



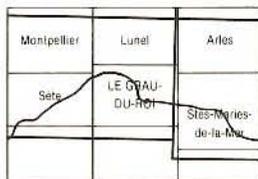
**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000**

# LE GRAU-DU-ROI

par  
A. L'HOMER

## LE GRAU-DU-ROI

La carte géologique à 1/50 000  
LE GRAU-DU-ROI est recouverte par la coupure  
MONTPELLIER (N° 223)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000.



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LE GRAU-DU-ROI À 1/50000**

*par*

**A. L'HOMER**  
*avec la collaboration de J.C. ALOISI,*  
**F. BAZILE, J.P. MARCHAL**

**1993**

*Éditions du Service géologique national*

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : L'HOMER A., ALOISI J.C., BAZILE F., CALINE B., MONACO A., MOUCHET J.P. (1993). — Carte géol. France (1/50000), feuille *Le Grau-du-Roi* (1017). Orléans: BRGM, Notice explicative par A. L'Homer, avec la collaboration de J.C. Aloïsi, F. Bazile, J.P. Marchai (1993), 93 p.

— *pour la notice* : L'HOMER A., avec la collaboration de ALOÏSI J.C., BAZILE F., MARCHAL J.P. (1993) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille *Le Grau-du-Roi* (1017). Orléans : BRGM, 93 p. Carte géologique par A. L'Homer, J.C. Aloïsi, F. Bazile, B. Caline, A. Monaco, J.P. Mouchet (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction, réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2017-2

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE ET APERÇU</i>	
<i>GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>DONNÉES PHYSIQUES SUR L'ENVIRONNEMENT</i>	6
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</b>	11
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	17
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	17
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	22
<b>Pléistocène</b>	22
<b>Holocène</b>	23
<b>Dépôts anthropiques</b>	28
<i>DOMAINE MARIN</i>	29
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	37
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	37
<i>PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉDIFICATION DES</i>	
<i>CORDONS LITTORAUX DE LA RÉGION</i>	
<i>D'AIGUES-MORTES DE 7300 À 1500 B.P.</i>	41
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	51
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	51
<i>LES SALINS D'AIGUES-MORTES</i>	56
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	59
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	59
<i>ÉVOLUTION DU LITTORAL DEPUIS L'ANTIQUITÉ</i>	
<i>(RÉGION D'AIGUES-MORTES)</i>	61
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES,</i>	
<i>ITINÉRAIRES</i>	76
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	76
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	86
<b>AUTEURS</b>	86
<b>ANNEXES</b>	87
<i>LEXIQUE DE QUELQUES TERMES LOCAUX</i>	87
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	89

## INTRODUCTION

### PRÉSENTATION DE LA CARTE ET APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La carte géologique Le Grau-du-Roi constitue la dernière feuille d'une série de cinq cartes coordonnées<sup>(1)</sup> qui se proposent de fournir une cartographie détaillée et homogène de l'ensemble des terrains constitutifs du delta du Rhône. Le respect de cet objectif nous a conduit, dans le cas présent, à adopter un découpage spécial incluant la bordure méridionale de la carte Lunel, de façon à représenter les cordons sableux d'Aigues-Mortes dans leur intégralité.

Plusieurs unités se distinguent au sein de cette carte.

- Au Nord-Ouest, la majeure partie de **l'étang de Mauguio** se trouve barrée vers la mer par un cordon littoral relativement étroit, de Carnon à La Petite-Motte.

- À partir de ce lieu, le **cordon littoral** se développe vers l'Est pour constituer un large écheveau complexe de barres sableuses séparées par des lagunes et des étangs. Ces cordons se poursuivent d'ailleurs bien au-delà des limites de la feuille, sur les cartes Saintes-Maries-de-la-Mer et Istres.

On distingue classiquement quatre anciens cordons qui sont, du Nord au Sud, le cordon de Saint-Jean <sup>(2)</sup>, le cordon d'Aigues-Mortes, le cordon de Listel et le cordon de Saint-Roman, lequel est soudé au cordon actuel de l'Espiguette qui continue de s'accroître en direction de l'Ouest, comme l'indiquent les tracés de côte successifs figurés sur la carte.

- La bordure septentrionale des cordons sableux est marquée au Nord et au Nord-Est par un passage tranché aux dépôts vaseux des **marais de Cogul** et de **Port-Vieil**, anciens étangs qui furent colmatés jadis par les alluvions du Vidourle et du Vistre. De la ferme Reboul en direction de l'Est, la limite septentrionale des faciès sableux est moins tranchée. Le contour n'indique plus la bordure des cordons les plus anciens (6500 B.P.), mais la limite nord d'une frange sableuse mise en place par le vent et les hommes sur la bordure limoneuse et très peu profonde des marais de la Souteyranne. Dans ce secteur, ce premier ensemble de cordons comportait autrefois des appareils dunaires couverts de bois (Silve de Montcalm aussi appelée Sylve Godesque, c'est-à-dire la forêt des Goths).

(1) Cartes précédemment éditées : Istres, Eyguières, Saintes-Maries-de-la-Mer, Arles.

(2) Encore appelé cordon de Montcalm ou de la Sylve Godesque.

• Le cours canalisé du Vidourle qui se jette dans l'étang de Repausset marque la limite entre l'Hérault et le Gard, tandis que la délimitation entre ce dernier département et les Bouches-du-Rhône suit le tracé d'un ancien cours, celui du Rhône de Peccaïs. Au-delà de cette ligne de partage, s'étendent vers le Sud-Est les terrains restés à l'état sauvage de la **Petite Camargue**<sup>(1)</sup> (extrémité occidentale du parc régional de la Camargue).

Si les contrastes observables, en vision aérienne, entre cordons sableux et étangs soulignent encore la majeure partie des traits morphologiques essentiels, il n'en est pas moins vrai que les divers aménagements opérés les ont oblitérés dans plusieurs secteurs.

Il subsiste quelques espaces restés à l'état naturel dans les départements du Gard et de l'Hérault, principalement en bordure de mer, mais la majeure partie des cordons littoraux a été aménagée par l'homme (aplanissement des dunes de sable et drainage des marais à des fins agricoles, infrastructures des marais salants, aménagements touristiques le long du littoral).

La carte comporte également une large partie marine englobant le golfe d'Aigues-Mortes et les glacis à faible pente du plateau continental. La cartographie des cordons sableux édifiés dans le passé par les atterrissements successifs, se complète au-delà de la ligne de rivage par une information sur la nature des sédiments marins ou des fonds rocheux.

## *DONNÉES PHYSIQUES SUR L'ENVIRONNEMENT*

Pour éviter les redites, les *données climatologiques* sont présentées au début de la rubrique « Hydrogéologie ».

### **Cours d'eau**

À part quelques petits cours d'eau qui se déversent dans l'étang de Mauguio, il n'existe plus, dans cette portion du delta, de cours d'eau à l'état naturel. Ceux qui subsistent — Vidourle, Vistre — ont été canalisés; quant aux anciens cours du Rhône (ou lônes\*), souvent remplacés par un canal ou une roubine\*, ils ne coulent plus dans cette région depuis le début du XVI<sup>e</sup> siècle.

