



ARLES

La carte géologique à 1/50 000
 ARLES est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 au nord-ouest : LE VIGAN (N° 221)
 au nord-est : AVIGNON (N° 222)
 au sud-ouest : MONTPELLIER (N° 233)
 au sud-est : ARLES (N° 234)

Sommières	Nîmes	Châteaurenard
Lunel	ARLES	Eyguières
Le Grau- du-Roi	Stes-Maries- de-la-Mer	Istres

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

ARLES

Camargue



BRGM

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ARLES A 1/50 000**

par

A. L'HOMER

**avec la collaboration de M. ROUX, C. TONI,
F. BAZILLE, L. DAMIANI, G. DUROZOY**

1987

SOMMAIRE

AVERTISSEMENT	5
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE ET APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>DONNÉES PHYSIQUES SUR L'ENVIRONNEMENT</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>SECONDAIRE</i>	17
<i>TERTIAIRE</i>	18
<i>TERRAINS PLIO-QUATERNAIRES LIÉS AUX NAPPES ALLUVIALES</i>	23
REMARQUES TECTONIQUES	36
<i>TECTONIQUE OLIGO-AQUITANIENNE</i>	37
<i>TECTONIQUE FINI-PLIOCÈNE ET PLÉISTOCÈNE</i>	37
OCCUPATION DU SOL	40
<i>ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE LOCALE</i>	40
<i>LES ANCIENS COURS DU RHÔNE</i>	44
<i>ORGANISATION DE LA DÉFENSE CONTRE LES INONDATIONS DES RHÔNES</i>	50
<i>LES TOURS DE DÉFENSE DU GRAND RHÔNE</i>	51
<i>LE CANAL DU RHÔNE A SÈTE</i>	51
<i>LE PARC NATUREL RÉGIONAL DE CAMARGUE</i>	52
<i>LES SOLS</i>	53
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	55
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	55
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	58
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	58
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	58
<i>COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES</i>	59
<i>LEXIQUE DE QUELQUES TERMES LOCAUX D'ORIGINE PROVENÇALE</i>	64
<i>CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE</i>	65
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	72
AUTEURS DE LA NOTICE	72

AVERTISSEMENT

Depuis les levés géologiques de la carte Arles différentes modifications se sont produites touchant aux limites stratigraphiques entre terrains finipliocène et pléistocène ancien mais également à la succession de certaines formations quaternaires figurant sur la feuille.

De ce fait, la légende imprimée en marge de la carte est devenue périmée pour les formations plio-quaternaires.

Le lecteur voudra bien se référer à la légende rectifiée qui est fournie avec la présente notice (planche 1).

Les textes relatifs aux formations plio-quaternaires se réfèrent à la légende rectifiée. Les anciennes notations figurées sur la carte ont été conservées pour en faciliter la lecture.

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE ET APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le découpage de la carte IGN Arles à 1/50 000 regroupe trois ensembles géologiquement dissemblables.

La partie la plus étendue, la Camargue, qui occupe le centre de la feuille, est constituée par les sédiments récents du delta du Rhône.

Le secteur nord-ouest englobe la terminaison méridionale des Costières du Gard, faite d'alluvions plio-quaternaires. Lui faisant vis-à-vis vers le Nord-Est, au-delà de la vallée du Rhône, affleurent les terrains tertiaires et pliocènes de l'extrémité orientale du flanc sud des Alpilles ; ces terrains sont relayés vers le Sud par les alluvions quaternaires caillouteuses de la Crau.

Le coin sud-ouest de la feuille entame légèrement les cordons sableux qui se développent autour d'Aigues-Mortes (feuille le Grau-du-Roi).

Les Costières

L'extrémité des Costières du Gard qui figure dans le coin nord-ouest est cernée par le canal du Rhône à Sète, construit en limite des dépôts récents du delta et des formations plio-quaternaires.

Cette portion des Costières se présente comme un versant d'anticlinal à faible pente. La structuration affecte les assises du Pliocène supérieur et, dans une moindre mesure, les dépôts du Quaternaire ancien.

Au Sud de Générac, et sensiblement sur l'axe de l'anticlinal, le relief est découpé suivant une série de buttes-témoins dont la plus élevée culmine à 141 m (Puech du Moulin à vent). Tandis que, plus à l'Est, en bordure de la vallée du Rhône, les terrains plio-quaternaires dominent les marais de la plaine deltaïque de plus de 90 mètres. Des ravins (combes et *valladas*) courent en direction du Sud conformément à la ligne de plus grande pente.

Le coude vers le Nord, que fait le tracé du canal d'irrigation de la Compagnie du Bas-Rhône — Languedoc, souligne le léger affaissement du versant sud de la structure anticlinale, à l'Est d'une ligne Franqueveau — Estagel.

La retombée orientale des Costières au-delà de Saint-Gilles est assez marquée. Elle s'explique par les érosions passées du fleuve mais probablement aussi par la présence possible d'accidents aujourd'hui masqués, satellites de la faille des Manettes, figurée au Nord de Saint-Gilles.

Le secteur à l'Est du Grand Rhône

La topographie se diversifie en une succession de buttes-témoins isolées au milieu de marécages imparfaitement asséchés par les canaux de Vidange, du Vigueirat, de la vallée des Baux, des roubines du Roi, de la Pourride et de la Chapelette, entre Mas de l'Hoste et Petit Mollégès. Les reliefs rocheux sont ceux d'Arles (+ 20), de Montmajour (+ 43), du Castelet (+ 33), du Mont de Cordes (+ 64) et de la Costière nord-occidentale de la Crau (+ 38).

En dehors des lits endigués du Grand et du Petit Rhône, le réseau hydrographique, juvénile, montre une évolution qui a été arrêtée, soit par des causes artificielles (travaux d'assainissement), soit par des causes naturelles (alluvionnement du Rhône). Le remblaiement flandrien de la basse vallée du Rhône a en effet barré, au Nord et au Sud d'Arles, les débouchés des affluents locaux de rive gauche. Les anciennes vallées fluviales de Fontvieille, Mouriès — Barbegal, Meyranne — Chanoines (feuille Eyguières) ont alors évolué en zones marécageuses.

L'origine de la dépression de Mouriès — Barbegal, aboutissant au Rhône entre Montmajour et Arles, résulte d'un creusement consécutif aux mouvements tectoniques post-villafranchiens.

Le creusement de la dépression rejoignant le Grand Rhône entre Mas de l'Hoste et Petit Mollégès, dans le prolongement du marais de Meyrane (cf. carte Eyguières), a été guidé par la déformation synclinale de la Crau d'Arles et d'Eyguières. Moins évoluée que celle de Mouriès — Barbegal, elle est certainement de facture plus récente.

Des modelés particuliers (dépressions circulaires appelées localement *clar*, à fond voisin de la cote zéro) ont été acquis ultérieurement sous l'action de facteurs périglaciaires (feuille Eyguières).

La Camargue

La pointe septentrionale du triangle deltaïque est incluse dans la feuille. Au sein de cette zone de dépôts récents, on distingue la *Tête de l'île de Camargue* commandée au Nord par Arles, délimitée à l'Est et à l'Ouest par le Grand Rhône et le Petit Rhône et au Sud par les rives septentrionales du Vaccarès.

La Camargue présente un certain compartimentage, dû aux levées des cours actuels et anciens du Rhône. On remarque les contours irréguliers des levées fluviales dont les digitations sont liées à d'anciennes crevées, lorsque les tributaires rhodaniens, non encore canalisés, pouvaient déborder.

Entre les levées existent des dépressions palustres occupées par des marais qui peuvent s'étendre en périodes de forte précipitation et de faible évaporation.

Les deux dépressions les plus importantes sont, à l'Ouest, l'étang de Scamandre et, au Sud, l'étang de Vaccarès, dont seule la bordure septentrionale figure sur la carte.

Les tracés des anciens cours du Rhône sont encore marqués par des *roubines*(*) aux contours sinueux (roubines de la Triquette, de la Montlong...), tandis que les marais sont sillonnés par un réseau de canaux qui ont permis leur mise en valeur.

Ainsi présentée, incluant tout à la fois les extrémités de la Crau, la terminaison orientale des Costières et la majeure partie de la Camargue palustre, la coupure Arles peut paraître de peu d'intérêt.

En réalité c'est la clef de voûte du delta tout aussi bien pour les formations plio-quadernaires (liaison entre la Crau et les Costières) que pour les dépôts récents. Elle prend toute sa signification lorsqu'elle est associée aux cartes voisines en particulier Eyguières, Nîmes et Istres.

DONNÉES PHYSIQUES SUR L'ENVIRONNEMENT

Les données climatiques sont assez semblables à celles indiquées dans la notice explicative de la carte géologique Saintes-Marie-de-la-Mer, à laquelle nous prions le lecteur intéressé de bien vouloir se reporter.

Le Grand Rhône

Ce fleuve franco-suisse a une longueur de 812 km (dont 290 en Suisse). Il possède un régime complexe et contrasté du fait de ses affluents. Les premiers sont de type nivo-glaciaire, d'autres sont affectés par les pluies océaniques et les derniers sont surtout alimentés par les orages méditerranéens d'automne. De ce fait, les débits peuvent fortement varier d'une année à l'autre pour une même époque.

Le débit maximal moyen à Arles est de 1 400 m³/s. Lors des grandes crues, il a été estimé à 6 300 m³/s (rapport Camargue 1970). Selon Chamley (1970), le débit annuel du fleuve, qui peut atteindre 55 000 000 m³, est supérieur à ceux du Pô et du Nil. La période d'étiage se situe généralement entre début août et fin septembre.

De Lyon à Tarascon, la pente du fleuve atteint en moyenne à 60 cm/km.

Une rupture de pente existe dans le lit du Rhône, entre Tarascon et Arles. Au Sud d'Arles, cette pente n'est plus que de quelques centimètres par kilomètre ; la compétence du fleuve en est si diminuée qu'en aval le fleuve ne forme plus de bancs de graviers mais des bancs de sable tel celui qui est à l'origine de l'île de Saxy, au droit de la prise du canal du Bas-Rhône — Languedoc et qui est à la côte + 2 m. C'est au Sud d'une telle variation de pente que risquent de se

(*) Les termes locaux ainsi que certains termes techniques peu courants sont expliqués dans un petit lexique en fin de notice.

produire, en tête de delta, des ruptures de berges lors des grandes crues. La branche du Petit Rhône se serait ainsi créée à partir d'une rupture de berge du Grand Rhône (Kruit, 1951).

Le Grand Rhône (50 km de long en aval d'Arles) a une profondeur d'une dizaine de mètres, diminuant à l'embouchure (4 m). Sa largeur est de 150 m à Arles pour atteindre 400 m au voisinage de son débouché dans la mer. Sa pente moyenne n'est plus que de 10 cm/km. Son débit moyen est de 1 400 m³/s à Arles. La charge solide annuelle transportée par le Grand Rhône était estimée, à la fin du siècle dernier, à 17 millions de mètres cubes. Depuis, le volume des sédiments amenés à la mer se serait fortement réduit consécutivement aux travaux de régularisation et d'équipement hydro-électrique du cours du Rhône, réalisés par la Compagnie nationale du Rhône (CNR). Cette réduction des volumes de sédiments amenés à la côte serait une des causes de certaines déstabilisations du littoral du Delta.

Le Petit Rhône

Il s'individualise au Nord d'Arles, à la pointe de l'ancienne *île des Sables*, laissant sur sa rive droite la localité de Fourque. Sa longueur est de 60 km. Sa profondeur moyenne est de 3 à 6 mètres. Son débit étant très inférieur à celui du Grand Rhône, il n'apporte à la mer que 4 millions m³/an de sédiments. Le faible tirant d'eau de ce bras a amené la Compagnie du Rhône, par le passé, à supprimer plusieurs hauts-fonds.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés des terrains cénozoïques ont été effectués de façon classique par des géologues ayant une longue connaissance des régions respectivement étudiées. La carte Arles a fourni l'occasion de tenter la corrélation des séries quaternaires de la Crau avec celles des Costières. Les levés des dépôts holocènes en Camargue ont été effectués comme pour les cartes du delta éditées précédemment (Istres, Saintes-Maries, Eyguières), en faisant appel à l'interprétation des photos aériennes et en reliant la morphologie aux divers types de dépôts classés suivant leurs faciès sédimentologiques.

Un contrôle systématique des photo-interprétations a été effectué par des petits sondages à la main (de 2 à 4 m). Au total une trentaine de sondages a été réalisée dans le périmètre de la feuille. Les levés ont largement profité des documents et des *cartes pédologiques* ainsi que des profils tarière déjà exécutés dans l'île de Camargue par la CNABRL.

La carte géologique ne prend pas en compte la salinité des terrains, aspect largement traité par ailleurs, notamment sur les documents pédologiques et hydrogéologiques.

Pour éviter les interférences fâcheuses de couleur et de figurés, la représentation des étangs du fond topographique a été supprimée et remplacée par un hachuré symbolique situé hors des contours géologiques.

Comme sur les autres cartes du delta, la base des terrains holocènes est figurée par des isohypses tracées d'après les données des forages(*).

La principale difficulté de la carte a résidé dans la nécessité d'effectuer la corrélation des formations continentales plio-quaternaires des Costières (matériel durancien à la base, puis rhodano-cévenol ensuite) avec celles de la Crau (constituées d'apports duranciens évoluant dans le temps). Une bonne compréhension des mouvements épigénétiques tardifs, lesquels se poursuivent jusqu'au milieu du Quaternaire, a nécessité une exploitation attentive de toutes les données et interprétations antérieures.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE(**)

Secondaire (ou Mésozoïque)

Les terrains les plus anciens rencontrés en forage sur le territoire de la feuille Arles ne dépassent pas le Jurassique supérieur ; nous passerons rapidement sur ce qui lui est antérieur, en indiquant simplement que la sédimentation s'est effectuée de manière régulière du *Trias au Jurassique supérieur* dans cette extrémité occidentale de la Provence.

Les faciès s'apparentent le plus souvent à ceux du bassin subalpin.

L'*Oxfordien supérieur* est représenté par une succession de calcaires marneux, de calcaires blancs, puis de calcaires dolomitiques et de dolomies qui témoignent d'une diminution progressive de la bathymétrie.

Le *Portlandien* voit le retour à des conditions subsidentes avec la formation de calcaires à pâte fine, avec calpionelles, de faciès *dauphinois* encore dénommé *Calcaire tithonique*. A la même époque, plus à l'Est, en abordant la région d'Aix-en-Provence, apparaissent les faciès *provençaux* récifaux et périrécifaux.

Au *Crétacé inférieur* s'installe une sédimentation fine, détritique et carbonatée, s'apparentant à celle des bordures de la fosse vocontienne.

Selon toute probabilité, des dépôts barrémiens connus plus au Nord et à l'Est, sous leur faciès *urgonien* (calcaires biodétritiques, calcaires à rudistes) se sont également développés dans la région d'Arles.

Une première phase de déformation intervient entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens inférieur, entraînant la formation de bombements anticlinaux orientés, *grosso modo*, Est-Ouest, bordés de gouttières synclinales comme c'est le cas pour les Alpilles. Ce type de déformation a très bien pu se développer également plus au Sud, sous la Crau et la Camargue.

C'est durant cette période que se constituent, sous climat tropical humide, des altérites incluant les horizons bauxitiques qui affleurent sur le territoire de la carte Eyguières. Bien que de large extension, la transgression marine qui

(*) Contrairement ce qui est indiqué en légende, il n'y a pas de courbe isobathe représentée sur la carte mais seulement des courbes isohypses.

(**) Se reporter également à la Synthèse géologique du Sud-Est (1984) et à la notice de la feuille 1/250 000 Marseille.

s'amorce dès le Cénomanién supérieur, au Sud du domaine provençal (cf. région de l'étang de Berre), n'a pas atteint les paléoreliefs de la région issus de l'épirogénèse albienne.

La fin du Crétacé s'accompagne d'une phase de compression Sud-Nord(*), surtout active au Maastrichtien (phases alpines précoces) qui se traduit par des plis de couverture et l'érection de chaînons anticlinaux orientés Est-Ouest. Les reliefs créés encadrent des dépressions qui recueillent, en contexte lacustre, les divers produits de l'altération-érosion des assises crétacées récemment mises à nu (dépression des Baux et du Plan-d'Orgon, de part et d'autres de l'axe des Alpilles, bassin de Martigues). Ainsi s'accumulent successivement les sédiments lacustres valdo-fuvéliens (= étage Campanien), observables dans les dépressions au Sud des Alpilles, puis les dépôts bégudiens et rognaciens. Ces dépôts s'accumulent également dans un bassin, à l'Ouest de la feuille Arles (forages d'Isclès 1 et de Gallician 9).

Tertiaire

Phase de compression bartonienne

A partir de la fin du Lutétien se font sentir les effets de la phase majeure pyrénéo-provençale marquée par une surrection presque générale, assortie de fortes poussées Nord-Sud, responsables des structures tangentielles de la Provence et du Languedoc. Cette structuration affecte probablement le dôme anticlinal d'Albaron - Saintes-Maries, où l'érosion décape fortement ce qui subsiste encore de la couverture crétacée.

Les dépôts lutétiens, essentiellement continentaux, et limités à quelques dépressions lacustres, notamment de part et d'autre des Alpilles, se font l'écho de cette phase épirogénique : argiles lacustres, calcaires molassiques, conglomérats et brèches, silicifications. A l'Est de la feuille, au Priabonien, commencent à se déposer des sédiments dans des dépressions qui constituent la première amorce des futurs fossés d'effondrement oligocènes.

Phase de distension oligo-aquitaine

Au Stampien, et peut-être dès le Ludien, des mouvements de relâchement, avec distension et coulissage, provoquent la formation de grandes failles et la création de fossés d'effondrement fortement subsidents, notamment de part et d'autre de l'ancien dôme d'Albaron. Ces grands accidents sont d'orientation générale cévenole, NE - SW (Arthaud *et al.*, 1980), parfois alignés d'Est en Ouest. Le plus remarquable de ces grands accidents est la faille de Nîmes qui va contrôler par la suite tout l'affaissement de la marge continentale et de la basse vallée du Rhône.

Des séries lacustres et lagunaires chargées en passées conglomératiques aux abords des failles peuvent s'accumuler sur des épaisseurs considérables (1 065 m au forage Vaccarès et plus de 4 000 m de sédiments oligo-aquitains dans l'étroit fossé contrôlé par la faille de Nîmes). Des venues d'eaux marines introduites grâce aux fossés d'effondrement se prolongeant dans le golfe du Lion se produisent dans les bassins les plus fortement effondrés, en donnant naissance à des dépôts évaporitiques (Oligocène inférieur).

(*) Due au rapprochement des plaques Afrique et Europe.

Transgression miocène

La poursuite du relâchement des contraintes entraîne un affaissement généralisé de la marge continentale du bâti sud-ouest provençal et de la bordure littorale languedocienne.

A l'Aquitainien, la mer transgresse, envahissant d'abord largement les fossés subsidents (Nîmes, Galicien, Bas-Rhône, Marseille), puis leurs marges (la Camargue, la Crau, la bordure méridionale provençale et la majeure partie de la plate-forme continentale). De ce fait la base des assises marines aquitaines n'est pas synchrone.

Le substratum anté-miocène transgressé est connu grâce aux forages pétroliers (cf. carte N1, Synthèse du Sud-Est, 1984).

Les notables différences de faciès entre forages plaident en faveur de deux bassins distincts développés de part et d'autre de la zone haute, morcelée, reliant les Saintes-Maries à Arles.

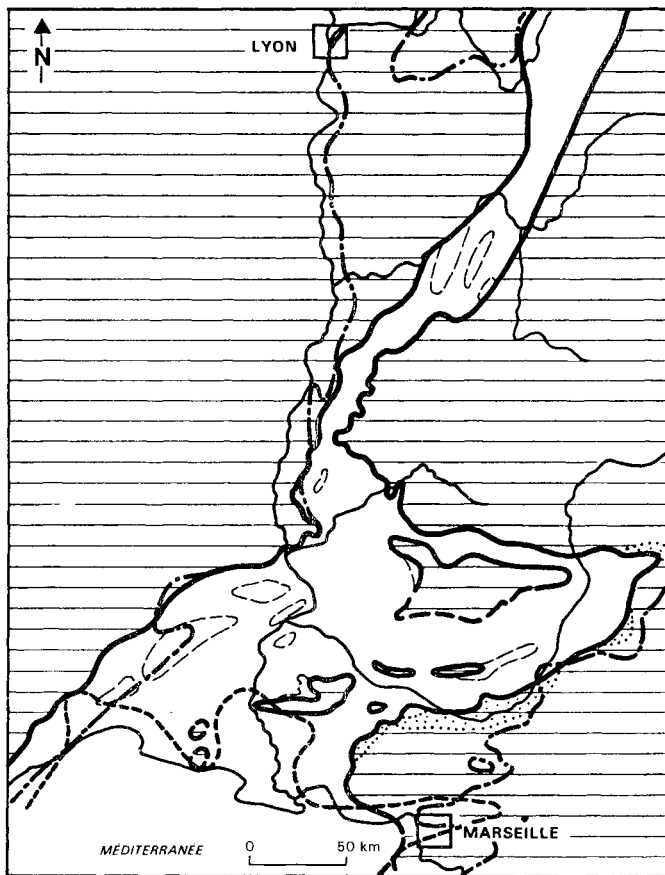
Le bassin aquitainien oriental, marqué par une partie de la Crau, est fermé au Nord par les paléoreliefs crétacés et paléogènes d'Arles — Montmajour et de l'Anellier (feuille Eyguières). Les dépôts aquitaniens (marnes, sables et calcaires) sont caractéristiques des zones littorales à pré-littorales.

Le bassin occidental qui est recouvert par la couverture plio-quaternaire des Costières du Gard s'étend plus en direction du Nord. La subsidence y a été plus importante (plus de 1 450 m de sédiments laguno-saumâtres au sondage Charnier et 4 076 m à Pierrefeu).




Au passage de l'Aquitainien — Burdigalien, les mouvements épirogéniques se diversifient et les fossés de subsidence se stabilisent. Sous l'effet de mouvements compressifs assez localisés, les Alpilles centrales sont le siège d'une émergence. Le substrat des dépôts burdigaliens est soit surélevé et déformé (les Baux, feuille Châteaurenard), soit incliné vers le Sud-Ouest (Mont des Cordes, Montmajour). Les dépôts sableux vindoboniens colmatent les dépressions des reliefs ainsi rajeunis.

Au Burdigalien, les mouvements d'affaissement — subsidence reprennent et intéressent l'ensemble du substratum. En réponse, la transgression s'intensifie et s'étend largement vers l'Est (pénétration de la mer burdigalienne en Basse-Provence occidentale et vers le Nord, suivant l'axe rhodanien (invasion des basses vallées du Rhône et de la Durance, cf. fig. 1). A l'Ouest, la mer s'arrête au pied des premiers contreforts languedociens et cévenols. Un épisode de volcanisme basique (Beaulieu : 17,8 M.A.) vient certifier l'importance des phénomènes de distension(*).

(* Voir les cartes géologiques à 1/50 000 Salon-de-Provence et Pertuis.



Domaine continental

-  Calcaires lacustres
-  Dépôts détritiques
-  Hauts fonds avec îlots

Domaine marin. Limites de rivage




-  Aquitanien
-  Burdigalien supérieur
-  Tortonien inférieur

Fig. 1 - Reconstitution des limites des transgressions successives
dans le Languedoc et en Provence au cours de l'Aquitanien, du Burdigalien et
du Tortonien inférieur (d'après G. Demarcq - in Synth. géol. S.E. - 1984)

Au *Vindobonien*, l'affaissement des marges des bassins sédimentaires permet à la mer de progresser plus avant vers l'Est et le Nord. Les reliefs de Basse-Provence occidentale sont ennoyés. Les hauts-fonds de la Montagnette et de Caumont disparaissent ; celui de l'Anellier est raboté par l'érosion (conglomérat de Chabran). Les Alpilles centrales sont le siège d'une émergence, ainsi qu'en témoignent les Calcaires de Pomerat affectés d'une discordance qui arasait également les assises néocomiennes du flanc nord du pli (feuille Châteaurenard). De tels phénomènes témoignent d'une activité tectonique qui persiste pendant tout le Miocène.

Les dépôts helvétiques sont cantonnés aux anciens bassins subsidents. Le Tortonien inférieur est marqué par un retour transgressif de la mer (fig. 1). Les affleurements tortoniens sont absents des feuilles Arles, Châteaurenard, Eyguières ; G. Clauzon (1980) attribue ceci en grande partie à l'érosion pontienne immédiatement postérieure.

