau et le substrat.

Les argiles ou la matrice argileuse de l'aquifère absorbe le calcium de l'eau qui libère une quantité équivalente de magnésium. A ce phénomène se superposent des échanges de bases entraînant la fixation du calcium par les permutolites qui libèrent des alcalins faisant évoluer l'eau vers un pôle Na-K.

Ces réactions sont liées au temps de séjour de l'eau dans l'aquifère et sont caractéristiques "d'eaux anciennes". Ceci est confirmé par l'étude isotopique (âge supérieur à 30 ans).

Le chimisme résultant de ces réactions s'observe bien sur des échantillons prélevés dans la molasse argileuse de l'Helvétien inférieur et du Burdigalien (bordure du Vercors et bassin du Crest), et dans les marnes bleues du Pliocène.

Partout ailleurs, l'eau profonde de l'aquifère molassique sensu-stricto, semble "contaminée" par des eaux plus superficielles et plus récentes.

Ces différentes observations permettent donc de confirmer l'existence d'une stratification de l'aquifère molassique.

Faute de prélèvements étalés dans le temps et surtout à différentes hauteurs dans des ouvrages profonds, cette étude chimique et isotopique ne permet pas de mettre en évidence des alimentations souterraines possibles du réservoir molassique, que ce soit à partir des calcaires urgoniens du Vercors ou des formations oligocènes sous-jacentes par drainance.

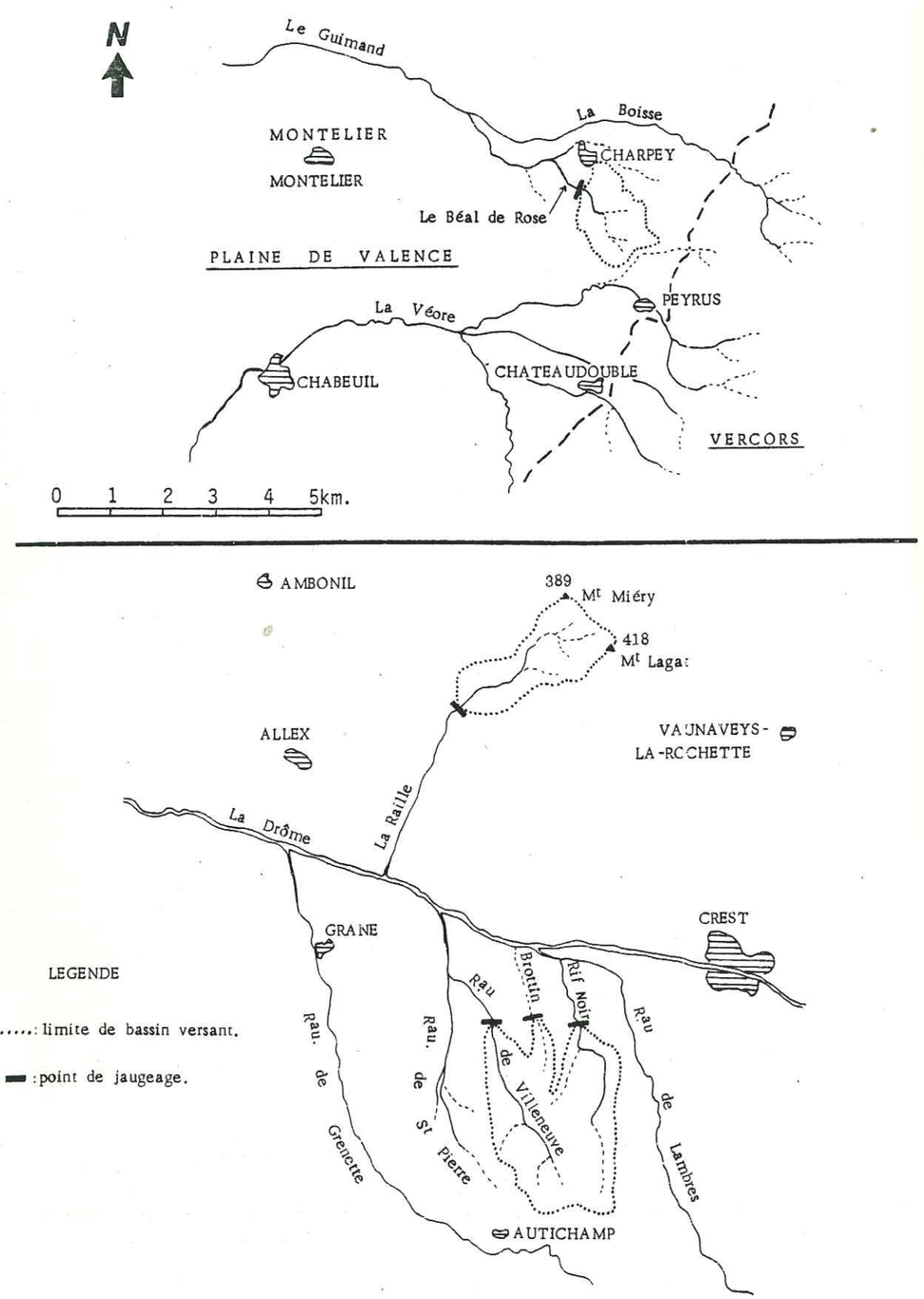
Les eaux de la nappe de la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest sont de très bonne qualité. A l'heure actuelle, pratiquement toutes les eaux analysées sont de composition physico-chimique et bactériologique conforme aux normes de potabilité.

Cependant, si le temps de renouvellement important des niveaux aquifères profonds garantit une protection efficace contre les pollutions diverses, la surface de la nappe n'est pas totalement à l'abri des contaminations phyto-sanitaires ou agricoles, notamment vis-à-vis des nitrates.

Il est donc nécessaire de recouper, lors de la reconnaissance comme de l'exploitation, toutes les zones aquifères de cette nappe multicouche, d'équiper de préférence les parties profondes et d'exécuter un isolement étanche de la nappe alluviale, ainsi que des premiers mètres de la molasse.

-=-=-=-=-

Fig . 70 : SITUATION DES BASSINS VERSANTS ETUDIES .



CHAPITRE V

BILAN HYDROGEOLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS TEMOINS

INTRODUCTION

Pour faire le bilan hydrogéologique d'un système aquifère, il faut connaître en fonction du temps, les débits qui y entrent et qui en sortent. Le régime d'écoulement de la nappe molassique étant un régime transitoire, à un instant donné, il serait fortuit que la somme des débits entrants soit égale à la somme des débits sortants (tantôt il y a excédent, tantôt il y a déficit).

Ceci étant précisé, essayons d'approcher le bilan d'eau de différents bassins versants caractéristiques. (Fig.70).

I - LES BASSINS VERSANTS TÉMOINS

S'il paraît évident que le drainage du système aquifère molassique de l'Est valentinois et du bassin de Crest aboutit aux trois unités hydrogéologiques du Rhône, de l'Isère et de la Drôme, il serait néanmoins hasardeux de vouloir tenter de calculer directement par jaugeage différentiel entre l'amont et l'aval, les débits qui sortent par ces limites, et ceci pour trois raisons:

- la précision des mesures sur ces cours d'eau à débit important est insuffisante, vis-à-vis des quantités d'eau susceptibles d'être échangées avec le système aquifère;

- les apports par les rives droites du Rhône et de l'Isère demeurent inconnus;

- les apports provenant directement de l'écoulement de la nappe superficielle sont difficiles à chiffrer.

Par contre, on peut, par jaugeage, avoir une idée assez précise des débits sortant par de petits cours d'eau comme le Béal de Rose, la Raille, le Rif Noir, le ruisseau de Villeneuve, le ruisseau de Brottin.

On trouvera ci-dessous les valeurs des débits moyens mensuels et annuels d'écoulements superficiels (année 1983) avec le débit spécifique et la lame d'eau correspondante.

Cours d'eau	B.V (km^2)	Valeurs mensuelles (l/s) J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Valeurs annuelles m3/s	l/s/km	lame d'eau
Le Béal de Rose	1,64	31	30	47	39	54	21	21	16	18	20	22	29	0,029	17,7	558
La Raille	3,5	30	33	40	87	105	31	29	18	21	22	28	34	0,040	8,3	359
Villeneuve	7,1	18	19,2	34,4	33,6	36,4	21,2	20,8	19,2	19,2	28,8	30,8	32,8			
Rif Noir		23,6	25,2	39,2	28,8	45,6	26	25,6	23,6	28,4	32	32,8	35,6	0,063	8,9	279
Brottin		6	6	9,2	7,6	10	5,2	4,4	2,4	3,6	6,4	6	8			

Tableau n° 57 : Ecoulements superficiels - valeurs mensuelles et annuelles (1983)

Excepté le Béal de Rose que nous avons équipé d'un limnigraphe avec l'aide du S.R.A.E. de Valence, les autres cours d'eau ont été jaugés au micro-moulinet ou à l'aide d'une capacité jaugée; mesures effectuées dans la première quinzaine du mois en évitant si possible les épisodes pluvieux.

II - EXPRESSION D'UN BILAN

L'expression d'un bilan hydrogéologique établit l'égalité entre débits sortants et débits entrants.

Les apports ou débits entrants sont représentés par:

P = précipitations
Q_E = apports souterrains issus de l'extérieur du bassin
R_1 = réserves souterraines au début de la période considérée

Les pertes ou débits sortants sont représentés par:

Q = écoulements superficiels
ETR = évapotranspiration réelle
Qs = sous écoulements vers l'extérieur du bassin
R_2 = réserves souterraines à la fin de la période d'étude
C = prélèvements

La formule du bilan est:

$$P + Q_E + R_1 = Q + ETR + Qs + R_2 + C$$

Sur des bassins versants assez grands, on considère les variations des réserves ($R1 - R2 = \Delta R$) nulles ou négligeables devant P et Q (CASTANY, 1967), ce qui n'est pas notre cas, nos bassins ayant une superficie réduite; cependant faute d'estimation précise des réserves au début et à la fin de l'étude, nous admettrons la simplification :

$$R1 = R2 \Rightarrow \Delta R = 0$$

Dans cette optique, nous avons regroupé les trois sous-bassins de Villeneuve, Rif-Noir, Brottin, ces trois ruisseaux, parallèles, drainant le même secteur.

L'expression du bilan s'écrit alors:

$$P + QE = Q + ETR + Qs + C$$

Ou en regroupant les deux éléments inconnus Qs et QE

$$Qs - QE = P - (Q + ETR + C)$$

L'établissement du bilan permet donc de préciser la valeur du terme: Qs - QE. Si elle est positive, des sous-écoulements vers l'extérieur du bassin considéré sont envisageables. Si au contraire, elle est négative, des apports souterrains sont possibles.

Le terme Qs - QE ne sera significatif que s'il dépasse la valeur de l'incertitude absolue, celle-ci étant la somme des incertitudes relatives à chaque donnée: P, Q, ETR et C.

III - APPLICATION AUX BASSINS VERSANTS ÉTUDIÉS

III.1 - BASSIN VERSANT DE LA RAILLE

Données: $P = 700 \pm 35$ mm; $Q = 359 \pm 36$ mm; $ETR = 520 \pm 52$ mm; $C = 0$

Incertitude absolue : 123 mm

$Qs - QE = 700 - (359 + 520 + 0)$
$Qs - QE = -179$ mm

Cette lame d'eau représente un apport souterrain de 20 l/s, eu égard à une incertitude absolue de ± 14 l/s, il est au moins équivalent à 6 l/s.

III.2 - BASSIN VERSANT DU BEAL DE ROSE

Données: $P = 860 \pm 43$ mm; $Q = 558 \pm 28$ mm; $ETR = 530 \pm 53$ mm; $C=0$.

Incertitude absolue : 124 mm

$Qs - QE = 860 - (558 + 530 + 0)$
$Qs - QE = -228$ mm

Si $Qs > 0$, ce qui est tout à fait possible puisque le bassin considéré se situe au coeur du bassin tertiaire, QE est supérieur à 228 mm.

Le sous-écoulement vers l'intérieur du bassin du Béal de Rose pourrait donc dépasser l'équivalent d'une lame d'eau de 228 mm. Le calcul d'erreur montre qu'il est au moins équivalent à 228-124 = 104 mm, soit un débit moyen de 5,4 l/s.

III.3 - BASSIN VERSANT DE VILLENEUVE, RIF NOIR, BROTTIN

Données: $P=820 \pm 41$ mm; $Q=279 \pm 28$ mm; $ETR=533 \pm 53$ mm; $C \simeq 3$mm.

Incertitude absolue: 122 mm

$Qs - QE = 820 - (279 + 533 + 3)$
$Qs - QE = 5$

L'incertitude absolue étant de 122 mm, la valeur obtenue Qs - QE n'est pas significative.

Nous pouvons considérer que l'égalité entre les deux termes "entrées" et "sorties" est vérifiée pour ce bassin.

CONCLUSION

L'égalité entre débits entrants et débits sortants a été vérifiée pour le bassin versant de Villeneuve-Rif Noir-Brottin. Par contre, l'approche des bilans des deux autres bassins (Le Béal de Rose et la Raille) indique qu'il existe des venues souterraines. Celles-ci peuvent correspondre , en partie, à une vidange exceptionnelle de la nappe de la molasse puisque l'année étudiée, 1983, est largement déficitaire en précipitations (environ moins 200 mm). Mais cette variation des réserves reste faible, et ne peut expliquer à elle seule la différence obtenue entre les deux termes "entrées" et "sorties".

De nouveaux modes d'alimentation, autre que l'infiltration des pluies utiles, sont donc à envisager. Nous examinerons différentes hypothèses dans le chapitre suivant.

-=-

CHAPITRE VI

ESSAI DE BILAN HYDROGEOLOGIQUE DE LA NAPPE DE LA MOLASSE

INTRODUCTION

L'établissement des bilans hydrologiques a permis de mettre en évidence des sous-écoulements vers l'intérieur des bassins versants considérés. De plus l'eau en charge dans les niveaux sableux profonds du réservoir molassique ne peut provenir directement de l'infiltration des pluies. D'autres modes d'alimentation sont donc à considérer aussi bien pour les bassins versants étudiés que pour l'ensemble du magasin aquifère.

Ceci étant précisé, essayons d'avoir une idée des débits d'alimentation d'une part et des débits de fuite d'autre part.

I - DÉBITS ENTRANTS

L'eau qui circule dans la nappe de la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest peut avoir six origines principales.

I.1 - INFILTRATION DIRECTE DE LA PLUIE sur la surface propre de la nappe; ce mode d'alimentation, le plus connu, est manifeste sur l'ensemble du bassin de Crest ou les sables molassiques affleurent largement.

Dans la plaine de Valence, ce mode d'alimentation ne peut s'opérer que sur les buttes témoins miocènes épargnées par l'érosion et affleurantes, c'est-à-dire les plateaux de Fouillouse et de la Léore, et les buttes de Chabeuil, Charpey, Marches, Chatuzange -le-Goubet et Meymans.