En bordure de l'étang de Mauguio, d'Ouest en Est, on relève la présence du ruisseau de la Jasse, du Salaison (qui a constitué un petit delta aux dépens de l'étang) et de la Cadoule. Plusieurs autres ruisseaux ne figurant pas sur la carte débouchent dans le coin nord-est

(1) Ce nom désigne l'île que formait autrefois le Petit Rhône lorsqu'il se divisait à la hauteur de Sylveréal en deux bras, dont l'un, abandonné puis colmaté, a été remplacé par le canal de Sylveréal, et dont l'autre constitue la terminaison actuelle du cours du Petit Rhône débouchant dans la mer au grau d'Orgon (cf. carte Saintes-Maries-de-la-Mer).

(\*) Les astérisques renvoient au lexique (en annexe).

du Mauguio. Sur la rive orientale, on note le débouché du canal du Languedoc issu du canal de Lunel (dont les premiers travaux remontent à 1299), et le débouché de l'ancien canal de la Radelle qui collectait autrefois les eaux du Vistre.

Les eaux du *Vidourle* charrient des quantités importantes de sédiments lors des crues de cette rivière torrentielle, dénommées localement les « vidourlades »<sup>(1)</sup>. Les dépôts générés par le Vidourle sont à l'origine du delta qui s'étend de Grand-Gallargues et du Cailar à la bordure orientale de l'étang de Mauguio, (cf. carte Lunel). Au début du XIV<sup>e</sup> siècle, le Vidourle fut canalisé de Gallargues à Massillargues (Ambert, 1986).

Jusqu'au siècle dernier, les eaux du Vidourle, et les sédiments qu'elles charriaient, se sont déversés dans l'étang de Mauguio, contribuant à le combler et à le rendre progressivement impraticable aux grandes barques (profondeur maximale actuelle 1,50 m, mais le plus souvent inférieure à 0,80 m). En 1833, le Vidourle a été détourné dans un canal qui aboutit dans l'étang de Repausset<sup>(2)</sup>. Les sédiments du Vidourle ont, à leur tour, comblé en partie cet étang avec formation de l'île de Montago. À partir de 1865 s'est constituée, sur sa rive droite, une levée qui a isolé l'étang du Ponant, aménagé dans le courant des années 1970.

Le *Vistre* prend sa source au Nord-Est de Nîmes. Il était navigable entre Aigues-Mortes et Le Cailar avant d'être canalisé en 1788 pour être raccordé au canal de Beaucaire à Aigues-Mortes. Auparavant, le Vistre coulait à l'Est de l'îlot de Psalmodi (= lit du Vieux Vistre). Il est possible que cette rivière ait coulé, par le passé, à l'Ouest de cet îlot, avant d'être repoussée vers l'Est par la poussée des sédiments du delta du Vidourle (voir carte Lunel et carte du delta à l'époque romaine par A. L'Homer, 1987, et version modifiée parue *in* Cabot, 1991).

Notons que le Vistre, collecteur des eaux tombées sur les garrigues nîmoises, peut lui aussi transporter des masses d'alluvions, comme il l'a fait lors du déluge abattu sur Nîmes le 3 octobre 1988 (Cabot, 1991).

Les contours sinueux de la bordure nord des cordons, de Quincandon au mas de Mahistre, peuvent être attribués à des érosions liées aux divagations passées du lit du Vistre.

## Canaux

D'Ouest en Est, la carte est traversée par le canal du Rhône à Sète qui fait un crochet par Aigues-Mortes. Plusieurs canaux viennent s'y raccrocher : le *canal de Pérols*, le *canal de Lunel*, le *canal du Vidourle*

(1) Les débits liquides des crues centennales du Vidourle ont été estimés à 2300 m<sup>3</sup>/s (cf. Greslou, 1984).

(2) Le croisement Vidourle—canal du Rhône à Sète posa longtemps des problèmes en périodes de crues. Un équipement moderne, les « Portes du Vidourle » semble parer au pire (Cabot, 1991).

qui le recoupe pour aboutir dans l'étang de Repausset, le *canal du Vistre* et le *canal du Bourguidou\** qui assure la liaison avec le *canal de Peccaïs* à Sylveréal.

Depuis Aigues-Mortes, la liaison avec la mer est assurée par le *canal maritime* ou « *Grande Routine* » qui partage l'étang de Repausset en deux et débouche au port du Grau-du-Roi.

Des tiretés bleus parallèles marquent sur la carte l'emplacement d'anciens canaux présentant un intérêt historique. L'origine de ces canaux est abordée dans la partie historique de cette notice.

### **Anciens cours du Rhône**

Le secteur sud-est de la carte conserve la trace d'anciens bras du Rhône qui ont été actifs jusqu'au XV<sup>e</sup> et XVI<sup>e</sup> siècles : *Rhône du Peccaïs*, *Rhône mort* ou *de la Ville*, *Rhône de Saint-Romain* et *Rhône vif*. Pour les autres bras morts du delta, se reporter à la carte et à la notice Arles 1/50000 (L'Homer, 1987).

### **Étangs**

Ceux-ci sont très peu profonds (généralement moins de 1 m), sauf certaines passes qui peuvent atteindre et même dépasser 2 m. L'épaisseur de la tranche d'eau varie suivant la saison. En été, les radeaux\* sont entourés de vastes étendues asséchées alors qu'en période de hautes eaux (hiver, début du printemps), ils peuvent être en grande partie submergés.

### **Graus**

Sur le littoral du Languedoc, on appelle grau\* toute coupure du cordon littoral. La plupart des graus actuels sont liés à des coupures artificielles, embouchures de canaux ou de rivières canalisées. Par le passé, des graus se sont constitués de façon naturelle en divers points du littoral de la côte (*cf.* « Évolution du littoral depuis l'Antiquité » et « Les anciens graus »).

D'Ouest en Est, on note successivement le *grau de Pérols* ou de Carnon, le *grau des Abîmes*, le *grau du Vidourle* qui se confond avec le *grau du Roi*, qui a donné son nom à la localité. Ce sont les seuls graus encore fonctionnels aujourd'hui.

Les données physiques relatives au domaine marin se trouvent en tête de cette rubrique (voir p. 29).

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

### Terrains anté-holocènes

Leur levé, limité au coin nord-ouest de la feuille, s'est effectué de façon classique. Les informations sur les séries géologiques constituant le sous-sol sont tirées des coupes de sondages mentionnés sur la carte (*cf.* liste donnée en annexe).