Phase tectonique rhodanienne. Régression pontienne. Hydrographie prépliocène

La phase tectonique rhodanienne, fini-miocène, modifie profondément le bâti structural de la Provence occidentale. Au Nord, les reliefs, anticlinaux pour la plupart (Montagnette, Arles — Montmajour, Alpilles), sont soulevés, tandis que se poursuit l'affaissement du secteur méridional (Crau, Costières, Camargue, golfe du Lion). Au fur et à mesure de leur érection, les nouveaux reliefs, tout comme ceux existant auparavant, sont soumis à l'érosion. Une succession de réajustements de cours d'eau en fonction des variations du niveau de base s'observe dans les paléovallées et les dépressions (R. Ballesio, 1972). Cet effet régressif sera fortement amplifié par la crise d'assèchement messinienne. Dans ce contexte de réajustements successifs, les reliefs septentrionaux, réactifs, sont vivement attaqués et les matériaux de la glyptogénèse sont évacués pour constituer des conglomérats. Au Sud, les paléoreliefs précédemment enfouis sous les dépôts marins miocènes sont dénudés à nouveau (chainon de la Nerthe, hauts-fonds des Saintes-Maries, Albaron, Arles). Le Rhône et ses affluents cévenols et languedociens essaient de se frayer un passage entre les hauts-fonds rocheux. Sur la bordure nord de la Nerthe occidentale, s'ouvre un large chenal qui, par érosion régressive, va percer le défilé de Saint-Pierre-de-Vence au travers des Alpilles sud-orientales (feuille Eyguières), ce qui mettra en communication la vallée de la Durance avec la Méditerranée.

Cycle pliocène

• **Régression messinienne.** Le relâchement des contraintes tectoniques permet un affaissement général de l'aire qui va constituer le berceau du futur delta rhodano-durancien plio-quadernaire. Cet affaissement est lié à celui de toute la bordure méditerranéenne.

Dans le même temps, une situation conjoncturelle exceptionnelle (climat chaud et aride et isolement partiel de la Méditerranée) provoque une crise d'assèchement au sein de ce bassin avec production d'évaporites et un fort abaissement du plan d'eau. Cette très forte fluctuation négative a pour effet de provoquer des érosions et un surcreusement considérable des paléovallées, notamment de celles de la Durance et du Rhône (G. Clauzon, 1980 ; J.-M. Rouchy, 1984). Les études sismiques ont relevé l'existence en Camargue d'une entaille de 600 m dans les terrains miocènes et antérieurs, produite par un paléorhône. Ce paléorelief spectaculaire avait déjà été reconstitué par les géologues

pétroliers lors des corrélations entre forages (L. Beaufort et Y. Jullian, 1954 ; fig. 2).

● **Transgression pliocène (Plaisancien).** Elle se marque au début par quelques dépôts sableux (Pontien) dans les parties les plus basses du paléorelief. Ensuite, la transgression envahit brutalement la basse vallée du Rhône qu'elle remonte rapidement jusqu'au Sud de Lyon. La Crau, qui constitue un diverticule oriental de la ria pliocène, permet une pénétration marine jusqu'à la cluse de Mirabeau (feuille Pertuis). L'ingression marine détermine un relèvement très important du niveau de base. Le remblaiement, sous une tranche d'eau élevée, combiné à une subsidence entretenue, explique la puissance des dépôts marins pliocènes (1 000 m de marnes en Camargue).

● **Régression pliocène.** La régression pliocène, amorcée avec les faciès lagunaires à *Potamides basteroti*, se produit dans la vallée du Rhône au Pliocène supérieur (R. Ballezio, 1972). Elle est en relation avec des mouvements épigéniques positifs et probablement avec les premières grandes glaciations mondiales.

Au cours de la régression du Pliocène supérieur, une grande partie des dépôts marneux pliocènes est érodée ; les seuls témoins ayant échappé à l'érosion se trouvent au fond des fossés subsidents ou en placages sur les versants des paléovallées.

Le Rhône et la plupart de ses affluents s'installent dans les vallées héritées du réseau prépliocène. La Durance retrouve le passage de Saint-Pierre-de-Vence au travers des Alpilles sud-orientales.

Mise en place des nappes alluviales successives

Pliocène

A la fin du Pliocène et au Pléistocène, la succession de périodes glaciaires et d'interglaciaires chauds ou tempérés se traduit dans la dynamique sédimentaire par une série alternée de phases de creusement des vallées et de remblaiement de celles-ci.

La stratigraphie et la paléogéographie quaternaires du Bas-Rhône présentent beaucoup d'incertitudes dues à trois facteurs qui rendent délicates les liaisons avec l'amont et le Languedoc oriental. Ces trois facteurs sont la convergence par l'emboîtement-érosion vers l'aval de plusieurs des niveaux distingués en amont, la néotectonique et la nature friable du substrat tertiaire qui a favorisé les processus d'érosion, responsables de la destruction des alluvions anté-rissiennes, réduites à des lambeaux minces et étroits.

La fin du Pliocène se marque, dans la région, par la mise en place de vastes nappes alluviales d'origine double : une nappe rhodanienne longeant la Garri-gue (d'Estézargues au Sud de Montpellier à l'aplomb de l'ancien fossé oligocène) et une nappe durancienne (formation de Surville III = prolongement de la Vieille Crau), établie en bordure du versant sud des Alpilles et s'étendant jusqu'au droit de Vauvert.

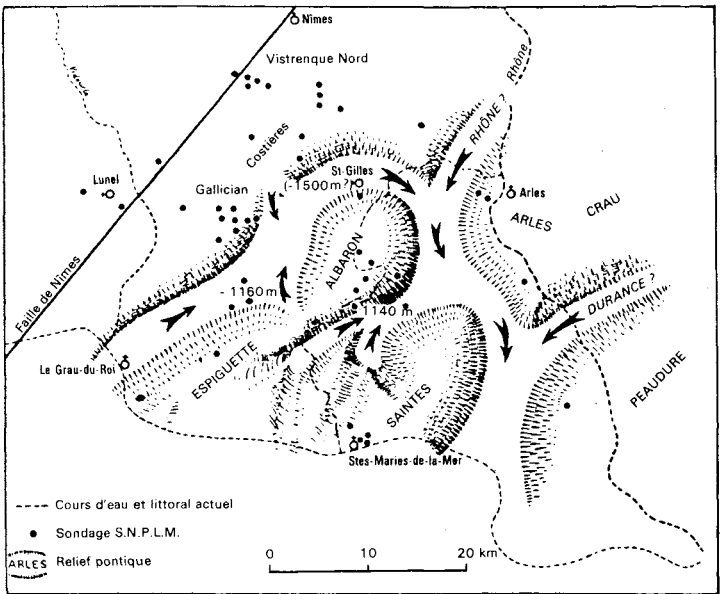


Fig. 2 - Esquisse du soubassement pliocène et interprétation de la morphologie pontienne (d'après Lucien Beaufort, Jean Bruneau, André Grepin et Yves Jullian - 1954)

A l'emplacement de la partie nord de la Crau, une paléovallée, creusée lors de la régression messinienne puis ennoyée et colmatée au cours de l'ingression pliocène, entaille le soubassement et traverse en cañon le massif des Opies (Roquemartine). Par la suite, ce modelé a canalisé les apports duranciens avec passage des eaux par la cluse de Roquemartine. La première nappe de cailloutis forme la *Vieille Crau* ou *Crau d'Arles et d'Eyguières*. Les niveaux caillouteux ultérieurs (qui ne figurent pas sur la carte) se sont disposés en éventail de cartes à jouer avec glissement des nappes successives vers le Sud (cf. feuille Istres). La première nappe connue, figurant sur la carte comme étant constituée de matériaux rhodano-cévenols, est la formation de Saint-Gilles I. Elle ravine la nappe durancienne de Surville III et constitue l'ultime nappe pliocène qui soit encore affectée par les mouvements épirogéniques responsables de la constitution de l'anticlinal de Générac, aligné sur le flanc sud des Alpilles. C'est peu après le dépôt de la formation de Saint-Gilles I qu'à la faveur d'une remontée du niveau de la mer se développe une formation marine littorale sur le flanc de l'anticlinal (Mv1-2 : Formation de Saint-Gilles II).

Pléistocène

Au cours du Pléistocène, les nappes rhodano-cévenoles, d'abord repoussées vers l'Est à la suite de la structuration de l'anticlinal de Vauvert — Générac, vont migrer progressivement vers le Sud-Est, schématiquement en trois étapes qui correspondent aux *terrasses supérieures* bordant l'actuel cours du Vistre, aux *hautes terrasses* qui forment la couverture centrale puis orientale du plateau de Bellegarde et, enfin, aux *moyennes et basses terrasses* qui occupent approximativement l'emplacement de la vallée actuelle du Rhône.

Si d'importants lambeaux des *très hautes terrasses* subsistent plus au Nord, dans la forêt de Cléry, à Châteauneuf-du-Pape, dans la Crau de Saint-Rémy et le plateau de Garons il n'en a pas été rencontré sur le territoire de la feuille Arles (Arnal, 1966/1974 ; Bonnet, 1969 ; Gabert, 1969).

Sur la feuille Nîmes, les témoins conservés de ces terrasses supérieures (Montrochet — Gramont, Bolchet) et attribués au *Günz ancien* marquent bien l'effet de barrage qu'offrait aux eaux rhodaniennes l'anticlinal de Générac récemment créé. La seule sortie possible pour le Rhône résidait alors dans le contournement de cet obstacle par l'Ouest en exploitant un nouveau tassement du Pliocène — Mio-Pliocène, à l'origine de la pente structurale, inclinée vers le plateau continental et contrôlée par la faille de Vauvert.

Les hautes terrasses sont considérées comme d'*âge Mindel à Riss ancien*. Elles marquent un notable enfoncement de la vallée du Rhône allant d'une trentaine de mètres (région de Châteauneuf) à une vingtaine de mètres en aval. En Costières, les diverses nappes alluviales, sollicitées d'abord vers l'Est (terrasse de Rozier — Signan), puis vers l'Ouest et enfin vers le Sud-Est (terrasse de Bellegarde), gardent la trace d'une *phase de légers gauchissements*. Le réajustement le plus important au point de vue paléogéographique consiste en un léger affaissement de la zone couvrant la Camargue actuelle, contrôlé, en partie vraisemblablement, par des accidents de même orientation que celle de Nîmes et se développant de Beaucaire à Saint-Gilles. Cette déformation, qui se situe entre Mindel et Riss, va entraîner le contournement de l'anticlinal de Générac par l'Est et l'occupation progressive par le Rhône de son actuelle vallée. L'enfoncement du Rhône à cette époque est notable (une soixantaine de mètres en amont d'Orange), mais s'atténue rapidement vers l'aval (35 m à Beaucaire).

Durant les périodes tempérées de haut niveau marin des phases interglaciaires du Pléistocène, des dépôts littoraux remaniant le matériel des nappes se constituent sur le flanc sud faiblement penté de l'anticlinal de Générac. A l'inverse, durant les phases glaciaires, des limons loessiques s'accumulent, fossilisant la surface des nappes.

Les moyennes terrasses (alluvions supposées rissiennes) sont associées à un nouveau parcours du Rhône. Le lit du fleuve s'est enfoncé dans une vallée plus étroite suivant un parcours *grosso modo* Nord-Sud à pente modérée (+ 30 à 40 m dans la région de Beaucaire et + 20 m vis-à-vis de Bellegarde).

Basses terrasses. Les alluvions rhodaniennes mises en place à la fin du Würm sont présentes de Pierrelatte au Sud de Beaucaire suivant une très basse terrasse qui s'ennoie parfois sous la plaine d'inondation et plonge vers le Sud sous les dépôts holocènes du delta du Rhône.

DESCRIPTION DES TERRAINS(*)

SECONDAIRE

Jurassique supérieur (d'après les sondages)

Ces terrains constituent le toit de l'ancienne voûte anticlinale effondrée et qu'on atteint à l'Ouest d'Albaron entre 215 m et 310 m de profondeur et qui culmine au Sud-Ouest d'Arles entre - 92 m et - 96 m.

Dans le secteur central de la carte, les dépôts oligo-aquitaniens reposent également directement sur le substratum jurassique érodé. Il s'agit de calcaire beige fin de faciès tithonique contenant souvent des calpionelles. Des clypéines ont été également signalées (Albaron 3).

Les calcaires portent bien souvent la marque des contraintes et des paléo-circulations subies : fissures ouvertes à remplissage calcitique ou encore de marnes bariolées (Albaron 1), calcaires bréchifiés, calcaires plus ou moins fortement dolomités.

Les affleurements les plus proches observables se situent au Nord de Mourès et à l'Ouest d'Eyguières.

Crétacé inférieur

Il n'a pas été rencontré en forage. Rappelons qu'en direction du Sud-Est, sur le flanc de l'ancien anticlinal, la série crétacée se complète progressivement. Au sondage Peaudure, les terrains miocènes reposent sur un substratum valanginien, sur le Crétacé supérieur au forage d'Istres 101 (*cf.* feuille Istres) et sur l'Albien au forage Beauduc 1 (feuille Saintes-Maries).

(*) Bien qu'une bonne partie des formations décrites dans ce chapitre ne soient connues que par sondage, pour conserver le fil conducteur historique de l'exposé qui suit, nous avons groupé à la suite terrains affleurants et non affleurants.

n3b. **Hauterivien moyen. Alternance de calcaire et de calcaire marneux.** Ce sont des calcaires gris plus ou moins marneux à patine jaune en bancs bien lités. Le seul point où ils sont observables est le piton rocheux choisi par les Romains pour édifier la cité d'Arlate (Arles). Les bancs y sont affectés d'un pendage vers le Sud-Ouest. Plusieurs escarpements abrupts et anciens fronts de carrières permettent d'y observer la série.

Crétacé terminal

c7b-c7bG. **Rognacien. Calcaire lacustre, grès et marnes versicolores.** Les marnes sableuses blanchâtres ou versicolores (c7bG) surmontées par des calcaires lacustres clairs parfois fétides, qui affleurent sur le revers nord du Mont des Cordes, ont été rapportées au Rognacien.

Les terrains traversés par le forage Iscles 1 entre 1 385 m et 1 545 m ont été également attribués au Rognacien, mais sans aucune certitude. Il s'agit d'une succession de dépôts lacustres comportant des passées conglomératiques polygéniques et des bancs de grès ocre, parfois gris-vert chloriteux, de grès marneux et de marnes sableuses ocre, brun-chocolat à rouges, et de calcaires beiges.

Des faciès assez comparables, rencontrés par le sondage Istres 101 entre 161 et 224 m, ont également été rapportés au même étage.

TERTIAIRE

Il n'a pas été rencontré de formation paléocène sur le territoire de la feuille Arles. Rappelons que, plus à l'Est, des dépôts fluvio-lacustres de faciès vitrollien (âge Dano-Montien) se sont conservés au coeur des plis du synclinal rognacien situé au Nord de Mouriès (feuille Eyguières).

Le sondage Iscles 1 a été arrêté à 1 787 m dans une série assimilable à l'Oligocène inférieur par rapprochement avec les terrains de même type traversés par le forage Pierrefeu 1 (carte Lunel). Il ne faut donc pas exclure l'existence possible, à Iscles 1 comme à Pierrefeu, d'une série antérieure grise, fissurée, riche en lignite qui rappelle les faciès valdo-fuvéliens.

Oligocène

g. **Oligocène non différencié. Conglomérats.** En limite nord-est de la feuille, s'observent des conglomérats hétérométriques à éléments peu évolués monogéniques, remaniant des éléments de calcaires néocomiens (cf. massif des Défends de Sousteyran sur la feuille Eyguières). Les faciès conglomératiques ont été rapportés à l'Oligocène (s.l.) étant donné leur position sous les calcaires burdigaliens discordants.

g1. **Oligocène moyen et supérieur. Calcaires en plaquettes.** Ces calcaires s'observent à l'Ouest des conglomérats décrits ci-dessus, près de Montmajour, et se situent également sous les calcaires burdigaliens. Les bancs y sont fortement redressés formant une charnière anticlinale pincée dont la voûte est tronquée par la surface de pénéplanation burdigalienne.

Il s'agit de calcaires blancs, argileux et tendres avec moules d'*Hydrobia dubuissoni*, qui se délitent en bancs minces (calcaires en plaquettes). Indiqué g₁ sur la carte, c'est-à-dire Oligocène inférieur, il semble qu'ils doivent être plutôt datés de l'Oligocène moyen (cf. ci-après).

Dépôts oligocènes des fossés subsidents rencontrés en forage (Isclès 1, Albaron 6, Villeneuve 1). Les dépôts oligocènes traversés en forage montrent de fortes variations de faciès et d'épaisseur, ce qui est classique dans ce type de remplissage de fossés de distension, subsidents, en domaine continental, où la sédimentation est étroitement liée au contexte local. C'est au forage Sainte-Cécile qu'a été traversée la série oligocène la plus épaisse (1 291 m). Par le développement important d'évaporites qu'on y rencontre, les dépôts s'apparentent à ceux connus plus à l'Ouest en forage (Charnier et Galician).

A la base, reposant sur un substrat de calcaire jurassique, se développe sur 108 m une alternance de marnes vertes puis grises et de calcaires beiges plus ou moins asphaltiques. On a noté la présence de characées, de gastéropodes, d'algues filamenteuses et d'ostracodes. Ces faciès évoquent quelque peu les calcaires en plaquettes de Montmajour, décrits précédemment, mais surtout les calcaires du bassin de Saint-Pierre-lès-Martigues, attribués autrefois au Sannoisien (ou Stampien inférieur) et datés par la suite de la base de l'Oligocène moyen (D. Nury, 1972).

Vient ensuite une épaisse série (342 m) d'anhydrite massive, plus ou moins rubanée, de marne grise ou de calcaire gris-beige à gris-noir qu'on peut tenter de mettre en parallèle avec la *série grise* des forages pétroliers.

Un deuxième ensemble évaporitique lui fait suite, dans lequel alternent calcaires asphaltiques, marnes bariolées, anhydrite (502 m) et halite.

Un troisième membre (364 m) est constitué de marnes finement gréseuses, de teinte grise, verte et marron, admettant des bancs de calcaire argileux beige, avec présence de characées et d'ostracodes. Sur la coupe simplifiée du forage Sainte-Cécile, figurée en marge de la carte Arles à 1/80 000, ces trois unités sédimentaires ont été datées respectivement de l'Oligocène inférieur, du Stampien inférieur, puis du Stampien supérieur. Compte tenu de l'âge attribué ci-dessus aux calcaires de la base de l'ensemble oligocène, il convient de regrouper ces dépôts dans l'Oligocène moyen et supérieur.

A Albaron 6, l'Oligocène est représenté par 41 m de conglomérats polygéniques qui signalent la proximité d'une bordure du fossé.

Miocène

Aquitaniens

Les terrains de cet étage ne sont connus qu'en forage sur la feuille Arles. Ils se biseautent aux abords du haut-fond d'Albaron et n'existent que sur quelques dizaines de mètres dans les forages d'Isclès 1, Albaron 4 (47 m). Ils s'épaississent à Albaron 2 (> 372 m ?) et Villeneuve 1 où ils se présentent sous un faciès de bordure (145 m ?). Il s'agit de marnes grises, de grès calcaires micacés admettant des bancs de calcaires crayeux.

Signalons que les faciès transgressifs qui vont de l'Aquitanien au Pontien sont difficiles à distinguer car ils présentent des récurrences de faciès comparables, mais également des variations latérales fréquentes. Il s'en suit une certaine imprécision quant à l'attribution donnée aux terrains en sondage.

C'est ainsi que, suivant les forages, les premiers faciès de grès glauconieux apparaissant au-dessus de l'Oligocène sont attribués soit à l'Aquitanien soit au Burdigalien.

Burdigalien

La transgression miocène n'atteint le haut-fond crétacé et paléogène d'Arles — Montmajour qu'au Burdigalien supérieur. Ceci explique pourquoi les termes inférieurs présents sur les feuilles plus méridionales (Istres, Martigues) ne sont pas représentés ici.

m1b. **Calcarénite blanche** (20 m). La partie supérieure est constituée de bancs de calcaires bioclastiques crayeux à stratification régulière ou oblique, dont des abrupts rocheux, aux pieds desquels on observe fréquemment des blocs éboulés. La formation renferme *Chlamys praescabriuscula*, des bryozoaires et des lithothamniées en boules.

A la base, on observe localement (Montmajour) un conglomérat à ciment de calcaire algaire contenant des graviers quartzeux et des galets de calcaires néocomiens plus ou moins émoussés.

En forage, la base des dépôts rattachés au Burdigalien est souvent marquée par un niveau de grès ou de microconglomérats glauconieux, auxquels succèdent des grès molassiques fréquemment chloriteux, des marnes gris-beige micacées, des calcaires crayeux et des calcaires organogènes au sommet (162 m à Sainte-Cécile).

Vindobonien

m2a4. **Sables à *Chlamys***. Les lambeaux de Vindobonien préservés sur la bordure nord-est de la feuille (Sainte-Anne) sont représentés par des sables marneux et des grès calcaires lenticulaires (20 m visibles à l'affleurement). En l'absence de repères fossilifères caractéristiques, ces témoins ont été rattachés aux Sables à *Chlamys* (Helvétien), présents sur les feuilles Istres et Eyguières.

Le forage de Sainte-Cécile a traversé 183 m de grès molassiques gris et d'argiles grises silteuses et micacées. A Iscles s'ajoutent à ces faciès quelques grès glauconieux et pyriteux. A Vaccarès, forage plus distal, le Vindobonien est représenté par des argiles gris-bleu. La série s'amincit vers l'Est en direction d'Eyguières (fig. 3).

Pontien

Les sédiments attribués à cet étage et liés à la régression messinienne n'ont été rencontrés qu'en forage et uniquement là où existait déjà un Vindobonien épais et complet, ce qui suppose une position altimétrique basse (sédiments vaseux déposés sous une assez forte tranche d'eau).

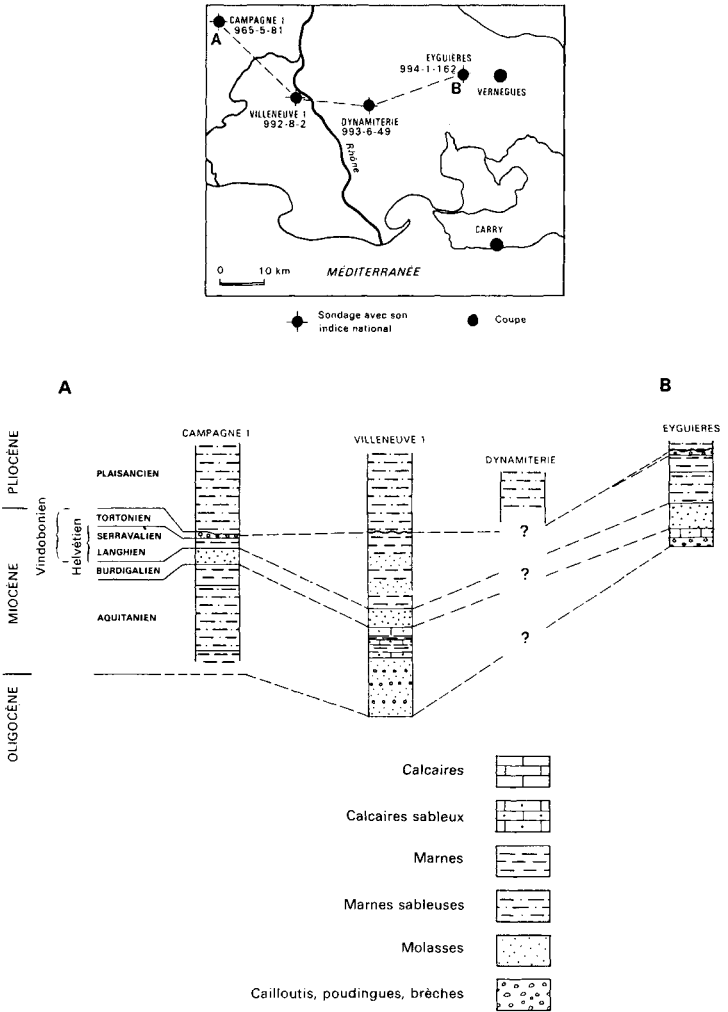


Fig. 3 - Variations de puissance et de faciès du Néogène dans le Bas-Rhône et la Provence d'après F. Catzigras et E. Colomb in Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Mém. BRGM n° 125 (1984)

A Sainte-Cécile, les dépôts pontiens sont constitués d'argile ocre (témoignant du remaniement de matériaux continentaux), avec de rares intercalations sableuses.