Partout ailleurs, là où la couverture quaternaire, beaucoup plus perméable que la molasse est bien développée (cailloutis calcaires d'Alixan en bordure du Vercors, alluvions de l'ancienne Isère de Romans à Valence, alluvions modernes de la basse vallée de la Drôme), les infiltrations de la pluie participent directement à l'alimentation de la nappe superficielle du type "phréatique libre"; elles n'entrent donc pas ou peu dans notre système.

I.2 - APPORT SOMMITAL DE LA NAPPE ALLUVIALE

Ce mode d'alimentation est manifeste dans les premiers mètres de la molasse, surtout où celle-ci est remaniée. Mais ces apports ne semblent pas participer à l'alimentation des couches profondes du réservoir molassique, puisque la nappe y est en charge (ceci est confirmé par l'étude isotopique du tritium).

I.3 - APPORT LATERAL DE LA NAPPE KARSTIQUE DES CALCAIRES URGONIENS DU VERCORS

Selon l'étude de l'isotope ^{18}O, cet apport, s'il existe, est vraisemblablement négligeable, tout au moins dans la région de Charpey.

Plus au Nord, de Barbières à Saint-Nazaire-en-Royans, le réservoir molassique est protégé des venues du Vercors par une épaisse série argileuse paléogène, notamment par quelques mètres de kaolin pur, parfaitement imperméable comme le montre la coupe du sondage de Beauregard-Baret (fig. 43).

Plus au Sud, de Peyrus à Crest, l'Oligocène est beaucoup moins épais (environ 100 m) et présente des faciès hétérogènes: marnes, calcaires sables, conglomérats et évaporites (gypse). Mais il semble que ces formations fassent également écran puisque l'eau prélevée dans la molasse, à l'inverse de celle provenant des terrains oligocènes, est pauvre en sulfates et en chlorures de sodium. Il convient toutefois de noter que certaines failles affectant la bordure du bassin tertiaire, peuvent rendre possible des circulations Vercors - plaine de Valence.

I.4 - APPORT LATERAL DE LA NAPPE MOLASSIQUE DU BAS-DAUPHINE

Il est tout à fait possible que la nappe de la molasse du Bas-Dauphiné alimente, en profondeur, notre système aquifère; particulièrement à l'Ouest de Romans où le remplissage molassique, encore très épais sous la vallée de l'Isère (150 à 200 m) est principalement sableux.

A l'Est de Romans, la tranche aquifère susceptible de véhiculer des apports souterrains (Bas-Dauphiné - plaine de Valence) se réduit fortement, environ 50 mètres; la base du remplissage miocène étant constituée d'une centaine de mètres de marnes gris-bleu imperméables: les marnes de Saint-Lattier de l'Helvétien inférieur.

Mais ces observations doivent être tempérées par le fait que de nombreux cours d'eau (l'Herbasse, le Chalon, la Savasse) drainent la nappe molassique du plateau de Chambaran, et ainsi ne facilitent ni la charge, ni les circulations souterraines (S.R.A.E, 1977).

I.5 - INFILTRATION INDIRECTE D'UNE PARTIE DES EAUX DE RIVIERE D'ORIGINE LOINTAINE

Notons que la plupart de ces rivières (la Barberolle, le Guimand, la Véore), à leur débouché dans la plaine de Valence, s'écoulent sur les alluvions quaternaires et non sur la molasse.

Cependant, ce mode d'alimentation est envisageable dans le secteur de la Baume-Cornillane, Ourches, Vaunaveys-la-Rochette, où quelques cours d'eau provenant du Vercors (l'Ecoutay, la Bionne) coulent directement sur la molasse entaillée en de profonds sillons. Ces infiltrations probables n'ont pu être mises en évidence par jaugeage différentiel entre l'amont et l'aval, la précision des mesures de débit étant insuffisante.

Des infiltrations sont également possibles à partir de la Drôme sur quelques centaines de mètres en aval du pont du Crest.

L'Isère dont le lit est tapissé d'alluvions actuelles argileuses, donc imperméables, ne semble pas alimenter la nappe, même entre Eymeux et Romans où elle s'écoule sur la molasse fortement entaillée en un sillon étroit.

I.6 - APPORT LATERAL PAR DRAINANCE

Dans l'état actuel des connaissances, rien ne permet d'affirmer qu'il n'y a pas d'alimentation du réservoir molassique par les terrains sous-jacents. Toutefois, cette alimentation ne nous paraît pas très importante, même si elle est possible localement, puisque le mur de l'aquifère molassique est principalement constitué de marnes et d'argiles versicolores oligocènes.

I.7 - APPORT ARTIFICIEL LIE AUX IRRIGATIONS

Cette alimentation est négligeable sur le domaine molassique.

II - DÉBITS SORTANTS

Les débits peuvent sortir du système soit naturellement par ses limites latérales, basales ou sommitales, soit artificiellement par prélèvements.

II.1 - DEBITS SORTANT LATERALEMENT

Les fuites latérales du système se font essentiellement vers le réseau hydrographique: Isère, Rhône, Drôme.

Dans le secteur de la Drôme, l'étude piézométrique a montré que la nappe circulant au sein des niveaux sableux pliocènes était en charge (les forages traversant ces niveaux sont artésiens).

On peut donc envisager que seules les eaux des premières couches aquifères du réservoir molassique aboutissent à la Drôme. Les eaux plus profondes rejoindraient les niveaux sableux pliocènes nombreux dans ce secteur et dans ce cas, devraient suivre l'ancienne ria pliocène qui passe au Nord du massif calcaire de Livron, pour se déverser dans le Rhône au niveau de Fiancey.

Bien évidemment cette nappe pliocène peut également être alimentée par infiltrations des eaux de la Drôme en amont de Crest.

II.2 - DEBITS SORTANT PAR LE TOIT

Les fuites vers le haut, vers la nappe alluviale, provoquées par la surcharge piézométrique au toit de la molasse sont manifestes, mais n'affectent que les premiers horizons de la molasse.

II.3 - DEBITS SORTANT PAR LE MUR

Dans l'état actuel des connaissances, rien ne permet d'affirmer qu'il n'y a pas de fuites par le mur du système par drainance. Toutefois, si fuites il y a, elles sont faibles et très localisées, les terrains oligocènes sous-jacents étant très peu perméables.

II.4 - PRELEVEMENTS

Les prélèvements dans le système molassique sont de plus en plus nombreux, en particulier dans le bassin de Crest.

Principalement destinés à l'irrigation (tableau n°58), les prélèvements ont été évalués d'après les renseignements recueillis auprès des propriétaires de forages. L'usage domestique a été fixé à 200 m3 par an, cette valeur pouvant être majorée selon les usages secondaires: pompe à chaleur, piscine, arrosage de pelouses ou de jardins potagers.

Au total, le débit prélevé durant l'année 1983 est d'environ 1,5 million de mètres cubes.

CONCLUSION A L'ESSAI DE BILAN

Pour effectuer un bilan global du système aquifère, il faut avoir accès à l'ensemble des données sur les débits entrants et sortants, ce qui n'est pas encore le cas. Toutefois, on pourra tenter comme première approche du bilan de chiffrer l'infiltration directe des pluies utiles sur l'ensemble du domaine molassique.

Rappelons que cet apport direct,le mieux connu dans l'état actuel des connaissances, n'est pas l'unique mode d'alimentation de la nappe molassique, et que des différentes hypothèses d'alimentation possible, l'infiltration d'une partie des eaux de l'Ecoutay et de la Bionne dans le secteur la Baume Cornillane - Ourches et dans une moindre mesure l'apport latéral de la nappe karstique du Vercors, nous semblent les plus importantes.

Nous retiendrons comme valeur des pluies utiles autrement dit disponibles pour le ruissellement et l'infiltration (R + I), la différence pluie mesurée moins évapotranspiration réelle calculée (P - ETR), c'est-à-dire pour chaque station météorologique: (tableau n° 59).

Stations	Année moyenne 1976-1983	Année 1983
Bourg-lès-Valence	248 mm	152 mm
Chatuzange	265 mm	261 mm
Livron	326 mm	215 mm
Montvendre	324 mm	256 mm
St-Marcel-lès-Valence	287 mm	181 mm
Valence	258 mm	144 mm
Valeur moyenne	**284 mm**	**201 mm**

Tableau 59: Valeurs des pluies utiles

Les deux moyennes obtenues correspondent à un débit moyen de 2,3 m3/s pour une année moyenne et de 1,6 m3/s pour l'année d'étude. Ces débits, disponibles pour le ruissellement et l'infiltration, ont été calculés sur les 250 km2 du domaine molassique.

En l'absence de mesures lysimétriques, la part des débits infiltrés (les seuls pouvant être considérés comme des débits entrant effectivement dans le système) est délicate à chiffrer. Toutefois, d'après les observations que nous avons pu faire sur le terrain, nous estimons que les débits infiltrés dépassent 60% des excédents (R + I) sur les terrains perméables (faciès "sables de Chabrillan")et représentent au moins 30%

Tableau n° 58: Prélèvements effectués dans la nappe molassique durant l'année 1983 (en m3)

N° du forage	Irrigation	Elevage	Domestique	Industriel
P 1	72 000			
P 3				175 000
P 4 + P 5		270 000		
P 7			50	
P 8	14 500			
P 9 + P 10	63 000			
P 12			7 000	
P 14			650	
P 19		7 000		
P 20	8 000			
P 22				25 000
P 23			900	
P 24			1 150	
P 25			500	
P 26	3 700		650	
P 27	1 440		150	
P 29			200	
P 30			6 000	
P 31 + P 32	150 000			
P 33			5 500	
P 35			650	
P 38			700	
P 39 + P 40	173 000			
P 41	100 000			
P 42			300	
P 44				90.000 dans l'Urgonien
P 46	29 000			
P 47	33 000			
P 49			1 150	
P 51	65 000			
P 53	14 500			
P 54				7 200-camping
P 56			1 000	
P 57			850	
P 58			650	
P 60			350	
P 61			300	

Tableau : 58 (suite).

P 62			1 000	
P 63		2 500		
P 65			7 000	
P 66	8 000			
P 70	1 000			
P 71			900	
P 72			1 100	
P 73	2 900			
P 74			900	
P 75			800	
P 76			1 200	
P 77			850	
P 78			1 500	
P 80			100	
P 83	5 200			
P 86				18 000
P 87			5 500	
P 88		3 650		
P 89			2 000	
P 90			850	
P 91	4 500		300	
P 94			850	
P 95			850	
P 96			850	
P 98	63 000			
P 100	43 000			
P 101		2 000		
P 102		18 300		
P 103		14 500		
P 104	29 000			
P 105	14 500			
P 107			850	
P 109			950	
P 110			400	
Totaux	898 240	317 950	57 450	225 200

Total des prélèvements : 1 498 840 m3

des excédents sur les terrains peu perméables (molasse argileuse du Miocène inférieur en bordure du Vercors et au Sud de la Drôme).

Nous retiendrons de cette première approche globale de caractérisation de l'aquifère molassique de l'Est valentinois et du bassin du Crest, les valeurs suivantes:

- le débit moyen annuel infiltré représentant le débit moyen annuel d'écoulement de la nappe est d'au moins 1,2 m3/s pour une année moyenne établie sur la période 1976/1983 (0,8 m3/s pour l'année 1983); il correspond à un débit spécifique moyen de 4,8 l/s/km2 (3,2 l/s/km2 pour 1983) et représente un volume de 38 millions de mètres cubes (25 millions de mètres cubes pour 1983).

Les apports annuels représentent sensiblement le centième des réserves, ce qui laisse présager une nappe globalement peu sensible aux à-coups saisonniers.

A noter également que le volume prélevé actuellement (1,5 million de mètres cubes) représente 4% des apports annuels moyens ou réserves renouvelables.

Rappelons enfin que ces valeurs de débit annuel d'écoulement correspondent uniquement à l'infiltration des pluies, sans tenir compte des autres modes d'alimentation possibles) et de ce fait, sont probablement sous-estimées; elles représentent sensiblement les valeurs minimales des réserves renouvelables.

CONCLUSION A L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE

Cette étude avait pour but de recueillir le maximum de données de base, de les corréler et de faire une approche globale de l'aquifère molassique de l'Est valentinois et du bassin de Crest. Il convenait en effet de définir le réservoir miocène et d'évaluer ses alimentations et ses réserves.

L'étude géologique a permis la proposition d'un schéma géométrique simple du magasin aquifère. Celui-ci est principalement constitué par les sables molassiques du Vindobonien, localement consolidés en grès, et présentant des lentilles argileuses plus ou moins développées. Ils renferment deux diverticules pliocènes de grande extension (l'un sous la plaine de Valence, l'autre sous la vallée de la Drôme) composés de marnes bleues,et pouvant présenter quelques niveaux sableux productifs, à leur base.

Le mur du réservoir est constitué d'une épaisse série marneuse oligocène, imperméable vis-à-vis des formations molassiques sus-jacentes. Son toit est formé en grande partie par des alluvions et cailloutis quaternaires renfermant une puissante nappe phréatique.

Une carte de la piézométrie a été dressée. Le drainage de la nappe molassique de l'Est valentinois et du bassin de Crest s'effectue selon trois modes:

- par les cours d'eau indigènes;
- par l'Isère, le Rhône et la Drôme à la périphérie du domaine étudié;
- par les niveaux sableux à la base de la transgression pliocène, dans l'ancienne ria Crest-Allex-Fiancey.

L'étude des paramètres hydrodynamiques des aquifères, ainsi que l'étude physico-chimique des eaux ont permis de différencier la nappe superficielle circulant dans les alluvions quaternaires et localement dans les premiers mètres de molasse altérée et remaniée, de la nappe profonde circulant dans les sables molassiques.

La perméabilité des formations miocènes est de l'ordre de 1.10^{-5} m/s , et varie de 1.10^{-6} m/s à 1.10^{-4} m/s; le rendement des ouvrages (débit spécifique par mètre d'aquifère capté) varie de 5 à 100 l/h et reflète bien l'hétérogénéité tant verticale qu'horizontale de l'aquifère. A titre de comparaison, la perméabilité des alluvions quaternaires sus-jacentes varie de 5.10^{-4} à 2.10^{-2} m/s.

Les eaux de la nappe alluviale ont toujours un faciès bicarbonaté calcique, tandis que les **eaux de la nappe molassique** ont un faciès bicarbonaté marqué généralement calcique, mais localement magnésien, voire sodique. L'étude des échanges chimiques "eau-substrat", ainsi que les analyses isotopiques ont permis de confirmer l'existence d'une stratification de l'aquifère molassique. Il existe un réservoir profond avec un temps de renouvellement supérieur à 30 ans (eaux fortement chargées en magnésium et sodium) et un réservoir superficiel, siège de circulations beaucoup plus rapides de l'ordre de l'année.

L'approche des bilans hydrogéologiques de bassins versants témoins indique que l'infiltration directe des pluies n'est pas l'unique mode d'alimentation de la nappe miocène. Parmi les différentes hypothèses d'alimentation possibles, nous retiendrons particulièrement l'infiltration d'une partie des eaux de l'Ecoutay et de la Bionne dans le secteur la Baume-Cornillane - Ourches, et dans une moindre mesure, l'apport latéral de la nappe karstique des calcaires urgoniens du Vercors.