### Terrains holocènes

Les levés des dépôts holocènes ont été effectués de façon détaillée, comme pour les cartes du delta éditées précédemment (Istres, Arles, Saintes-Maries, Eyguières), en faisant appel à l'interprétation des photos aériennes et des images satellitaires et en reliant la morphologie aux divers types de dépôts. Cette interprétation, qui a débouché sur une reconstitution des étapes d'édification du delta (Bertrand et L'Homer, 1975 ; L'Homer *et al.*, 1981), a été vérifiée sur le terrain par une quarantaine de sondages à main (1 à 6 m de profondeur) et par des analyses d'échantillons prélevés dans des secteurs clefs (Caline, 1978). Cet auteur a effectué ses prélèvements par carottier court, de façon à éviter les différentes perturbations susceptibles d'avoir affecté les sables en surface.

Les observations de terrain ont montré qu'il existe des liens étroits entre la morphologie des terrains, la dynamique côtière et fluviale, le réseau hydrographique ancien et actuel, la distance à la mer et la répartition des salinités. Ces facteurs ont conditionné les dépôts sédimentaires dont les faciès ont été regroupés par milieux de dépôt suivant le classement donné en légende et déjà utilisé pour les cartes du delta déjà éditées : domaines fluviale, marin littoral, lagunaire et palustre.

Depuis toujours, les deux éléments fondamentaux figurés sur les cartes géologiques ont été la lithologie et la stratigraphie. Les dépôts deltaïques affleurants s'étant effectués dans une période de temps très courte (partie supérieure de l'Holocène), il était hors de question d'introduire ici des subdivisions d'ordre stratigraphique. La cartographie se devait, en compensation, de détailler davantage que de coutume la nature des divers sédiments. L'ordre de succession des anciens cordons et des anciens bras donne toutefois, sinon une stratigraphie, du moins une chronologie relative des étapes d'édification du delta.

Les faciès holocènes distingués et figurés sur la carte l'ont donc été sur des critères tant lithologiques que génétiques.

La carte ne prend pas en compte la salinité des terrains. Cette dernière décroît théoriquement depuis les étangs bordant la mer en direction des marais. Ce schéma général d'évolution du gradient de salinité est perturbé localement soit par la proximité d'un canal d'amenée d'eaux douces, soit par la proximité de marais salants.

Des difficultés ont été rencontrées lors des levés, du fait du caractère peu praticable des zones marécageuses et des interdictions de circuler dans certains secteurs. Les cours d'eau et canaux qui enserrent la Petite Camargue rendent celle-ci difficile d'accès par la terre.

Les levés effectués à l'origine, en 1975, ont fait l'objet d'une révision prenant en compte les divers aménagements du littoral et des cordons intervenus depuis, en s'appuyant sur le fond topographique édité en 1982 par l'IGN et sur les missions de photographie aérienne IGN de 1985 et 1989. La cartographie géologique terrestre a profité de travaux réalisés soit auparavant (cartes pédologiques de la Camargue), soit en liaison avec l'établissement de la carte (travaux de J.P. Mouchet, 1975, et B. Caline, 1978).

### **Partie marine**

La reconnaissance des fonds meubles a été effectuée au moyen de profils de dragage et celle des fonds rocheux par plongée, en deux campagnes réalisées par J.C. Aloïsi.

### **Remarques sur la part importante consacrée à la formation des terrains récents**

Un examen rapide de la carte et de sa légende permet de se rendre compte que, mis à part les colluvions couvrant une ancienne terrasse alluviale dans le coin nord-est, et les rochers sous-marins du littoral, les terrains représentés sur la carte appartiennent tous à l'Holocène. Il faut également être conscient que la succession des cordons sableux de la région d'Aigues-Mortes constitue un exemple remarquablement bien conservé de construction deltaïque. En effet, la diversité des processus qui ont généré ces cordons littoraux, l'excellente préservation de leur morphologie originelle et la possibilité de les dater, concourent à faire de cette région un secteur clé pour reconstituer les étapes successives de la formation du delta du Rhône depuis 7000 B.P. Cette reconstitution fait l'objet d'un développement particulier (p. 41).

*A contrario*, la partie concernant la géologie classique a été limitée à une brève description des formations géologiques recoupées par les sondages. Le lecteur souhaitant en savoir plus sur les terrains anté-holocènes voudra bien se reporter à la notice géologique de la carte Arles (L'Homer, 1987), qui comporte d'importants développements à ce sujet.

Enfin, nul n'ignore que le site d'Aigues-Mortes fut le lieu choisi par Louis IX (canonisé ultérieurement sous le nom de Saint-Louis), pour l'embarquement des deux croisades qu'il dirigea. Des points de vue différents ayant été émis, par le passé, quant à la situation de la mer par rapport au port d'Aigues-Mortes au XIII<sup>e</sup> siècle, nous avons reconsidéré les interprétations antérieures. Ceci a été fait à la lumière des données modernes fournies par les images satellitaires, les photos aériennes, la cartographie géologique, les datations par radiocarbone,

l'étude des mécanismes dynamiques responsables de l'évolution de la côte et des bras du Rhône, sans oublier l'examen et la mise à l'échelle des cartes anciennes pour le report des tracés de côtes successifs.

Ces données scientifiques ont été confrontées aux faits historiques et aux interprétations de nombreux auteurs qui se sont intéressés aux configurations du littoral d'Aigues-Mortes au Moyen-Âge.

Pour chaque époque, on a tenté de reconstituer le contexte paléogéographique, particulièrement pour la fin du XIII<sup>e</sup> siècle. Dans le cadre strict de cette notice géologique, nous avons dû nous limiter aux principales conclusions, argumentées le plus souvent de manière succincte, ce dont nous nous excusons auprès du lecteur historien.

Pour ceux qui souhaiteraient, à leur tour, se reporter à la littérature d'histoire locale, nous citons ci-après les principaux auteurs dans un ordre chronologique: M. Delcros, 1831; F.E. Di Pietro, 1842; E. Desjardins, 1866, 1876; C. Lenthéric, 1870, 1876, 1905; C. Martins, 1874; E. Dumas, 1876; Dom Pacotte, 1878; J. Pagezy, 1879; A. Duponchel, 1894; J. Morize, 1914; M. Gouron, 1938; A. Albaric, 1973; G. Gehel, 1985; M. Ambert, 1986; A. L'Homer, 1989; J. Cabot, 1991.

## *HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE<sup>(1)</sup>*

### *SECONDAIRE*

Les terrains les plus anciens (en position normale) rencontrés en forage sur le territoire de la feuille se rattachent au Jurassique moyen (Bathonien). Les informations sur les dépôts antérieurs connues régionalement permettent de dire toutefois que la sédimentation s'est effectuée de manière régulière du Trias au Jurassique supérieur dans cette région, et que les faciès s'apparentent le plus souvent à ceux du bassin subalpin.

Une sédimentation détritique très fine et relativement peu carbonatée se dépose du Bathonien—Callovien au milieu du Kimméridgien, indiquant une zone à subsidence entretenue et située loin des marges. Au sommet du Kimméridgien, puis au Portlandien, des faciès très carbonatés (faciès « tithonique ») accompagnent une diminution de la profondeur.