Pliocène

pP. **Plaisancien (s.l.) ou Tabianien ? Marnes bleues.** Grâce à la structure anticlinale des Costières, ces marnes affleurent largement dans le secteur nord-ouest de la feuille entre Beauvoisin et Générac et au Nord de Saint-Gilles, en bordure du plateau (Mas Briquet, Pichegu).

Dans le secteur d'Arles, on ne peut l'observer qu'au Grand-Fourchon. Il s'agit de marnes argileuses ou sableuses, de couleur gris bleuté (à la base) ou jaunâtre (au sommet), bien litées. Elles présentent des passages marno-sableux et, surtout au sommet, des petits bancs indurés de calcaires argileux.

Une riche faune a été décrite au Mas Briquet, près de Broussan : *Arca pectinata*, *Leda fragilis*, *Chlamys multistriata*, *Ostrea lamellosa*, *Anomia* sp., *Venus islandicoides*, *Turritella* sp., *Murex imbricatus*, *M. craticulus*, *Nassa crypsigona*, *Chenopus pespelecani*, *Balanus* (A. Bonnet, C. Duboul-Razavet, 1952).

Ailleurs, et surtout à son sommet, la formation présente des bancs d'anomies (*A. ehippium*) avec quelques gryphées (R. Ballezio, 1972).

Des études palynologiques (J.-P. Suc) ont mis en évidence la disparition des *Taxodiaceae* au sommet des Marnes bleues, événement floristique considéré comme une limite chronostratigraphique en Languedoc - Roussillon prenant place entre les sous-zones d'Aulimagne et de Sète (MN14/MN15). L'extinction des *Taxodiaceae* marquerait la base du Plaisancien et conduirait à rejeter l'ensemble des Marnes bleues de Pichegu dans le Tabianien.

Les sables lités plus ou moins marneux du sommet de la coupe de Pichegu ont livré une riche macroflore conservée sous forme d'empreintes foliacées avec *Gingko*, *Carpinus suborientalis* Sap., *Carpinus betulus* L. (forme pliocène), *Zelkova crenata* Spach, *Carya*, *Pterocarya* (P. Roiron, 1979).

L'épaisseur de la formation est variable, tributaire à la fois du paléorelief modelé par la régression messinienne et du taux de subsidence. Dans les Costières, les Marnes bleues qui ont environ 200 m de puissance à l'affleurement, atteignent entre 400 et 1 000 m en sondage (cf. J. Beaufort *et al.*, 1954, et Synthèse du Sud-Est, 1984). Les épaisseurs rencontrées en forage sur la feuille Arles vont de 671 m (Vaccarès) et 612 m (Isclès 1) à 26 m (Arles 1).

pA. **Pliocène moyen et supérieur.** Sous cette dénomination sont regroupées deux formations superposées, visibles dans de nombreuses coupes, mais qu'il n'a pas été possible de différencier compte tenu de l'échelle de la carte.

● **Sables astiens.** Il s'agit de sables marins lités, de couleur jaune, renfermant des bancs d'ostreidés (*Gryphaea virleti*, *Gryphaea cucullata*). Ils ont une puissance de 10 à 20 m et se présentent, en Costières, dans un faciès sensiblement différent de celui des Sables de Montpellier (Pompignane). Il y a toutefois tout lieu de penser que ces sables représentent les formations littorales astiennes.

Ils sont parfois séparés des marnes plaisanciennes par un niveau de poudingue, à Pichegu notamment.

● **Formations lagunaires marneuses à *Potamides basteroti*.** Ces dépôts reposent généralement en conformité sur les sables jaunes astiens. Ils peuvent toutefois être localement en discordance sur les marnes plaisanciennes (coupe de la carrière de Reculan, près de Générac). Cet ensemble lagunaire d'une épaisseur variant de 5 à 10 m peut se subdiviser en deux sous-ensembles.

— La partie basale, constituée de dépôts saumâtres d'étangs ou de mangroves, est caractérisée par des faunes à gryphées et à *Potamides basteroti*. Il s'agit de couches très litées où alternent des sables néritiques, des marnes argileuses, des grès à pâte fine, des petits bancs de calcaires marneux.

— La partie supérieure est formée de marnes d'eau douce, souvent très argileuses (smectite dominante). Ces marnes sont connues régionalement sous l'appellation *Horizon de Celleneuve*, du nom d'une localité voisine de Montpellier, où elles sont d'ailleurs plus épaisses qu'en Costières et datées du Prétiglien (F. Bazile, 1980).

Les niveaux à *Potamides basteroti* constituent en Costières et en Languedoc un indicateur paléogéographique commode qui témoigne de la tendance régressive de la sédimentation à la fin du Pliocène. Ces niveaux liés à la progradation des dépôts rhodaniens dans la ria rhodanienne ne peuvent pas être considérés comme synchrones à l'échelle de la région. La généralisation de ces dépôts en Languedoc, déjà soulignée par G. Denizot, évoque celle, décrite en Italie par Sacco (1886), ayant conduit cet auteur à donner à ces couches le nom de *Fossanien* (limite tibérienne marquant le sommet du Reuvérien).

En forage, les sables jaunes astiens surmontés d'argiles jaunes à lits sableux se reconnaissent bien. Ils sont partout présents en Camargue, solidaires des Marnes bleues plaisanciennes, excepté au forage Albaron 1 où les cailloutis plio-quaternaires reposent directement sur les marnes. Les épaisseurs vont de 90 m (Sainte-Cécile) à 8 m pour Arles 2.

TERRAINS PLIO-QUATERNAIRES LIÉS AUX NAPPES ALLUVIALES

Pliocène supérieur

L'absence d'horizon repère, la rareté des fossiles dans les séries continentales ainsi que les variations régionales de faciès créent de grandes difficultés pour corréliser les dépôts des Costières avec ceux de la Crau.

Dépôts "Villafranchien" (*)

Il s'agit essentiellement des nappes de cailloutis d'origine durancienne (Vieille Crau ou Crau d'Arles = Formation de Surville III, en Costières) et des faciès associés ou immédiatement sous-jacents.

(*) Dépôts continentaux équivalents de la partie supérieure du Pliocène marin, puis postérieurs à celui-ci (= Pliocène terminal).

Secteur d'Arles : La Crau(*)

Sur la carte Arles ne figure qu'une des extrémités de la Crau, vaste plaine caillouteuse à faible pente qui disparaît sous la Camargue en bordure des marais du Rhône.

La Vieille Crau, qui seule est représentée, constitue, avec les niveaux fluvio-lacustres sous-jacents, un ensemble complexe, décrit ci-dessous.

Lu. **Villafranchien inférieur ? Marnes et sables lacustres de Barbegal** (15 m). Marnes à smectites plastiques rouges et jaunes, azoïques, à passées limoneuses ou sablo-gréseuses et petites lentilles caillouteuses à éléments calcaires. Le niveau formant le talus nord-ouest de la Costière de Crau repose à Arles sur le Pliocène marin et à Sainte-Anne sur des marnes sableuses miocènes. Cette formation fluvio-lacustre constitue le substratum de la nappe inférieure des cailloutis de la Vieille Crau, avec laquelle il présente des cortèges minéralogiques identiques.

Rappelons l'existence sur la feuille Eyguières des *Sables de Glauges* situés sous les cailloutis de la Vieille Crau et reposant sur les Marnes de Barbegal ou bien sur des assises pliocènes ou miocènes.

Ces sables sont de teinte jaune clair, à stratification oblique, fluviale ou éolienne ; ils admettent de minces passées de débris calcaires et de valves de *Chlamys* remaniées. L'hypothèse a été émise (feuille Eyguières) que ces sables, riches en smectite et andalousite, pourraient être l'équivalent des niveaux de Surville I (voir plus loin).

Ils passent à leur sommet, sans ravinement net, aux cailloutis de la Vieille Crau, décrits ci-après.

Fu. **Villafranchien inférieur ? Première nappe de cailloutis duranciens** : Vieille Crau, ou Crau d'Arles et d'Eyguières. Au sein des cailloutis de la Vieille Crau d'Arles, on peut distinguer deux nappes de cailloutis (Fua et Fuc), séparées par un niveau intercalaire de **marnes roses ou jaunes** (Fub), de 2 à 5 m de puissance. L'épaisseur des cailloutis, marnes intercalaires comprises, est de 15 m à l'Est d'Arles. Elle est ici plus faible que sur la feuille Eyguières où elle peut atteindre 40 mètres.

Fua. **Nappe inférieure**. Les matériaux dérivent en majorité de calcaires jurassiques et crétacés subalpins, de grès nummulitiques, de quartzites permo-triasiques, de silex et de très rares quartz filoniens. On note aussi la présence de galets caractéristiques à dessins elliptiques de microfissures calcitiques. Les galets, dont la taille n'excède pas 10 à 15 cm, sont relativement isométriques ; ils portent fréquemment des cupules de dissolution ou de cimentation. On n'observe pas de galet de roches endogènes, à l'exception de quelques rares roches vertes.

(*) Du celtique "craigh" = amas de pierres.

Fuc. **Nappe supérieure.** Contenant *grosso modo* le même cortège de matériaux que la nappe inférieure, elle s'en distingue toutefois localement par des caractères différents : galets à cortex rubéfié avant remaniement, plus grande fréquence des quartzites du Trias alpin. De plus, sur la carte Eyguières, des concentrations en roches vertes et de type *verrucano*(*) semblent jalonner d'Est en Ouest un ultime tracé pliocène de la Durance(**). Tous ces faciès originaux constituent les prémices les plus anciens d'une diversification pétrographique des apports, enrichis par la contribution du bassin supérieur et le surcreusement de la basse vallée.

Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de la Vieille Crau sont celles des termes supérieurs des Poudingues de Valensole ou des plus hauts niveaux de la Basse-Durance.

Le ciment sablo-gréseux confère à l'ensemble une teinte jaune caractéristique. Les minéraux argileux présents sont la smectite dominante (9 à 10/10), bien cristallisée, avec des traces d'illite, de chlorite et de kaolinite. Dans les niveaux proches des tranches d'altération pédologique, la smectite se dégrade plus rapidement que l'illite et divers complexes gonflants apparaissent. L'andalousite, la staurotide cannelée, la glaucophane et l'épidote verte sont fréquentes.

La surface de cette formation est généralement affectée par un paléosol rubéfié, peu épais, qui correspond à la Crau de Saint-Pierre-de-Vence (voir §. 6).

La Vieille Crau est tectoniquement déformée selon deux axes synclinaux Est-Ouest qui se relaient (cf. Eyguières). Au Nord-Est d'Arles on note un pendage de 2 à 3° vers le Sud-Ouest.

En Costières(*)**

Deux formations distinctes font suite au Pliocène marin. La seconde est séparée de la première par une période suffisamment longue pour avoir permis la constitution d'un sol très puissant.

Fu1. **Pliocène terminal. Formation de Surville I.** Cette formation épaisse de 20 à 40 m ravine fortement les argiles de Celleneuve et les marnes à *Potamides* qui se trouvent remaniées à sa base sous forme de blocs et de galets. Elle est constituée de galets, de graviers et de sables à stratifications obliques, dépôts dont le style implique une mise en place rapide et sous faible tranche d'eau. Les matériaux sont d'origine cévenole (reprise littorale de matériaux par un paléo-Gardon).

(*) Faciès de grès et de conglomérats quartzeux, surtout rouges et violacés du Permo-Trias italien.

(**) Il semble qu'il existe entre les dépôts des deux nappes Fua et Fuc une phase de légère déformation.

(***) Les études et les dénominations des différentes formations sont liées aux travaux des pédologues de la CNABRL (cf. en Bibliographie : Arnal, Barrière, Bornand, Toni), auxquels a été également associé F. Bazile.

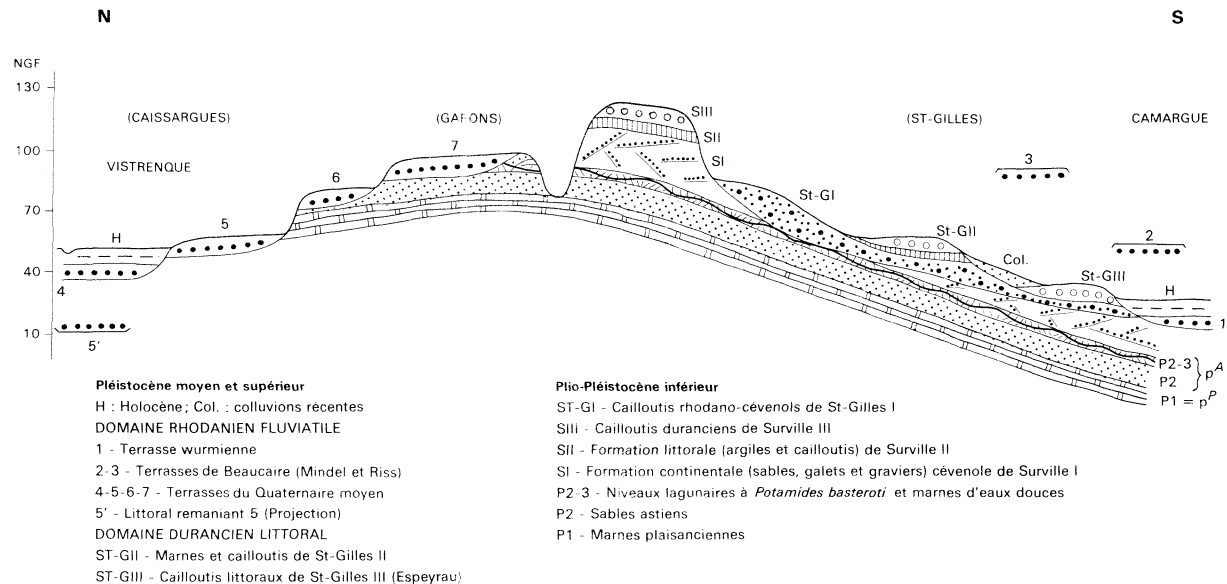


Fig. 4 - Coupe N-S dans la zone cartographiée
 par C. Toni et J. Barrière

A Vauvert, la base de la formation de Surville I a livré une dent de *Cervus pyrenaicus* Dep. (L. et E. Heintz), identique aux exemplaires recueillis en Roussillon. Il a été récolté également des *Potamides basteroti*, *Cardium* sp., des ostréidés, quelques restes de rongeurs, dont un *Prolagus* sp. et *Testudo* sp. (F. Bazile, 1975). F. Roman avait déjà cité *Rhinoceros leptorhinus* à Beauvoisin (2ème édition, Avignon 1/80 000). En piedmont des Garrigues, dans la région de Nîmes, les équivalents de la formation de Surville I tirent leurs matériaux des formations géologiques de l'arrière-pays.

Mlu. Ruscinien moyen. Formation littorale de Surville II. Elle coïncide en Costières avec un appareil littoral complexe comprenant deux assises.

— A la base, ce sont des niveaux lagunaires marneux (nombreuses *Gryphaea cucullata*, ainsi que *Gryphaea virleti*, variétés de petite taille) auxquels font suite plusieurs bancs d'argiles de type smectite (paléovertisols). Les niveaux argileux sont fossilifères au Mas Soulet, à Vauvert (carte Lunel à 1/50 000 ; J. Barrière et J. Michaux, 1971). Outre une faune de gastéropodes palustres, le gisement du Mas Soulet a livré une faunule de rongeurs comprenant deux muridés dont *Valerymys ellenbergeri* et une forme indéterminable, ainsi qu'un campagnol qui a été rapporté à *Mimomys stehlini*. Ce dernier spécimen, par son type peu évolué, indique un âge antérieur au gisement de Sète et proche de celui de Vendargues (J. Michaux, 1971) = MN 15.

— Au sommet, et séparés de l'assise inférieure par une surface légèrement ravinée, s'observent des galets et des grès littoraux renfermant une faune pauvre comprenant des ostréidés et *Astraliium rugosum*. Les galets proviennent du remaniement d'un stock de matériaux duranciens.

Remarquons que le façonnement de ces galets s'est nécessairement effectué à la faveur d'une période de haut niveau marin (première manifestation de type interglaciaire ?), qui ne peut qu'être postérieure à la première nappe de cailloutis de la Vieille Crau (Fua).

Fu2. Villafranchien moyen ? Formation de Surville III. La série de remblaiement se termine en général par une nappe caillouteuse qui s'étale en glacis-terrasse (très haute surface). Cette nappe qui ravine plus ou moins les formations sous-jacentes est elle-même fortement tronquée et altérée. Son épaisseur résiduelle est de l'ordre d'une quinzaine de mètres. Les cailloutis des formations de Surville II et III ont longtemps été attribués au Rhône ; des comptages et des études pétrographiques (J. Barrière et C. Toni, 1972) ont montré que les matériaux étaient différents des diverses alluvions déposées par ce fleuve et, par contre, très proches des cailloutis duranciens de la Vieille Crau.

Liaison avec les nappes de la Vieille Crau. Colomb et Roux (1978) ont interprété les marnes de Barbegal, les Sables de Glauges et les nappes de la Vieille Crau comme les termes d'un complexe fluvio-lacustre dont la mise en place s'est étalée sur près de 1,5 millions d'années. Ces dépôts ont progressivement comblé une dépression, en partie tectonique (ancien fossé oligocène) et accentuée par l'érosion lors de la régression messinienne. Selon ce schéma grossièrement progradant d'Est en Ouest, il est probable que c'est surtout la partie supérieure de la nappe de cailloutis de la Vieille Crau (cf. affinités pétrographiques) qui est représentée en Costières du Gard. Ces matériaux se mêlent à ceux du Rhône qui a pu se frayer alors un premier passage depuis le couloir de Pujaut.

Discussion sur l'âge des cailloutis Surville III — Vieille Crau. Un âge villafranchien a été attribué à la Vieille Crau par L. Collot, F. Fontannes et G. Denizot, à partir :

- de la superposition des termes les plus inférieurs aux dépôts du Pliocène marin,
- de la présence d'une dent non roulée d'*Anancus (Mastodon) arvernensis* dans une lentille sableuse située au sommet de la formation et d'une dent d'*Archidiskodon (Elephas) meridionalis* trouvée près de Vauvert. Colomb et Roux (1979) attribuent un âge pliocène supérieur (Villafranchien inférieur) à ces cailloutis anciens, dont la corrélation est possible avec les formations supérieures du Bassin de Riez — Valensole dont la chronostratigraphie a été récemment précisée (M. Dubar, 1983, 1984).

Pléistocène

Au cours de cette période, le Rhône a mis en place, dans la région du Bas-Rhône, une succession complexe de terrasses emboîtées, individualisées grâce à des critères de reconnaissance géomorphologiques, pétrographiques et pédologiques (H. Arnal, J. Barrière, F. Bazile et C. Toni, 1974).

Seules les nappes les plus anciennes ainsi que des cordons littoraux quaternaires sont représentés dans la portion des Costières qui figure sur la carte. Cette configuration est due, rappelons-le, au relief constitué par l'anticlinal de Genérac dont la structuration s'est achevée au Mindel — Riss. La faible pente du versant méridional, notamment dans la légère dépression existant entre la zone des puechs et Saint-Gilles, a constitué une surface structurale idéale pour y conserver, de manière étagée, la trace des anciennes ingressions marines coïncidant avec les stades interglaciaires.

Dans le secteur d'Arles, aucune des nappes duranciennes datées du Pléistocène n'est visible sur la carte ; elles sont représentées sur les feuilles voisines (Eyguières et Istres).

Pléistocène ancien

Dépôts déformés

Très hautes terrasses et terrasses supérieures (Günz l.s.), cf. J. Gabert et A. L'Homer in Synthèse du Sud-Est (1984).

Fu3. Alluvions à galets d'origine rhodano-cévenole (Formation de Saint-Gilles I). Epaisse de 15 à 25 m, cette formation ravine fortement les formations antérieures et semble être de peu postérieure à la formation Surville III (Fu2) qu'elle recoupe.

Ces alluvions sont facilement identifiables entre Saint-Gilles (où elles constituent la base de la plupart des carrières) et Ventouret. La tranchée du canal principal entre Saint-Gilles et Charenton en fournit de belles coupes.

Le matériel est riche en quartz et quartzites alpins d'où leur dénomination parfois de *cailloutis siliceux*. Cette composition pétrographique reflète un origine à la fois cévenole (Gardon) et alpine (Rhône) et marque *la première arrivée d'alluvions rhodaniennes en Costières*, suivant une trajectoire nord-sud.

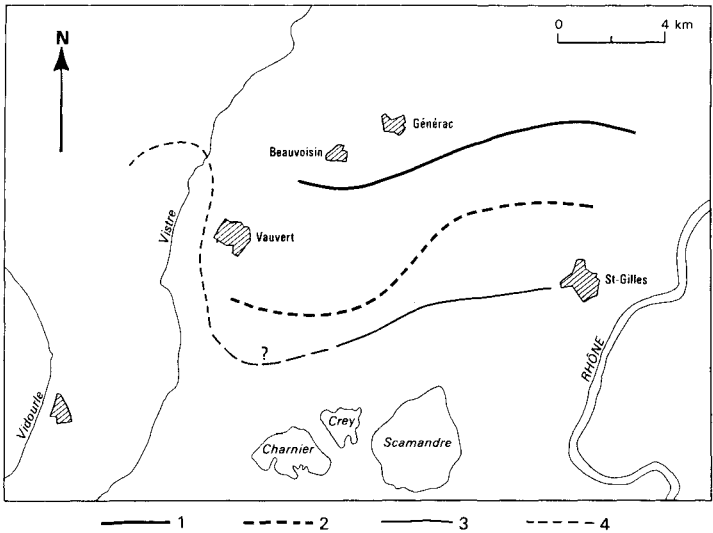
Déformée ultérieurement par la phase de structuration de l'anticlinal de Générac, cette nappe alluviale présente une pente assez prononcée vers le Sud. Elle a été cependant affectée à son sommet par une pédogenèse importante qui a pu se produire avant la déformation.

La formation de Saint-Gilles I a livré une dent d'*Anancus (Mastodon) arvernensis* (R. de Joly in Denizot, 1933).

Mv1-2. Calabrien inférieur. Formation littorale à galets principalement duranciens (Formation de Saint-Gilles II)(*). Ces sédiments, déposés en milieu marin ou de grande lagune, occupent un large glacis entre Saint-Gilles et Saint-André. Le contour-limite des affleurements qui culmine à 45 m NGF évoque la forme d'un ancien fond de golfe.

La formation repose sur les cailloutis Fu2 à prédominance durancienne et de manière plus restreinte, vers l'Est, sur les cailloutis rhodano-cévenols (Fu3). On y observe :

- à la base, des marnes blanchâtres lagunaires et des sables, grès et argiles littoraux,
- au sommet, des restes de cordons littoraux à galets remaniés des cailloutis d'origine durancienne.



1 - Formation de Surville II ; 2 - Formation de St-Gilles II ; 3 - Cordon littoral de St-Gilles III en domaine durancien ; 4 - Cordon littoral de St-Gilles III en domaine rhodanien (d'après J. Barrière et C. Toni, 1972 et F. Bazile, 1974)

Fig. 5 - Formations littorales anciennes de la Costière méridionale

(*) Remarque du rédacteur de la notice : nous avons légèrement vieilli cette formation par rapport au classement proposé par les pédologues pour les raisons suivantes : le contact de cette formation sur la nappe (Fua) implique qu'elle lui soit postérieure. Par ailleurs, on peut constater la pente anormalement forte des glacis à galets Mv1-2 (les faciès ne sont sédimentologiquement pas compatibles avec une telle pente sédimentaire). Nous en déduisons que cette formation littorale s'est mise en place au cours de la structuration principale de l'anticlinal de Générac. De ce fait, pour nous, le dépôt de la Formation de Saint-Gilles II serait antérieure à la mise en place de la nappe de Garons (Fv 1) et serait à placer au niveau d'un interstade Günz - Mindel.

Fv1. Günz ancien. Alluvions à galets rhodaniens (type Terrasse de Garons). Les alluvions caillouteuses qui affleurent sur les hauts du Mas de Broussan et dans la région de Générac, en particulier à la cote 86 m, à 1 km à l'Ouest de cette localité, se sont mises en place d'Est en Ouest après la structuration de l'anticlinal de Générac barrant la voie directe vers le Sud aux eaux rhodaniennes. Ces alluvions ont été mises en parallèle avec celles de la terrasse qui se développe à l'altitude de 90 m NGF autour de Garons (feuille Nîmes). Dans cette dernière région, le sommet de cette terrasse est souvent masqué par une couverture de limons loessiques et silteux incluant des épandages alluvio-colluviaux.