Dans l'état actuel des connaissances, seule l'infiltration des pluies efficaces peut être chiffrée; les ressources aquifères de la molasse miocène de l'Est valentinois et du bassin de Crest, peu sensibles aux crises climatiques et aux agressions contaminantes, représentent un capital de 3,3 milliards de mètres cubes avec un fond de renouvellement annuel d'au moins 38 millions de mètres cubes.

-=-=-=-

CONCLUSION GENERALE

I - LE RÉSERVOIR MIOCÈNE

II - LA NAPPE DE LA MOLASSE

III - ACTIONS SOUHAITABLES À MOYEN TERME

IV - INTÉRÊT ÉCONOMIQUE DES RÉSERVOIRS MOLASSIQUES

CONCLUSION GENERALE

Cette synthèse des précédentes conclusions des deux grandes parties: Sédimentologie et Hydrogéologie souligne l'intérêt fondamental de la connaissance précise du contexte géologique régional, pour localiser et étudier un aquifère profond, tel que la molasse de l'Est valentinois et du bassin de Crest.

I - LE RÉSERVOIR MIOCÈNE

L'étude géologique et sédimentologique a permis de retracer la paléogéographie de notre région au cours du Cénozoïque et, ainsi de préciser la géométrie du réservoir molassique.

A l'Oligocène s'individualise la "fosse de Valence" dans laquelle s'accumulent plus de 2000 mètres de sédiments essentiellement argileux. Ces dépôts constituent le mur, quasiment imperméable de notre système aquifère. Par contre, sur les bordures du bassin , l'Oligocène se réduit fortement (100 à 200 m) et présente des faciès beaucoup plus hétérogènes, notamment dans la région de Crest: conglomérats,sables argileux, marnes, calcaires ;des circulations souterraines nappe karstique du Vercors - nappe de la molasse sont ici possibles.

Au Miocène, des mouvements verticaux provoquent la subsidence de l'Est valentinois et du bassin de Crest. Une transgression marine atteint le Sud-Est de la région au **Burdigalien.**

Peu développé, celui-ci présente des faciès peu épais, variés et hétérogènes: marnes, sables marneux, sables grossiers, molasses calcaires; sa perméabilité moyenne et médiocre et son intérêt hydrologique restreint.

Au cours du Langhien, la mer envahit l'ensemble de la plaine de Valence . **Les formations "vindoboniennes"** (Langhien + Serravallien + Tortonien inférieur) beaucoup plus homogènes, sont principalement sableuses et atteignent 300 mètres d'épaisseur au centre du bassin. Formées par l'induration plus ou moins poussée suivant les bancs d'un sable limoneux fin et calcaire, elles constituent l'essentiel du réservoir miocène. Les niveaux argileux ou grésifiés au sein des sables molassiques ne sont pas continus: la nappe circule dans un ensemble aquifère multi-couche de grande dimension.

Avec le Tortonien supérieur s'installe un régime continental fluvio-lacustre marqué par des dépôts marneux, sableux puis conglomératiques. Ces formations ne sont conservées qu'à l'état de buttes témoins très réduites et ne présentent aucun intérêt hydrologique.

L'intense érosion **messinienne** succède à cet épisode et creuse les vallées du Rhône et de ses affluents (Drôme et paléocours d'eau de la plaine de Valence).

Au Pliocène, la mer envahit rapidement ces profonds sillons taillés dans la molasse. Dans le bassin de Crest, se déposent des alternances d'argiles et de sables littoraux présentant une certaine perméabilité; dans la plaine de Valence, les argiles marines bleues sont très peu aquifères.

Au Quaternaire, les phases successives du creusement et de l'alluvionnement du réseau hydrographique donnent à la région son modelé actuel. L'Isère rissienne, qui balayait la plaine de Valence, alluvionne la "terrasse de Saint-Marcel-Lès-Valence, tandis qu'à l'Est, de puissants cônes de déjections torrentiels étalent les "cailloutis calcaires d'Alixan" sur le piedmont du Vercors. Très développées et de forte perméabilité, ces deux formations renferment une nappe phréatique puissante; elles constituent le toit du réservoir molassique.

II - LA NAPPE DE LA MOLASSE

La nappe de la molasse, drainée à sa périphérie par l'Isère, le Rhône et la Drôme, circule dans un **ensemble multicouche** dont l'hétérogénéité, tant verticale qu'horizontale est manifeste. L'épaisseur de cet ensemble varie de 50 à 300 mètres; les réserves sont estimées à 3,3 milliards de mètres cubes.

La perméabilité des formations miocènes est de l'ordre de 1.10^{-5} m/s et varie de 1.10^{-6} m/s à 1.10^{-4} m/s. Le rendement des ouvrages (débit spécifique par mètre d'aquifère capté) varie de 5 à 100 l/h.

Les zones susceptibles de fournir d'intéressants rendements d'exploitation sont la région de Beaumont-lès-Valence, les plateaux de la Léore et de Fouillouse, et les secteurs de Montélier-Alixan et d'Ambonil-Montoison.

Les eaux de la nappe miocène ont un faciès bicarbonaté généralement calcique et magnésien; plutôt douces, elles sont de bonne qualité pour l'A.E.P.

L'étude des échanges chimiques "eau-substrat" et les analyses isotopiques ont permis de confirmer l'existence d'une **stratification de l'aquifère molassique**

La nappe miocène est principalement alimentée par l'infiltration des pluies efficaces, environ 38 millions de mètres cubes pour une année moyenne. Cette alimentation est vraisemblablement complétée par l'infiltration d'une partie des eaux de l'Ecoutay et de la Bionne (région de la Baume-Cornillane et d'Ourches) et par des apports souterrains de la nappe karstique des calcaires urgoniens du Vercors.

III - ACTIONS SOUHAITABLES À MOYEN TERME

Pour une meilleure compréhension du système aquifère, il serait souhaitable:

- de réaliser un suivi des nouveaux forages, ce qui demande une intervention auprès des foreurs et maîtres d'ouvrages, afin qu'ils déclarent leur intention d'exécution;

- de lancer de nouvelles campagnes géophysiques, afin de mieux visualiser la structure du magasin aquifère, son mur, son toit;

- d'équiper le bassin avec des piézomètres ou mieux, avec des limnigraphes pour avoir une bonne connaissance de la surface piézométrique et des fluctuations de la nappe;

- d'effectuer des pompages d'essais sur des ouvrages existants et sur tous les nouveaux forages; ils apporteraient des renseignements précieux sur la géologie et les paramètres hydrodynamiques;

- d'équiper en station de jaugeage quelques cours d'eau issus des sables molassiques, afin de connaître leur fonctionnement et leur liaison hydraulique avec la nappe aquifère.

IV - INTÉRÊT ÉCONOMIQUE DU RÉSERVOIR MOLASSIQUE

Nombreuses, de très bonne qualité chimique, peu vulnérables aux pollutions accidentelles superficielles, les ressources aquifères du réservoir molassique permettront d'une part, l'accroissement des rendements agricoles et l'intensification de l'élevage, et d'autre part, d'aider les collectivités locales à résoudre leurs problèmes d'approvisionnement en eau potable, en fournissant les volumes globaux, d'appoint ou de secours souhaités .

-=-=-=-=-=-

BIBLIOGRAPHIE

ARTRU P. (1972).- Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Thèse Fac. Sc. Lyon 173 p.

BALLESIO R. (1971).- Le Pliocène rhodanien. Doc. Lab. Geol. Univ. Lyon. Vème Congrès du Néogène médit.. Fasc.1, pp. 201-240.

BALLESIO R. (1972).- Etude stratigraphique du Pliocène Rhodanien. Docum. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon n°53.

BALLESIO R., GUDEFIN N. (1973).- Etude de la répartition et du système d'émergence des eaux souterraines dans la région du plateau de Chambaran (Drôme). B.R.G.M. - S.G.R. Jura-ALpes, 73. S.G.N. 216. J.A.L., 40 p.

BALLESIO R., MEON VILAIN H., REYMOND M.A. (1967).- Le Pliocène du Bas-Dauphiné: étude palynologique de la région de Beausemblant (Isère). Bull. Soc. Linéenne Lyon n°8, p. 337-348, 5 fig.

BALLESIO R., TRUC G. (1967).- Contribution à la connaissance du Néogène de la moyenne vallée du Rhône. Le Miocène supérieur et le Pliocène du Haut-Comtat Venaissin. Trav. Lab. Geol. Sci. Lyon, n. sér. n°14, p.79-101, 4 fig., 1 carte.

BEGUIN D., CAMUS G., GUDEFIN H., POINTET T., RUFFINO N. (1975).- Recherche hydrogéologique à Saint-Barthélémy de Vals (Drôme). B.R.G.M.-S.G.R. Jura Alpes, Société Générale des Eaux Minérales de Vittel. 75 S.G.N. 123 JAL 64 p.

BORNAND M. (1978).- Altération de matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse Sc. Montpellier. I.N.R.A. - E.N.S.A. Montpellier.

BRAVARD Y. (1963).- Le Bas Dauphiné. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. Allier édit., Grenoble, 504 p., 63 fig., 20 pl.

B.R.G.M. (1984).- Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. n°125 - Stratigraphie et Sédimentologie. Mém. n°126: Atlas.

B.U.R.G.E.A.P. (Bureau d'Etudes de Géologie Appliquée et d'Hydrologie Souterraine) **(1964).**- Etude hydrogéologique préliminaire des nappes alluviales de la Drôme. Service du Génie Rural de la Drôme.

B.U.R.G.E.A.P. (1969).- Etudes hydrogéologiques complémentaires des nappes alluviales de la Drôme. S.R.A.E. Rhône Alpes, Tome 1 et 2.

BUSSE J.F. (1962).- Les formations quaternaires de la région de Valence. 2 vol. dact., 1 carte h.t., DES Géologie, Grenoble.

CAILLEUX A. (1945).- Distinction des galets marins et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France (5), 15, p. 375-404.

CAILLEUX A., TRICART J. (1959).- Initiation à l'étude des sables et des galets. 3 tomes. Sedes. Paris.

CASTANY G. (1967).- Traité pratique des eaux souterraines. Edition Dunod, Paris.

COMPAGNIE DE PROSPECTION GEOPHYSIQUE FRANCAISE (1980).- Etude géochimique de la nappe du Miocène du Bas-Dauphiné.

CRAIG H. (1961).- Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133, p.1702-1793.

D.D.A.S.S. (Direction Départementale des Affaires Sanitaires et Sociales) **(1981).**- La pollution par les nitrates dans le Département de la Drôme. Inédit.

DEBELMAS J. (1963).- Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, t.39, p. 125-171.

DEBELMAS J. (1983).- Alpes du Dauphiné. Guides géologiques régionaux. Masson Ed. Paris.

DEMARCQ G. (1959).- Le Miocène du bassin de Crest (Drôme). Bull. Soc. Geol. France (7e série) T.1, p. 93-100, 2 fig.

DEMARCQ G. (1959).- Contribution à l'étude des faciès du Miocène de la vallée du Rhône. C.R. Colloque du Néogène Méditerranéen. Wien, 10-20 juillet, 1959, p. 93-104, 2 fig.

DEMARCQ G. (1960).- Sur la présence de sables helvétiens sur la rive droite du Rhône, près de Saint-Péray (Ardèche). C.R. Sommaire Soc. Geol. Fr. n°5, p.107-108.

DEMARCQ G. (1960).- Distinction entre les nappes miocène et pliocène de conglomérats à galets calcaires impressionnés dans la vallée du Rhône. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. LVII, n°267 (C.R. Collab. 1960), p. 179-198.

DEMARCQ G. (1962).- De l'importance des seuils dans la différenciation et les caractères des provinces paléogéographiques du Miocène rhodanien. Ann. Soc. Sav. Colloque sur les seuils et les détroits; Poitiers, 8 p.

DEMARCQ G. (1964).- Les faciès du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur et la limite Miocène-Pliocène dans la vallée du Rhône. C.R. 2e colloque du Néogène méditerranéen; Sabadell-Madrid, 1962, in Curs. y confer. Inst. Lucas Mallada, Madrid, Fasc.9, p.77-85.

DEMARCQ G. (1970).- Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mem. B.R.G.M., Paris n°61, 257 pages, 56 figures, 4 tableaux, et Thèse . Paris, 1962.

DEMARCQ G. (1971).- Base de nos connaissances sur le Miocène de la vallée du Rhône. Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon. Ve Congrès du Néogène Méditerranéen, fasc.1, p. 3-19.

DEMARCQ G., BARBILLAT R. (1971).- Les Pectinidés néogènes du bassin rhodanien. Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon. Ve Congrès du Néogène méditerranéen. Fasc.1, p. 45-59.

DUPLAIX S. (1958).- Détermination microscopique des minéraux des sables. 2è édition, C. BERANGER édit., Paris, 96 p., 69 fig., 5 tabl.

FOLK R.L. (1954).- The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journ. Geology, v.62, p.344-359. U.S.A. Chicago.

FOLK R.L. (1974).- Petrology of sedimenter rock. Austin (Texas) Hemphill publishing Co (The University of Texas; Geology, 370 K, 383 L, 383 M).

FOLK R.L., WARD W.C. (1957).- Brazos river bar, a study in the significiance of grain size parameters (Journ. Sedimentology Petrology, v.27, p.514) Tulsa U.S.A..

FONTANNES F. (1878).- Etude stratigraphique et paléontologique pour servir à l'histoire de la période tertiaire du bassin du Rhône. T.VI. Le Bassin de Crest (Drôme). Savy Edit., Paris, p. 1-214, 19 fig., 7 pl., 1 pl. h.t.

FONTANNES F. (1879).- Première note sur les Foraminifères des terrains tertiaires supérieurs du bassin du Rhône. Ann. Soc. Agric. Hist . Nat. Arts utiles, Lyon,5e série, t.II, p. 199-203.

FONTANNES F. (1882).- Note sur les terrains traversés par des sondages dans l'Isère, la Drôme et le Vaucluse. Ann. Soc. Agric. Lyon, série 5 t.5, p 73-94, 2 pl.

FRIEDMAN G.M. (1967).- Dynamic process and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands. Journ. Sed. Petr., vol. 37, p.327.

GASTON J. (1959).- Etude du bassin tertiaire de Crest (Sud de la Drôme). D.E.S. Fac. Sc. Grenoble.

GERMAIN C., DEMAISON G. (1958).- Contribution à l'histoire géologique du bassin de Valence Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t.34, p.49-82, 9pl.

GIGOUT M. (1969).- Recherches sur le Quaternaire du Bas-Dauphiné et du Rhône moyen. Mém. B.R.G.M., Paris, n°65, 91 p., 19 fig., 1 carte depl.

GIOT P. (1943).- Observations sur l'Oligocène et le Sidérolithique du Royans (Isère et Drôme). C.R. sommaire Soc. Geol. France, Paris, p. 137-139.