On connaît, à la périphérie nord-est de la carte Lunel, des dépôts du Crétacé inférieur qui laissent à penser qu'une sédimentation crétacée fine s'est déposée dans la région, avec peut-être une épaisseur moindre.

Une première phase de déformation intervient dans la région entre l'Albien supérieur et le Cénomaniens inférieur, entraînant la formation

(1) Se reporter également à la Synthèse géologique du Sud-Est (Debrand-Passard *et al.*, 1984) et à la notice de la feuille 1/250000 Marseille.

de bombements anticlinaux, orientés *grosso modo*, E-W, bordés de gouttières synclinales, comme c'est le cas pour les Alpilles. Ce type de déformation a très bien pu affecter le secteur de la feuille.

C'est durant cette période que se constituent, sous climat tropical humide, des altérites incluant des horizons bauxitiques (*cf.* carte Eyguières). L'absence de dépôts du Crétacé supérieur (exception faite des horizons dano-montiens reconnus au sondage Marette 1) et surtout la profonde érosion des terrains jurassiques (discordance des terrains du Bégudien sur les assises callovo-oxfordiennes au forage Marette 1), ainsi que les remplissages de fractures par des matériaux de teinte brun-rouge, suggèrent que la zone étudiée ici a été émergée à partir de l'Albien supérieur, en constituant des paléoreliefs.

La fin du Crétacé s'accompagne d'une phase de compression S-N (phases alpines précoces) avec formation de plis de couverture et érection d'anticlinaux orientés E-W. Dans les dépressions synclinales, des contextes lacustres recueillent les divers produits de l'altération-érosion. Un tel bassin est connu au Nord-Est de la feuille, où des dépôts bégudiens et rognaciens ont été recoupés par les forages Les Iscles 1 et Gallician 9.

### *TERTIAIRE*

#### **Phase de compression bartonienne (= phase majeure pyrénéenne)**

À 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 N-S. C'est probablement au cours de cette phase pyrénéenne que se produisent les écaillages décelés en sondage au Sud (forage offshore Cicindèle 1). Il y a absence de dépôts au Paléocène et à l'Eocène; une forte érosion entaille les assises crétacées puis jurassiques.

#### **Phase de distension oligo-aquitaine**

Au Stampien, des mouvements de relâchement, avec distension et coulissage, provoquent la formation de grandes failles et la création de fossés d'effondrement fortement subsidents, d'orientation générale cévenole NE-SW (Arthaud *et al.*, 1980-1981), parfois alignés d'Est en Ouest. Le plus remarquable de ces grands accidents est la faille de Nîmes, accident profond qui va contrôler par la suite tout l'affaissement de la marge continentale et de la basse vallée du Rhône.

Des séries lacustres à épisodes lagunaires, avec passées conglomératiques, strictement limitées aux fossés oligocènes, peuvent, par le biais d'une subsidence active, s'accumuler sur des épaisseurs considérables (3908 m au sondage Pierrefeu 1, dont 3113 m de dépôts oligocènes). Le fossé s'étend sous la partie nord-est de la feuille : le forage Montcalm 2 a traversé 791m de terrains sans atteindre la série

inférieure oligocène. En compensation à ce fossé, s'est créée une zone haute orientée NNE-SSW, reconnue par les sondages Murette 1 et Mas-de-Madame.

### **Transgression miocène**

La poursuite du relâchement des contraintes entraîne un affaissement généralisé de la marge continentale et de la bordure littorale languedocienne, ce qui permet de transgresser tout ce domaine à l'Aquitaniens en envahissant d'abord les fossés subsidents (Nîmes, Galicien, bas Rhône, Marseille), puis leurs bordures. C'est la raison pour laquelle les dépôts aquitaniens sont absents des hauts-fonds et des paléoreliefs.

Les sondages Montcalm 1 et 2 appartiennent au bassin occidental qui est masqué par la couverture plio-quadernaire visible dans les costières du Gard. La subsidence y a été importante (plus de 1450 m de sédiments laguno-saumâtres au sondage Charnier, 4 076 m à Pierrefeu et 1 375 m de dépôts attribués à l'Aquitaniens—Oligocène à Montcalm 2, sans avoir encore atteint en fin de forage, à 2519 m, le sommet de la série inférieure oligocène).

Au passage Aquitaniens—Burdigaliens, les mouvements épirogéniques se diversifient et les fossés de subsidence se stabilisent; les dépôts sableux vindoboniens colmatent les dépressions.

Au Burdigaliens, les mouvements d'affaissement-subsidence reprennent. En réponse, la transgression s'intensifie et s'étend largement vers l'Est et vers le Nord, suivant l'axe rhodanien. À l'Ouest, la mer s'arrête au pied des premiers contreforts languedociens et cévenoles.

### **Phase tectonique rhodanienne**

La phase tectonique rhodanienne, fini-miocène, modifie profondément le bâti structural de la Provence occidentale. Au Nord, les reliefs sont soulevés, tandis que se poursuit l'affaissement du secteur méridional (Crau, Costières, Camargue, golfe du Lion) grâce au jeu des failles (Nîmes, Vauvert,...).

### **Régression messinienne**

Cette phase tectonique s'accompagne d'une régression importante dont l'effet est conjugué à une crise d'aridité, avec production d'évaporites au sein du bassin méditerranéen. Cette très forte fluctuation négative a pour principal effet de provoquer des érosions et surcreusements considérables des paléovallées (Clauzon, 1980 ; Rouchy, 1984) qui constitueront le paléorelief très découpé que vont combler les matériaux pliocènes.

## Cycle pliocène

- **Transgression pliocène (Plaisancien).** Elle se marque au début par quelques dépôts sableux dans les parties les plus basses du paléo-relief. Ensuite, la transgression envahit tout le plateau continental puis la basse vallée du Rhône.

Le remblaiement, sous une tranche d'eau élevée combinée à une subsidence entretenue, explique la puissance des dépôts marins pliocènes en Camargue (1000 m de marnes silteuses bleues).

- **Régression pliocène.** La régression pliocène, amorcée avec les faciès lagunaires (sables et marnes à *Potamides basteroti*) se produit dans la vallée du Rhône au Pliocène supérieur (Ballesio, 1972).

La fin du Pliocène se marque par la mise en place de vastes nappes alluviales d'origine double : une nappe rhodanienne longeant la Garigue (d'Estézargues au Sud de Montpellier à l'aplomb de l'ancien fossé oligocène) et une nappe durancienne (prolongement de la Vieille Crau), établie en bordure du versant sud des Alpilles et s'étendant jusqu'au droit de Vauvert, d'où elle oblique vers la mer en exploitant également un ancien fossé oligocène.

## PLÉISTOCÈNE

Amorcée à la fin du Pliocène, une succession de phases glaciaires et interglaciaires va provoquer, en liaison avec des réajustements tectoniques, la mise en place d'une série complexe de nappes alluviales (lors des phases de bas niveau marin). Ces mouvements épirogéniques, dont le dernier se situe avant la glaciation du Riss (*cf.* carte géologique Arles), sont responsables de la formation du flanc de l'anticlinal de Générac à Vauvert, et du glacis incliné de la rive nord de l'étang Mauguio, commandé par la flexure villafranchienne indiquée sur la carte géologique Lunel.