RN1. Günz ? Nappe de sables éoliens. Il s'agit des résidus d'une nappe de sables apparemment éoliens plaquée sur la nappe durancienne (Fu2). Ils s'observent aux alentours du château de Pérouse et jusqu'au Mas d'Asport à une altitude de 70-75 m NGF. Par leur position géomorphologique, ces sables semblent dériver de dépôts littoraux et marins contemporains de Mv1-2. Ils seraient dus à l'action des vents sur les sédiments marins mis à nus par la régression glacio-eustatique suivante. Les limons silteux recouvrant la Terrasse de Garons pourraient être également rattachés à cette nappe éolienne.

Fv2. Günz. Alluvions à galets rhodaniens (type Terrasse de Bouillargues – Bolchet). Une série de replats constitués d'alluvions caillouteuses et situés entre 76 et 73 m NGF au niveau du Mas de Conses, des Mas de Campagnole et du Coteau et également les replats à 73 et 74 m NGF à l'Ouest de Générac, sont mis en parallèle avec les lambeaux de terrasse culminant entre 80 et 85 m à Bouillargues et considérés comme Günz.

Complexes loessiques. En Costières les nappes alluviales de Günz sont presque toujours fossilisées par une couverture de *complexes loessiques* qui masquent généralement les talus de raccordement et donnent sa forme de glacis en pente générale de 1 % à presque toute la zone périphérique du plateau de Garons (H. Arnal, 1974). Ces complexes loessiques, qui renferment des niveaux caillouteux à galets cassés caractéristiques (gélifrac) sont, dans la plupart des cas, des formations de piedmont issues des hauteurs de Générac – Moulin Baguet et constituées en plusieurs périodes.

Dépôts sans déformation notable

Mv-w. Calabrien supérieur ou Sicilien. Formation littorale à galets essentiellement duranciens (Formation d'Espeyran ou de Saint-Gilles III). La surface plane d'Espeyran, au Sud-Ouest de Saint-Gilles, témoigne d'un séjour de la mer à un niveau qui se trouve aujourd'hui à l'altitude de 10 à 15 m NGF.

De grandes carrières, destinées à la fourniture de matériaux pour l'aménagement du canal du Rhône à Sète, ont permis l'étude du matériel caillouteux, qui a fourni la roche-mère d'un sol fersialitique à réserve calcique développée. L'étude morphoscopique et pétrographique des cailloutis, englobant de grandes passées sableuses souvent grésifiées, montre que les galets sont essentiellement calcaires, originaires du bassin durancien ; ils présentent des indices d'aplatissement qui ne sont compatibles qu'avec un façonnement littoral.

Il peut s'agir là de la trace d'un haut niveau marin, postérieur à celui responsable de la formation littorale Saint-Gilles II et coïncidant également avec des terrasses plus basses. C. Toni envisage la possibilité que cette surface subhorizontale et ces dépôts ne soit qu'un stade de retrait postérieur à celui de

la mise en place de l'appareil littoral de Saint-Gilles II. Mais le contact cartographique paraît trop net pour retenir cette dernière hypothèse.

RN2. Nappe de sable (éoliens ?). Les résidus d'une nappe de sables (éoliens ?) s'observent en plusieurs points de la surface d'Espeyran. De peu postérieurs à la mise en place de la formation Mv-w, ils ont subi une pédogenèse (sol fersialitique) suffisamment longue pour qu'on puisse leur attribuer un âge au moins mindélien (J. Barrière et C. Toni, 1972 et 1973).

Fw. Mindel ancien. Alluvions à galets rhodaniens (type Terrasse du Mas de Rozier — Signan). Ces cailloutis ont été reconnus uniquement dans le coin nord-ouest de la carte à une altitude de 55 m NGF. La terrasse mentionnée ci-dessus, à laquelle sont rattachées ces alluvions, est bien visible dans la commune de Manduel (72 m NGF) et aux environs du Mas de Bolchet (65 m) (carte Nîmes).

Cette nappe alluviale est constituée de matériaux typiquement rhodaniens (moins de 30 % de galets calcaires parmi les constituants). Cette terrasse représente le dernier dépôt caillouteux du Rhône visible à l'affleurement sur le territoire de la carte Arles(*).

Le degré d'évolution du sol qu'elle porte, ainsi que des considérations d'ordre géomorphologique, paléontologique et préhistorique (H. Arnal, 1974 ; F. Bazile, 1974 ; H. Arnal, J. Barrière, F. Bazile et C. Toni, 1974) permettent d'avancer un âge au moins mindel ancien pour sa mise en place.

Pléistocène indifférencié

A_b. Formation d'altération. Galets calcaires et siliceux de la Crau de Saint-Pierre-de-Vence. Age indéterminé, anté-Riss. La formation est bien développée sur la feuille Eyguières (défilé de Saint-Pierre-de-Vence). Elle correspond à un paléosol fersialitique décarbonaté, certainement tronqué à sa partie supérieure, fortement rubéfié. La formation, dont l'épaisseur n'excède pas 1 m, ne présente ni la puissance, ni le degré d'évolution pédologique caractéristique des paléosols de la Costière nimoise, qui ont reçu localement la dénomination générale de *gapan*. L'altération ne laisse généralement subsister sur place que les éléments siliceux (quartzites permotriasiques) présents aussi dans la Crau d'Arles. Par contre, on observe localement (Petit Mollégès) un enrichissement en roches vertes (variolites, serpentinites) et de faciès *verrucano* (cf. Fuc).

L'illite, fortement altérée, est le minéral argileux principal, avec de faibles proportions de complexes gonflants et d'interstratifiés irréguliers. issus de la dégradation de la smectite largement dominante dans les cailloutis sous-jacents.

A_{Fv}. Complexe des formations de versant de la bordure orientale des Costières. Il s'agit d'une étroite imbrication de limons sableux et de cailloutis fluviaux (essentiellement rhodaniens). On peut y observer des épandages (glacis) d'âge wurmien.

(*) D'autres terrasses plus basses et plus récentes sont connues en dehors de la carte : Bellegarde — Beaucaire (60-65 m NGF), Beaucaire (25 m NGF, datée du Riss) et Beaucaire basse (5 m NGF, datée du Würm). Ces deux dernières se poursuivent en profondeur sous les sédiments holocènes du delta (C. Toni et al., 1970).

CFp. **Colluvions et alluvions non différenciées**, limono-sableuses dérivées de marnes et de sables du Pliocène et des alluvions villafranchiennes (et souvent des sols que portaient ces formations). Elles tapissent les dépressions (Saint-Antoine, Estagel, Générac), résultant très probablement d'un phénomène d'inversion de relief et qui marquent la limite entre la ligne des "Puechs" des Costières et la zone de "plateaux" (c'est-à-dire le contact entre les terrasses rhodaniennes du Quaternaire moyen ancien et le barrage qui les a contenues vers le Nord).

CF — FC. **Colluvions et alluvions non différenciées**. Ce sont des limons, sables, avec galets variés hérités des formations plio-quaternaires. Ces formations qui occupent les vallons d'écoulement des eaux courantes à l'Ouest de Saint-Gilles sont de mise en place récente ; elles portent des sols peu évolués.

CFu, CFp, CFu2, CMv-w. **Ces notations désignent diverses colluvions dérivées de l'altération et du démantèlement** des formations sur lesquelles elles reposent.

Holocène

Deux processus principaux de sédimentation se sont conjugués pour édifier le delta. Le premier, lié à la dynamique côtière est générateur de cordons sableux littoraux alignés suivant une direction sensiblement est-ouest. Le second, qui procède de la dynamique fluviale, se traduit d'abord par un ravinement et un cloisonnement de la partie interne du delta, que crée tout nouveau bras puis par l'édification de chenaux sableux bordés de levées silto-limoneuses. Ce réseau fluviale contribue également par ses inondations au colmatage progressif des dépressions palustres et lagunaires situées entre les bras distributeurs.

Ce sont essentiellement les faciès liés au second processus sédimentaire qui s'observent sur la carte Arles, où le réseau de bras actifs ou abandonnés du Rhône isole plusieurs grand marais (la Grand Mar, Scamandre, la Fosse, Saliers, Rousty).

Domaine fluviale (faciès d'eaux douces)

FzR, Fz1R. **Limons, silts et sables**. Ce sont les sédiments constitutifs des levées des cours actuels ou anciens.

Les coupes verticales au sein des levées donnent classiquement la succession suivante de bas en haut : sables fluviaux, sables et silts limoneux en alternance, puis des doublets silts — limons et, au sommet, des limons plus ou moins silto-micacés. Les sables sont généralement moins bien triés que ceux des cordons littoraux. Les analyses granulométriques indiquent que la médiane se situe en moyenne vers 220 microns. Les limons de crues contiennent jusqu'à 100 % de lutites avec un taux de carbonate allant de 35 à 40 % (*).

Les berges inondables (Fz1R) sont généralement recouvertes d'une végétation dense. Les limons silto-sableux des levées fournissent des terrains de bonne qualité pour l'agriculture (vignoble, vergers, cultures).

(* Un tableau donnant les principales caractéristiques des divers sédiments du delta se trouve dans la notice de la feuille Istres à 1/50 000.

Le mécanisme des inondations périodiques permettait, avant l'endigement, le dépôt périodique de limons qui faisaient office d'amendement naturel. Latéralement aux levées, les dépôts fluviatiles décroissent rapidement d'épaisseur et viennent se superposer soit aux dépôts antérieurs à la venue du fleuve soit à des dépôts de colmatage contemporains (passage latéral aux limons palustres ou lagunaires).

Lorsque le recouvrement de limons fluviatiles est peu épais (1 m à 30 cm), un figuré hachuré (FzR/FLzR par exemple) a été adopté, faisant apparaître la limite d'influence des anciennes crues. Ceci exprime dans le cas présent, le biseautage latéral de limons fluviatiles brun sombre venant recouvrir des limons argileux palustres gris bleuté.

Fz2R, Fz3R. Limons de colmatage d'anciens bras. Les limons fluviatiles, au sein des levées, se développent surtout à la partie supérieure et externe de celles-ci. Mais ces limons peuvent s'accumuler sur plusieurs mètres d'épaisseur dans les anciens lits ou diramations du fleuve, par décantation des eaux turbides. Ces faciès soulignent, sur la carte, certains détours des anciens bras du fleuve, ou d'anciennes roubines.

Fz4R. Sables fluviatiles plus ou moins éolisés. Ces sables d'anciens bancs fluviatiles qui apparaissent en nappes allongées parallèlement au lit du fleuve, marquent généralement l'emplacement d'anciennes îles. Ils affleurent également dans les méandres (Marteau près du château Brunet). Ils constituent souvent l'auréole et les matériaux d'alimentation des dunes de sable du domaine fluviatile.

NFzR. Sables fluviatiles accumulés en dunes. Ils sont plus ou moins étroitement liés aux faciès précédents dont ils dérivent. Les anciennes dunes ont été aplanies le plus souvent pour permettre l'exploitation agricole des terrains. Il subsiste une dune intacte recouverte d'une végétation typique au Mas de la Forêt en bordure du Grand Rhône un peu plus au Sud (carte Istres).

Les terres légères sableuses issues de ces dépôts sont souvent vouées aux cultures maraîchères (asperges).

Domaine palustre

Il concerne les faciès des marais et des étangs ainsi que les secteurs anciennement inondables par les divers bras du *Rhône*.

FLzR. Limons fluviatiles et palustres (faciès mixtes). Se développant en limite des domaines palustre et fluviatile, ces faciès ne sont pas nécessairement tranchés. Ils constituent le terme de transition entre les marais et la bordure extrême des levées, notamment aux abords des anciennes "crevasses" (*). On observe alors, en sondage, des limons où les deux influences alternent puis se mêlent. Ces limons sont de teinte gris-brun verdâtre, faiblement plastiques.

(*) Entailles produites par les eaux dans les levées lors des crues.

LFzR. Limons palustres. De teinte grise à verdâtre gris bleuté caractéristique (sulfures de fer réduits), ils sont très plastiques (consistance de la pâte à modeler) et contiennent parfois quelques petits gastéropodes d'eau douce (hydrobies). Ces dépôts s'accumulent dans les dépressions interfluviales, occupées aujourd'hui par des marais restreints, mais qui étaient régulièrement inondées avant l'endiguement du fleuve et l'installation du réseau de canaux de drainage. Ces limons sont particulièrement épais dans les cuvettes palustres les plus anciennes (marais d'Arles, de Rousty et de la Grand Mar).

Dans les marais de la Souteyranne, de la Fosse et de Scamandre, des limons palustres à lagunaires reposent à faible profondeur (entre 1 et 2 m) sur des vases lagunaires à *Cardium*.

LFzR/LMz1 ou Mz3. Limons palustres recouvrant des dépôts lagunaires. La distribution entre domaine palustre et domaine lagunaire ne tient pas à des différences de faciès mais au degré de dessalure des sédiments qui se reflète essentiellement au niveau de l'environnement (raréfaction puis disparition des plantes halophytes).

En bordure sud de la feuille, ainsi qu'à l'Ouest, on se trouve à la périphérie du domaine des étangs salés, zone marquée par des variations saisonnières (remontées de sels durant l'été et dilution des chlorures en hiver ; cf. carte Saintes-Maries).

Ce contexte de passage du palustre au lagunaire est représenté par une faible couverture de limons palustres reposant soit sur des dépôts lagunaires (limons LMz1), soit sur les sables littoraux des dépressions Mz4.

Tz, T-LFzR. Tourbe et limons tourbeux. On constate, comme sur les cartes Istres et Eyguières, que les tourbières se sont développées là où les nappes aquifères des nappes de cailloutis plio-quadernaires viennent émerger au niveau des dépôts actuels du delta. Les tourbes récentes sont affleurantes ou subaffleurantes entre Espeyran et Franqueveau.

Aux abords des niveaux tourbeux ou en intercalation entre ceux-ci, les limons chargés en acides humiques prennent une teinte gris brun foncé.

Les niveaux tourbeux sont fréquemment rencontrés en sondage. En bordure de delta notamment à l'Est et au Sud-Est d'Arles, la tourbe repose souvent directement sur les cailloutis. Un niveau de 5 à 6 m d'épaisseur a été recoupé en sondage vers 8 m de profondeur au Sud d'Arles (les Minimes). Une datation par radiocarbone a donné un âge de $5\ 850 \pm 240$ B.P.(*) pour le sommet du niveau tourbeux. L'importance de cette assise tourbeuse reflète la permanence d'arrivée d'eaux douces bloquées par les levées du Grand Rhône. Au centre du delta, ils marquent les phases de longue stabilisation ou d'abaissement du niveau marin se traduisant toujours par une régression des faciès saumâtres au profit des faciès palustres.

En forage, on a reconnu dans plusieurs secteurs des niveaux tourbeux à relativement faible profondeur (1,5 et 3,5 m dans l'extrémité occidentale du marais de la Grand Mar, entre 0,5 et 2,5 au Nord de Mourefrech, entre 2 et 5 m entre Pontevès et l'Armelière).

(*) B.P. = abréviation de before present, avant le présent. L'année de référence est 1950.

Domaine littoral

Mz3. Sables d'anciens cordons littoraux. Ces faciès n'affleurent que dans le coin sud-ouest de la carte qui entaille une portion du complexe de cordons littoraux qui se développent largement plus à l'Ouest (carte le Grau-du-Roi).

Le schéma de répartition des anciens cordons et son interprétation ont été étudiés précédemment (C. Kruit, 1955 ; J.-P. Bertrand et A. L'Homer, 1975 ; A. L'Homer, F. Bazile, J. et Y. Thommeret, 1981).

La partie supérieure de ces cordons, qui est normalement formée d'une succession de lits de sable remanié par le vent, épousait autrefois la forme d'appareils dunaires recouverts de bois. Cette morphologie originelle a été fortement remaniée et aplanie pour les besoins agricoles (vignobles).

Les débris coquilliers marins y sont très rares ; ils tendent à devenir plus nombreux en s'éloignant du débouché de l'ancien Rhône de Saint-Ferréol. Mêlés à des petits galets, ils deviennent fréquents en surface lorsqu'on se déplace plus à l'Ouest en s'approchant d'Aigues-Mortes.

Un ancien cordon à galets et coquilles a été reconnu au contact des sédiments deltaïques récents et des cailloutis pléistocènes, à l'Ouest d'Espéran. Ce cordon, indiqué par erreur My lors de la cartographie, a, depuis, été daté par radiocarbone et décrit par F. Bazile. La faune est celle d'une lagune saumâtre ; elle comporte des *Cardium* qui ont donné un âge de $4\ 190 \pm 70$ B.P. (M.C. 1161), des *Mytilus* et *Nassa nitida* ($4\ 160 \pm 100$ B.P. ; M.C. 1162). Ce témoin est à rapprocher d'autres données comme plus à l'Ouest et qui tendent à prouver l'existence d'un haut niveau marin relatif entre 4 400 et 4 100 B.P. (J.C. Aloisi *et al.*, 1978). Il est intéressant de rapprocher les datations du cordon Mz d'Espéran d'une autre datation obtenue sur des *Cardium* du marais de la Fosse, situés à 1,2 m de la surface : $3\ 820 \pm 140$ B.P. (Ly 1 265 ; prélèvement A. L'Homer).

Mz4. Sables limoneux de dépressions au sein des cordons. Ces sables se distinguent essentiellement des précédents par un taux de lutite oscillant entre 6 et 20 %. Leur répartition est étroitement liée à la morphologie. Etant situés à une altitude légèrement inférieure à celle des sables Mz3 dont ils forment l'aurole, ces sables sont souvent mêlés aux limons fluviatiles ou palustres, ou encore recouverts par ces derniers (zones de colmatage).

Dépôts anthropiques

X1. Limons d'irrigation. Depuis le milieu du XVI^e siècle, avec la réalisation du canal de Craonne, un réseau de canaux d'irrigation a permis la mise en cultures de prairies en Crau. Les limons amenés par les fossés d'arrosage atteignent, dans les zones les plus anciennement irriguées, 0,50 à 1 m d'épaisseur. Les limons, d'origine durancienne, contiennent, comme matériaux argileux, uniquement de l'illite et de la chlorite.

X2. Limons de drainage. Il s'agit de dépôts limoneux qui se sont accumulés au débouché des principaux canaux de drainage.

Remblaiement holocène (delta du Rhône)

Il est couramment admis que le niveau marin au cours du Würm a atteint la cote -100 et probablement des cotes encore plus basses. A partir de 18 000 B.P., le niveau de la mer est remonté par étapes.

La succession des dépôts au sein de l'appareil deltaïque holocène, où alternent vases marines ou lagunaires et sables deltaïques, est bien connue grâce aux études des carottes des sondages effectués par les géologues de la Compagnie Shell (Krui, Lagaaij, Kopstein, Oomkens) et par les pédologues de la Compagnie nationale pour l'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc (CNARBRL, rapport "Camargue", 1970).

Les matériaux de sondage ont fait l'objet de diverses analyses sédimentologiques et écologiques pour caractériser les environnements successifs. J. Barrière (rapport Camargue, 1970), en reconstituant ainsi les divers paléomilieus, a pu rétablir les étapes successives de la transgression flandrienne.

Deux grands ensembles ont été distingués :

- une série inférieure, s'épaississant du Nord vers le Sud (passant de 15 à 35 m, cf. isohypses tracées sur la carte); au cours de son dépôt, les processus d'ingression de la mer sur la plaine deltaïque dominant nettement (= phase *d'onlap*, Oomkens, 1970);
- une série terminale qui s'est déposée depuis 6 500 ans (édification des cordons littoraux plus ou moins affleurants et colmatage limoneux de la plaine maritime). La mise en place de cette construction deltaïque, qui confère sa physionomie actuelle au delta, s'est effectuée grâce à des processus de progradation dominants (= phase *d'offlap*).

La coupe du sondage 6 (Pont de Méjanès) exécuté par la CNABRL, qui est représentée en marge de la carte, donne une idée schématique de la succession des terrains holocènes.

REMARQUES TECTONIQUES

Pour masquées qu'elles soient par des formations plio-quadernaires, les séries antérieures n'en présentent pas moins une architecture tectonique particulièrement intéressante.

Les grandes lignes de l'évolution tectonique ayant été traitées au cours du développement de l'histoire géologique nous ne nous attarderons ci-après que sur les aspects les plus originaux.

Le territoire couvert par la carte Arles se trouve en pleine zone d'interférence entre les poussées provençales et les mouvements alpins. Sous la Camargue et les Costières, existe une architecture complexe de fossés et de grabens, connue dans ses grandes lignes grâce aux travaux pétroliers des décades 50 à 60 (L. Beaufort *et al.* 1954; A. Bonnet, 1953, 1962, 1966).

Des études de microtectonique (F. Arthaud, M. Séguret, 1980) et les données nouvelles fournies par les forages pétroliers offshore (années 70) ont fait progresser les connaissances régionales.

Une intégration des diverses données (lithostratigraphie, forages profonds, géophysique et géologie structurale) a abouti à une synthèse qui jette un éclairage nouveau sur l'agencement profond de cette région et plus particulièrement sur la zone du delta (F. Arthaud, M. Ogier, M. Séguret, 1981). Pour ce qui est de la phase de distension oligocène, nous empruntons beaucoup à ce travail de synthèse.

TECTONIQUE OLIGO-AQUITANIENNE

La phase de distension qui débute au Stampien et se prolonge jusqu'à la fin de l'Aquitarien intéresse un vaste domaine, notamment tout le pourtour de la chaîne alpine et le plateau continental où va se produire l'affaissement des chaînons de terrains primaires de l'axe pyrénéo-provençal.

En Camargue, les fossés oligo-aquitaniens sont plus ou moins symétriques avec une tendance à la déformation pour les parties méridionales, plus directement exposées aux contraintes. C'est en effet là que les effets des poussées pyrénéennes ont été les plus ressentis (fig. 6). Les fossés sont alignés sur la direction cévenole avec un fossé principal contrôlé par la faille de Nîmes.

L'interprétation des données gravimétriques étalonnées par les coupes des forages pétroliers a permis de reconnaître également un fossé d'orientation proche de E-W recoupant la Camargue au Sud d'Arles. La direction E-W est conforme aux orientations connues en Provence pour cette même époque (F. Arthaud *et al.*, 1980). Conformément à ce qui s'observe à l'affleurement plus à l'Est, l'existence de klippe de calcaire jurassique chevauchantes (observables notamment à Mourières, carte Eyguières) laisse supposer que les structures en horst des Saintes-Maries et d'Albaron ont pu être légèrement déversées vers le N.NW. C'est ce point de vue qui a justifié une légère modification de l'original de la figure 6. Signalons que le système d'effondrement, qui existe sous la Camargue et dans le Bas-Rhône où est connu un remplissage oligo-aquitarien atteignant 4 000 m près de Nîmes, constitue l'exemple de rift le plus spectaculaire de tout l'Ouest européen (F. Arthaud *et al.*, 1981).

Dans la partie centrale du delta existe, sous les terrains cénozoïques, un substratum mésozoïque érodé jusqu'au Jurassique supérieur. Ce substratum anté-tertiaire appartient à un ancien dôme anticlinal effondré. L'interprétation de la carte des anomalies de Bouguer révèle, outre une série de structures balisant les fossés NE — SW, l'existence d'un amincissement crustal. La profondeur du Moho, sous la Camargue, a été estimée à 17 km contre 25-30 km sous le Massif Central (G. Ménard, 1979).

TECTONIQUE FINI-PLIOCÈNE ET PLÉISTOCÈNE

Le secteur des Costières figurant sur la carte constitue une région privilégiée pour étudier les déformations structurales tardives. En effet, les nappes alluviales successives, en enregistrant pas à pas les déformations, ont fossilisé en détail l'histoire de ces derniers mouvements structuraux. Des interprétations ont été données par le passé soit par une approche pédologique intéressant diverses nappes fluviatiles (travaux d'Arnal, Barrière, Bazile, Toni), soit par une étude géologique classique s'appuyant notamment sur les données de subsurface obtenues grâce aux forages pétroliers (Bonnet). Ces deux approches différentes et très poussées de part d'autre n'aboutissaient pas aux mêmes conclusions.