GIOT P. (1944).- Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme). Trav. Lab. Géol. Université de Grenoble, t.24.

GOGUET J. (1948).- Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. Bull. Bur. Rech. Geol. et Géophysique . Paris n°6, 79 p., 33 fig.

GOUGOUSSIS E. (1981).- Contribution à l'étude hydrologique et hydrogéologique des molasses du Bas-Dauphiné. Inst. Nat. Polyt. de la Lorraine. Nancy.

GUDEFIN H. (1977).- Recherches sur la géologie profonde de la Fosse de Valence (Drôme). B.R.G.M.- S.G.N. Jura-Alpes. 77. S.G.N. 032 JAL.

GUDEFIN H., DEBEGLIA N., FRIGNET B., GABLE R. (1977).- Considération sur la présence du Jurassique supérieur et sur les possibilités géothermiques dans le sous-sol de Valence. B.R.G.M. - S.G.N., 77-S.G.N.-655 JAL.

GUERIN C., MEIN P. (1971).- Les principaux gisements de Mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien. Docum. Lab. Geol. Univ. Lyon, Ve congrès du Néogène méditerranéen, Lyon, fasc. 1, p.131-169.

LAFOSSE J. (1984).- Note à la ville de Valence. Rapport de fin de sondage. Forages des Martins et de Briffaut. S.R.A.E. Rhône-ALpes. Inédit.

LAFOSSE J., BELLEGARDE B. (1977).- La nappe du Miocène Nord Drôme. S.R.A.E. Rhône-Alpes, Valence. Colloque National, B.R.G.M. Nice.

LATREILLE G. (1969).- La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Docum. Lab. Geol. fac. Sci. Lyon, n°33, 254 p., 74 fig., 35 tabl., annexe 81 p.

LATREILLE G. (1971).- Direction et provenance des apports dans le Miocène du Bas-Dauphiné. Comparaison avec la Savoie et la Suisse. Docum. Lab. Géol. Univ. Lyon, Ve Congrès Néogène méditerranéen, Lyon, fasc.1, p. 191-199.

LATREILLE G., DEMARCQ G. (1971).- Formes et figures de sédimentation dans la "molasse" miocène de la vallée du Rhône. Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, Ve Congrès Néogène méditerranéen, Lyon, fasc.1, p.171-189.

LE FORAGE RATIONEL (1967).- Rapport sur le forage profond dans l'Urgonien, à Beauregard-Baret (Inédit).

MANDIER P. (1979).- Essai de corrélation des formations quaternaires de la moyenne vallée du Rhône du Lyonnais au Valentinois. Bull. Lab. Rhodanien Geomorphologie, n°6, p. 13-44. 9 fig., 3 tab.

MEON-VILAIN H. (1970).- Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône (France). Thèse n°663. Depart. Sci. de la Terre, Fac. Sci. Lyon, Edit., 167 p., 51 fig., 17 tabl., 15 pl.

MEON-VILAIN H. (1971).- Evolution de la flore de l'Helvétien au Pliocène d'après des analyses polliniques effectuées aux environs de Berne (Suisse) et dans le Bassin du Rhône. Docum. Lab. Geol. Univ. Lyon, Ve Congrès Néogène inédit, Lyon, fasc.1, p. 61-77.

METEOROLOGIE NATIONALE DE MONTELIMAR. Données climatologiques.

MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. Masson et Cie., Edit. Paris, 499 pages.

MINISTERE DE L'AGRICULTURE (1981).- Contribution des Services extérieurs du Ministère de l'Agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines dans le département de la Drôme. S.R.A.E. Rhône-ALpes, D.D.A. de la Drôme.

MORTAZ-DJALILI D. (1977).- Sédimentologie des formations détritiques du Néogène du plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). Thèse de 3e cycle. Grenoble.

MORTAZ-DJALILI D., PERRIAUX J. (1979).- Le Néogène du plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France). Géologie Alpine, t.55, p. 133-152.

PAQUET H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saison contrastées. Mem. Ser. carte géol. Alsace Lorraine, n°30.

PASSEGA R. (1963).- Analyses granulométriques, outil géologique pratique. Revue de l'I.F.P., t.XVIII, n°11, p. 1489-1498.

PASSEGA R. (1964).- Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Journ. Sed. Petro., 34, 4, p. 830.

PERRIAUX J. (1974).- Généralités sur les grès. Bull. Centre Rech. Pau SNPA, 8, 1, p.161-185, 2 fig., Pau 30.

PERRIAUX J., LUCAS G., LANG J., FAUGERES J.C. (1970).- Contribution à l'étude des faciès détritiques du Crétacé moyen du Vercors. Géologie Alpine, t.46, p.77-86.

RIVIERE A. (1977).- Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Masson Ed., p 170.

ROUSSELOT D. (1978).- Etude hydrogéologique de la molasse du Bas-Dauphiné entre le Rhône et l'Isère. B.R.G.M.- S.G.R. Jura-Alpes. 78 S.G.N. 225 JAL.

SCHOELLER H. (1962).- Les eaux souterraines Masson Ed. Paris, 642 p.

S.N.E.A.(P): Société National Elf Aquitaine (Production) ou SNPA: Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine et SPV: Société de Pétroles de Valence.
Rapports d'étude sismique de: la région de St Lattier
du bassin de Crest
la région de Romans
la région de Montmiral
la région de Fiancey
la région de Romans-Roybon
la région de Chanos-Curson
Rapports et coupes des forages profonds de:
Saint-Lattier, 1,2,F1,F2,F3
Varacieux F1, F2
Brézins F1
Géothermie Valence GVA 1
Montoison MBt 1
(Rapports inédits)

S.R.A.E. Rhône-Alpes (Service Régional d'Aménagement des Eaux). Données climatologiques des stations de Combovin et Montoison. Inédit.

TRUC G. (1971).- Gastéropodes continentaux néogènes du bassin de Crest. Docum. Lab. Geol. Univ. Lyon, Ve Congrès Néogène médit. Lyon, fasc.1, p.79-129.

VATAN A. (1949).- La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. C.R.sommaire Soc. Geol. France, Paris, p.102-104.

VATAN A. (1954). - Etude minéralogique des roches détritiques. Inst. Fr. Pétrole, Paris, Réf.107, 40 p., 9 fig. 3 pl.

VATAN A. (1967).- Manuel de Sédimentologie. Technip. Edit. Paris, 397 p., fig., tableau.

VISHER G.S. (1969).- Grain size distributions and depositional process. Journal of Sedimentary Petrology, voL.39, n°3, p.1074-1106.

ANNEXE 1

Liste de puits et forages réalisés dans les formations tertiaires de l'Est valentinois et du bassin de Crest.

La localisation des points d'eau est portée sur la figure 51.

Colonnes

1: Numéro du point d'eau
2: Commune
3: Coupe géologique
4: Cote NGF du sol
5: Niveau statique en m. (par rapport au sol)
6: Cote NGF de l'eau (visite en août-septembre 1983)
7: Profondeur du forage en m
8: Débit en m3/h .A = à l'air lift
9: Rabattement en m
10: Débit spécifique QS en m3/h/m
11: QS/m. aquifère en l/h
12: Perméabilité approximative en 10^{-5} m/s
13: Utilisation
D:usage domestique
A:usage agricole (irrigation)
E:élevage (poulailler ,porcherie)
P:pompe à chaleur
AEP:adduction d'eau potable (pour collectivité)
I:usage industriel
14: Hauteur crépinée en m.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
P1	Chateauneuf	0-20: molasse fine 20-80:molasse grossière meuble 80-90: molasse argilo-sableuse, jaune, collante	168	16,7	15,13	90	45	12	3,75	48	1,33	A	
P2	Romans	0-7: alluvions récentes:graviers 7-108: molasse jaune 108-115: argile bleue: marnes de St-Lattier	167	12	155	115	65	28	2,32	22,5	0,6		
P3	Bourg de Péage	0-28: alluvions de l'"ancienne Isère" 28-60: molasse	183	27	156	60	15	19	0,79	23	0,64	I	
P4	Chatuzange		200	31,25	168,75	166	23	6	3,85	28,5	0,79	E	
P5	Chatuzange	0-2: terre végétale 2-4: graviers argileux: cailloutis d'Alixan 4-38: graviers sableux 38-40: argile 40-45: molasse argileuse 45-50: sable jaune 50-128: molasse fine avec base indurée 128-131: molasse à passage argileux 131-150: molasse sableuse jaune 150-170: molasse argileuse, bancs argileux plus nombreux à la base	200	28	172	170	60					E	
SLF3	Chatuzange	0-3: terre végétale 3-45: galets à éléments cal. et éruptifs, argile 45-145: sable et molasse argileux, jaunes 145-205: marnes gris-bleuté, marnes de St-Lattier 205-700: oligocène : argile marneuse gris bleuté	216			1287						N	
P6	Eymeux	0-80: argile bleue: quelques passages sableux	194	pas	d'eau	80							
SLF2	Eymeux	0-41: galets à éléments éruptifs, métamorphiques et calcaires 41-162: argile marneuse gris bleuté 162-347: oligocène, argile marneuse grise	199			574						N	

SL1	Eymeux	0-48 : argiles sableuses gris-bleu, sable fin 48-52: banc de conglomérat glauconieux 52-76: argiles sableuses grises 76-112: argiles sableuses 112-355: oligocène, argiles marneuses versicolores	183,7			2788						N	
P7	Chateauneuf	0-18 :galets, graviers,sables:terrasse de Fouillouse 18-121: molasse sableuse et sable:Vindobonien	190	47	143	121	12	6	2	27	0,75	D	50 à 121
P8	Chateauneuf	0-10:graviers,sables:terrasse de Fouillouse 10-128,5:molasse sableuse et sable:Vindobonien	193	50	143	128,5			3			A	60 à 128,50
P9	Chateauneuf	0-123:molasse sableuse et sables jaunes	187	43	144	123	50	18	3	38	1	A	53 à 123
P10	Chateauneuf	0-40:molasse sableuse,vindobonienne	190			40	faible					A	
P11	St-Marcel-lès Valence	0-6:graviers, sables 6-60:molasse sableuse jaune	180	42	138	60	20					D	
P12	Alixan	0-11:graviers,alluvions de l'ancienne Isère 11-88:sable argileux 88-96:molasse sableuse jaune	180	6,4	173,6	96	8	0,50	16	800	22,2	P	
P13	Montélier		167	12	155	50							
P14	Montélier	0-9:cailloutis argileux 9-17:graviers sableux 17-40:molasse sableuse jaune	165			40						D	
BV. 108	Bourg-lès-Valence	0-16:alluvions récentes du Rhône 16-134:argiles pliocènes grises calcaires à passées micacées,finement sableuses	117			134						N	
GVA	Valence	0-42:alluvions de l'ancienne Isère 42-165:argile calcaire silteuse:Pliocène 165-1649:argiles,marnes,grès oligocènes	150			3666						N	
P15	Valence	0-29,5:alluvions aquifères de l'ancienne Isère 29,5-187:marnes gris bleu,sable à la base.Pliocène 187-253,50:marnes grises,grès.Oligocène	150	36	114	253,5	50	25	2	9,2	1,4	N	

P16	Valence	0-29:alluvions de l'ancienne Isère,aquifères 29-179:marnes gris bleu,passages sableux.Pliocène 179-253:Oligocène:marnes,argiles,grès calcaires	151	14	137	253	24	28	0,86	3,6	0,3	N	
P17	Chabeuil		170			120						N	
P18	Chabeuil	0-9:cailloutis secs 9-40:molasse rousse grossière 40-74:molasse rousse moyenne à fine 74-79 :molasse devient fine et grise	225	11	214	79	20.A						
P19	Chabeuil	0-7:graviers secs:cailloutis d'Alixan 7-40:molasse jaune	202	9	193	40	15.A	33	0.45	15	0,42	A+E	34 à 40
P20	Chabeuil		202			70	50					A	
P21	Chabeuil	0-8:cailloutis calcaires d'ALixan,secs 8-28:molasse jaune	208	9	199	28						A	
P22	Chabeuil	0-7:graviers 7-34:molasse jaune 34-50:argile sableuse fine	212	12	200	50	15					I	
P23	Chabeuil		265	40?		65	5.A					D	
P24	Chabeuil		267			80	3.A					D	
P25	Chabeuil	0-7:graviers 7-17:molasse 17-22:argile bleue	210			22	8					D	
P26	Chabeuil	0-2:graviers 2-95:molasse argileuse	167			95	12?					D	
P27	Chabeuil	0-4:sable jaune 4-6:molasse jaune 6-12:argile sableuse jaunâtre 12-25:sable jaune	206	2,5	203,5	25	15A	15	1	45,5	1,3	A	

P28	Montvendre	0-6:graviers 6-60:molasse argileuse 60-84:molasse sableuse	254	25,1	228,9	84						D	
P29	La Baume Cornil.		255									D	
P30	La Baume Cornil-lane		268	15	253	52	2,4.A	10	0,24	6,5	0,18	D+P	
P31	Beaumont-lès-Valence	0-6:sables,graviers,galets:"cailloutis d'Alixan" 6-100,8:molasse sableuse:Vindobonien	143	3	140	100,8	150	50	3	31	0,86	A	50 à 100,8
P32	Beaumont-lès-Valence	0-4,5: graviers,sables 4,5-84:molasse sableuse et sable:Vindobonien	142	3,7	138,3	84	10	8	1,2	15	0,42	A	54 à 84
P33	Montmeyran	0-5:graviers et sables molassiques remaniés 5-108:molasse jaune	176	5	171	108	6.A					D+P	
P34	Montmeyran		160			80	64.A						
P35	Montéléger		140	6	134	30	0,5					D	
P36	Beaumont-lès-Valence	0-17:alluvions aquifères 17-62:molasse grossière 62-72:marnes bleues 72-82:alternances marnes bleues-molasse grossière 82-106:molasse grossière 106-122,5:marnes bleues 122,5-128,8 :calc.crayeux blancs.Oligocène	138	7	131	128,8	128,6	13	10	250	6,87	AEP	75 à 106
P37	Beaumont-lès-Valence	0-4:terre végétale 4-9:argiles sableuses bleues 9-45:molasse grossière	130	0,75	129,25	45	1,8	3,62	0,5	20	0,7		
P38	Etoile-sur-Rhône	0-15:gravier et sables molassiques remaniés 15-123:molasse jaune	226			123	4.A					D	60 à 123
P39	Portes-lès-Valence	0-11:sables,graviers,galets:terrasse de la Léore 11-88:molasse sableuse et sable 88-95:marnes bleues 95-120:molasse argileuse	160	20	140	120	60	27	2,2	22	0,6	A	50 à 120