La fin de la première glaciation (Würm) entraîne la remontée de la mer jusqu'au niveau actuel, avec formation durant le cycle holocène du prisme sédimentaire qui est à l'origine de l'édifice deltaïque rhodanien.

## LE REMBLAIEMENT HOLOCÈNE

Rappelons qu'il est aujourd'hui admis qu'au cours de la dernière glaciation (Würm), le niveau marin s'est abaissé de 100 m et peut-être davantage selon certaines interprétations. On considère que l'amorce de la remontée du niveau marin s'est opérée à partir du Würm final (18000 B.P.).

Au cours de cette période d'avancée progressive de la ligne de rivage sur le plateau continental, une série de dépôts littoraux successifs

va marquer la reconquête par la mer du domaine exondé durant la glaciation wurmienne.

La trace sur le plateau continental des premiers stationnements marins post-Würm (ou holocènes) a été décelée au large des Saintes-Maries (dragages et reconnaissance sismique) (Aloïsi *et al.*, 1973; Aloïsi et Duboul-Razavet, 1974). Plus récemment, des travaux synthétiques (sédimentologie et géophysique) ont fourni une interprétation intéressant l'ensemble du golfe du Lion entre le débouché du Grand Rhône et la région au large de Perpignan (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Aloïsi, 1986):

— se déposent tout d'abord les sables moyens à grossier du « détritique du large », pratiquement constants sur tout le plateau continental français. Présentant parfois une morphologie dunaire, ils occupent toute la partie externe de la plate-forme sur une épaisseur atteignant une dizaine de mètres. Ce sont les témoins de la première étape de la remontée post-glaciaire ;

— un stationnement marque le Tardiglaciaire avant le début de l'Holocène proprement dit. Il se situe vers —70 m, avec un âge d'environ 12000 B.P. (*cf.* Debrand-Passard *et al.*, 1984); les dernières faunes « celtiques » froides à *Artica islandica*, sur la pente continentale, ont sensiblement le même âge (Froget *et al.*, 1972);

— la transgression s'accélère ensuite; ses étapes en sont marquées par des terrasses marines, des épandages graveleux et des barres sableuses, qui ont été reconnus par prospection sismique sur tout le plateau. Ces anciens cordons sont particulièrement développés au large du Petit Rhône et de la Petite Camargue, où se situait une ancienne embouchure rhodanienne. Entre les niveaux —50 et —35 m, la mer commence à remblayer la zone couverte par le delta actuel. À partir de ces niveaux, la série est mieux connue, ayant été étudiée sur carottes de forages exécutés par la compagnie Shell et par la C.N.A.B.R.L.

Dans le périmètre de la carte, les sondages de la Shell Grau-du-Roi 4A, 7A et 102 ont traversé respectivement 44 m, 46 m et 53,30 m de sédiments holocènes. Les matériaux des forages du delta ont fait l'objet d'études biostratigraphiques, paléocéologiques et sédimentologiques<sup>(1)</sup>. C'est ainsi que J. Barrière, exploitant les matériaux des forages de la C.N.A.B.R.L. (rapport Camargue, 1970), a reconstitué les divers paléomilieux par des études malacologiques, tandis que les études de la Shell se sont appuyées davantage sur les associations microfaunistiques et sur la logique séquentielle des dépôts (Kruit, 1955; Oomkens, 1970). Les laboratoires de la Shell ont également fait procéder à une série de datations par radiocarbone d'horizons organiques trouvés en carottages (Oomkens, 1970). Grâce à ces études des paléomilieux qui se sont succédé au cours de l'Holocène, il a été possible de reconstituer les étapes successives de la transgression

(1) Signalons également les études polliniques des sédiments versiliens déposés dans les étangs du Languedoc, qui ont permis de reconstituer la succession des climats et des environnements depuis le Dryas récent (Planchais, 1982).

versilienne. Plus récemment, une synthèse de l'évolution des paléomilieus a été publiée (Pons *et al.*, 1979).

Deux grands ensembles ont été distingués dans les terrains recoupés par les sondages (*cf.* notice explicative 1/50000 Saintes-Maries-de-la-Mer : fig. 2) :

— une *série inférieure*, la plus épaisse, coïncidant avec la phase de remontée rapide du niveau marin et où dominent les processus d'ingression marine, ce qui se traduit par un empiètement progressif de la mer sur l'ancien domaine continental wurmien (phase régressive ou d'onlap de E. Oomkens, 1970).

Au sein de cette série, on distingue notamment un niveau de stationnement vers —37 à —35 m (soit entre 10000 et 11000 B.P.), suivant les datations de la Shell et les études polliniques (Pons *et al.*, 1979). Il est suivi d'une transgression assez régulière qui s'arrête vers la cote —29 à —30 m avec, peut-être, un léger stade régressif (rapport Camargue, 1970). Daté de 10000 B.P., ce stationnement pourrait correspondre au Dryas récent. Deux autres phases de stationnement apparaissent, le premier vers la cote —20 m, daté de 8 100 B.P. (Boréal), et le second vers 7300 B.P. (début de l'Atlantique);

— une *série terminale*, qui s'est mise en place depuis 6500 B.P., c'est-à-dire durant une période de relative stabilité du niveau marin. C'est cette stabilité qui a permis la construction de l'édifice deltaïque formé aux dépens du domaine marin. Ceci s'explique par le fait qu'en période de niveau marin stable, le bilan apports fluviaux/ action érosive de la mer est positif : le delta progresse alors vers la mer (phase de progradation ou d'offlap).

Au sein de ces deux grands ensembles ont été reconnues cinq périodes (rapport Camargue, 1970) (pour plus de détails, voir la carte géologique Saintes-Maries-de-la-Mer).

Entre 7000 et 7 300 B.P., une phase transgressive amène le niveau marin à quelques mètres en dessous du niveau actuel, lequel est atteint vers 6500 B.P. À partir de cette époque, compte tenu de la faible importance des oscillations du niveau marin, nous pénétrons dans le domaine des constructions encore visibles ou détectables sur photos aériennes et images de satellites, et appartenant à l'histoire récente du delta. L'évolution de 7300 B.P. à nos jours du littoral de la région d'Aigues-Mortes fait l'objet de développements particuliers dans cette notice (*cf.* « Principales étapes de l'édification des cordons... », p. 41 et « Évolution du littoral depuis l'Antiquité », p. 61).

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **TERRAINS NON AFFLEURANTS (et connus uniquement par forages)<sup>(1)</sup>**

#### **Paléozoïque**

Un substrat antémésozoïque a été reconnu par le sondage offshore Cicindèle 1 ; métamorphisés, ces terrains sont à rapporter au Paléozoïque (fig. 1).