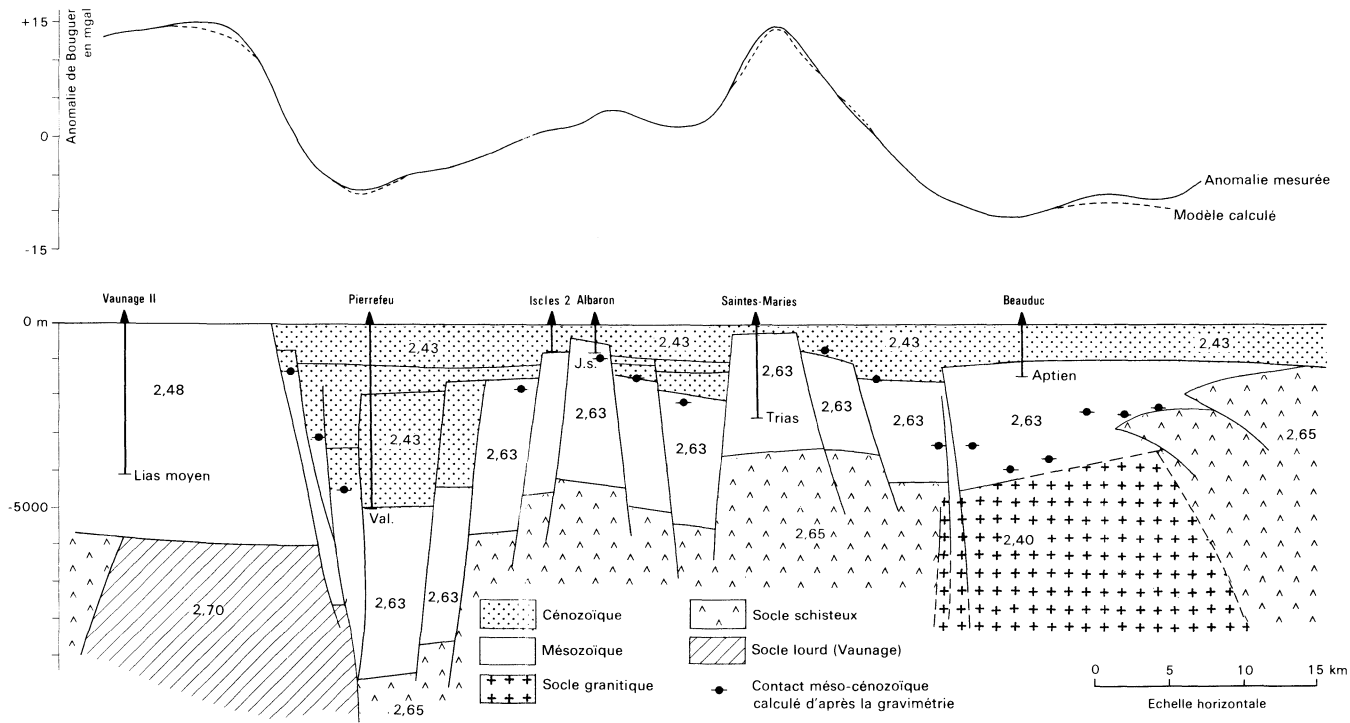


Fig. 6 - Corrélation gravimétrie-géologie profonde sur une coupe Cévennes-Camargue
 modifié, d'après Arthaud F. *et al.* (1980-1981)

Depuis, des progrès ont été réalisés dans la connaissance structurale de la région notamment pour la période néogène. Grâce à ces travaux, on peut se rendre compte que les déformations quaternaires, dans la région des Costières du Gard, sont très dépendantes des épaisses séries déposées dans les fossés sous-jacents (tassements différentiels des dépôts, affaissements locaux liés au rejeu des accidents bordant les fossés oligocènes).

Deux types de déformation vont jouer : d'une part, sous l'effet de contraintes S-N, une ride anticlinale va se former au pied des Alpilles en se prolongeant vers Générac et Vauvert, d'autre part des rejeux mêmes faibles de faille (Vauvert et Broussan — Versadou (*)) vont être suffisants pour solliciter tout d'abord les eaux du Rhône à l'Est ou à l'Ouest des collines de Générac.

C'est entre la mise en place des nappes F_{U3} (Saint-Gilles I) et F_{V1} (Terrasse de Garons) que se situe la phase de structuration aboutissant à la formation de l'anticlinal de Vauvert — Générac. Ce relief nouveau est suffisamment important et se forme assez rapidement pour constituer un barrage bloquant, pour un temps, l'écoulement des eaux rhodaniennes vers le Sud. Ces eaux sont dérivées vers l'Ouest, sollicitées par un léger affaissement compensatoire dans la zone de la vallée du Vistre, initié par un jeu de la faille de Vauvert.

Problème de la faille de Broussan — Versadou. L'existence de cet accident et surtout son rejeu quaternaire ont été contestés. Le malentendu tient au fait que cette faille ne passe pas par Saint-Gilles mais environ 1,5 km plus à l'Est, ainsi que tend à le démontrer le forage Albaron 6 (série oligocène conglomératique). Bellegarde et Albaron sont situés sur des portions de horst jurassique ; immédiatement à l'Ouest commence le fossé oligocène. Cet accident, qui fait le pendant de la faille de Vauvert, a certainement rejoué également au Plio-Quaternaire. Son tracé a été effacé par suite des érosions latérales fluviales (Riss + Würm) qui ont affecté les assises plio-quaternaires de la bordure orientale des Costières.

De même, nous attribuons un rôle à cette faille dans la réalisation de la première percée du Rhône vers le Sud (nappe F_{U3} , Saint-Gilles I). Le Rhône a alors été sollicité à la fois par un tassement local lié à cet accident et par un premier gauchissement de la nappe durancienne.

A l'opposé, le Rhône sera attiré vers l'Ouest durant tout le Pléistocène ancien, c'est-à-dire la vallée du Vistre (jeux de tassement autorisés par les failles de Nîmes et de Vauvert, en relâchement après les phases de structuration).

On peut également penser que, lorsqu'au Riss, après la dernière phase de réajustement, le Rhône reprendra un tracé suivant l'axe Nord-Sud, la faille de Broussan — Versadou en provoquant un léger tassement de terrain pourra encore être à l'origine du déroutement des eaux rhodaniennes.

Toutes les déformations notables se situent avant le Riss.

(*) Nous désignons sous ce dernier nom un accident marqué, sensiblement aligné sur le Mas Broussan et Versadou et orienté parallèlement à la faille de Vauvert et aux accidents figurés à l'Est de Générac.

OCCUPATION DU SOL

ARCHÉOLOGIE ET HISTOIRE LOCALE

Confrontation avec les données géomorphologiques et sédimentologiques

La reconstitution des ultimes étapes de l'évolution du delta ne saurait se concevoir sans faire appel aux données archéologiques et historiques, tout comme pour les autres cartes couvrant le delta. Les restes antiques enfouis dans les sédiments peuvent en effet contribuer à dater ceux-ci mais aussi les tracés des anciens bras du Rhône auxquels ils sont liés. Région située à l'interface de la mer et du débouché d'une grande voie fluviale drainant tous les produits des pays du Sud-Ouest de la Gaule, la Camargue a été de tout temps une terre prédisposée aux échanges commerciaux. Ceci explique la présence d'assez nombreux restes archéologiques. Ces derniers sont d'autant mieux conservés qu'ils ont été recouverts par les dépôts limoneux des bras du Rhône.

Époque grecque

Cadre historique

Rares sont les vestiges qui témoignent de l'implantation, dans la région, d'établissements grecs, satellites de la puissante et florissante colonie de Massalia, fondée en 600 av. J.-C. au sein d'un pays celto-ligure. En effet, la plupart des restes archéologiques sont des objets qui prouvent certes l'importance des échanges commerciaux auxquels se livraient les grecs, tandis que les substructures de constructions de l'époque massaliote sont très rares.

Cependant, il semble bien que les grecs s'étaient établis dans plusieurs positions-clefs en tête de la Camargue.

Entre celles-ci s'était établi un trafic qui permettait le transfert des produits de l'intérieur, acheminés par voie fluviale vers la mer par le biais de relais à travers des étangs, de préférence au cours du Rhône, dont les embouchures étaient encombrées de rides sableuses. Leur franchissement était risqué pour les embarcations.

Sur les hauteurs, à l'extrémité occidentale des Alpilles, se dressait une cité fortifiée (murailles datées du III^{ème} siècle avant J.-C., à Saint-Gabriel) et dénommée Ernaginum par les Romains. Un peu plus au Sud, sur l'éperon rocheux de Cordes, devait exister une cité gréco-celtique dont un des ports était Théliné sur le site de Trinquetaille, qui évincera par la suite sa cité-mère (cf. F. Benoit, 1940). Un trafic fluvial prospère existait entre ce port et celui de Tarascon, autre comptoir des Massaliotes. A Arles même, les vestiges antérieurs à l'époque romaine sont rares.

Il y a de bonnes raisons de croire qu'en bordure occidentale de la Camargue, à l'emplacement de Saint-Gilles, existait un autre port gréco-ligure qu'une tradition ancienne s'accorde à considérer comme le site d'Heraclea.

Vestiges trouvés au sein des dépôts

Les témoins de l'époque grecque en Camargue sont bien moins nombreux que ceux de l'époque romaine qui très souvent les surmontent, ce qui atteste de

l'occupation par les Latins de tous les lieux fréquentés par les Massaliotes avant leur défaite.

Quelques sites à vestiges uniquement grecs sont connus : en limite sud de la carte, les bords de l'ancien cours de Saint-Ferréol semblent avoir été très fréquentés par les Grecs ou du moins par leurs clients. Dans les déblais des anciennes levées, fortement érodées (berges du Vaccarès en constant recul), ont été trouvés, par le passé, des monnaies et des débris de poteries grecques, à Notre-Dame d'Amour, à Cabassolle, au Mas Neuf, à Méjanès et à Carrelet. A Cabassolle, un des sites les plus riches, fut trouvée une coupe attique (Vème siècle avant J.-C.). Près du Mas d'Agon, des travaux de terrassement de la route livrèrent un petit trésor de 24 pièces d'argent frappées par les Massaliotes et les Volques tectosages (Toulouse).

Un peu plus au Nord, à Sainte-Cécile de Mourefrech, en bordure de l'ancien Rhône d'Albaron, à plus d'un mètre sous le niveau actuel de la mer, une couche archéologique très dense a fourni des fragments de poterie attique et des monnaies grecques du Vème et IVème siècle avant notre ère. Ce site pouvait contrôler la confluence du cours principal du Rhône de l'époque, et de celui du Rhône d'Albaron. Un peu plus à l'Ouest, à Sainte-Cécile de Remoule, furent trouvées des poteries campaniennes. Sur le site d'Albaron, a été signalée, également, la présence de monnaies massaliotes et de poteries campaniennes là où l'ancien Rhône d'Albaron est recoupé aujourd'hui par le Petit Rhône.

NB. : Il ne semble pas qu'il ait été signalé de vestiges de l'époque grecque sur les bourrelets fluviaux du Petit Rhône.

Époque romaine

Cadre historique

Si les vestiges grecs nous prouvent l'importance des échanges commerciaux entre la colonie massaliote et les divers peuples du Sud de la Gaule, par contre les témoins de l'époque romaine, par leur nombre et leur nature (fréquentes substructures de villas le long des anciens bras actifs à l'époque), attestent d'une occupation progressive des levées fluviales et démontrent l'existence d'une période de relative prospérité dans le delta à l'époque du Bas-Empire. Rappelons que le niveau marin à l'époque romaine était plus bas que l'actuel. Les nappes phréatiques étant quelque peu abaissées par rapport à ce que nous connaissons aujourd'hui, les zones marécageuses devaient être moins étendues qu'elles ne le furent par la suite lors de la remontée du niveau marin à partir du VIème siècle, les terres devaient être donc mieux drainées et plus aisément cultivables.

Le développement même de la cité d'Arles ne fut certes pas étranger à cette période de prospérité. Rappelons brièvement qu'après la prise de l'ancien comptoir massaliote par César (46 avant J.-C.), ce dernier, voyant le parti stratégique que l'on pouvait tirer de cette position (monticule de calcaire hauterivien bordé par un grand fleuve et cerné par des étangs), décida d'y fonder une cité avec une colonie romaine (Arelate). La ville se développa rapidement et prit beaucoup d'importance au Bas-Empire car une partie de la colonie massaliote s'y réfugia et y développa les activités de commerce. Pendant la période constantinienne, Arelate fut même momentanément la capitale de l'Empire et

rebaptisée alors Constantina ou Constantia. Vers 293, elle devint le siège de la préfecture des Gaules.

La Camargue semble avoir été solidement administrée puisqu'un cadastre fut établi vers 40 av. J.-C.(*). Par endroit, des traces de ce cadastre primitif réapparaissent sous le cadastre moderne (près du Mas de Pau notamment). Carrefour stratégique, la cité d'Arelate était desservie par plusieurs voies romaines. Parmi celles-ci, une première voie partait en direction de l'Est s'appuyant sur des points d'eau de la Crau (la Fontaine de Fanfarigoule, la Tour d'Entressen et Saint-Martin-de-Crau, cf. feuille Eyguières).

En direction du Sud, une autre voie, établie sur les bourrelets alluviaux desservait la Camargue. Elle se dirigeait vers Villeneuve, puis Saint Bertrand (cette dernière portion d'itinéraire étant devenue par la suite, le Chemin de Badon). On pouvait ainsi "se rendre à Arelate par voie terrestre, par la mer et le fleuve, en bateau à voile ou à rames", comme cela fut indiqué lors de l'Assemblée des sept provinces romaines en 418.

Vestiges romains en Camargue septentrionale

Les vestiges archéologiques coïncident pour la plupart avec les bourrelets des anciens cours du Rhône. Ils s'organisent notamment suivant deux bandes de terrain orientées Est-Ouest, qui correspondent aux anciens cours des Rhônes d'Albaron et de Saint-Ferréol.

Le long du cours principal du Rhône, au Sud d'Arles, plusieurs vestiges romains jalonnent l'axe de l'ancienne voie romaine (à Tour Blaque, Beynes, Brunet, Tour de Montmeillan). Les bords de l'ancien Rhône d'Albaron recèlent plusieurs vestiges intéressants.

Le domaine de Sainte-Cécile de Mourefrech a livré des céramiques et des monnaies romaines. Des restes de mosaïques et de constructions signalés à Remoule révèlent l'emplacement d'une villa. Au Pont de Rousty, on découvrit en 1806 un cippe dédié à Domitia Martina. A Albaron, furent également trouvées des poteries et des monnaies romaines.

Les vestiges sont encore plus nombreux le long des bourrelets alluviaux de l'ancien cours de Saint-Ferréol, situé entre le marais de la Grand Mar et le Vaccarès, et que les auteurs s'accordent à considérer comme le bras principal à l'époque romaine. Il est vrai cependant que les découvertes y ont été favorisées par le fait que tous les hivers les hautes eaux du Vaccarès attaquent et déchaussent ses berges septentrionales (= anciennes levées du Rhône de Saint-Ferréol). C'est ainsi qu'apparaissent régulièrement de nouveaux débris liés aux époques phocéenne et romaine (sites de Notre-Dame-d'Amour, de Cabassolle, du Mas Neuf, etc.) : parmi ces débris, des clous de fer et de cuivre et des scories attribuées aux activités de forges catalanes probablement liées à celles d'ateliers artisanaux de construction navale.

A Notre-Dame-d'Amour, en 1932, les restes d'une villa rustica et d'entrepôts furent mis à jour. A Cabassolle, on a signalé la présence de poteries, de fibules de bronze, de tuiles, d'amphores, de scories de fer, et au Mas d'Agon furent découvertes des sépultures en amphores.

(*) Renseignement oral fourni par M. Fisch, archéologue, Chargé de recherche au CNRS.

Le long du cours du Petit Rhône, quelques rares vestiges romains ont été également repérés, ce qui indique manifestement que ce bras existait déjà. Ces témoignages de l'époque gallo-romaine se situent à Caseneuve, au Mas d'Argence(*), au Mas de Césaire (autel de Vitalis) et à Lauricet (autel voué aux proxumes).

Il faut encore signaler l'importante découverte, en 1974, d'un gisement de poteries gallo-romaines(**) dans les marais de la Fosse qui certifie l'existence, déjà à cette époque, d'une dérivation du Petit Rhône dans le secteur de l'étang de Scamandre. Ces poteries datent de la seconde moitié du règne de Trajan (98-117). Des restes de quadrillage ont été également repérés, conformes à l'orientation des cadastres romains.

Niveau des eaux à l'époque romaine

Le fait que le niveau de la mer, à l'époque romaine, ait été un peu plus bas qu'actuellement (de l'ordre de 1 m à 1,50 m) est généralement admis. Nombre de données archéologiques viennent d'ailleurs le confirmer.

A l'élévation générale du niveau du mer qui s'est amorcée à partir du 6ème siècle et s'est prolongée jusqu'au 12ème siècle s'est ajouté un léger effet de subsidence affectant la partie orientale de la Camargue (à l'Ouest du Petit-Rhône, cf. cartes le Grau du Roi, Saintes-Maries-de-la-Mer, et Istres).

L'effet résultant de l'élévation du niveau des eaux, mais également les processus de colmatage des marais et des étangs (dépôts de limon lors des inondations avant l'endiguement du Rhône) expliquent pourquoi les horizons archéologiques romains découverts en Camargue se trouvent au moins à 1,50 m de la surface actuelle du sol.

Il existe plusieurs autres données archéologiques qui appuient cette interprétation :

Niveau des eaux du Rhône à Arelate. Les historiens locaux ont mentionné l'existence de vestiges de la cité romaine, enfouis sous 3 à 4 m d'alluvions, mais surtout des restes de systèmes de drainage qui ne font plus leur office depuis longtemps, puisque leur débouché se situe très nettement en-dessous du niveau moyen des eaux du Rhône. On a également signalé la présence de fragments d'arches qui émergent un peu au-dessus du niveau des basses eaux du fleuve. Ces constatations ont été faites avant la régularisation du cours du Rhône par les digues latérales et les barrages qui ont entraîné un exhaussement des fonds.

Configuration du Vaccarès à l'époque romaine. Tout converge à penser que cet étang était nettement moins étendu.

En premier lieu, l'élévation relative des nappes phréatiques, consécutive à l'élévation du niveau marin qui s'est produite depuis, a eu nécessairement pour effet une submersion par les eaux des parties les moins élevées des bordures de cet étang à l'époque romaine.

(*) Information orale communiquée par M. Fisch.

(**) Nous remercions Mademoiselle Jeolas, présidente de l'Association d'histoire, d'archéologie et de sauvegarde de Saint-Gilles de nous avoir communiqué une note, inédite en 1975, sur les résultats de ces fouilles menées avec ses collaborateurs. Il s'agit ici des vestiges "d'un établissement gallo-romain occupé depuis le second quart du Ier siècle (c'est-à-dire un peu avant Néron...), jusqu'au moins la seconde moitié du IIe siècle".

A cet effet "transgressif", il faut ajouter l'érosion des berges sous l'action des vents dominants. Ce sont les rives situées à l'Est (cf. carte Saintes-Maries-de-la-Mer) et au Nord, qui ont été les plus attaquées. Le tracé du rivage, reconstitué d'après une carte de 1837, donne une indication sur l'importance du recul de la berge qui dépasse 100 m par endroits et a donné lieu à des litiges et des procès par le passé. Déjà en 1840, Dumas (1840) indiquait que "le Valcarès était considéré comme le chancre de la Camargue"; en certains points, comme, par exemple, au Mas Neuf, il avait pu constater un recul de 400 m depuis le tracé de la carte de Cassini. En outre, des débris de l'époque romaine ont été signalés jusqu'à 800 m dans l'étang.

Il est difficile de donner une reconstitution exacte de l'emprise du Vaccarès à l'époque romaine (fig. 7).

LES ANCIENS COURS DU RHÔNE

Une confrontation entre les textes des historiens, les données archéologiques et celles de la cartographie géologique nous a amené à proposer quelques nouvelles interprétations. Celles-ci concernent principalement l'histoire du Petit Rhône et les liaisons de ce cours avec les bras d'Albaron, de Peccais et de Canavère. Dans le texte qui suit, un développement particulier y est donc consacré. Ces nouvelles interprétations rendent caduques celles présentées antérieurement par nous-même (J.-P. Bertrand et A. L'Homer, 1975, notice de la carte géologique à 1/50 000 Saintes-Maries-de-la-Mer, 1975; A. L'Homer *et al.*, 1981) ainsi que celles des anciens auteurs. Nous ne les reprendrons pas ici pour éviter d'alourdir le texte de la notice. Le lecteur souhaitant remonter aux sources que nous avons exploitées pourra se reporter aux auteurs suivants dont les références d'ouvrage figurent en liste bibliographique (F. Benoît, G. Denizot, E. Desjardins, C. Duboul-Razavet, E. Dumas, A. Gautier-Descottes, M. Gouron, C. Kruit, Ch. Lentheric, Ch. Martins, R.-D. Oldham, J. Pagezy).

Période préhistorique (7 000 B.P. à 2 550 B.P.)

Les cordons littoraux les plus internes, encore discernables sur les photos aériennes, se rattachent à un système de barres d'embouchure, induites par un Rhône primitif dont le cours se confond plus ou moins avec l'ancien lit du *Rhône de Saint-Ferréol*. Ce Rhône initial, très puissant et productif en sédiments, semble n'avoir disposé que d'une seule embouchure ("stade pointu" du dispositif deltaïque, cf. J.-P. Bertrand et A. L'Homer, 1975). Il s'est probablement mis en place dès 7 200 B.P. mais se serait développé essentiellement entre 6 500 et 6 000 B.P. (A. L'Homer *et al.*, 1981).

Nous associons la naissance du *Rhône d'Albaron - Peccais* et du *Rhône d'Ulmet* à des ruptures de berge qui pourraient être liées à la phase d'oscillations positives située entre 6 000 et 5 850 B.P.. Les eaux du Rhône se sont alors trouvées réparties entre trois branches (stade "en patte d'oie" du delta). Le cours du Rhône d'Albaron se poursuivait par le bras de Peccais, lequel était parvenu à franchir les cordons littoraux dans une zone de moindre résistance et débouchait ainsi dans le Golfe de Sylvéreal. Les appareils d'embouchure conservés attestent de l'existence d'un bras important dans ce secteur au

moins jusque vers 4 000 BP et probablement jusque vers 2 000 BP, mais avec une activité moindre.

L'origine du Petit Rhône a donné lieu à des interprétations diverses par le passé (cf. *supra*). Ce bras s'est constitué lors d'une rupture de berge survenue dans un coude du fleuve au Nord du Rocher d'Arles. Les restes archéologiques prouvent que sa création est antérieure à l'époque romaine.

Les divers cours du Rhône à la fin de l'époque romaine

Le Grand Rhône antique

Certains auteurs (notamment F. Benoit) ont considéré que le Grand Rhône constituait déjà le bras principal à l'époque romaine. Ceci est exact si on ne considère que la partie du cours située immédiatement en aval d'Arles. Ce "Grand Rhône antique" présentait tout d'abord un cours parallèle à l'actuel, mais situé légèrement plus à l'Ouest, ainsi que l'indiquent les traits morphologiques figurés sur la carte. Ce bras principal se subdivisait ensuite successivement en trois branches dénommées *Rhône d'Albaron*, *Rhône de Saint-Ferréol* et *Rhône d'Ulmet* (fig. 7).

Toutefois il ne semble pas qu'il ait existé de cours, en aval de Villeneuve, à l'emplacement du Grand Rhône actuel.

Le Rhône d'Albaron

Notons qu'en tête de ce bras, Russel (1942) avait distingué la trace de trois anciens lits (Bastières, Triquette et Gageron). Le Rhône d'Albaron, qui s'étend de Sainte-Cécile à Albaron, est encore souligné sur la carte par la *roubine de Triquette*.

Le chemin qui longe cette roubine coïncide en partie avec la draye de Porte-Ferrus, chemin antique antérieur aux Romains, qui permettait l'acheminement des minerais métalliques venant des Cévennes. Tout porte à croire que le Rhône d'Albaron se poursuivait par le Rhône de Peccais dont les premiers appareils d'embouchure au sein des cordons de la région d'Aigues-Mortes remontent à 5 850 BP (A. L'Homer *et al.*, 1981).

Le Rhône de Saint-Ferréol

Le qualificatif de ce cours dérive de l'hagiographie locale, comme beaucoup d'autres noms datant du début de l'ère chrétienne. La richesse en restes archéologiques de ses berges (cf. *supra*) laisse à penser que c'était le cours le plus important de l'époque romaine. La rive gauche, fortement attaquée depuis des siècles par les eaux du Vaccarès, s'étendait nettement plus au Sud.

Le Rhône d'Ulmet

Seul le début de cet ancien cours est représenté sur la carte Arles, entre le Grand Mas de Romieu et la Chassagnette. Le reste de ce cours figure sur la carte Saintes-Maries.