P40	Portes-lès Valence	0-10,7:sables,graviers,galets:terrasse de la Léore 10,7-120:molasse sableuse et sables:Vindobonien	172	32	140	120	60	30	2	23	0,64	A	50 à 120
P41	Valence	0-20:graviers,sables:terrasse de la Léore 20-80:molasse sableuse et sables	165	29,5	135,5	80			8?	158	4,38	A	50 à 80
P42	Etoile-sur-Rhône		182	27	155	72	1	70	0,01	0,22	0,008	D	
P43	Etoile-sur-Rhône		150	5	145	90	0,5.A					N	
P44	Beauregard-Baret	0-37:argiles et éboulis calcaires:Quaternaire ancien 37-130:marnes et argiles:Oligocène 130-275:sables kaoliniques:Eocène 275-441,5:argiles sableuses et sab.rouges ou blancs: Eocène 441,5-450 :kaolin très pur 450-483:calcaires urgoniens aquifères	468	291,5	176,5	483						I	
P45	Rochefort-Samson	0-14:galets, graviers,sables molassiques remaniés 14-32:molasse jaune tendre, argileuse 32-61:alternance argiles bleues-molasse jaune 61-95:molasse gris jaune 95-121,5:argiles gris bleu avec lits de molasse grise	283	10	273	121,5	6,8	51,5	0,13	1,47	0,04	N	25 à 49 55 à 94 100 à 109
P46	Marches	0-15,5:cailloutis calcaires d'Alixan 15,5-150:molasse jaune argileuse avec du kaolin	327	21,4	305,6	150	20					A	
P47	Marches	0-14:graviers argileux secs:cailloutis d'Alixan 14-150:molasse jaune sableuse à lits indurés tous les 5 mètres 150-200:molasse jaune argileuse	328	22	306	200	25					A	
P48	Montélier	0-8:graviers argileux:cailloutis d'Alixan 8-47:marnes sableuses bleues pliocènes 47-104:molasse argileuse,lits de marnes:Miocène 104-151,5:molasse jaune sableuse	239	11,8	227,2	151,5	106	31,6	3,35	35,3	1	AEP	46,5 à 62,5 70,5 à 102,5 110 à 146,5
P49	Montélier	0-8:graviers,cailloutis calcaires d'Alixan 8-25:marnes bleues pliocènes 25-31:sables jaunes meubles 31-63:molasse,passages indurés ou marneux gris	240	10,9	229,1	63	15.A	10	1,5	28,6	0,79	D	57 à 63

P50	Charpey	0-17:graviers argileux:cailloutis d'Alixan 17-72:argiles marneuses bleues pliocènes 72-100?:molasse jaune miocène	260			100?						A	
P51	Charpey	0-8:graviers,argiles:cailloutis calcaires d'Alixan 8-73:marnes gris bleu,plastiques:Pliocène 73-77:sables gris argileux pliocènes 77-94:marnes gris bleu,plastiques pliocènes 94-125:sables molassiques jaunes à ocres,fins 125-135:marnes sableuses jaunes 135-170:alternance sables fins-marnes sableuses } Miocène	267	33	234	170	25	13,29	1,88	13,9	0,39	A	
P52	Montélier	0-10:graviers:cailloutis calcaires d'Alixan 10-110:marnes bleues pliocènes 110-160:sables fins gris pliocènes 160-230:molasse jaune miocène	234			230							
P53	Châteaudouble	0-0,5:cailloutis calcaires d'Alixan 0,50-51:molasse sableuse blanche à jaune,très quartzeuse	295	8,5	286,5	51	8,6	5,5	1,56	33,5	0,93	A	
P54	Châteaudouble	0-7:graviers 7-11:argile sableuse 11-25:marnes bleues pliocènes 25-50:marnes jaunes 50-80:molasse jaune	287	5	282	80	15	2	7,5	536	15	D	
P55	Chabeuil	0-15:cailloutis calcaires d'Alixan 15-40:molasse jaune	235	10	225	40						A	
P56	La Baume Cornillane		320			80						D	
P57	La Baume Corn.		342			42						D	
P58	La Baume Corn.		344			75?	1,2A						
P59	Ourches	0-78:molasse argileuse devenant sableuse à la base	320	14	306	78	2.A					D	

P60	Ourches	0-5:molasse jaune dure 5-12:molasse argileuse tendre 12-20:molasse dure 20-50:marnes bleues,trace de lignite 50-84:marnes bleues sableuses,avec grain de quartz	3 53	7,2	345,8	84	0,3.A					D	
P61	Ourches	0-105:molasse jaune très argileuse 105-114:marnes bleues	346	15	331	114						D	
P62	Vaunaveys	0-10:graviers,sables:éboulis calcaires 10-110:molasse jaune argileuse	330	4	326	110						D	
P63	Etoile/Rhône		162	15	147	95						E	
P64	Ambonil	0-15:sables jaunes à plaquettes limono-argileuses 15-55:sables gris à plaquettes de marnes grises	148	5	143	55	30					N	
P65	Montoison		156	6,6	149,4	60						D+P	
P66	Montoison		172	5	167	20	6	15	0,4	26,7	0,73	A	
P67	Montoison		162	6,5	155,5	60	12?						
P68	Allex	0-2:cailloutis quaternaires 2-11:marnes argileuses bleues 11-14:molasse sableuse beige 14-52:marnes bleues compactes 52-80:marnes finement sableuses 80-85:marnes bleues compactes 85-90marnes sableuses bleues 90-120:marnes bleues compactes 120-140:sables très fins 140-195:marnes sableuses indurés	186	48	138	195	24	35	0,7	9,3	0,25	AEP	
P69	Allex	0-200:alternance d'argiles sableuse gris bleu et de sables fins argileux gris.Quelques veines de lignite à partir de 112 m	144		200								
P70	Upie		270	28	242	74	5.A					D	
P71	Upie		261	16	245	51	5,8	29,5	0,2	5,6	0,15	D	
P72	Upie		266	22	244	55						D	
P73	Upie		240	4	236	120	22	70	0,31	2,7	0,07	A	
BMt1	Upie	0-329:sable argileux jaunâtre à ocre,parfois grossier,passées d'argile calcaire gris bleu 329-338:conglomérat à éléments siliceux et calcaires 338-351:argile gris bleu,sableuse, plastique 351-560:Oligocène:marnes,argiles,calcaires	224,3			3976,3						N	
P74	Ourches		280	7	273	60						D	
P75	Montmeyran	0-6:cailloutis calcaires 6-50:molasse argileuse	235	6	229	50	12.A					D	
P76	Ourches		320	28	292	84	1,2.A	24	0,05	1,7	0,04	D	
P77	Ourches		277	0,2	276,8	69	5.A					D	
P78	Ourches		294	6	288	55	4,5.A					D	
P79	Vaunaveys-la Rochette	0-12:cailloutis calcaire 12-114:molasse argileuse jaunâtre	301	8,7	292,3	114	2.A						
P80	Vaunaveys-la-R.		319	12	307	55?	5,5.A					N	
P81	Vaunaveys-la-R.		274	0	274	170						N	
P82	Vaunaveys-la-R.		265			195?						N	
P83	Vaunaveys-la-R.		260	24	236	220	7.A					A	
P84	Crest		190	+1	191	150	50.A	50	1	10,5	0,29	N	55 à 150
P85	Crest		190	+1	191	85	15.A					N	55 à 85
P86	Crest	0-27:galets,graviers,marnes bleues remaniées 27-180:marnes bleues,plastiques,passages graveleux	187	23	163	180	7					I	
P87	Crest	0-6:alluvions de la Drôme:graviers 6-45:argile bleue 45-120:argile bleue avec passages sableux	185	+2	187	120	1,2.A					P	

P88	Crest		206			70	10.A				E	
P89	Crest		220			60	10.A				D	
P90	Divajeu		248	30?		70	0,8.A				D	
P91	Divajeu	0-30:molasse jaunâtre indurée 30-90:marnes bleues avec passages graveleux	245	32	213	93					A	
P92	Divajeu	0-21:molasse sablo-gréseuse 21-60:argiles gris-bleu 60-160:sables jaunes fins à passées plus grossières 160-173:marnes sableuses,argileuses et compactes	210	+25	235	173	16,6.A 90	0,18	2,3	0,06	N	64 à 157
P93	Divajeu	0-21:molasse sablo-gréseuse 21-60:argiles gris-bleu 60-85:sables jaunes fins à passées plus grossières	210	+25	235	85	15.A				N	
P94	Divajeu		260	10	250	70?					D	
P95	Divajeu		270								D	
P96	Divajeu		280	20	260						D	
P97	Chabrillan		177	12,4	164,6	85?					N	
P98	Chabrillan		170	+1	171	160	40.A				A	
P99	Chabrillan		176			60?	20.A				N	
P100	Chabrillan		182	1	181	150	35.A				A	70 à 150
P101	Chabrillan		187				35.A				E	
P102	Chabrillan	0-65:molasse grise grossière,matrice silteuse, quelques lits indurés 65-108:molasse gris bleu, fine	174	1,8	172,2	108	4,26	4,18	1,02	9,6 0,27	E	40-75
P103	Chabrillan		182	+1	183	60	10.A				E	

P104	Chabrillan		194	+2?	196	80	20.A				A	
P105	Chabrillan		197	+1?	198	80	10.A				A	
P106	Chabrillan		266	11,3	254,7						N	
P107	Chabrillan		253	12,4	240,6	70	6.A				D	
P108	Chabrillan	0-18:molasse argileuse, passages indurés 18-35:marnes sableuses à lits de galets altérés 35-80:grès gris vert argileux 80-125:grès argileux à lits d'argile	315	10	305							
P109	Grane		182	15	167	43	6.A				D	
P110	Grane		206	8	198	55	3,5.A				D	

-=-=-=-=-=-

ANNEXE 2

ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX

DE LA PLAINE DE VALENCE ET DU BASSIN DE CREST

La localisation des prélèvements est portée sur la figure n° 60

t = température en degrès celcius

C = conductivité en micro-siémens par centimètre à 20°c

THT = titre hydrotimétrique total ou dureté, en degré français

la concentration des différents ions ainsi que la minéralisation totale Σ sont exprimées en mg/l

r^+ = somme des concentrations en cations , en milli-équivalents

r^- = somme des concentrations en anions, en milli-équivalents

e = erreur

$\frac{rMg}{rCa}$ = rapport caractéristique

i.e.b. = indice d'échange de bases $= \frac{rCl - (rNa + rK)}{rCl}$

N°	C	PH	Ca	Mg	NH_4	Na	K	Fe	HCO_3	Cl	SO_4	NO_2	NO_3	SiO_2	r+	r-	rMg/rCa
A	1314	7.5	245	0.5	0	16	0.4	0	326	120.7	67	0	168	9.46	12.9	12.8	0.003
B	734	7.4	137	11	0	5.5	0.8	0	335	22	43	0	68	6.84	8.03	8.21	0.13
C	780	7.4	149	7	0	4	4	0	368	22.4	25	0	59	5.4	8.3	8.13	0.08
D	706	7.8	124	6	0	4.6	0.4	0	283	12.9	29	0	68	7.6	6.93	6.9	0.08
E	628	7.65	115	14	0	2.5	0.8	0	302	16.7	40	0	41	5.1	7.01	6.91	0.2
F	881	7.23	152	5	0	24	0.8	0	405	22	35	0.09	69	5.8	9.05	8.02	0.05
G	662	7.85	121	8.5	0	4.6	0.8	0	293	17.4	47	0.04	55	4.7	7.02	7.16	0.12
H	641	7.4	110	13.5	0	5.5	0.8	0	307	19.5	24	0	41	6.9	6.89	6.75	0.2
I	641	7.6	117	12.5	0	5	4	0	290	19.9	33	0	57	6.07	7.19	7.07	0.18
J	687	7.55	130	6	0	4.6	0.8	0	290	19.9	30	0	67	5	7.23	7.16	0.08
K	675	7.5	133	4.5	0	3	0.8	0	280	24.1	25	0	76	4.73	7.2	7.02	0.06
L	610	7.6	114	9	0	2.5	0.8	0	272	17.4	24	0	60	2.95	6.59	6.42	0.13
M	544	7.8	84	13	0	6.7	1.2	0	243	17.4	20	0	45	2.95	5.61	5.62	0.26
N	666	7.7	85.8	12.6	–	11.1	2	–	246	23	34	–	22.5	–	5.85	5.75	0.24
O	763	7.44	154	4	0	4	3	0	239	36.5	70	0	128	4.4	8.3	8.47	0.04
P	474	7.61	77	13.5	0	3	1.2	0	251	9.6	27	0	16	4	5.16	5.2	0.29
Q	628	7.65	101	15.5	0	5.5	0.8	0	295	19.5	21	0.02	43	3.4	6.6	6.52	0.25
R	1060	7.45	137	17	0	37	27	0	340	22.7	92	0	158	5.5	10.53	10.69	0.2
S	1041	7.8	179	3	0	26.5	2.5	0	337	32.3	66	0.01	150	4.55	10.39	10.22	0.03
T	1117	7.1	215	1.1	0	8	1.5	0	386	27.3	73	0	163	7.3	11.26	11.25	0.01
U	697	7.2	141	4	0	2.3	–	0	343	15.2	47	0	40	5.3	7.52	7.67	0.05
V	802	7.25	145	11	0	4	0	0.01	400	21.3	31	0	42	2.95	8.32	8.48	0.12
W	371	7.8	70.5	6.8	–	3	0.5	–	249	2	0.6	–	1.6	–	4.22	4.18	0.16
X	774	7.45	123	16	0	3.7	2.5	0	320	22.7	29	0	89	3.3	7.7	7.92	0.21