#### **Secondaire**

##### **Trias-Lias**

Il semble que des terrains attribuables au Trias ou au Lias aient été rencontrés dans ce même forage,

##### **Jurassique moyen et supérieur**

Ces terrains, atteints à —492 m à Mas-de-Madame, à —1190 m à Marette 1 et non encore atteints à —2519 m à Montcalm 2, constituent le fondement des paléoreliefs sur lesquels reposent en discordance les terrains tertiaires. Il s'agit là de parties effondrées de l'ancienne chaîne pyrénéo-corso-sarde. Le contexte est assez comparable à celui déjà décrit sur les cartes voisines Saintes-Maries-de-la-Mer et Arles. Les calcaires conservent les cicatrices de la longue phase d'érosion-dissolution qu'ils ont subie avant d'être recouverts par les sédiments oligocènes ou miocènes : nombreuses diaclases remplies de matériaux argileux ou recristallisés, avec présence de géodes (sondages Mas-de-Madame et Grau-du-Roi). Ces roches carbonatées gardent également la marque des contraintes subies (passages bréchiques) et des paléocirculations diagénétiques (zones dolomitisées).

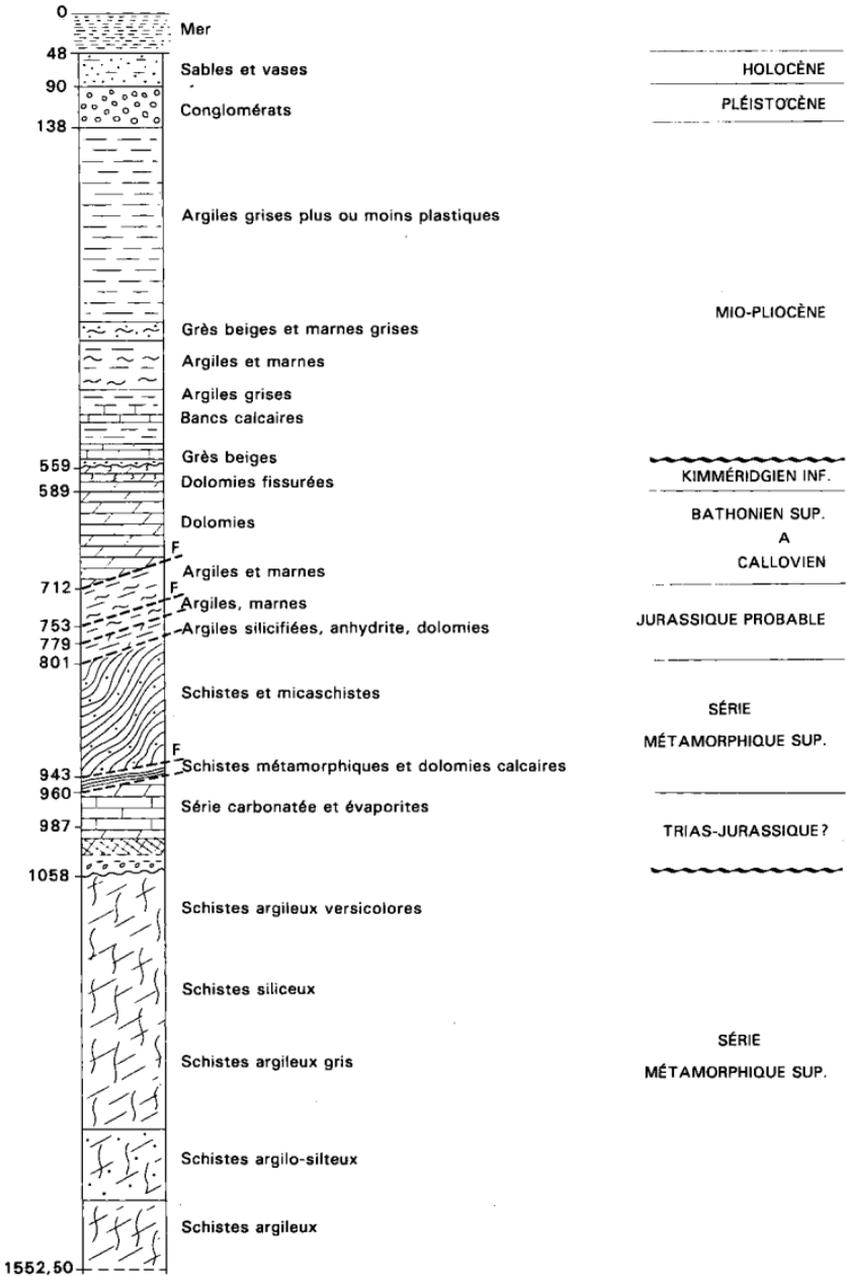
En regroupant les formations jurassiques recoupées par les divers forages, on obtient la succession suivante :

- **Bathonien** (159 m, probablement incomplet, à Marette 1). Il s'agit de marnes noires finement gréseuses, avec intercalations de calaire graveleux plus ou moins argileux et de marnes noires légèrement gréseuses et pyriteuses. La microfaune est représentée par des trocholines, des nautiloclines et des lituolidés.

- **Callovien** (335 m). Cet étage est représenté par un faciès monotone de marnes finement gréseuses et pyriteuses, admettant vers le sommet des bancs plurimétriques de calcaire plus ou moins argileux gris, à

(1) Voir les coupes de forages données en annexe. Les terrains recoupés par forage sur la feuille affleurent largement dans tous le secteur nord-ouest de la carte Lunel.

Fig. 1  
Log du forage Cicindèle 1  
(CIE1 ; SNEA-P)



filaments. La partie supérieure (sur environ 15 m) évolue vers des marnes glauconieuses.

Au forage offshore Cicindèle (fig. 1), la série, fortement affectée par des accidents, ne peut pas servir de référence pour les épaisseurs. Les argiles et marnes noires du Callovien y ont été retrouvées<sup>(1)</sup>.

Les faciès du Bathonien, identifiés par la présence de *Trocholina palastinensis*, sont plus franchement carbonatés : calcaires gris foncé, à texture wackestone, localement oolitiques, suivis de dolomies calcaires crypto- à microcristallines.

• **Kimméridgien.** Le sondage Aigues-Mortes 1 a été arrêté dans une série reconnue sur 164 m, sous discordance, et attribuée à cet étage. Il s'agit de marnes noires lustrées suivies de calcaires argileux sublithographiques gris foncé. Par ailleurs, le sommet des dépôts kimméridgiens a été reconnu en fin de forage, sur 165 m, par le sondage pétrolier Grau-du-Roi 1. Ce sont également des calcaires lithographiques gris.

En fin de sondage à Mas-de-Madame 1, ont été atteints des calcaires à texture mudstone, rattachés au sommet du Kimméridgien.

• **Portlandien.** Au forage Grau-du-Roi 1, sur 152 m, cet étage, probablement incomplet au sommet, est représenté ici sous son faciès tithonique classique : calcaire sublithographique crème. La microfaune y est représentée par *Calpionella alpina*, *C. undeiloides* et *C. elliptica*.