Le Petit Rhône

Partie supérieure du cours : de Fourques à Cavalès. Plusieurs historiens ont allégué de l'origine latine de la localité de Fourques (de *furca* = fourche), situé à l'embranchement du Grand Rhône et du Petit Rhône, pour affirmer que ce dernier cours existait déjà à l'époque romaine. Cette opinion est corroborée par la présence de restes archéologiques datant du Bas-Empire, trouvés au Mas d'Argent, au Mas Césaire et à Lauricet.

Toutefois la relative rareté des sites archéologiques antiques et l'absence de reste de l'époque grecque peuvent laisser supposer que le Petit Rhône présentait peut-être dans l'antiquité une configuration plus immature que les autres bras. A l'appui de ceci, on note que quantité de détails morphologiques sont encore bien visibles sur les photos aériennes (traces d'anciens micro-deltas, édifiés en lagune entre Asport et le Mas de Grille ; anciennes digitations et ruptures de berge), tandis que sur les autres anciens bras, ces détails morphologiques sont fortement oblitérés par les dépôts de limons palustres. Mais la "fraîcheur" morphologique de ce cours n'est-elle pas normale, s'agissant d'un cours encore actif de nos jours et qui a subi les effets des inondations jusqu'à la réalisation complète des endiguements (fin du 19^e siècle ?). A l'opposé, pour les cours d'Albaron et de Saint-Ferréol qui n'ont plus guère été actifs à partir du 13^e siècle, les limites entre les levées et les zones palustres sont moins marquées.

En définitive, la relative pauvreté des berges du Petit Rhône en sites archéologiques ne permet cependant pas de mettre en doute l'existence de ce bras du fleuve à la fin du Bas-Empire. Cette rareté des vestiges antiques pourrait peut-être trouver une explication dans le fait que le Petit Rhône, dans le tracé de cette époque, ne constituait pas une voie fluviale importante pour le trafic commercial.

Au Sud de Cavalès, la cartographie des terrains fait apparaître l'existence de deux ramifications : à l'Est, le bras de Saliers et, à l'Ouest, le bras de Saint-Gilles.

Le bras de Saliers et le Rhône de Canavère. Les bourrelets de l'ancien lit oriental du Petit Rhône, lequel fut abandonné au 13^e siècle, s'étendent de Saliers au Mas du Juge. Ce cours était probablement actif au Bas-Empire (restes archéologiques à Saint-Césaire). Lors de l'édification de ce bras, les eaux du fleuve ont été nécessairement repoussées vers l'Ouest par l'obstacle que constituait le cours du Rhône d'Albaron — Peccais, déjà formé. Envahissant la vaste lagune qui occupait alors la place actuelle des marais et de l'étang de Scamandre, elles y ont peu à peu édifié le bras de Canavère. Cet ancien lit est aussi appelé Rhône des Touradons ou Torradons, ou encore le Courregio.

Il semble bien que ce dernier cours ait été également constitué, au moins en partie à l'époque romaine, comme l'indique l'existence du site archéologique de Lauricet (que nous situons sur la rive droite de cet ancien bras), mais aussi celle du gîte archéologique situé sur sa rive gauche dans le marais de la Fosse(*). Les rives de Canavère portaient un chemin dénommé "la draye marseillaise" qui prolongeait la draye de Porte-Ferrus et qui a pu servir de voie de transit pour les métaux extraits des mines cévenoles.

(*) Eléments fournis par Mademoiselle Jeolas (cf. *supra*).

Evolution des cours durant la période historique(*)

La période qui s'étend du 6^e au 13^e siècle coïncide avec une redistribution importante des distributaires du Rhône. Ces modifications sont imputables à la remontée du niveau marin (transgression dunkerquienne), à des travaux de détournement, mais également à la subsidence.

La branche occidentale du Petit Rhône (bras de Saint-Gilles)

Processus de formation. Formé selon toute vraisemblance après le bras de Saliers, ce cours a été initié à partir d'une rupture naturelle en aval de Cavalès (une rupture de berge provoquée par l'Homme pour créer un cours plus proche de Saint-Gilles ne peut être toutefois totalement exclue). Ce bras s'est développé rapidement en direction du Sud, dans la lagune existant alors, jusqu'au moment où ses eaux sont venues buter sur le cours de Canavère à hauteur de Lauricet. La seule issue pour les eaux se trouvait entre le cours du Rhône, prolongement du bras de Saliers, et le rivage d'Espeyran. L'irruption d'eaux fluviales dans cette grande lagune a nécessairement entraîné diverses perturbations (dépôts de sédiments, accélération du colmatage, dessalement des eaux et gêne pour la navigation des embarcations cherchant à remonter par les étangs jusqu'à Saint-Gilles). La cartographie de ce secteur laisse supposer que les eaux du fleuve ne s'écoulèrent pas très longtemps ainsi et que la branche de Saint-Gilles fut assez rapidement dérivée pour être raccordée au Rhône de Peccaïs (cf. *infra*).

Kruit (1951), par l'étude de la microfaune contenue dans les sédiments de forages courts exécutés par la Cie Shell, près du Mas des Iscles, repéra la trace de l'arrivée d'eau douce à deux reprises dans la lagune. Ces effets de dessalement enregistrés dans la sédimentation peuvent être liés au débouché des eaux du Rhône des Touradons, puis du bras de Saint-Gilles. Kruit considérait que ces venues d'eau douce étaient postérieures à l'époque romaine, sans toutefois indiquer d'où il tenait cette affirmation.

Epoque de formation. Faute d'indications fournies par l'histoire locale, on en est réduit à des hypothèses. L'absence de restes romains sur cette portion de cours (si on excepte Lauricet qui pourrait avoir été situé sur la rive droite du Rhône Albaron — Peccaïs) ne constitue qu'une présomption pour un achèvement de ce cours après le Bas-Empire. Une chose est certaine : ce bras existait nécessairement avant son branchement et sa dérivation dans le cours de Peccaïs qui a été nécessairement réalisé, au plus tard, dans la seconde moitié du 9^e siècle. En ce cas la constitution du bras de Saint-Gilles devrait être quelque peu antérieure et plus ou moins contemporaine de celle du Grand Rhône moderne à moins qu'elle ne soit encore antérieure ?

(*) Les anciens cours du Rhône sont datés sur la 2^e édition de la carte géologique Arles à 1/80 000 (1940).

Formation du Grand Rhône moderne et évolution

Le Grand Rhône, en aval de l'île de la Cappe, constitue indiscutablement le cours le plus récent. L'absence de toute trouvaille de vestige antique sur ses berges(*) semble bien confirmer que ce bras du fleuve n'existait pas encore à l'époque romaine. Sa naissance devrait se situer entre le 6^e siècle et le 10^e siècle, période de remontée progressive du niveau marin, et donc favorable aux ruptures de berges. A cet effet est venu s'ajouter celui de la subsidence qui affecte la partie orientale du delta et qui est responsable du glissement vers l'Est-Sud-Est du cours principal du Rhône.

Régression ou transformation des anciens cours

Partie orientale du delta

L'importance prise au Moyen-Age par le Grand Rhône, drainant les eaux vers le Sud-Est, entraîna la déchéance du cours d'Ulmet (signalée dès le 11^e siècle), puis celle des cours d'Albaron et de Saint-Ferréol.

Régression du Rhône de Saint-Ferréol. Dans les textes anciens, ce cours est dénommé "brassière de la Cappe" ou "brassière Vieille"; il débouchait dans la mer par le Grau de Fourcade, situé à l'Est des Saintes-Maries et correspondant probablement à l'Ostium Metapinum du temps de Pline (Desjardins, 1816). Selon Gauthier-Descottes (1879), ce cours cessa de couler dès le 11^e siècle. Vers l'an 1200, on déplore la forte diminution du débit de ce cours. Un acte de 1125 signale que son lit est à sec. En 1265, il n'était plus qu'une roubine dans laquelle les eaux du Rhône ne coulaient pratiquement plus.

Cependant la cité d'Arles veillait à ce que le lit de ce cours fût curé régulièrement de manière à assurer l'alimentation en eau douce de quelques propriétés exploitées le long de son cours. Cependant l'état de cette *lône* était tel qu'en 1440 une décision du Conseil de la ville d'Arles ordonna la fermeture de la communication de cette roubine avec le Grand Rhône.

Régression du Rhône d'Albaron. Au Moyen-Age, ce cours constituait encore une brassière, longée sur sa rive droite par une voie qui unissait Trinquetaille (quartier d'Arles situé sur la berge occidentale) à Albaron, place forte construite en limite de la Provence (F. Benoit, 1940) et contrôlant un carrefour fluvial important (croisement des Rhône d'Albaron — Peccaïs, du Petit Rhône, du bras de Saliers et du bras de Canavère). Si on admet que le Rhône d'Albaron constituait auparavant la partie amont du Rhône de Peccaïs, on conçoit aisément que la dérivation du cours du Petit Rhône dans le Rhône de Peccaïs ait entraîné la condamnation de l'ancienne partie amont (cf. ci-après).

Partie occidentale du delta

Problème de la dérivation du Petit Rhône dans le Rhône de Peccaïs. Compte tenu des interprétations précédentes proposées pour la formation des divers cours du secteur occidental, le cheminement actuel des eaux n'apparaît pas naturel : il y a eu soit capture, soit dérivation.

(*) Confirmée par M. Rouquette, conservateur des musées d'Arles et président du Comité de soutien du Parc naturel régional de Camargue, lors d'un entretien sur le sujet.

Dans le rapport "Camargue" (1970), il est écrit que le cours actuel du Petit Rhône résulterait d'une capture à la faveur d'une grande crue de débordement du Rhône des Touradons par le Rhône d'Albaron. Nous ne partageons pas cette interprétation car si le phénomène n'est certes pas impossible, l'ajustement des deux cours est trop parfait pour être fortuit. Nous pensons qu'il est plus plausible d'envisager une entreprise de raccordement. Cette jonction, très bénéfique pour la région de Saint-Gilles, avait tout lieu d'être pratiquée.

Il a été exposé, plus haut, que les nombreux restes grecs et romains répartis le long du Rhône d'Albaron — Peccaïs permettent d'affirmer que ce cours était actif dans l'Antiquité et disposait d'un établissement portuaire au Grau de la Chèvre. On conçoit, par ailleurs, qu'il ait existé une liaison directe entre l'assèchement du Rhône d'Albaron et la dérivation du Petit Rhône dans le bras de Peccaïs. Or nous savons que, si le Rhône d'Albaron coulait encore au Haut Moyen-Age, sa communication avec le Grand Rhône fut coupée à une date imprécise (probablement la fin du 13^e siècle), mais de toutes manières bien avant 1440. La dérivation se situe donc entre ces deux périodes. Pour être réalisée, cette entreprise a nécessité l'établissement de deux canaux de capture, l'un près de la Fosse, et l'autre près de la Motte (deux noms peut-être évocateurs de travaux anciens ?).

Les données historiques nous fournissent quelques repères chronologiques intéressants. Il y a tout d'abord le récit d'une bataille navale qui eut pour théâtre la région de Saint-Gilles en 1165 (Pagezy, 1879). Le Grand Rhône, qu'on abordait par le Grau de Galéjon près de la Roque-d'Odour (cf. carte Istres), était la voie normale pour atteindre Saint-Gilles, en croisant devant Arles, puis en empruntant le Petit Rhône qui permettait le retour aux eaux de la Méditerranée (cf. carte le Grau-du-Roi). C'est en effet par ce dernier itinéraire que les galères pisanes échappèrent à leurs poursuivants. Ceci constitue la preuve formelle que la jonction du bras de Saint-Gilles (et du bras de Saliers) avec le bras de Peccaïs était déjà établie au 12^e siècle.

Alors qui a effectué ces grands travaux ? Les Templiers ? Ce n'est guère possible, car ils ne prirent possession de la Camargue qu'à partir du début du 13^e siècle. L'hypothèse de travaux menés par les Romains ne paraît pas vraisemblable puisqu'au Bas-Empire les bras d'Albaron et de Saint-Ferréol faisaient encore leur office. Reste l'hypothèse des rois goths, installés à Saint-Gilles, connus pour avoir fait creuser une "*fossa gothica*" pour assurer une meilleure liaison entre Saint-Gilles et les étangs occidentaux en contournant par le Sud l'obstacle à la navigation vers l'étang de Mauguio que représentait le débouché du Vistre.

Précisons que le Petit Rhône marquait la frontière sud de leur domaine (limite confirmée par la suite en 1125, pour le Comté de Provence). Or on note que la forêt de Sylvéreal, située sur la rive droite du Rhône de Peccaïs et qui a gardé le nom de "Sylve godesque" faisait bien partie de leur domaine. Autrement dit, déjà à cette époque, Petit Rhône et Rhône de Peccaïs ne faisaient qu'un. Les avis sont partagés sur l'emplacement occupé par la "*fossa gothica*". Plusieurs auteurs pensent qu'il s'agit du canal du Bourgidou(*) branché sur le Rhône de Peccaïs et passant immédiatement au Nord de la confluence d'Aigues-Mortes et se reliant aux étangs de Mauguio. Les rois goths ont pu vouloir entreprendre ce vaste travail pour obtenir un accès direct à la mer depuis Saint-Gilles, par le biais du cours du Peccaïs.

(*) Canal attribué au roi goth Bosoen. Ces aspects seront développés dans la notice de la carte le Grau-du-Roi.

Si cette dernière hypothèse s'avérait exacte, la première dérivation du Petit Rhône pourrait remonter à la deuxième moitié du 8e siècle, voire avant, si les rois goths n'en sont pas les initiateurs.

Dérivation d'Orgon. La coupure de la prise d'eau sur le Grand Rhône alimentant le bras de Saint-Ferréol (1440) ayant privé d'eau douce les habitants de Saintes-Maries, ces derniers creusèrent une roubine branchée sur le Petit Rhône près de Sylvéreal. Un siècle plus tard, en 1552, lors d'une crue, les eaux du Rhône s'engouffrèrent dans le perthuis du petit canal, provoquèrent une brèche, puis se déversèrent dans l'étang d'Orgon. Le nouveau lit du Petit Rhône constitua son débouché à la mer au Grau d'Orgon (cf. carte Saintes-Maries-de-la-Mer). Ce nouveau bras entraîna rapidement la déchéance du bras de Peccaïs.

ORGANISATION DE LA DÉFENSE CONTRE LES INONDATIONS DES RHÔNES

Les "chaussées de Camargue"

Les premiers endiguements des bras du Rhône, les antiques "chaussées de Camargue", remontent à des temps immémoriaux. Des documents conservés aux archives de la ville d'Arles attestent que, dès le onzième siècle, cette cité se préoccupait de l'entretien des chaussées. Celles-ci furent d'abord établies en tête de la Camargue. La cité d'Arles ne manqua pas d'inciter les propriétaires à édifier des digues notamment en "contribuant aux dépens pour la tierce partie". Cependant, jusqu'à la fin du 18e siècle, il n'y eut pas de coordination d'ensemble entre les associations de riverains des cours. De ce fait, il suffisait d'une portion mal entretenue ou trop faible, au sein du dispositif de défense, pour provoquer, lors des crues, des inondations souvent catastrophiques.

Tel fut le cas pour l'inondation de 1755 qui submergea toutes les chaussées, surprit des troupeaux entiers qui périrent noyés, entraîna la mort de plusieurs personnes, renversa quantité d'habitations, détruisit la quasi-totalité des pêcheries et rasa les digues du Grand Rhône sur 3,2 km.

La loi de Floréal an XI confia à l'administration publique les travaux des chaussées, tandis que le décret du 4 Prairial an XIII institua une commission centrale placée au-dessus de toutes les associations de défense et chargée de rallier les efforts de tous dans l'intérêt de la défense commune. Les ingénieurs de l'administration définirent la force et la hauteur à maintenir pour chaque portion de chaussée. Une enquête sur le terrain fut confiée à un géomètre-expert, en application de la loi du 16 septembre 1807. Cette dernière stipulait que le classement des terres (10 classes) devait être établi d'après les divers degrés d'inondation.

A la suite de l'arrêté préfectoral du 10 juillet 1810, des repères indiquant les hauteurs à respecter furent fixés dans le corps des digues. Un règlement spécial fut établi et enregistré le 15 mai 1813. Après 1832, toute une série de digues nouvelles furent construites ou surélevées pour renforcer le dispositif de défense.

Mais le défaut d'unité d'action subsistait toujours ; de ce fait, la négligence d'une association dans la surveillance pouvait être fatale à l'ensemble des propriétés inondables.

C'est ainsi qu'en 1840 une imprévoyance causa l'ouverture d'une brèche à Lauricet, entraînant l'inondation générale de ce secteur. Après ce désastre, et ceux qui suivirent en 1841 et 1843, un décret organique (28 mars 1849) ordonna la dissolution de toutes les associations de défense et leur fusion en *un seul syndicat général*, chargé seul de pourvoir à la sûreté du territoire. Un décret du 24 septembre 1850 compléta les textes relatifs à l'organisation du nouveau syndicat.

Une carte générale et un plan de nivellement de la Camargue furent dressés à cette occasion (documents auxquels est emprunté le tracé des anciens rivages du Vaccarès).

L'isolement de "l'île de Camargue" fut parachevée par la construction de la digue à la mer (1855) qui limitait par ailleurs les incursions marines en Basse-Camargue. On déplora encore, cependant, une inondation en 1856. Les travaux d'endiguement furent terminés au cours de la fin du XIXe siècle avec notamment l'édification de l'épi de Fourques (vers 1880), pour dériver plus d'eau dans le Petit Rhône et provoquer l'approfondissement de son lit. Seuls quelques travaux ponctuels furent entrepris au début du XXe siècle (déplacements des bouches du Grand Rhône).

Plus récemment (1962-1964 et 1980), la Compagnie nationale du Rhône a entrepris, en aval d'Arles, toute une série de travaux pour approfondir (élimination des hauts-fonds) et régulariser le cours du Rhône.

Aujourd'hui le cours du Grand Rhône est endigué jusqu'à son embouchure. Celui du Petit Rhône est endigué jusqu'à hauteur du château d'Astouin ; ensuite la digue se poursuit jusqu'à son embouchure, seulement du côté Camargue.

Si les travaux d'endiguement ont mis définitivement la plaine deltaïque à l'abri des ravages causés autrefois par les inondations, il faut cependant remarquer que l'arrêt des débordements a supprimé les limonages qui amendaient les terres. L'effet de canalisation provoqué par les digues a par ailleurs contribué à l'approfondissement de la partie aval des cours, particulièrement pour le Grand Rhône.

LES TOURS DE DÉFENSE DU GRAND RHÔNE

Pour se garder des attaques-surprises de navires remontant le fleuve depuis la mer, la cité d'Arles, à partir du Moyen-Age, fit construire des tours et des bastides échelonnées le long de son cours (tours de Mondony, d'Amphoux, de Montmeillan, Tour Blanque, Fort de Pâques... pour ce qui est de la carte Arles).

LE CANAL DU RHÔNE A SÈTE

Constitué de la réunion de trois anciens canaux, il a été classé dans sa désignation actuelle en 1879.

Sa largeur, au niveau de la surface de l'eau, est de 24 m et de 10 m au fond du canal. Le mouillage est théoriquement de 2,20 mètres.

La mise en service de l'écluse de Saint-Gilles et d'un nouveau raccordement au Rhône a raccourci de 70 km à 90 km le trajet antérieur Sète — Beaucaire.

La navigation s'effectue à voie unique (des garages tous les 1 500 m permettent les croisements).

LE PARC NATUREL RÉGIONAL DE CAMARGUE

C'est par le décret n°70-873 du 25 septembre 1970 qu'a été institué le Parc naturel régional de Camargue. Les dispositions le régissant et les objectifs poursuivis sont définis dans la charte constitutive, approuvée le 14 mai 1970 par la commission interministérielle des Parcs naturels régionaux. Des dispositions ont été prises, en accord avec les propriétaires camarguais, pour préserver les environnements abritant la flore et la faune typiques de la Camargue.

Situé sur les communes d'Arles et des Saintes-Maries-de-la-Mer, le Parc naturel régional comprend la Grande Camargue, c'est-à-dire le delta du Rhône, et la Petite Camargue, à l'Ouest du Petit Rhône jusqu'aux limites de la commune des Saintes-Maries-de-la-Mer (superficie : 85 000 hectares).

Le Parc de Camargue englobe la Réserve naturelle du Vaccarès ainsi que celle des étangs de l'Impérial et du Malagroy.

L'idée de créer un Parc remonte à 1926, époque à laquelle la Compagnie Alais, Frogès et Camargue mit à la disposition de la Société nationale de Protection de la Nature et d'Acclimatation de France 10 000 ha, dont l'étang du Vaccarès, pour y constituer une réserve naturelle. Ce milieu sauvage et humide est le paradis des oiseaux dont 400 espèces ont été dénombrées. Sédentaires ou migrateurs, ils offrent aux visiteurs, pour peu qu'ils soient attentifs, l'inoubliable spectacle de leurs ballets aériens. C'est notamment le cas d'un vol de flamants roses dans un ciel d'azur.

Une station biologique implantée à la Tour-du-Valat (cf. carte Saintes-Maries) contribue à une meilleure connaissance des données physiques et écologiques de la Camargue.

L'écomusée de Camargue

Installé dans une ancienne bergerie réaménagée, au Pont de Rousty, en bordure de la route d'Arles aux Saintes-Maries, cet écomusée présente la vie en Camargue d'une manière très imagée. Signalons aux lecteurs intéressés par l'évolution du delta que la présentation du musée débute par cinq cartes et maquettes retraçant les principales étapes de l'évolution du delta du Pliocène à l'Holocène(*). L'idée de cette présentation inhabituelle revient à Georges-Henri Rivière, fondateur du Musée des Traditions populaires de Paris, qui considérait, avec raison, que tout l'environnement si particulier de la Camargue était lié au passé géologique récent de cette région de France.

(*) Travaux subventionnés conjointement par le Ministère de la Qualité de la vie et le BRGM ; les croquis ont été établis par A. L'Homer, suivant un projet conçu par F. Bazile et C. Toni.

Des cartes schématiques montrent également l'évolution historique du delta depuis l'époque romaine.

LES SOLS

Terrains récents (Holocène)(*)

Ils sont étroitement liés à la morphologie.

Sols minéraux bruts non climatiques

● **Sols d'apports alluvial** (ségonnaux). Texture : limon sableux et limon légèrement argileux. Le taux de calcaire total oscille entre 25 et 35 %. En général ces sols ne sont pas salés, même en profondeur, par suite de la proximité d'eaux du Rhône (domaine de la forêt riveraine développée dans les zones inondables).

● **Sols d'apport colluvial** (colluvions en bordure de dunes). Texture : limons sableux.

● **Sols d'apport éolien** (dunes de remaniement de sables fluviatiles). Texture : limon sableux.

Sols peu évolués non climatiques (légèrement brunifiés)

● **Sols d'apport alluvial** (alluvions d'anciens bras du Rhône mis en culture depuis très longtemps). Texture : limon sableux ou limon légèrement argileux.

● **Sols d'apport éolien** brunifié en surface (dunes fixées par la végétation avec lentille d'eau douce à la base). Texture : sable fin.

Ces sols ont été mis en culture depuis longtemps : vignes, céréales, vergers, prairies artificielles y donnent de bons résultats moyennant des apports de fertilisants ; c'est là que se situent les plus anciennes rizières. Ces sols sont les meilleurs de Camargue.

Sols hydromorphes minéraux ou peu humifères à gley

● **Sols des zones déprimées** dans les axes des anciens cours du Rhône. Texture : limon argileux ou argile limoneuse à argiles.

● **Sols hydromorphes et à gley des dépressions palustres** : sols plus ou moins salés. Texture : argile limoneuse à argile.

● **Sols hydromorphes des rizières**. Texture : limon sableux, limon légèrement argileux ou limon argileux. Le nivellement nécessaire à l'établissement de la rizière et l'imposition d'un plan d'eau pendant une grande partie de l'année entraînent un dessalage superficiel et créent des conditions réductrices. Les rizières peuvent se développer presque indifféremment sur la plupart des sols de Camargue sauf les plus sableux.

(*) La plupart des données indiquées ci-après sont tirées du Rapport Camargue, 1970.

Sols humifères

● **Sols limoneux et humifères** liés aux niveaux de tourbe (marais de Saint-André au Sud-Ouest de Saint-Gilles).

Sols sodiques

Ce sont les sols les plus répandus en Camargue.

Sols peu salins en surface

● **Sols à végétation plus ou moins halophile** des parties moyennes de levées fluviales. Texture : limon sableux ou limon légèrement argileux.