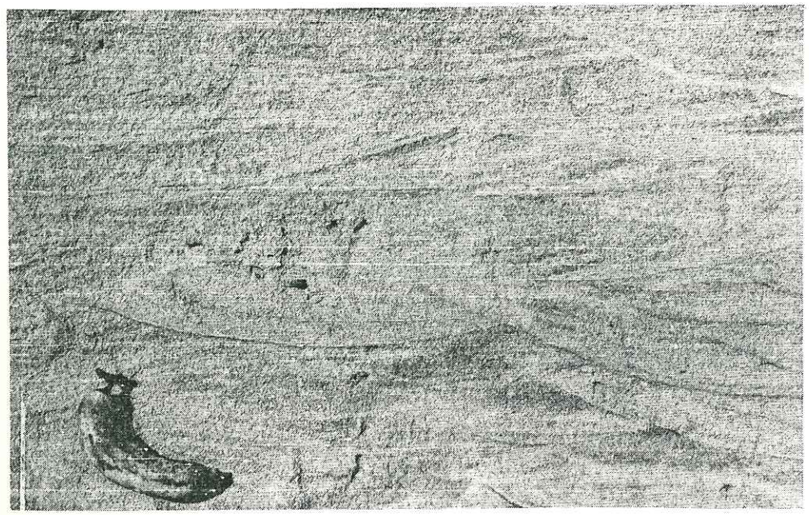
Eaux prélevées dans la nappe alluviale

N°	T	C	PH	THT	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	SO_4	Cl	NO_3	Σ	r^+	r^-	e	rMg/rCa	i.e.b.
P1	15	617	7.5	24.4	76.2	13.1	9.9	1.1	283	25	17.5	17.5	443.5	5.34	5.93	5.2	0.28	0.06
P3	–	623	7.9	24	66.5	18	8.9	1	256	31	20	14.5	415.9	5.22	5.64	3.9	0.45	0.25
P4	15.2	454	7.5	26.4	88.2	10.7	4.4	0.9	305	5	2.1	1.8	418.1	5.49	5.19	2.8	0.2	-2.5
P7	–	675	7.54	31.2	122.4	1.44	6.4	0.4	277,5	25	23.1	66.5	522.7	6.52	6.79	2.0	0.02	0.55
P12	14.3	482	7.4	25.2	56.9	26.7	5.4	1.25	283	34	12.1	0.25	419.6	5.3	5.69	3.5	0.77	0.24
P15	17.5	792	–	28.3	51	30.5	85	4.1	329	19	125	1	644.6	8.86	9.34	2.6	0.99	-0.08
P16	16.5	860	–	17.4	39.7	17.8	70.4	2.7	272	29	32.5	2	466.1	6.57	6.01	4.5	0.74	-2.4
P19	13.4	618	7.2	25	80.2	12.2	7.7	0.9	234	33	21.4	28	417.4	5.35	5.58	2.1	0.25	0.42
P24	–	612	7.8	35	130	6.3	7	0.7	364	15.5	10	6.4	539.9	7.33	6.67	4.7	0.08	-0.14
P26	15.2	362	7.9	19.8	67.3	7.3	5	1.05	256	0.6	2.5	0.8	340.5	4.21	4.29	0.9	0.18	-2.57
P31	16.8	297	8.08	16.6	62.4	2.4	1.15	0.54	201.3	9	2.45	2.5	281.7	3.37	3.6	3.3	0.06	0.14
P32	–	636	7.43	33.6	94	24	6.9	1.17	357	27	9.1	30	549.2	7	7.15	1.1	0.42	-0.26
P33	–	535	7.1	29.4	113	2.9	8.1	0.8	315	10	10.6	5.2	465.6	6.25	5.75	4.2	0.04	-0.23
P39	15.5	435	7.58	22.6	82.4	4.8	4.4	0.39	229	8	5.6	38.5	373.1	4.7	4.7	0	0.09	-0.25
P48	–	480	7.2	26.1	100	2.8	3.4	1	293	13	6	23	442.2	5.4	5.61	1.9	0.05	-0.06
P51	16.0	510	7.1	27.2	92	10.1	5.75	1.05	323.3	18	3.15	13	466.4	5.7	5.97	2.3	0.18	-2.11
P54	–	464	7.0	27.8	101.8	5.83	3.5	0.75	332	0.9	7	1.5	453.3	5.73	5.68	0.4	0.09	0.15
P63	–	609	7.5	26	64.1	24.3	9.6	0.75	298	28	10.6	13.5	448.9	5.64	5.98	2.9	0.63	-0.47
P65	–	537	7.7	30.2	41.7	48.1	10.2	1.6	410	0.6	10	0.3	522.5	6.52	7.01	3.6	1.9	-0.71
P68	–	1324	–	69	–	–	–	–	–	62	298	3	–	–	–	–	–	–
P76	–	627	8.0	28.8	85	18.5	8.3	1	342	19	12.4	14	500,2	6.15	6.59	3.5	0.36	-0.11
P78	–	489	7.4	29	50.5	39.9	9.8	18	368	10	10	1.1	507,3	6.69	6.54	1.1	1.3	-2.18
P83	16.9	765	8.1	31.8	44.1	50.6	10.2	3.1	393	28	3	18	549,9	6.88	7.39	3.6	1.89	-5.5
P85	15.2	451	7.2	25.2	44.1	34.5	6.6	1.6	327	0.4	3.2	0.2	417,6	5.37	5.46	0.8	1.29	-2.67
P91	13.9	504	7.2	28.4	94.6	11.7	6.8	1.15	259	21	6	12	412,2	6.01	5.05	8.7	0.2	-0.94
P92	–	540	7.45	30.1	72	29.5	15.2	1.6	354	13	18.5	1.5	505,3	6.72	6.61	0.8	0.68	-0.35
P101	16.0	500	7.7	29.4	64.1	32.6	7.9	1.7	371	6	5	0.5	488,8	6.26	6.35	0.7	0.84	-1.71
P102	16.6	675	7.3	26.2	36.1	41.8	40	3.1	451	29	6	0.3	607,3	7.06	8.16	7.2	1.91	-9.7
P103	14.2	493	7.4	28.4	56.1	35	7.4	2.3	361	0.8	6.2	0.1	468,9	6.06	6.11	0.4	1.03	-1.24
P104	15.3	567	7.6	35.8	58.5	51.5	9.9	2.5	417	10.5	5.5	0.25	555,7	7.65	7.21	3	1.45	-2.06
P105	14.5	538	7.6	22.6	37.7	32.09	7	1.7	293	11	5.6	0.3	388,4	4.86	5.19	3.3	1.4	-1.12

Eaux prélevées dans la nappe molassique

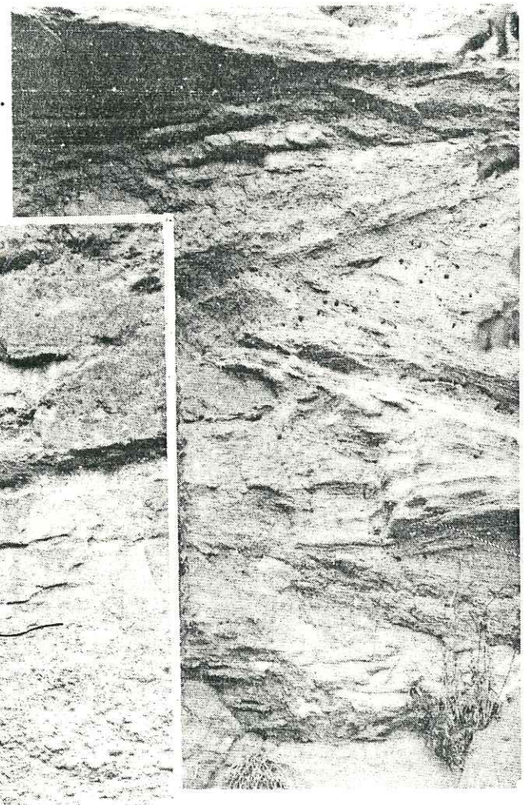
ANNEXE:3.

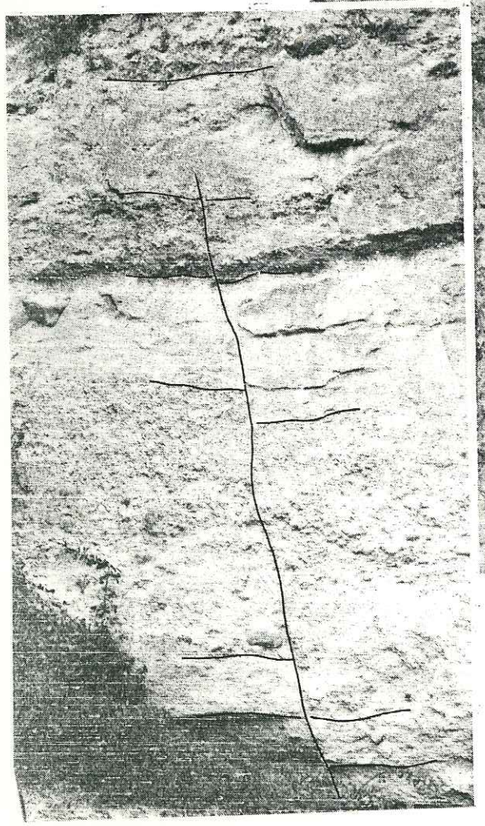
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.



Structure entrecroisée au sommet des Sables de Chabrillan (Tortonien inf.) -- Calvaire d'Upie .

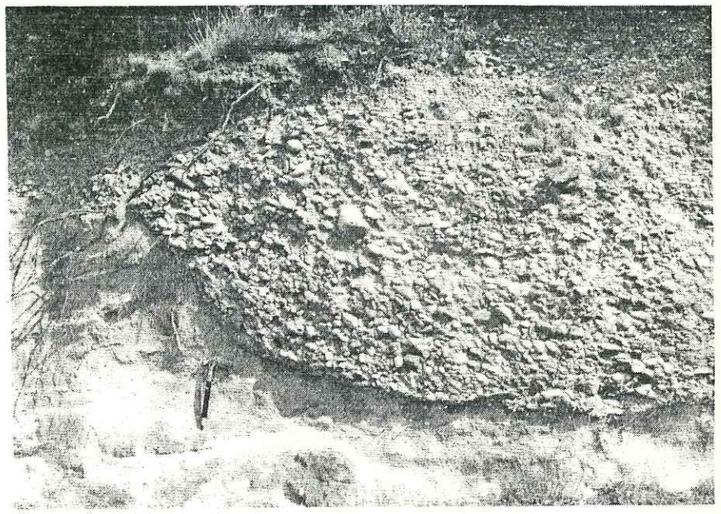
Structure entrecroisée dans la Molasse d'Autichamp (Burdigalien) -- Autichamp.



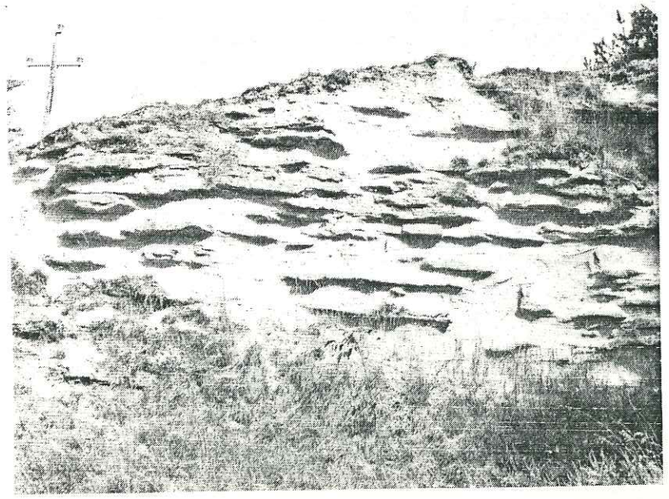


Faille synsédimentaire dans le cordon littoral de Grane (Langhien) -- Grane.

Conglomérats des Serres de Montoison: galets inclinés et orientés,sens du courant SE-NW -- Serre de Jupe .



Chenal fluviatile pliocène (Conglomérats des Serres de Montoison) creusé dans les Sables de Chabrillan (Miocène) -- Serre de Jupe .



Consolidations en strates dans les Sables de Chabrillan (Serravallien-Tortonien inf.)-- Eurre.

LISTE DES FIGURES

Fig.1 - Situation générale 10
Fig.2 - Carte géologique de l'Est valentinois et du bassin de Crest 10
Fig.3 - Carte des prélèvements 14
Fig.4 - Diagramme de PASSEGA 19
Fig.5 - Carte structurale du bassin de Valence 24
Fig.6 - Coupe schématique du plateau de Chambaran entre St-Uze et St-Nazaire ... 26
Fig.7 - Coupe N-S à travers le bassin de Valence 28
Fig.8 - Esquisse paléogéographique du Miocène rhodanien 32
Fig.9 - Carte géologique du bassin de Crest au Sud de la Drôme 34
Fig.10 - Colonnes stratigraphiques du Burdigalien au Sud de la Drome 35
Fig.11 - Colonnes stratigraphiques du Burdigalien au Nord de la Drôme 36
Fig.12 - Répartition stratigraphique des faciès du Burdigalien au Sud de la Drôme 37
Fig.13 - Carte du sens des courants dans le Miocène du bassin de Crest 37
Fig.14 - Courbes granulométriques des Marnes de la Grenette 39
Fig.15 - Diagramme de PASSEGA: Pattern CM des formations burdigaliennes 40
Fig.16 - Diagrammes de FRIEDMAN : Burdigalien du bassin de Crest 40
Fig.17 - Courbes granulométriques des sables de Moutier 46
Fig.18 - Courbes granulométriques de la molasse d'Autichamp 49
Fig.19 - Courbes granulométriques des Sables marneux de Crest 53
Fig.20 - Courbes granulométriques de la molasse calcareuse à Lamellibranches 57
Fig.21 - Schéma de la sédimentation burdigalienne dans le bassin de Crest 60
Fig.22 - Colonnes stratigraphiques de l'Helvétien au Sud de la Drôme 62
Fig.23 - Colonnes stratigraphiques de l'Helvétien au Sud de la Drome 64
Fig.24 -Forage de Saint-Lattier : SLF2 64
Fig.25 - Répartition stratigraphique du "Vindobonien" au Sud de la Drôme 65
Fig.26 - Colonnes stratigraphiques des sables de Chabrillan 65
Fig.27 - Courbes granulométriques des formations fines de la Molasse des Berthouins 68
Fig.28 - Diagramme de PASSEGA; Pattern CM des formations vindoboniennes 69
Fig.29 - Diagrammes de FRIEDMAN : Miocène supérieur 69
Fig.30 - Courbes granulométriques (VISHER) des formations fines de la molasse des Berthouins 71
Fig.31 - Courbes granulométriques des formations conglomératiques de la molasse des Berthouins 74
Fig.32 - Pétrographie des galets des formations conglomératiques de la molasse des Berthouins 78
Fig.33 -Courbes granulométriques des Grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 82
Fig.34 - Pétrographie des galets du cordon littoral d'Ambonil 85
Fig.35 - Courbes granulométriques des sables de Chabrillan 88
Fig.36 - Courbes granulométriques des sables de Chabrillan 89
Fig.37 - Courbes granulométriques des marnes du Mont Lagat et des sables à Unios de Montvendre 94
Fig.38 - Pétrographie des galets du conglomérat du Mont Miéry 96
Fig.39 - Carte géologique de l'Est valentinois et du bassin de Crest (Plio-Quaternaire) 100
Fig.40 - Profil du versant nord de la vallée de la Drôme en aval de Crest 102
Fig.41 - Schéma stratigraphique du Miocène du bassin de Crest 108
Fig.42 - Carte géologique de l'Est valentinois et du bassin de Crest (Hydrogéologie) 116
Fig.43 - Forage profond de reconnaissance à Beauregard-Baret 118
Fig.44 - Coupes géologiques de sondages 123
Fig.45 - Coupes géologiques de sondages 124
Fig.46 - Carte du toit du réservoir 126
Fig.47 - Carte du mur du réservoir 128
Fig.48 - Coupe schématique (Valence-St Vincent) 129