## Crétacé

Aucun témoin de terrain du Crétacé inférieur n'a été recoupé en sondage. Le sondage Marette 1 a rencontré, sous les terrains oligocènes, des dépôts du Crétacé terminal (Maastrichien). Ces assises semblent se poursuivre et se compléter jusqu'au Tertiaire en se déplaçant vers le Nord (cf. forage Gallician 9, feuille Lunel).

L'étage Bégudien (25 m) est représenté par des marnes bariolées et l'étage Rognacien (137 m) par des calcaires lacustres beige clair, parfois rosés, à passées pseudoconglomératiques. On y remarque une intercalation (15 m) de marnes vertes, lie-de-vin et jaunâtres, avec lits de lignite.

## Tertiaire

Il n'a pas été rencontré de formations paléocènes ou éocènes en forage.

(1) Le forage offshore Cicindèle 1 a recoupé une série carbonatée et évaporitique sur 98 m, attribuée au Trias et probablement au Lias. Nous ne décrivons pas cet ensemble car, compris entre 2 séries de roches métamorphiques, il est affecté par des accidents (phénomènes d'écaillage tectonique).

## Oligocène

Les dépôts montrent de fortes variations de faciès et d'épaisseur, phénomène classique dans ce type de remplissage de fossés de distension subsidents en domaine continental, où la sédimentation est étroitement liée à la nature des apports latéraux fournis par le contexte lithologique local. Le forage Montcalm 2 s'est arrêté à la cote —2 520 m après avoir traversé 792 m d'Oligocène indifférencié, ce qui était prudent quand on sait qu'au sondage Pierrefeu 1 (carte Lunel), l'ensemble de la série oligocène a une puissance de 3 181 m ! À Montcalm 2, la base de la série reconnue est représentée par des marnes gréseuses à *Limnea* sp. et *Planorbis polycipnui* de l'Oligocène moyen à supérieur. Vient au-dessus une alternance de conglomérats polygéniques à gros éléments calcaires, de grès fins à ciment calcaire et de marnes noires lustrées (sur 110 m). Leur font suite des marnes épaisses avec bancs de calcaires gris argilo-gréseux tendres et quelques lits de marnes noires et de marnes bariolées. Au sommet, la sédimentation passe à des marnes grises micacées à empreintes de végétaux.

Nous ne trouvons pas ici les faciès de la « série rouge » et de la « série calcaréo-salifère » qui existent au sondage Charnier 1, ouvrage relativement proche et situé à l'aplomb d'une zone encore fortement subsidente à la fin de l'Oligocène. Au sondage Grau-du-Roi 1, probablement situé légèrement en retrait d'un fossé tectonique, l'Oligocène se limiterait à un conglomérat polygénique à éléments calcaires et ciment calcaréo-quartzeux, épais de 17 m seulement.

## Miocène

Rappelons tout d'abord qu'une série de récurrences transgressives s'observe de l'Aquitaniens au « Pontien » en contexte souvent littoral, ce qui implique des possibilités de remaniements, de variations d'épaisseur et de lacunes de dépôt (cf. L'Homer, 1987 : fig. 3). Il s'ensuit des difficultés réelles pour placer les limites d'étage et effectuer des corrélations entre sondages. C'est ainsi que, suivant les forages implantés dans le delta, les premiers faciès de grès glauconieux apparaissant au-dessus de l'Oligocène, sont attribués soit à l'Aquitaniens, soit au Burdigalien.

Pour ne pas risquer d'ajouter à la confusion, mais également faute de descriptions précises des terrains traversés, nous nous en sommes tenus aux coupures établies par les géologues pétroliers.

• **Aquitaniens.** C'est au forage Montcalm 2 que la série aquitanienne (épaisseur = 573 m) est la mieux représentée. Elle est constituée de marnes bariolées parfois sableuses, avec des intercalations de sables ou de silts micacés. Dans la moitié supérieure apparaissent les influences marines, avec des horizons de sables glauconieux et chloriteux. On note également la présence de calcaires beiges à silice, avec placages bitumineux, et des argiles à lignite.

Les faciès de la moitié inférieure de la série rangée dans l'Aquitanién au forage Aigues-Mortes 1 posent un problème. Il s'agit de marnes bariolées comprenant un fort développement de dolomies à microfaune acceptant quelques formes planctoniques, de calcaires crayeux et de marno-calcaires à anhydrite. Un passage latéral aux faciès décrits ci-dessus n'est pas tellement évident. C'est pourquoi une autre interprétation à envisager serait le rattachement de ces faciès à l'Oligocène supérieur.

- **Burdigalien.** Des faciès de sables micacés et chloriteux gris et de sables très fins argileux, parfois calcaireux, ont été rattachés à cet étage à Grau-du-Roi 1 (56 m) et à Montcalm 1 (59 m). Les faciès de calcarénite blanche bioclastique connus au sommet du Burdigalien, plus à l'Est, n'ont pas été rencontrés ici.

- **«Vindobonien».** Cet étage est représenté par des argiles grises, sableuses et légèrement micacées (81 m à Grau-du-Roi 1). Des dépôts plus épais (187 m) à Montcalm 1 ont permis de distinguer un «Hélvétien», constitué d'argile et de sables très fins gris, plus ou moins micacés, et un Tortonien représenté par des sables argileux gris clair très fins, légèrement micacés.

- **«Pontien».** Nous avons déjà écrit (L'Homer, 1987) que les sédiments attribués à cet étage, et donc nécessairement sédimentés sitôt après la régression messinienne, n'ont pu se déposer et être préservés qu'en position altimétrique basse et là où s'étaient déposés auparavant des sédiments vindoboniens. Sédimentés en position relativement distale et sous une certaine tranche d'eau, ils sont nécessairement représentés par des dépôts fins. Ceci semble se vérifier sur les sondages Marette 1 (5 m) et Montcalm 1 (32 m), où les faciès attribués au «Pontien» sont cependant assez dissemblables : argile gréseuse et glauconieuse pour le premier, argile grise à gris-ocre, sable argileux gris très fin pour le second.

À Montcalm 2, des faciès de remaniement attribués au «Pontien» reposent directement sur les terrains aquitaniens : sables argileux à intercalations de sables grossiers glauconieux et de cailloutis (77 m).

### **Pliocène (Plaisancien I.s. ou Tabianien ?)**

- **Formation des Marnes bleues.** 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 1000 m en sondage (*cf.* Beaufort *et al.*, 1954; Debrand-Pasard *et al.*, 1984). Les Marnes bleues et les sables astiens, qui affleurent bien dans le secteur nord-est de la carte Arles, sont décrits en détail, avec leur faune, dans la notice de cette carte (L'Homer, 1987).

Les épaisseurs rencontrées en forage sur la carte Le Grau-du-Roi vont de 100 m au forage de Jarras à 205 m à Mas-de-Madame 1. Les descriptions des forages font état d'argiles grises, de marnes siliceuses noires et de silts argileux gris. De rares intercalations de calcaires siliceux sont signalées au sommet.