● **Sols palustres des marais** limités par les divers bras du Rhône. Ils ont une végétation moyennement halophile et à caractère très hydrophile. Leur salinité est influencée soit par les travaux d'assainissement et d'irrigation soit par des dunes. Texture : argile légèrement limoneuse et sableuse à limon argilo-sableux.

Sols salins en surface (relativement rares, reconnaissables en été).

● **Sols des parties moyennes et basses des levées fluviales et zones de transition** avec les bassins d'inondation (végétation halophile). Texture variée : limon sableux, limon argileux ou plus rarement argile limoneuse.

● **Sols palustres (*) du pourtour des bassins d'inondation et des marais**, zones d'évaporation. Ils sont très proches des sols précédents (végétation halophile et très hygrophile). Texture : limon argileux ou argile limoneuse à argile.

La distinction entre sols sodiques et sols hydromorphes est quelquefois difficile, car ces deux classes de sol se trouvent au sein des dépressions. Les sols hydromorphes occupent plutôt les parties centrales des marais, là où l'eau séjourne longuement, parfois même toute l'année ; la végétation y est alors constituée de roselières.

Sols affectant les terrains plio-quaternaires

Sols de la Crau de Saint-Pierre-de-Vence (A)

La Crau d'Arles ou d'Eyguières est recouverte par un palésol fersialitique tronqué à sa partie supérieure et fortement rubéfié. Son épaisseur n'excède pas 1 m et il ne présente pas le degré d'évolution pédologique caractéristique des paléosols de la Costière nimoise.

L'illite fortement altérée est le minéral argileux principal de ces vieux sols, avec de faibles proportions de complexes gonflants et d'interstratifiés irréguliers.

Ces sols sont souvent recouverts par des limons d'irrigation (appelés localement *nite* ou *mite*) déposés depuis le milieu du XVI^e siècle, date de la réalisation du canal de Craponne. Dans les parties irriguées les plus anciennes, ces limons peuvent atteindre 30 à 40 cm d'épaisseur (voir également carte Eyguières).

(*) Pratiquement toujours sous une pellicule d'eau.

Sols des formations plio-quaternaires des Costières

Pour éviter de nous répéter nous ne reviendrons pas sur les sols affectant ces diverses formations et décrits précédemment. Rappelons que les distinctions entre ces diverses alluvions caillouteuses sont en majeure partie basées sur l'étude des profils d'altération qui les affectent (cf. travaux des ingénieurs pédologues de la CNARBRL).

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sédiments holocènes (*)

L'eau est abondante dans le delta dont une bonne partie du territoire est à demi submergée naturellement ou artificiellement (effets combinés des bras du fleuve et des canaux d'irrigation et d'assainissement). Sauf à la fin de l'été, l'eau est présente dans la majeure partie des dépressions marécageuses situées entre les bourrelets alluviaux des bras actuels et anciens du Rhône. Rappelons que les altitudes vont de 0 m sur les bords du Vaccarès à + 3 m en tête de la Camargue. Au sein des limons de décantation très peu perméables, qui garnissent ces cuvettes naturelles, se développe une nappe pratiquement continue. En dehors des dépressions, au sein des levées, l'eau est toujours près de la surface.

L'eau, si abondante à la surface du delta, est généralement inutilisable pour les cultures. On observe un gradient de salinité du Nord vers le Sud.

Près de la surface, comme en profondeur, il n'existe de nappes véritables que dans la limite d'extension des dépôts sableux ou sablo-limoneux des anciens bras du Rhône ; ces nappes sont toujours lenticulaires. Dans des dépôts limoneux qui isolent ces corps sableux la perméabilité est très faible ; l'eau n'y est retenue que sous forme d'eau d'imbibition.

Les cartes piézométriques montrent que les circulations se font vers des petits bassins aquifères fermés, isolés par des seuils de perméabilité.

Du point de vue chimique, l'eau contenue dans ces dépôts sableux enterrés possède chaque fois des caractères propres. Sa teneur en sel est fonction de la salinité originelle du sédiment (dépôt deltaïque en zone saumâtre), de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et de la nature des eaux d'irrigation.

Le dessalage des terres, le drainage et le maintien en eau des rizières ont été possibles grâce à un aménagement hydraulique approprié. Il existe un réseau de canaux, roubines, égouts, qui sillonne la Camargue.

En général, l'eau d'irrigation est prélevée dans le Grand ou le Petit Rhône et s'écoule vers les dépressions fermées que sont les marais et est évacuée par la suite vers le Vaccarès puis les étangs littoraux (fig. 8).

(*) Données empruntées en majeure partie à P. Marinos (1968). Pour plus de détails voir également le Rapport Camargue de la CNARBRL (1970) et les travaux de P. Heurteaux.

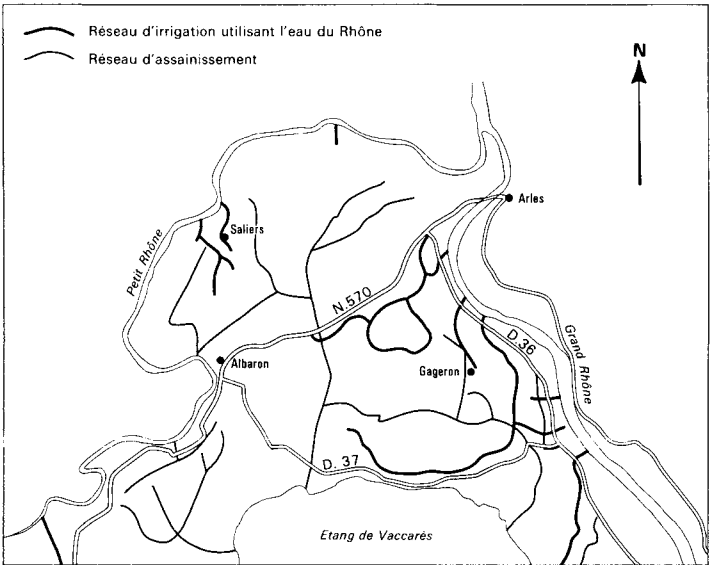


Fig. 8 - Réseau d'irrigation et d'assainissement de la Camargue

Les anciens Rhônes ont été aménagés depuis longtemps en canaux d'irrigation (roubines de Montlong et de la Triquette).

L'accroissement de volume des rejets dus au développement de la riziculture et rejetés dans le Vaccarès avait entraîné un déséquilibre des environnements (accroissement des roselières). Pour la sauvegarde des équilibres au sein de la Réserve et du Parc naturel, une partie des eaux de drainage est à présent refoulée dans le Grand Rhône et le Petit Rhône.

Plus récemment au siècle dernier, des systèmes de canaux d'assainissement ont été ajoutés qui débouchent vers le Vaccarès. Le premier évacue les eaux de tout le Nord dans les dépressions de Rousty, des Saliers et de la Grand-Mar.

Au Nord de la Camargue, dans la plaine du Rhône à l'aval de Beaucaire, dans des dépôts argilo-graveleux peu épais et de perméabilité généralement faible, circule une nappe dont les ressources sont réduites.

A l'Est d'Arles, au Nord de la Crau, dans les marais des Baux, eaux superficielles et eaux souterraines des dépôts limoneux sont drainées vers le Rhône.

Cailloutis plio-quadernaires

La nappe circulant dans les cailloutis de Crau (fig. 9), à la limite orientale de la carte, et s'écoulant du Nord-Est vers le Sud-Ouest, émerge dans les marais à Meyranne avant de se trouver captive sous les dépôts limoneux holocènes du delta. Au contact avec la mer à l'aval, il s'établit un équilibre eau douce — eau salée. On a pu, par études géophysiques et observations sur quelques forages, localiser le biseau salé. La ligne d'isoteneur 2 gr/l suit, en gros, le cours du Grand Rhône à une distance de 2,5 à 5 km à l'Ouest. Les eaux de la nappe de la Crau sont dures (TH ~ 30), riches en carbonates et pauvres en chlorures. Elles ont le faciès des eaux de la Durance.

Dans la plaine du Rhône, au Sud de Beaucaire, les cailloutis situés sous les dépôts récents, renferment une nappe très sollicitée par pompage. Cette nappe s'écoule également du Nord-Est vers le Sud-Ouest, en devenant captive sous les dépôts deltaïques; elle présente un écoulement préférentiel suivant le pourtour des Costières, le long du cours du Petit Rhône. Il semble que sous la Camargue proprement dite, la nappe des cailloutis soit essentiellement alimentée à partir de la surface par drainage. Des mesures de teneur en tritium, sur des prélèvements effectués lors de forages, ont montré qu'effectivement cette nappe serait *pro parte* fossile.

A l'Ouest de la faille de Saint-Gilles, les cailloutis plio-quadernaires sont surélevés par rapport au delta du Rhône; le substratum argileux plaisancien affleure même au Nord de Saint-Gilles. La nappe que recèle ces cailloutis est donc "perchée"; elle n'est alimentée que par les pluies et, l'épaisseur des cailloutis étant faible, les ressources sont limitées mais très sollicitées. Cette nappe circule du Nord vers le Sud, à l'Ouest de Saint-Gilles (drainage par le Valladas de Sainte-Colombe). Des surgences existent au Nord de Saint-Gilles, au contact du substratum imperméable.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Les substances utiles sont peu nombreuses sur le territoire de la feuille ; les exploitations actuelles concernent principalement les alluvions.

Les sables et les graviers silico-calcaires du Rhône et notamment du Petit Rhône font l'objet d'extraction par dragage dans le lit de la rivière dans des secteurs définis par les services de la navigation en vue de servir à la préparation de granulats et de matériaux de viabilité.

Ces matériaux ont de bonnes propriétés physiques.

Les graviers de Crau sont constitués par des galets silico-calcaires de plus grandes dimensions (100 à 200 mm) et des sables ; ils sont fréquemment cimentés en poudingues. Ces matériaux, qui ont de très bonnes propriétés physiques, ont été exploités localement pour la viabilité.

Les alluvions caillouteuses des terrasses de Saint-Gilles et de Générac ont été exploitées localement comme matériaux de viabilité. Ce sont également des galets silico-calcaires de grandes dimensions (100 à 200 m/m) avec une matrice argilo-sableuse. Ces alluvions ont de bonnes propriétés physiques.

Les calcaires gris bleuté hauteriviens de la butte d'Arles présentent des bancs de bonne dureté qui ont été autrefois largement employés pour la construction. Ils ont été extraits dans plusieurs secteurs, notamment aux abords de la gare et de Saint-Roch. Les zones d'extension des anciens sites d'exploitation sont actuellement occupées en grande partie par l'agglomération.

Les molasses (pierres tendres) de Montmajour et de Castellet ont été exploitées localement pour des constructions anciennes ; ces pierres avaient une dureté suffisante pour assurer la réalisation de constructions dans de bonnes conditions.

Les argiles de Générac et de Saint-Gilles sont bleuâtres à jaunâtres par altération ; ces argiles très calcaires ont été exploitées autrefois par des briqueteries pour des besoins locaux. Cette activité a cessé depuis longtemps.

Au plan des ressources du sous-sol, il faut rappeler que des recherches pétrolières ont été réalisées au cours des années 1949 à 1962 dans la Camargue, la Costière et la Crau. Parmi les nombreux forages profonds, qui ont été réalisés à cette époque, certains ont reconnu dans la série du Tertiaire des indices pétroliers. Ce fut le cas notamment de ceux d'Albaron qui donnèrent lieu à une faible production.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans le *Guide géologique régional : Provence*, par C. Gouvernet, G. Guieu et C. Rousset, 2e édition, 1979, Masson, Paris :

— itinéraire 2 : de Marseille à Salon par la Nerthe et la Basse Crau.

Sur les formations pliocènes et pléistocènes de la Costière du Gard, on pourra consulter le livret-guide de l'excursion 103 A du 26e congrès géologique international (Paris, 1980), par F. Bazile, p. 106-115.

COUPES RÉSUMÉES DE SONDAGES

La 3e édition de la carte géologique Arles à 1/80 000 comporte également beaucoup d'informations sur les sondages.

Il convient aussi de signaler les nombreux sondages effectués par la Compagnie nationale du Rhône lors de l'aménagement du palier d'Arles et dont quelques-uns seulement ont été reportés sur la carte. Enfin, la Compagnie Shell, lors de ses travaux d'étude sur le delta, a effectué une série de forages peu profonds suivant une maille serrée (essai de modélisation d'un horizon réservoir), dans le secteur de Saint-Andiol.

TABLEAU DES SONDAGES

N° archivage SGN 992-	Commune Désignation	Coordonnées Lambert				Profondeur totale en m	Terrains traversés	Profondeur au sommet des formations (en m) (cotes sondeurs ou diagraphie)
		X	Y	Zs	Zt			
1-3	St-Gilles Mas d'Estagel (CNABRL)	765,20	160,60	+ 84,46		10	Alluvions quaternaires Pliocène	0 2,6
1-4	St-Gilles Étang (CNABRL)	766,52	161,52	+ 78		20	Alluvions quaternaires Plaisancien	1,8
1-10	Generac Costières 1 (SNPLM)	761,403	157,779	+ 109,24		2708,50	Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Tortonien Helvétien Burdigalien Aquitainien	26 80 724 754 781 856 928
1-11	Generac 1 (SNPLM)	761,629	160,386	+ 80		903,40	Astien Plaisancien Pontien Vindobonien Burdigalien Aquitainien	10 631 645 756 904
1-12	St-Gilles St-André-la-Côte	762,11	154,14	+ 40		70	Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien	19 42
2-1	Arles St-Jol-Berc	771,62	153,92	+ 2,5		81	Holocène Pliocène-Pliocène supérieur Pliocène moyen-Plaisancien	24 45,50
2-205	St-Gilles Chemin d'Espérance D. Com. Rural Gard	768,46	154,32	+ 14		26	Quaternaire ("Villafranchien")	4
2-206	St-Gilles Albaron 6 (SNPLM)	769,032	153,095	+ 1,40		889,70	Holocène Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Mincène Aquitainien Oligocène Jurassique supérieur ?	16,50 50,50 100 525 546 692 752 793
2-225	St-Gilles Cavalet Arles 2A (Shell 129)	772,545	154,795	+ 1,5	+ 2,4	26	Holocène	

N° archi-vage SGN 992-	Commune Désignation	Coordonnées Lambert				Profondeur totale en m	Terrains traversés	Profondeur au sommet des formations (en m) (cotes sondeurs ou diagraphie)
		X	Y	Zt	Zt			
3-1	Arles Arles 2 (SNPLM)	780,100	154,250	+ 2,72		137,5	Quaternaire Villafranchien Astien Plaisancien Crétacé	22 52 61 92
3-2	Arles Mas Perrot Arles 1 (SNPLM)	781,183	153,659	+ 3,92		119	Holocène Villafranchien Astien Plaisancien Jurassique supérieur	18,30 51 69,50 94
3-201	Fourques Arles 3A (Shell 109)	777,850	159,825	± 3	± 3,9	19,4	Holocène	
3-202	Bellegarde Grand-Cabane (S2 CNR)	774,560	158,570	+ 3,4		25,7	Holocène Pliocène	22
3-229	Bellegarde Mas-Neuf (M. Bonnet)	775,995	161,800	+ 1,5		16,2	Holocène Villafranchien	14,5
4-14	Arles Pont sur Grand Rhône (déviation RN-113)	783,940	155,400	- 9,03		15,3	(Lit du Rhône) (= - 9,03) Reboulais Holocène (sable et tourbe) Villafranchien Néocomien	0,00 3,00 6,80 13,50
4-33	Arles (Pet C)	784,62	154,640	+ 8		20,50	Reboulais Holocène (Argile + tourbe) Villafranchien	0 3,50 18,50
4-34	Arles CD 33	785,115	154,185	+ 2		45,50	Holocène (argile, tourbe) Villafranchien Astien Plaisancien	10,50 16,70 39,00
4-36	Arles Palier d'Arles (CNR - RPA 12)	781,650	156,768	- 2,40		50,00	Holocène Villafranchien Astien	0 16,80 36,90 (?)
4-38	Arles Palier d'Arles (CNR - RPA 11)	783,424	160,634	- 4,40		30,00	Holocène	
4-39	Arles Palier d'Arles (CNR - RPA 13)	783,657	159,586	- 3,00		32,00	Holocène Villafranchien	0 7,00
4-40	Arles Palier d'Arles (CNR - M 220)	784,550	161,600	+ 6,50		37,00	Holocène Villafranchien Plaisancien	13,60 33,30
4-41	Arles Palier d'Arles	784,105	162,515	- 1,90		32,00	Holocène Plaisancien	0 27,10
4-44	Arles HLM Bouches-du- Rhône Barriol	783,600	154,300	+ 4,00		24,50	Holocène Villafranchien	0 17,40
4-202	Beaucaire Mas Neuf Palier d'Arles (CNR - RPA 9)	783,354	161,652	- 2,00		30,00	Holocène	
4-203	Fourques Rabusset Palier d'Arles (CNR - RPA 12)	783,245	160,037	+ 0,15		30,00	Holocène	

N° archivage SGN 992-	Commune Designation	Coordonnees Lambert				Profondeur totale en m	Terrains traverses	Profondeur au sommet des formations (en m) (cotes sondeurs ou diagraphie)
		X	Y	Zs	Zt			
5-201	St-Gilles Isclès 1 (CEP)	763,210	147,166	+ 1,50		1787	Holocène Pléistocène-Pliocène Astien Plaisancien Hélvétien Burdigalien Aquitainien Oligocène Rognacien Vitrolien	30 85 153 765 921 1046 1140 1385 1546
5-202	St Gilles Isclès 2 (CEP)	766,337	147,734	+ 0,80		760	Holocène Pléistocène-Pliocène Astien Plaisancien Burdigalien Portlandien	30 48 131 607 657 ?
5-203	Vauvert Montcalm Arles 5C (Shell 120)	760,696	142,410	+ 1,00	+ 1,90	35,9	Holocène Pléistocène-Pliocène	34,9
6-1	Arles Albaron 1 (SNPLM)	770,435	148,227	+ 1,43		903	Holocène Quaternaire-Villafranchien Plaisancien Aquitainien (?) Purbeckien ? Kimmeridgien ? Séquanien Jurassique indéterminé	41,50 120,22 284,40 294 467 681 780
6-2	Arles Le Pointu Albaron 2 (SNPLM)	773,896	146,530	+ 2,16		928,45	Holocène Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Miocène indifférencié Aquitainien	36 86 200 455 562
6-3	Arles Mas de l'Auricet Albaron 3 (SNPLM)	769,089	149,095	+ 1,27		658	Holocène Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Jurassique supérieur	29 76 108 205 216
6-4	Stes-Maries-de-la- Mer Mas d'Eymini Albaron 4 (SNPLM)	769,018	144,057	+ 1,83		524,15	Holocène Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Miocène Aquitainien Jurassique supérieur	41 129 152 203 230 348 395
6-5	Stes-Maries-de-la- Mer Mas d'Eymini Albaron B (SNPLM)	769,600	144,600	+ 1		402,6	Holocène Villafranchien Astien Pliocène Miocène	40 94,50 118 316
6-6	Arles Vaccarès 1 (SNPLM)	774,207	142,411	+ 1,04		2174	Holocène Villafranchien Astien Plaisancien Hélvétien ? Burdigalien ? Oligocène Jurassique supérieur	40 112 194 865 995 1140 1706

N° archivage SGN 992-	Commune Désignation	Coordonnées Lambert				Profondeur totale en m	Terrains traversés	Profondeur au sommet des formations (en m) (cotes sondeurs ou diagraphie)
		X	Y	Zs	Zt			
6-7	Arles Mazet de Vaccarès Arles 6D (Shell 126)	773,875	147,345	+ 0,20	+ 1,10	29,6	Holocène	
6-8	Arles Clos de l'Orne Arles 6C (Shell 125)	769,545	143,100	+ 1	+ 1,9	39	Holocène	
6-9	Stes-Maries-de-la- Mer Mas des Bruns Arles 6A (Shell 111)	770,539	144,671	+ 2,81	+ 3,71	39	Holocène	
6-201	St-Gilles Albaron 5 (SNPLM)	770,145	147,050	+ 1		318	Holocène Villafranchien Astien Plaisancien Marnes (Pontien ?) Purbeckien	33,50 78 126 300 310
6-202	St-Gilles Albaron 7 (SNPLM)	768,850	145,650	+ 1		288,4	Holocène Quaternaire-Villafranchien Astien Plaisancien Portlandien	37,70 96,30 157 234,50
7-1	Arles Ste-Cécile 1 (CEP)	780,045	148,491	+ 2,55		2828	Holocène Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Miocène supérieur Burdigalien Aquitainien Stampien supérieur Stampien inférieur Oligocène inférieur Kimmeridgien - Tithonique Séquanien Rauracien Argovien	23 42 132 605 692 875 1017 1136 1500 2002 2435 2580 2645 2697
7-2	Arles Mas du Pont de Rousty Arles 7C (COPESEP) (108 Shell)	776,590	149,430	± 2	± 2,9	27,8	Holocène	
7-3	Arles Pont du Mas de l'Ange (CNABRL - S2)	779,780	145,900	0,00		30	Holocène	
7-4	Arles Pont de Méjanes (CNABRL - S6)	783,000	143,780	+ 1,39		45	Holocène	
8-2	Arles Millet Villeneuve 1 (SNPLM)	786,947	146,563	+ 2,50		1941,54	Holocène Pliocène Miocène Aquitainien ? Oligocène Tithonique	15 491 1052 1610 1894
8-3	Arles Moilèges (S1)	787,72	148,47	+ 4		20	Holocène Quaternaire-Villafranchien	9,20
8-4	Arles Mas de l'Ange (S3 - CNABRL)	784,85	149,20	+ 2,86		23	Holocène	

LEXIQUE DE QUELQUES TERMES LOCAUX D'ORIGINE
PROVENÇALE

- Aube* : ex. l'Aube de Bouic = canal (réseau hydraulique).
- Brassière* : nom utilisé parfois pour désigner un bras secondaire reliant deux cours principaux.
- Conse* : désigne un ancien cordon littoral sableux.
- Corregio* : cours royal.
- Draye* : terme franco-provençal (*draïo*) dérivant du dauphinois "draya" et signifiant sentier.
- Engane* : (*engano*) prairie de salicornes servant de terrain de parcours en Camargue pour les chevaux et les taureaux.
- Gapan* : terme agronomique local désignant tout sol rouge (soit de type Horizon Bt de sol fersialitique) quel que soit son âge.
- Levadon* : (du provençal *levadoun*) : diguette, petite levée, remblai.
- Lône* (ou *Laune*) : bras mort du Rhône.
- Loron*
(ou *Leuron*) : désigne un clair où sourd une résurgence, en relation généralement avec les nappes phréatiques alluviales quaternaires qui bordent la Camargue.
- Roubine* : (du provençal *roubino*) désigne un canal d'assèchement, de dérivation, de drainage et de ceinture alimentant de façon calculée en eau douce dérivée du Rhône, afin d'éviter les remontées de sel.
- Sansouïre* : espace de terre plate dénudée recouverte par les hautes eaux, dont la surface est garnie d'une pellicule salée en été
- Ségonnaux* (les) : les bourrelets de dépôts fluviatiles formés sur les berges au cours des crues successives et faisant office de digues. Autre synonyme utilisé par les géographes et les sédimentologues : les levées.
- Tourade*
(ou *Touradon*) : (du provençal *tourado*) signifie aussi bien division faite par la scie que langue de terre, remblai, presque île...

CHOIX BIBLIOGRAPHIQUE

Cartes consultées

Cartes géologiques régulières

Carte géologique de la France à 1/80 000

- | | |
|---|------------------------------------|
| Feuilles <i>Arles</i> et <i>La Couronne</i> , | 1ère édition, 1889 (n° 234 et 246) |
| Feuille <i>Arles</i> , | 2ème édition, 1940 (n° 234) |
| Feuille <i>Arles</i> — <i>Cap Couronne</i> , | 3ème édition, 1969. |

Carte géologique de la France à 1/50 000

- Feuille *Eyguières* (993), 1ère édition, 1975
Feuille *Nîmes* (965), 1ère édition, 1973
Feuille *Lunel* (991), 1ère édition, 1969
Feuille *Saintes-Maries-de-la-Mer* (1018), 1ère édition, 1975
Feuille *Istres* (1019), 1ère édition, 1975

Carte géologique de la France à 1/250 000

- Feuille *Marseille*, 1ère édition, 1979 (n°39)

Autres documents cartographiques

Cartes géologiques figurant dans la Synthèse géologique du Sud-Est (1984).

Carte sédimentologique du Delta, *in* Kruit (1955)

Carte géomorphologique à 1/50 000 (C.N.A.R.B.R.L. — DDA des Bouches-du-Rhône), 1970, *in* Rapport "Camargue".