Fig.49 - Piézométrie de la nappe des alluvions quaternaires 132
Fig.50 - Piézométrie de la nappe des sables molassiques 134
Fig.51 - Carte de situation des forages 136
Fig.52 - Carte des perméabilités 142
Fig.53 - Carte des débits spécifiques 143
Fig.54 - Hydrogramme du Béal de Rose 146
Fig.55 - Carte des isohyètes normales (1964-1983) 150
Fig.56 - Précipitations mensuelles 152
Fig.57 - Carte desisohyètes normales (1983) 154
Fig.58 Températures moyennes mensuelles 156
Fig.59 - Fréquence annuelle moyenne des vents 158
Fig.60 - Carte des prélèvements 170
Fig.61 - Carte des conductivités 172
Fig.62 - Diagramme d'analyse d'eau : la nappe alluviale 174
Fig.63 - Diagramme d'analyse d'eau : la nappe molassique 175
Fig.64 - Diagramme de Piper des eaux de la nappe alluviale 177
Fig.65 - Répartition des concentrations en nitrates dans la nappe alluviale 179
Fig.66 - Diagramme de Piper des eaux de la nappe molassique 181
Fig.67 - Carte du T.H.T. 183
Fig.68 - Carte du rapport : rMg^{++}/rCa^{++} 185
Fig.69 - Carte de l'i.e.b. 186
Fig.79 - Situation des bassins versants étudiés 194

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux:

1 - Morphoscopie des grès calcaires albiens 23
2 - Caractéristiques granulométriques des Marnes de la Grenette 41
3 - Morphoscopie des Marnes de la Grenette 42
4 - Minéraux lourds des Marnes de la Grenette 43
5 - Minéraux argileux des Marnes de la Grenette 44
6 - Caractéristiques granulométriques des Sables de Moutier 45
7 - Morphoscopie des Sables de Moutier..... 47
8 - Minéraux lourds des Sables de Moutier 47
9 - Caractéristiques granulométriques de la Molasse d'Autichamp..... 48
10 - Morphoscopie de la Molasse d'Autichamp 50
11 - Minéraux lourds de la Molasse d'Autichamp..... 51
12 - Minéraux argileux de la Molasse d'Autichamp..... 51
13 - Caractéristiques granulométriques des Sables marneux de Crest..... 52
14 - Morphoscopie des Sables marneux de Crest 54
15 - Minéraux lourds des Sables marneux de Crest 55
16 - Minéraux argileux des Sables marneux de Crest 55
17 - Caractéristiques granulométriques de la Molasse calcareuse à Lamellibranches..... 56
18 - Minéraux lourds de la Molasse calcareuse à Lamellibranches 59
19 - Caractéristiques granulométriques des formations fines de la Molasse des Berthouins 67
20 - Morphoscopie des formations fines de la Molasse des Berthouins 70
21 - Minéraux lourds des formations fines de la Molasse des Berthouins 72
22 - Minéraux argileux des formations fines de la Molasse des Berthouins 73
23 - Orientation et inclinaison des galets des formations conglomératiques de la Molasse des Berthouins..... 73
24 - Caractéristiques granulométriques des formations conglomératiques de la Molasse des Berthouins 75
25 - Morphoscopie des formations conglomératiques de la Molasse des Berthouins.....76
26 - Morphométrie des formations conglomératiques de la Molasse des Berthouins 77
27 - Minéraux lourds du cordon littoral de Grane 79
28 - Orientation et inclinaison des galets du cordon littoral d'Ambonil..... 81
29 - Caractéristiques granulométriques des Grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 81
30 - Morphoscopie des Grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 83
31 - Minéraux lourds des Grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 84
32 - Morphométrie des galets du cordon littoral d'Ambonil 86
33 - Caractéristiques granulométriques des Sables de Chabrillan..... 87
34 - Morphoscopie des Sables de Chabrillan 90
35 - Minéraux lourds des Sables de Chabrillan 91
36 - Caractéristiques granulométriques des Marnes du Mont Lagat et des Sables de Montvendre 95
37 - Morphométrie des galets du conglomérat du Mont Miéry 97
38 - Niveau statique de cinq puits "tests"..... 135
39 - Valeurs de la porosité utile 140
40 - Perméabilités calculées à l'aide de la granulométrie 145
41 - Coefficients de tarrissement du Béal de Rose 147
42 - Modules mensuels pour la période 1976/1983..... 153
43 - Indice saisonnier pour la période 1976/1983 153
44 - Modules mensuels pour l'année 1983 155
45 - Températures moyennes mensuelles 157
46 - Fréquence pour mille des vents par directions et tranches de vitesse 159
47 - Insolation en heures à St-Marcel-lès-Valence 159

48 - Evapotranspiration potentielle selon Thornthwaite 161
49 - Evapotranspiration potentielle selon Serra 161
50 - Evapotranspiration potentielle selon Turc 162
51 - Evapotranspiration réelle selon Turc 163
52 - Evapotranspiration réelle selon Coutagne 1..... 163
53 - Evapotranspiration réelle selon Coutagne 2..... 164
54 - Evapotranspiration réelle selon Thornthwaite 165
55 - Synthèse des valeurs de l'ETP et de l'ETR 166
56 - Résultats des analyses isotopiques 191
57 - Ecoulements superficiels en 1983 195
58 - Prélèvements effectués dans la nappe molassique en 1983..... 203

-=-=-=-=-

INDEX GEOGRAPHIQUE

Les termes géographiques mentionnés dans le texte sont classés par ordre alphabétique. Les lieux-dits et les hameaux sont suivis du nom de la commune dont ils dépendent.

Alixan... p.101,106,149,212.
Allex...p.101,103,105,120,138,182,207.
Ambonil...p.80,81,87,101,111,120,149,212.
Autichamp...p.33,38,48,52,109,110,117,127,138.
Barberolle (rivière la).. p.200.
Barbières..p.29,200.
Barcelonne..p.86,93.
Bariol (Chabrillan).. p.144.
Baronnies (massif des ..)...p.47,48,110.
Bas-Dauphiné... p.29,111,131,200.
Bathernay.. p.25
Baume-Cornillane (la..)...p.33,67,119,200,202,208,212.
Baume d'Hostun (la..)...p.29
Beal de Rose (ruisseau du...)...p.141,147,195.
Beaumont-lès-Valence...p.101,121,148,149,176,212.
Beaumont-Monteux..p.101.
Beauregard-Baret...p.119,191,200.
Beauvallon...p.80,138,148.
Berthouins (les ..., Divajeu)...p.66
Bionne (ruisseau de la ..)..p.200,202,208,212.
Bois des Pauvres(Montélier)...p.137,139.
Bourg-de-Péage...p.87
Bourg-lès-Valence... p.101,103,104,151,160,162.
Bourne (canal de la ...)..p.176.
Brottin (ruisseau de ..)..p.195,197,198.
Bruyères (ferme les...,Autichamp)..p.38.
Bûches (les..., Allex)..p.103.
Chabeuil...p.25,87,93,101,103,113,119,120,130,144,155,176,199.
Chabrillan..p.87.
Chalon (rivière le...)...p.200.
Chambaran (plateau de..)..p.117,130,151,200.
Charmes-sur-Rhône..p.101,104.
Charpey..p.87,101,147,148,199,200.
Chateaudouble..p.119.
Chateauneuf d'Isère..p.87,105,138.
Châtelard (le.., Auriples)..p.23.
Chatuzange -le-Goubet..p.87,105,151,155,160,162,199.
Colombier (ferme.., Divajeu)..p.67.
Combovin..p.151,155,176.
Crest..p.33,66,67,72,77,79,80,97,101,109,111,117,137,151,155,200,201,207,211 - (bassin de..)..p.11,15,25,27,30,31,33,41,45,49,59,61,80,98,103,104,105,109,113,117,122,125,130, 133,138,148,192,193,195,199,202,212.
Crussol (montagne de...)..p.104.
Diois (massif du..)..p.79,80,97,106,111,112,113.
Divajeu..p.45,52,56,67,110,138.
Dourille (Chabrillan)..p.45,52.
Drôme (rivière la..)..p.11,33,61,87,98,101,104,105,106,112,117,120,121,125,127,137,138,139, 148,149,195,199,200,201,207,211,212.
Ecoutay (ruisseau de l'..)..p.200,202,208,212.
Etoile-sur-Rhône... p.11,30,31,80,105,120,148 - (colline d'...)..p.63,130,138,149.
Eurre..p.87,101,103.
Eymeux..p.87
Fiancey..p.201,297.

Fouillouse...p.138 - (plateau de ..)..p.105,149,199,212.
Gilles (les.., Chabrillan)..p.56.
Giraud (ferme..., Autichamp)..p.38,109.
Grane.. p.33,38,73,75,76,77,
Grenette (ruisseau de la..)..p.11,38,80,117.
Grenoble (région de..)..p.61,111,112.
Guimand (rivière le...)..p.176,200.
Herbasse (rivière l'..)..p.200
Isère (rivière..).. p.11,87,101,104,105,196,117,121,130,138,195,200,201,207,212.
Jas (ferme le.., Grane)..p.67,80,81.
Lagat (mont..)..p.87,93,130,138.
Lambres (les.., Divajeu)..p.138.
Léore (plateau de la..)..p.105,138,149,199,212.
Livron ..p.11,101,119,151,160,201.
Malissard..p.106.
Maraude (ferme..., Grane)..p.80.
Marches... p.87,199.
Marsanne...p.109,119 - (massif de ...ou colline de ...)..p.27,63,79,117,130,131.
Massif Central ...p.11,15,23,25,29,31,43,63,72,79,80,84,85,111,117,151.
Meymans ...p.87,199.
Miéry (mont..)..p.87,93,130,138.
Montchaud (plateau de..)..p.105.
Montélier...p.101,137,149,212.
Montélimar .. p.38,157.
Montmeyran ..p.11,87.
Montoison...p. 101,111,149.151,212.
Montvendre.. p.87,93,151,160,162.
Moutier (Divajeu)...p.45,47,48,52,110.
Ourches...p.45,200,202,208,212.
Peyrus ...p.200.
Picy (Chabrillan)...p.67.
Plaisance (Grane)...p.72,73,75,77.
Porteronds (les.., Divajeu).. p.66,67.
Privas (région de ...), p.79.
Raille (ruisseau de la ..)..p.195,197,198.
Ranchy (ferme.., Divajeu)..p.66,67.
Rhône (fleuve le...)..p.11,101,104,105,106,112,113,117,120,121,138,157,159,195,201,207,212.
Rif Noir (ruisseau le..)..p.195,197,198.
Rochefort-Samson ...p.119,155.
Rochette (la..., Vaunaveys-la-Rochette)..p.52.
Romans.. p.25,67,138,199,200.
Saint-Marcel-lès-Valence..p.106,121,151,159,160.
Saint-Nazaire-en-Royans...p.29,109,119,200.
Saint-Péray...p.104,105
Saint-Vincent-la-Commanderie...p.29,109.
Savasse (rivière la...)p.200
Soulier (plateau de..)..p.105.
Upie...p.87
Valence..p.29,101,105,119,120,121,127,130,137,138,139,148,151,157,160,162,182,199 - (plaine de.. ou Est Valentinois)..p.11,15,25,33,63,92,104,105,106,109,111,112,117,119,122,125,127,130,133, 135,148,178,191,192,193,195,199,200,207,211,212.
Vaunaveys-la-Rochette...p.33,45,200.
Véore (rivière la..)..p.176,178,200.
Vercors (massif du ..) ..p.11,23,25,27,29,30,33,80,97,103,104,105,106,111,112,113,117,119,120, 121,130,148,149,151,176,178,191,192,199,200,205,212.
Villeneuve (ruisseau de..)..p.185,197,198.

-=-=-=-

TABLE DES MATIERES

Avant Propos 1

Résumé 5

Sommaire 7

Introduction générale 11
I - Présentation de la région étudiée 11
II - Objet et plan de l'ouvrage 11

PREMIERE PARTIE - SEDIMENTOLOGIE 13

Introduction 15
I - But de l'étude 15
II - Méthodologie 15
II.1 - Disposition collective des galets et des grains de sables 16
II.1.1- Disposition des galets de conglomérats 16
II.1.2- Disposition collective des grains de sable et figures sédimentaires 16
II.2 - Analyse pétrographique des galets de conglomérats 16
II.3 - Analyse minéralogique 16
a) Séparation 16
b) Comptage 17
II.4 - Analyse granulométrique 17
II.4.1- Courbes cumulatives 17
II.4.2- Indices granulométriques 17
a) La médiane 17
b) Les quartiles 17
c) La moyenne ou "mean" 17
d) Les coefficients de classement ou "sorting" 17
e) Les coefficients de dissymétrie 18
f) Le coefficient d'acuité ou "kurtosis" 18
II.4.3- Les indices de Rivière 18
a) Méthode 18
b) Interprétation 18
II.4.4- Diagramme de PASSEGA 19
II.4.5- Diagramme de FRIEDMAN 20
II.4.6- Les droites de probabilité de VISHER 20
II.5 - Analyse morphométrique des galets 20
II.6 - Analyse morphoscopique des grains de quartz 21
II.7 - Etude des minéraux argileux 22

CHAPITRE I - CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE 23

I - Paleogéographie des formations crétacées 23
I.1- Données minéralogiques 23
I.2- Données morphoscopiques 23

II - Paléogéographie du Tertiaire 25

CHAPITRE II - LES FORMATIONS ANTE-BURDIGALIENNES 29

I - L'Eocène 29
II - L'Oligocène et l'Aquitanien 29

CHAPITRE III - LE BURDIGALIEN 33
Introduction 33
I - Stratigraphie du Burdigalien du bassin de Crest 33
II - Molasse de Fort-les-Coquilles 38
III - Marnes de la Grenette 38

III.1 - Granulométrie 38
a) Le classement et le triage 38
b) L'asymétrie 38
c) Les indices de Rivière 38
d) Le diagramme de PASSEGA 41
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 41
f) Les courbes de probabilité de VISHER 41
g) Conclusion à l'étude granulométrique des Marnes de la Grenette 42
III.2 - Morphoscopie de la fraction sableuse 42
III.3 - Etude des minéraux lourds 43
III.4 - Etude des minéraux argileux 43
III.5 - Paléogéographie des marnes de la Grenette 44
IV.- Les sables blancs de Moutier 45
IV.1 - Granulométrie 45
a) Le classement 45
b) L'asymétrie 45
c) Les indices de Rivière 45
d) Le diagramme de PASSEGA 45
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 45
f) Les droites de probabilité de VISHER 45
g) Conclusion à l'étude granulométrique des sables de Moutier 47
IV.2 - Morphoscopie 47
IV.3 - Etude des minéraux lourds 47
IV.4 - Paléogéographie des sables de Moutier 48
V - Molasse verdâtre d'Autichamp 48
V.1 - Granulométrie 48
a) Le classement 50
b) L'asymétrie 50
c) Les indices de Rivière 50
d) Le diagramme de PASSEGA 50
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 50
f) Les droites de probabilité de VISHER 50
g) Conclusion à l'étude granulométrique de la molasse d'Autichamp 50
V.2 - Morphoscopie 50
V.3 - Etude des minéraux lourds 51
V.4 - Etude des minéraux argileux 51
V.5 - Paléogéographie de la molasse d'Autichamp 52
VI - Les sables marneux de Crest 52
VI.1 - Granulométrie 52
a) Le classement 54
b) L'asymétrie 54
c) Les indices de Rivière 54
d) Le diagramme de PASSEGA 54
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 54
f) Les droites de probabilité de VISHER 54
g) Conclusion à l'étude granulométrique des sables marneux de Crest 54
VI.2 - Morphoscopie 54
VI.3 - Etude des minéraux lourds 55
VI.4 - Etude des minéraux argileux 55
VI.5 - Paléogéographie des sables marneux de Crest 56
VII - Molasse calcareuse à Lamellibranches 56
VII.1 - Granulométrie 56
a) Le classement 58
b) L'asymétrie 58
c) Les indices de Rivière 58
d) Le diagramme de PASSEGA 58
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 58
f) Les droites de probabilié de VISHER 58
g) Conclusion à l'étude granulométrique de la molasse calcareuse à Lamellibranches 58