Carte des sols à 1/20 000 (DDA des Bouches-du-Rhône et C.N.A.R.B.R.L., 1970).

Carte du Parc régional de Camargue (IGN), 1974.

Cartes anciennes (Bibliothèque nationale, Archives nationales, Bibliothèque d'Arles, Archives départementales....).

Documents photographiques aériens consultés

- Mission Nîmes — Camargue, 1942,
Mission Nîmes — Saintes-Maries-de-la-Mer, 1953, XXIX- 44,
Mission Nîmes — Saintes-Maries-de-la-Mer, 1962.

Images satellites NASA - ERTS E. - 1078 - 09564-7-02 (MSS 5, 6, 7).

Éléments de bibliographie

ALOISI J.-C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J. et THOMMERET Y. (1978) - Holocene transgression in the Golfe du Lion (Southwestern France): paleogeographic and paleobotanic evolution. *Geogr. phys. quat.*, 32, 2, p. 145-162.

ANGLADA R. (1968) - Sur la position stratigraphique des gisements-types de *Potamides basteroti* (Serres). *Mém. Soc. géol. min. Bretagne*, t. XIII.

ARNAL H., BARRIÈRE J. et BORNAND M. (1973) - Les paléosols des terrasses fluviales du bassin rhodanien et du Languedoc. 9^e congrès INQUA, Géodyn. — Strati. et environ., p. 203-206.

ARNAL H. (1974) - Les multiples terrasses rhodaniennes de la partie nord de la Costière nimoise, leurs prolongements vers Montpellier et leurs sols. *Bull. Soc. Etu. Sci. nat. de Nîmes*, t. 54, p. 35-50.

ARNAL H., BARRIÈRE J., BAZILE F., TONI C. (1974) - La Vistrenque, vallée du Rhône au Quaternaire moyen, essai de datation. *Bull. Soc. Etu. Sci. nat. de Nîmes*, t. 54, p. 61-66.

ARTHAUD F., SÉGURET M. (1980) - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Centre Rech. Expl. Elf-Aquitaine*, n°1, p. 147-188.

ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M. (1980-1981) - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, sec. I, n°3, 1980/1981, p. 175-193, 8 fig., 2 tabl., 5 pl. h.-t.

BALLÉSIO R. (1972) - Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon.*, n°53, 333 p., 73 fig., 43 tabl.

BARRIÈRE J. (1971) - Interprétation paléogéographique des dépôts du Plio-Pléistocène languedocien. *Bull. de l'A.F.E.Q.*, 8^e an., n° 28, 3^e trim.

BARRIÈRE J. (1973) - Stratigraphie, paléopédologie, paléogéographie des dépôts plio-pléistocènes languedociens. *In*: Le Quaternaire, Géodynamique, Stratigraphie et Environnement, par le Comité National français de l'Inqua, 9^{ème} congrès INQUA, Christchurch, Nlle Zélande.

BARRIÈRE J. et MICHAUX J. (1971) - Données nouvelles sur les formations d'âge plio-pléistocène inférieur du Languedoc et du Roussillon (France). Ve congrès du Néogène méditerranéen, Lyon, *Mém. BRGM, Fr.*, 78, 1, p. 69-80.

BARRIÈRE J. et TONI C. (1972) - Les Costières du Gard. Données nouvelles et interprétation. *Bull. Soc. lang. Géog.*, t. 6, fasc. 3, p. 231-276.

BARRIÈRE J. et TONI C. (1973) - Données nouvelles sur la stratigraphie et la paléogéographie des Costières du Gard. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, sér. D, p. 125-128.

BARRIÈRE J., BOUSQUET J.-C., TONI C. (1973) - Données nouvelles sur la néotectonique des Costières du Gard. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, série D, p. 285.

BAUBRON J.-C. (1984) - Volcanisme du Sud-Est de la France. *In Synth. géol. SE Fr., Mém. BRGM*, n° 215, p. 514-517.

BAULIG H. (1927) - La Crau et la glaciation wurmienne. *Ann. Géogr.*, 36, n°204, p. 499-508.

BAZILE F. (1974) - Les industries archaïques de la Vistrenque. Note préliminaire. *Bull. Soc. Etu. Sci. nat. Nîmes*, t. 54.

BAZILE F. (1976) - Les lignes de rivage quaternaires du Languedoc méditerranéen. *Préhist. franc.*, t.1, fasc. 1, p. 326-329.

BAZILE F. (1980) - Le Pliocène détritique continental de la Costière du Gard. 26e Congr. géol. internat., Paris, 1980. Livret-guide excu. 103A, p. 106-109.

BAZILE F. (1980) - La Costière du Gard : la formation alluviale rhodanienne des zones nord et est, la formation littorale associée. 26e Congr. géol. internat., Paris, 1980. Livret-guide excu. 103A, p. 110-115.

BEAUFORT L., BRUNEAU J., CRÉPIN A. et JULLIAN Y. (1954) - Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), IV, p. 175-184.

BENOÎT F. (1938) - Les civilisations anciennes de la Camargue. *Le Chêne*, n°16, p. 16-33.

BENOÎT F. (1940) - Le delta du Rhône à l'époque grecque. *Rev. Et. anciennes*, n°42, p. 567-572.

BERTRAND J.-P., L'HOMER A. (1975) - Le delta du Rhône. Guide d'excursion, IXe Cong. int. sédim, Nice, 64 p.

BETHEMONT J. (1972) - Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Univ. Saint-Etienne, 642 p.

BONIFAY E. (1962) - Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Thèse, *Trav. Inst. Préhis.*, Univ. Bordeaux, t. II.

BONIFAY E., COLOMBE E., DUBAR M., GABERT J., ROUX M. (1984) - Quaternaire : Provence. *In Synth. géol. SE Fr., Mém. BRGM*, n° 125, p. 553-556.

BONNET A., DUBOUL-RAZAVET Ch. (1952) - Contribution à la connaissance du Pliocène du Bas-Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), II, 9, p. 123-130.

BONNET A. (1953) - La tectonique post-villafranchienne du Languedoc méditerranéen. 4ème Congr. INQUA, p. 209.

BONNET A. (1953) - Note préliminaire sur le Quaternaire de Camargue. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, (6), III, p. 277-281.

BONNET A. (1962) - Note sur la liaison entre les tectoniques superficielles et profondes de la Camargue. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIX, n°269.

BONNET A. (1963) - Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, p. 543-554.

BONNET A. (1965) - Le Quaternaire des environs de Saint-Gilles (Gard). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VII, p. 571-579.

BONNET A. (1966) - Note complémentaire sur le Quaternaire des environs de Saint-Gilles et de Bellegarde (Gard). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 348.

BONNET A. (1966) - Structure de la Camargue entre Arles - Beaucaire et Saint-Gilles-du-Gard. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 258.

BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire. Thèse C.N.R.S., Paris, 2 vol., 657 p.

BOURDIER F. (1965) - Tableau de corrélations relatives au Pliocène et au Quaternaire ancien (France et régions voisines). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 138.

BOURDIER F. (1967) - Tableau sommaire du Quaternaire français. Labo. de géol. Quaternaire et de préhistoire de l'Ecole pratique des Hautes Études, réunion de Hanovre, 1967.

BOURDIER F. (coordination par...) (1973) - Les problèmes de la limite Pliocène - Quaternaire dans le bassin du Rhône. In "Le Quaternaire", 9e Congr. inter. Inqua, Christchurch, 1973, ch. I, p. 9-15.

"CAMARGUE" (1970) - Étude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Dir. dép. Agriculture et Cie nale Aménag. Rég. Bas-Rhône et Languedoc, rapport collectif en plusieurs volumes.

CATZIGRAS F. et COLOMB E. (1984) - Provence et Bas-Rhône (Néogène). In Synth. géol. SE Fr., *Mém. BRGM*, n° 125, p. 491-493.

CLAUZON G. (1974) - L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Ann. Géogr.*, n°456, LXXXIIIe an., p. 129-140.

CLAUZON G. (1981) - Réunion du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relation de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne au Miocène supérieur. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série II, p. 309-311.

CLAUZON G. (1982) - Le Cañon messinien du Rhône ; une preuve décisive du *dessiccated deep-basin model*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXIV, (3), p. 597-610.

CNARBRL (1970) - Voir à "Camargue".

COLLOT L. (1880) - Sur le delta pliocène du Rhône à Saint-Gilles. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 90, p. 548-549.

COLLOT L. (1904) - Pliocène et Quaternaire de la région du Bas-Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. IV, p. 401-415.

COLOMB E., GERVAIS J., PUISSÉGUR J.-J. et ROUX R.-M. (1969) - Présence de niveaux à faune d'âge rissien sous le cailloutis de la Crau de Miramas (Bouches-du-Rhône). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 268, p. 1683-1685.

COLOMBE., ROUX R.-M. (1978) - La Crau, données nouvelles et interprétations. *Géologie méditerranéenne*, t. V, 3, p. 303-324.

Compagnie Exploration Pétrolière (1951) - Sondage Villeneuve 1. Rapport d'implantation et rapport final.

CRAVATTE J. *et al.* (1974) - Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie. CFP, *Notes et Mémoire*, n°11, p. 215-274.

CRAVATTE J. et SUC J.P. (1981) - Climatic evolution of northwestern mediterranean area during Pliocene and Early Pliocene by pollen-analysis and foraminifera of drill Autan 1. Chron. stratigraphic correlations. *Pollens et Spores*, 23, n°2, p. 247-258, 4 fig., 1 pl.

COQUAND (1869) - La Crau, sa composition géologique et son origine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XXVI, p. 541-583.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIËNHARDT M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125 et 126, 2 vol., 615 p., 347 fig., 65 cartes.

DEMARCO G. (1970) - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM*, n°61.

DEMARCO G., BALLÉSIO R., RAGE J.-C., GOERIN C., MEIN P. et MÉON H. (1983) - Données paléoclimatiques du Néogène de la vallée du Rhône (France). *Paléogéogr., paléoclimatol., paléoécol.*, 42, p. 247-272.

DENIZOT G. (1933) - Sur l'âge des vieux poudingues de la Durance et de la Crau. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 196, p. 1906-1908.

DENIZOT G. (1938) - La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XI-I, p. 5-159.

DENIZOT G. (1939) - Le problème des terrasses rhodaniennes. *Et. rhoda.*, vol. 15, p. 119-133.

DENIZOT G. (1940) - Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône. C.R. collab. Campagne 1939. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°203, t. 42, p. 163-171, 4 fig.

DENIZOT G. (1941) - La formation géologique du delta du Rhône. *Rev. Arles*, n°3, p. 75-78.

DENIZOT G. (1946) - La Costière nîmoise. *Bull. Soc. Et. Sc. nat. Nîmes*, t. XLVIII, p. 137-151.

DUBAR M. (1983) - a) Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et Pliocène du bassin de la moyenne Durance ; interprétations géodynamiques et paléogéographiques. Thèse doct. Etat, Marseille, 428 p. dactyl.

b) Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez - Valensole ; implications stratigraphiques. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, série II, p. 855-857.

DUBAR M. (1984) - Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez - Valensole (Alpes de Haute Provence, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 971-978.

DUBOUL-RAZAVET C. (1955) - Contribution à l'étude du delta du Rhône. Thèse, *Mém. Soc. géol. Fr.*

DUMASE. (1875) - Statistique géologique, minière et paléontologique du département du Gard. Paris, Bertrand édit.

GABERT J. et L'HOMER A. (1984) - Bas-Rhône - Camargue (au cours du Quaternaire). In Synth. géol. SE Fr., *Mém. BRGM*, n°125, p. 552-553.

GENNESSEAUX M. et LEFEBVRE D. (1980) - Le golfe du Lion et le Paléorhône messinien. *Géologie méditerranéenne*, t. VII, n° 1, p. 71-80.

GEORGE P. (1942) - A propos d'indices de déformations quaternaires dans la région du Bas-Rhône. *Bull. As. Géog. Fr.*, n°144-145, p. 41-43.

GÉRIN-RICARD, Comte M.-H. de (1934) - La Camargue dans l'Antiquité : remarques et fouilles récentes. 7ème cong. et fêtes du Rhône, Marseille, p. 357-380.

GOUVERNET C. (1952) - La Crau, la Provence et les Alpilles. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, série II, t. XXI, fasc. 1.

GOUVERNET C. (1960) - Evolution géologique des relations Bas-Rhône - Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXIX, p. 273-279.

GOUVERNET C., GUIEU G., ROUSSET C. (1979).- Guides géologiques régionaux - Provence, Masson, Paris, 2e édition, 238 p.

INQUA SUB-COMMISSION ON THE NEOGENE QUATERNARY BOUNDARY. Bureau of the committee of the Mediterranean Neogene stratigraphy. Sub-commission of Neogene stratigraphy of the I.U.G.S. (1972). The decision of the international colloquium on the problem: "The boundary between neogene and quaternary". Moscou, 3 pages dact.

JEAN M., BALDY R., TONIC. (1974) - Les groupements d'hydraulique agricole des Bouches du Rhône. Serv. agric., DDA, 97 p.

KRUIT C. (1951) - Aperçu de l'histoire récente du delta du Rhône. 3ème Congrès sédim., Groningen, Wageningen, p. 181-191.

KRUIT C. (1955) - Sediments of the Rhone delta - I - Grain size and microfaune. *Verhand. Konink. Neder. Geol. Mijnbouw*, Deel XV, BL2, p. 357-514.

LENTHÉRIC (1905) - Le Rhône, histoire d'un fleuve. Paris, Plon, p. 447.

L'HOMER A., BAZILE F., THOMMERET J. et Y. (1981) - Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Oceanis*, vol. 7, fasc. 4, p. 389-408.

MARINOS P. (1968) - Note préliminaire sur la géologie et l'hydrogéologie de l'étang du Vaccarès en Camargue. B.Rh.L., non diffusé.

MICHAUX J., SUC J.-P. et VERNET J.-L. (1979) - Climatic inference from the history of the *Taxodiaceae* during the Pliocene and the early Pleistocene in Western Europe. *Rev. Paleobot. Palynol.*, Amsterdam, 27, p. 185-191, 2 tabl.

NURY D. (1979) - Attribution au Stampien supérieur du calcaire de l'Estaque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 21, n°2, p. 121-124, 1 fig., 1 tabl.

OLDHAM R.D. (1929) - Historic changes of level in the delta of the Rhône. *Quarterly Journ. Geol. Soc. London*, v. 86, p. 4-93.

OOMKENSE E. (1970) - Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. In *Deltaic sedimentation*. Soc. of Ec. Pal. and Min., special publication n°15, p. 198-212.

PARDÉ M. (1925) - Le régime du Rhône. Étude hydrologique. Thèse, Grenoble, 2 vol. in-8°, *Pub. Inst. Et. rhodan.*, Lyon, t. I : XIV, 887 p. ; t. II : 440 p.

PINEAU H. (1964) - L'évolution topographique du delta du Rhône appliquée à la résolution de problèmes historiques. Colloque international d'Archéologie aérienne, 31 août-3 septembre 1963, Sevren.

POGGI J.-P. (1968) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine alluviale du Rhône entre Beaucaire et Arles. Thèse 3ème cycle, Montpellier.

ROIRON P. (1979) - Recherches sur les flores plio-quatérnaires méditerranéennes : la microflore pliocène de Pichegu, près Saint-Gilles (Gard). Thèse doct. 3e cycle, U.S.T.L., Montpellier, 221 p., XXXII pl.

ROUCHY J.M. (1984) - Crise de salinité messinienne. In. Synth. géol. SE. *Mém. BRGM*, 125, p. 510-513.

ROUIRE J. (1979) - Notice explicative de la feuille Marseille à 1/250 000. Édit. BRGM, SGN, 88 p.

RUSSEL R.J. (1942) - Geomorphology of the Rhône delta. *Ann. Ass. Americ. Geogr.*, v. 32, n°2, p. 149-254.

SACCO (1886) - Le Fossanien, nouvel étage du Pliocène d'Italie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1886, série III, vol. 15, p. 27-36.

SUC J.-P. (1973) - Etude palynologique des marnes de Celleneuve (Pléistocène inférieur) (Hérault). *Bull. A.F.E.Q.*, 1.

SUC J.-P. (1980) - Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc - Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne). Thèse doct. Etat., Univ. Sci. et Techniques Languedoc, Montpellier, 2 t., 198 p., 64 fig., 24 diagr., 14 tabl., 5 pl. photos.

SUC J.-P. (1982) - Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 294, (2), p. 1003-1008.

SURRELL E. (1847) - Mémoire sur l'amélioration des embouchures du Rhône. 1 vol. in -8°, Imp. cévenole, Nîmes.

TONI C. *et al.* (1970) - Etude hydrogéologique, pédologique et de la salinité. Etude réalisée par la D.D.A. des Bouches-du-Rhône, avec le concours de la C.N.A.R.B.R.L.

TRAUTH N. (1984) - Camargue (au cours du Paléogène). *In Synth. géol. SE Fr.*, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 433-434.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :

- pour les Bouches-du-Rhône, au S.G.R. Provence-Alpes-Côte d'Azur, Domaine de Luminy, Route Léon-Lachamp, 13009 Marseille ;
- pour le Gard, au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 39, rue de Pinville, 34000 Montpellier.

A Paris, l'ensemble des documents du sous-sol national est accessible au Service central de consultation du BRGM, situé à la Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction et la coordination d'ensemble de la notice a été assurée par Alain L'HOMER(1) avec la collaboration des auteurs suivants :

- Max ROUX(3), pour l'histoire géologique et la description des formations plio-quadernaires de la Crau ;
- Claude TONI(4) et Frédéric BAZILE(5), pour les formations plio-quadernaires des Costières ;
- Lucien DAMIANI(2), pour les substances utiles ;
- Guy DUROZOY(6), pour l'hydrogéologie.

Les autres rubriques ont été rédigées par A. L'Homer, notamment celle intitulée "Archéologie et histoire locale — confrontation avec les données géomorphologiques et sédimentologiques".

(1) Ingénieur géologue, Service géologique national, BRGM, Orléans.

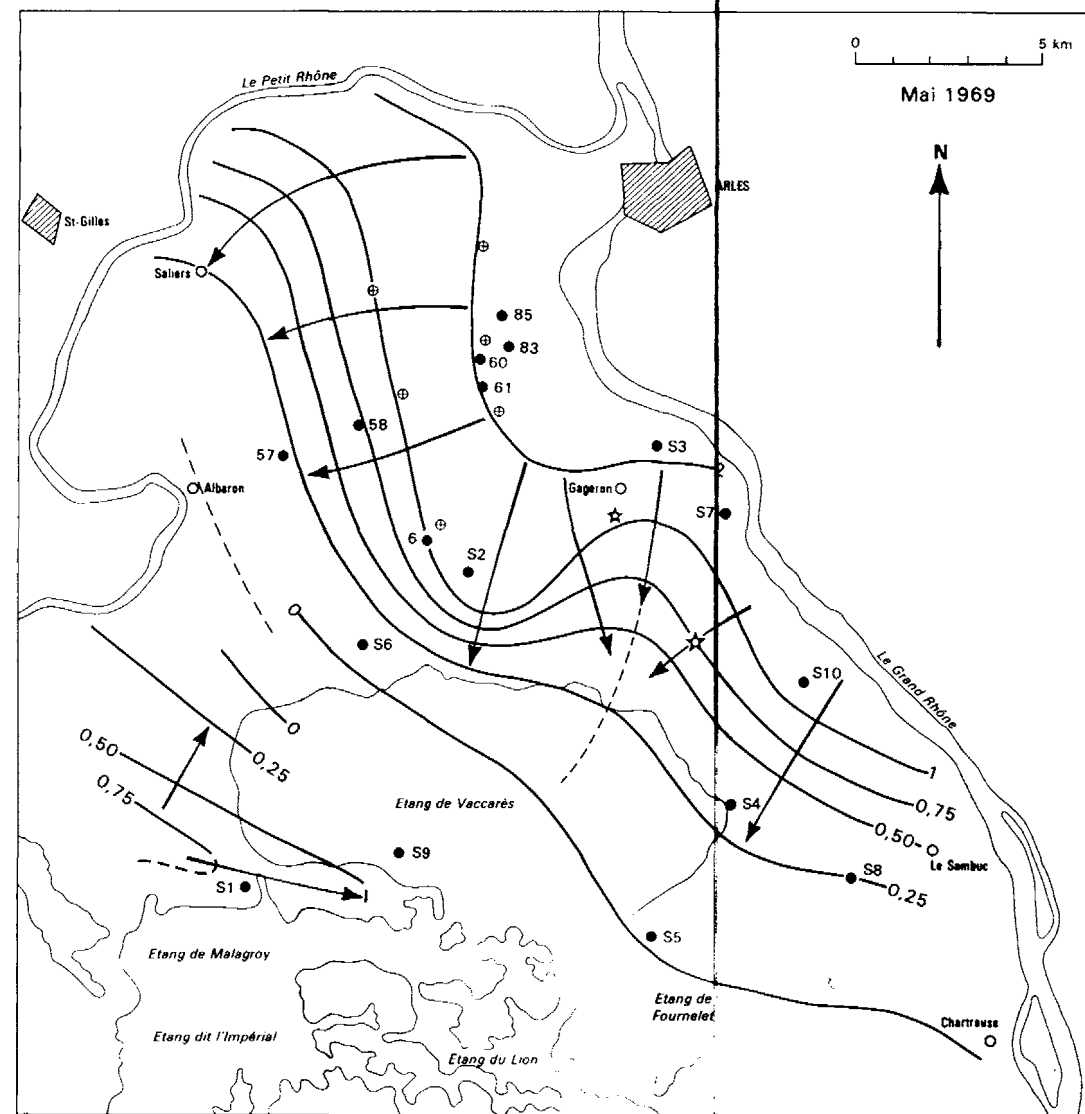
(2) Ingénieur géologue, SGR Provence-Alpes-Côte d'Azur, BRGM, Marseille.

(3) Laboratoire de géologie marine et sédimentologie, Fac. des Sciences, Luminy, Marseille.

(4) Ingénieur pédologue, DDA des Bouches-du-Rhône.

(5) Quaternariste et préhistorien, attaché de recherches au CNRS, Centre de préhistoire de Vauvert.

(6) Ingénieur hydrogéologue, SGR Provence-Alpes-Côte d'Azur, BRGM, Marseille.



- Axes principaux d'écoulement
- ☆ Contact défini par l'étude géophysique de la C.P.G.F. (B.Rh.L.)
- - - - - Axe de drainage
- 61 Forage existant
- ⊕ Contact défini par l'étude géophysique du B.R.G.M.
- S3 Sondage exécuté pour la présente étude

Fig. 9 - Représentation schématique de la surface piézométrique de la nappe du cailloutis

Ere	Cycle	Age M.A.	Système ou période	Étage	Notation	Sous-étage	Notation	Termes stratigraphiques équivalents	
TERTIAIRE OU CÉNOZOÏQUE	NÉOGÈNE	2	PLIOCÈNE p		p	ASTIEN PLAISANCIEN		« VILLAFRANCHIEN INFÉRIEUR »	
		5	MIOCÈNE m	SUPÉRIEUR	m3	TORTONIEN		« PONTIEN » = mP	
		MOYEN		m2	HELVÉTIEN	Serravalien Langhien	m2b m2a	VINDOBONIEN	
	7	INFÉRIEUR	m1	BURDIGALIEN AQUITANIEN		m1b m1a	GIRONDIEN		
	PALÉOGÈNE	25	OLIGOCÈNE g	OLIGOCÈNE SUPÉRIEUR	g3			« Couches à Helix ramondi »	
		37	ÉOCÈNE	STAMPIEN	g1-2	STAMPIEN sup. STAMPIEN inf.	g2b g2a	« SANNOISIEN » s.s.	
		55		BARTONIEN s.l. LUTÉTIEN YPRÉSIEN				Non dépôt	
		PALÉOCÈNE	65	THANÉTIEN					
				MONTIEN				e1b	
	DANIEN			e1			e1a		
	MÉSOZOÏQUE	phases alpines précoces	70	CRÉTACÉ e1 c	SENONIEN	C7	MAESTRICHTIEN		« ROGNACIEN » C7b « BÉGUDIEN » C7a
			CAMPANIEN		C6	Dépôts lacustres		« VALDO-FUVÉLIEN » C6 « FUVÉLIEN » C6b « VALDONNIEN » C6a	
			SANTONIEN		C5				
			CONIACIEN		C4				
			TURONIEN		C3				
94			CÉNOMANIEN	C1-2			Lacune par érosion		
100			ALBIEN						
106									
112									
118									
124									

Tableau 1 - Terrains anté-pléistocènes de la carte Arles