VII.2 - Morphoscopie 58
VII.3 - Etude des minéraux lourds 58
VII.4 - Paléogéographie de la molasse calcareuse à Lamellibranches 59
VII.5 - Conclusion à l'étude sédimentologique des formations burdigaliennes 59

CHAPITRE IV - LE MIOCENE MOYEN ET SUPERIEUR MARIN OU "VINDOBONIEN" 63

Introduction 63
I - Stratigraphie du "Vindobonien" de l'Est valentinois et du bassin de Crest 63
II - Sables marneux et molasse des Berthouins à Ostrea crassissima 66
II.1 - Les formations fines: argileuses, sableuses et gréseuses 66
II.1.1 - Granulométrie 67
a) Le classement 70
b) L'asymétrie 70
c) Les indices de Rivière 70
d) Le diagramme de PASSEGA 70
e) Les diagrammes de FRIEDMAN 70
f) Les droites de probabilité de VISHER 70
g) Conclusion à l'étude granulométrique des formations fines 70
II.1.2 - Morphoscopie 70
II.1.3 - Etude des minéraux lourds 72
II.1.4 - Etude des minéraux argileux 72
II.2 - Les Formations conglomératiques de la Molasse des Berthouins 73
II.2.1 - Etude des directions de courants 73
II.2.2 - Granulométrie 75
a) Le classement 75
b) Le triage 75
c) L'asymétrie 75
d) Les indices de Rivières 75
e) Le diagramme de PASSEGA 75
f) Les diagrammes de FRIEDMAN 75
g) Les droites de probabilité de VISHER 76
h) Conclusion à l'étude granulométrique des conglomérats 76
II.2.3 - Morphoscopie des sables (lentilles ou matrice du conglomérat) 76
II.2.4 - Morphométrie des galets 77
a) Indice d'aplatissement 77
b) Indice de dissymétrie 77
c) Indice d'émoussé 77
II.2.5 - Pétrographie des conglomérats 79
a) Pétrographie des galets 79
b) Etude des minéraux lourds 79
II.3 - Paléogéographie de la Molasse des Berthouins 80
III - Grès de Grane et cordon littoral d'Ambonil 80
III.1 - Etude des directions de courants 81
III.2 - Granulométrie 81
a) Le classement 81
b) Le triage 81
c) L'asymétrie 81
d) Les indices de Rivière 83
e) Le diagramme de PASSEGA 83
f) Les diagrammes de FRIEDMAN 83
g) Les droites de probabilité de VISHER 83
h) Conclusion à l'étude granulométrique des grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 83
III.3 - Morphoscopie 83
III.4 - Etude des minéraux lourds 84
III.5 - Etude des minéraux argileux des Grès de Grane 84
III.6 -Pétrographie des galets du cordon littoral d'Ambonil 85
III.7 - Morphométrie des galets du cordon littoral d'Ambonil 86
III.8 - Paléogéographie des Grès de Grane et du cordon littoral d'Ambonil 86

IV - Les sables de Chabrillan 86
IV.1 - Granulométrie 87
a) Le classement 87
b) Le triage 87
c) L'asymétrie 90
d) Les indices de Rivière 90
e) Le diagramme de PASSEGA 90
f) Les diagrammes de FRIEDMAN 90
g) Les droites de probabilité de VISHER 90
h) Conclusion à l'étude granulométrique des sables de Chabrillan 90
IV.2 - Morphoscopie 90
IV.3 - Etude des minéraux lourds 91
IV.4 - Etude des minéraux argileux 91
IV.5 - Paléogéographie des sables de Chabrillan 92

Conclusion à l'étude du "Vindobonien" 92

CHAPITRE V - Le Tortonien supérieur 93
Introduction 93
I - Stratigraphie du Tortonien supérieur 93
I.1- Les marnes grises du Mont Lagat 93
I.2- Les sables à Unios de Montvendre 93
I.3- Les conglomérats à galets impressionnés du Mont Miéry 93
II - Granulométrie 95
a) Le classement 95
b) L'asymétrie 95
c) Les indices de Rivière 95
d) Les diagrammes de FRIEDMAN 95
e) La droite de probabilité de VISHER 95
f) Conclusion à l'étude granulométrique 95
III - Etude des minéraux argileux des marnes du Mont Lagat 96
IV - Pétrographie du conglomérat du Mont Miéry 96
V - Morphométrie des galets du conglomérat du Mont Miéry 97
Conclusion à l'étude du Tortonien supérieur 98

CHAPITRE VI - LE PLIOCENE 101
Introduction 101
I - Les dépôts d'eau douce inférieurs 101
II - Les dépôts lagunaires à Congéries 103
III - Les dépôts marins et saumâtres 103
IV - Les dépôts d'eau douce supérieurs 103
V - Les dépôts fluviatiles supérieurs 103
Conclusion à l'étude du Pliocène 104

CHAPITRE VII- LE QUATERNAIRE 105
I - Au "Villafranchien" 105
II - Au Güntz et au Mindel 105
III - Au Riss 106
IV - Au Würm 106
V - A l'Holocène 107

Conclusion à l'étude sédimentologique: paléogéographie de l'Est valentinois et du bassin de Crest au cours du Néogène 109
I - Le paysage anté-burdigalien 109
II - Au Burdigalien 109
III - Au Langhien 111
IV - Au Serravallien 112
V - Au Tortonien 112
VI - Au Messinien 112
VII - Au PLiocène 113

DEUXIEME PARTIE - HYDROGEOLOGIE 115

Introduction 117
I - Origine et but de l'étude 117
II - Les limites du bassin 117

CHAPITRE I - GEOLOGIE 119
Introduction 119
I - Cadre géologique et hydrogéologique 119
I.1 - Formations crétacées 119
I.2 - Formations d'âge tertiaire 119
I.2.1 - Sables éocènes de Rochefort 119
I.2.2 - Marnes oligocènes 120
I.2.3 - Marnes bleues du Pliocène 120
I.3 - Alluvions et dépôts quaternaires 120
I.3.1 - Terrasses anciennes 121
I.3.2 - Terrasses récentes 121
II - Cadre structural 121
II.1 - Le réservoir molassique 121
II.1.1 -Faciès 122
II.1.2 - Coupes d'après sondages 122
II.2 - Le toit 125
II.2.1. Les faciès 125
II.2.2 - La carte du toit 125
a) Méthode de travail 125
b) Les grandes zones 127
II.3 - Le mur 127
II.3.1 - Les faciès 127
II.3.2 - La carte du mur 127
a) Méthode de travail 127
b) Les grandes zones 130
II.4 - Puissance du réservoir molassique 130

Conclusion à l'étude géologique 130

CHAPITRE II - HYDRODYNAMIQUE 133
Introduction 133
I - Piézomètrie 133
I.1 - Nappe des alluvions quaternaires 133
I.2 - Nappe des sables molassiques miocènes 135
I.3 - Comparaison des deux cartes piézométriques 135
I.3.1 - Secteurs présentant un seul niveau piézométrique 135
I.3.2 - Secteurs présentant deux niveaux piézométriques 137
I.4 - Examen de la carte piézométrique de la nappe miocène 137
I.5 - Conclusion à l'étude piézométrique 139
II - Porosité utile déterminée par la méthode d'Archie 139
III - Recherches sur les permabilités 141
III.1 - Les pompages d'essai 141
III.2 - Perméabilité calculée à l'aide de la granulométrie 144
III.3 - Perméabilité évaluée à l'aide du coefficient de tarissement 147
III.4 - Conclusion des recherches sur les perméabilités 148
IV - Transmissivités 148
V - Réserves 149

Conclusion à l'étude des caractères hydrodynamiques 149

CHAPITRE III - CLIMATOLOGIE 151
Introduction 151
I - Les précipitations 151
I.1 - Les données antérieures à 1983 151
I.1.1 - Les précipitations annuelles 151

I.1.2 - Les précipitations mensuelles moyennes 153
I.2 - Les précipitations pendant la période d'étude (1983) 155
II - Les températures 155
III - Les vents 157
IV - L'insolation 159
V - Calcul de l'évapotranspiration 160
V.1 - Evapotranspiration potentielle 160
V.1.1 - Selon la formule de Thornthwaite 160
V.1.2 - Selon la formule de Serra 161
V.1.3 - Selon la formule de Turc 162
V.2 -L'évapotranspiration réelle 162
V.2.1 - Selon la formule de Turc 163
V.2.2 - Selon la formule de Coutagne 1 163
V.2.3 - Selon la formule de Coutagne 2 164
V.2.4 - Selon le calcul du bilan hydrologique de Thornthwaite 164
V.3 - Discussion des résultats 166

Conclusion à l'étude climatologique 167

CHAPITRE IV - GEOCHIMIE 171
Introduction 171
I - Les paramètres physico-chimiques 173
I.1 - Les températures 173
I.2 - Les conductivités 173
II - Les caractéristiques chimiques 176
II.1 - L'eau des nappes alluviales 178
II.1.1 - Le diagramme de Piper 178
II.1.2 - Le"problème des nitrates" 178
II.1.3 - Faciès chimiques 180
II.2 - L'eau de la nappe"molassique" 180
II.2.1 - Le diagramme de Piper 180
II.2.2. Différents ions analysés 180
a) Concentrations en nitrates 180
b) Concentrations en chlorures 182
c) Concentrations en calcium et potassium 182
II.2.3 - Rapports caractéristiques entre certains ions 184
a) Le rapport rMg^{++}/rCa^{++} 184
b) L' i.e.b. 187
II.2.4 - Faciès chimiques 187
III - Géochimie isotopique des eaux de la nappe molassique 188
III.1 - Techniques isotopiques utilisées 188
III.1.1- L'oxygène 18 188
III.1.2- Le Tritium 190
III.2 - Les résultats 190
III.2.1 - Présentation des résultats 191
III.2.2 - Discussion 191
a) Concentration en tritium 191
b) Concentration en oxygène 18 192

Conclusion à l'étude physico-chimique 192

CHAPITRE V - BILAN HYDROGEOLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS TEMOINS 195
Introduction 195
I - Les bassins versants témoins 195
II - Expression d'un bilan 196
III - Application aux bassins versants étudiés 197
III.1 - Bassin versant de la Raille 197
III.2 - Bassin versant du Béal de Rose 197
III.3 - Bassin versant de Villeneuve , Rif Noir, Brottin 197

Conclusion 198

CHAPITRE VI - ESSAI DE BILAN HYDROGEOLOGIQUE DE LA NAPPE DE LA MOLASSE 199
Introduction 199
I - Débits entrants 199
I.1 - Infiltration directe de la pluie 199
I.2 - Apport sommital de la nappe alluviale 199
I.3 - Apport latéral de la nappe karstique de calcaires urgoniens du Vercors 200
I.4 - Apport latéral de la nappe molassique du Bas-Dauphiné 200
I.5 - Infiltration indirecte d'une partie des eaux de rivière d'origine lointaine .. 200
I.6 - Apport latéral par drainance 201
I.7 - Apport artificiel lié aux irrigations 201
II - Débits sortants 201
II.1 - Débits sortant latéralement 201
II.2 - Débits sortant par le toit 201
II.3 - Débits sortant par le mur 201
II.4 - Prélèvements 202

Conclusion à l'essai de bilan 202

Conclusion à l'étude hydrogéologique 207

CONCLUSION GENERALE 211
I - Le réservoir miocène 211
II- La nappe de la molasse 212
III - Actions souhaitables à moyen terme 212
IV - Intérêt économique du réservoir molassique 213

Bibliographie 215

Annexes
1: Liste des puits et forages réalisés dans les formations tertiaires de l'Est valentinois et du bassin de Crest 221
2: Analyses physico-chimiques des eaux de la plaine de Valence et du bassin de Crest 233
3: Planches photographiques 237

Liste des figures 241

Liste des tableaux 243

Index géographique 245

Table des matières 247

AUTORISATION DE SOUTENANCE

DOCTORAT 3ème CYCLE, DOCTORAT-INGENIEUR, DOCTORAT USMG

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les dispositions de l'arrêté du 5 juillet 1984,

Vu les rapports de M. M. C. DIGOEL, R. AZAVET.....

M. J. SAGET, S. MARIAUD.....

M. François TEASDALE..... est autorisé

à présenter une thèse en vue de l'obtention du Doctorat de l'USMG...

Géologie Appliquée.....

Grenoble, le 9 décembre 1985.....

Le Président de l'Université Scientifique

et Médicale

p/o M. TANCHE

D. CORDARY

Vice-Président

7 JAN. 1986

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de l'U S M G
mention Géologie appliquée

Titre de l'ouvrage :

SÉDIMENTOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DU NÉOGENE DE L'EST VALENTINOIS ET DU BASSIN DE CREST-DROME-FRANCE

Nom de l'auteur : François JEANNOLIN
Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RÉSUMÉ

L'Est valentinois et le bassin de Crest constituent une partie de la moyenne vallée du Rhône séparant le Massif Central des Alpes ; cette dépression synclinale à cœur miocène, orientée N-S, est largement recouverte d'alluvions quaternaires.

L'étude sédimentologique des dépôts détritiques néogènes permet d'une part, de souligner le rôle primordial joué par les apports alpins dans le remplissage du bassin et d'autre part, de retracer la paléogéographie de la région.

La trangression débute au Burdigalien dans le bassin de Crest ; au cours du Langhien la mer gagne progressivement l'ensemble de la plaine de Valence.

Au Tortonien supérieur, le régime devient continental puis, après une intense érosion messinienne, une nouvelle ingression marine pliocène envahit les paléo-vallées du Rhône et de ses affluents.

L'étude hydrogéologique constitue une première approche globale de caractérisation de l'aquifère molassique.

La connaissance précise du contexte géologique amène à la proposition d'un schéma simple du magasin aquifère.

Une esquisse de la piézométrie a été dressée. L'estimation des paramètres hydrodynamiques permet de différentier la nappe superficielle circulant dans les alluvions quaternaires de la nappe profonde circulant dans les sables molassiques. L'hétérogénéité tant verticale qu'horizontale est manifeste et l'étude géochimique confirme l'existence d'une stratification de l'aquifère miocène.

La nappe est principalement alimentée par le toit, par infiltration des pluies efficaces ; d'autres modes d'alimentation possibles sont envisagés.

MOTS-CLÉS

Sables molassiques ; Sédimentologie ; Paléogéographie ; Hydrogéologie ; Nappe de la molasse ; Aquifère stratifié ; Hydrodynamique ; Géochimie ; Bilan hydrogéologique ; Plaine de Valence ; Bassin de Crest.