• **Astien.** Il s'agit de sables et d'argiles sableuses d'origine marine, de couleur jaune, grise et blanchâtre. Les épaisseurs vont de 50 m (Marette 1) à 105 m (Aigues-Mortes 1).

### **Plio-Quaternaire**

Sous ce vocable de Plio-Quaternaire sont regroupées les nappes alluviales attribuées *pro parte*, par le passé, au Villafranchien, terme souvent usité dans les descriptions de forage. Soulignons la difficulté à décrire ces terrains à partir des forages : les coupes de sondages indiquent qu'il s'agit de cailloutis à patine ferrugineuse, avec passées de sable grossier argileux, jaune (Montcalm 1); les constituants en sont des galets de calcaire, quartzite, quartz et silex. Les épaisseurs vont de 30 à 54 m. Les courbes isopaques font apparaître un axe haut Vauvert → Grau-du-Roi où les formations alluviales s'épaississent progressivement de 10 à 30 m. C'est dans le golfe de Sylveréal qu'elles semblent pouvoir atteindre les plus fortes puissances (> 50 m).

### **Holocène**

La sédimentation holocène, constituée essentiellement de sables, sables vaseux et vases marines à fluviomarines, a été étudiée en forages carottés par les sédimentologues de la Shell (forages Grau-du-Roi 102, 7A et 4A). Les grandes subdivisions des dépôts holocènes sont données dans le chapitre « Histoire géologique sommaire ». Les épaisseurs vont de 30 à 54 m (Mas-de-Madame 1). L'interprétation des isopaques est donnée dans le chapitre « Géologie structurale ».

## **TERRAINS AFFLEURANTS**

### **Pléistocène**

**Fv. Alluvions rhodaniennes (Günz).** Ce sont les formations à galets qui affleurent uniquement dans le coin nord-ouest de la feuille, à Pérols. Il s'agit de matériaux rhodaniens à dominante de galets siliceux avec quelques éléments calcaires. En place, ces galets conservent une patine ferrugineuse liée à la pédogenèse qui a affecté cette ancienne terrasse. (Voir également la carte Arles où ces formations pléistocènes sont étudiées.)

**CFV. Colluvions sur alluvions quaternaires.** Il s'agit des dépôts sablo-limoneux issus de l'érosion des reliefs situés plus au Nord, mais plus

encore de l'érosion du glaciaire en pente douce vers le Sud-Ouest que constitue la terrasse rhodanienne évoquée ci-dessus (carte Lunel). Ces colluvions s'épaississent aux abords de l'étang de Mauguio. La mise en place de ces colluvions s'étend du Pléistocène à l'actuel.

## Holocène

Les faciès ont été classés suivant cinq domaines en fonction des processus dynamiques qui ont généré les dépôts, mais aussi de la salinité du milieu de sédimentation : domaines marin, littoral, lagunaire, palustre et fluvial.

La nomenclature utilisée ici est celle mise au point pour les premières cartes du delta. On notera que certains faciès définis sur les précédentes cartes n'ont pas été reconnus sur la feuille Le Grau-du-Roi (Fz2R, Fz4R, NFzR,...).

Les relations entre les morphologies et les différents faciès cartographiés sont schématisées dans la figure 2 (en pages centrales).

### Domaine fluvial

La plupart de ces dépôts sont anciens, exceptés ceux liés aux débouchés actuels du Vidourle et des petits cours d'eau de la côte nîmoise (indice Fz). Ces dépôts anciens remontent à l'époque où le Rhône de Peccaïs coulait encore dans le secteur. Ce sont, par définition, des sédiments mis en place par des eaux douces, mais qui peuvent se trouver insérés aujourd'hui dans des contextes lagunaires ou palustres. La provenance des sédiments est exprimée par la lettre *R* pour les dépôts d'origine rhodanienne, et par la lettre *V* pour ceux liés au Vistre ou au Vidourle.

**FzV. Limons, silts et sables des levées (Vistre et Vidourle).** Ce sont des sables et silts limoneux ; ils se déposent encore actuellement dans l'étang de Repausset. Lors des crues violentes d'une certaine durée, le Vidourle pouvait autrefois charrier des sables grossiers et des graviers sur le fond de son lit.

Dans le secteur étudié ici, le cours du Vistre, moins impétueux que celui du Vidourle, ne permettait le transport et le dépôt sur les levées que de sables très fins et de silts limoneux. En bordure nord de la carte, ces limons fluviaux ont colmaté d'anciennes lagunes (FzV/LMz1).

**FzR. Limons, silts et sables des levées (Rhône).** Étroitement liés aux levées des anciens cours empruntés par le Rhône de Peccaïs, ces sédiments se sont mis en place en se substituant à un environnement préexistant qu'ils ont oblitéré. Ces dépôts fluviaux se développent jusqu'à proximité des embouchures en recoupant lagunes et cordons qu'ils ont recouverts (FzR/Mz3).

Les coupes verticales au sein des levées donnent classiquement la succession suivante de bas en haut : sables fluviatiles, sables et silts limoneux en alternance, puis des doublets silts-limons gris-beige et bruns et, au sommet, des limons plus ou moins silto-micacés bruns. 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  $\mu\text{m}$ . Les limons de crues contiennent jusqu'à 100% de lutites avec un taux de carbonates allant de 35 à 40%.

Le mécanisme des inondations périodiques permettait, avant les endiguements, des apports périodiques de limons dans les dépressions. Latéralement aux levées, ces dépôts fluviatiles décroissent rapidement d'épaisseur et viennent se superposer aux dépôts antérieurs à la venue du fleuve dans le secteur. Ils peuvent également alterner avec d'autres dépôts contemporains (passage latéral aux limons lagunaires LMz1 ou LM, ou encore aux limons palustres LFzR).

Fz3R, Fz3V. **Limons de colmatage.** Les limons fluviatiles remaniés par les précipitations atmosphériques puis décantés dans les anciens lits ou diramations<sup>(1)</sup> peuvent y atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. La distinction de ce faciès limoneux présente l'avantage de souligner, sur la carte, les anciens cours fluviatiles.

**FMz1R; FMz2R; FMz2V. Sables, silts, limons d'anciennes levées (Rhône) ; limons de colmatage (Rhône) ; limons fluviatiles (Vidourle).**

Sous cette appellation, se trouvent regroupés les sédiments déposés en contexte estuarien aux extrémités des anciens cours du Rhône de Saint-Roman et du Rhône de la Ville (FMz1R, FMz2R), ainsi que les limons fluviatiles déposés en lagune (FMz2V), limons du Vidourle sédimentés au débouché de cette rivière et dans l'étang du Repausset-Couchant. Il s'agit généralement de vases fines collantes et sulfureuses, riches en matière organique.

## **Domaine littoral**

### ***Cordon littoral actuel***

Mz1. **Sables de bourrelet de plage.** Les sables du bourrelet de plage sont très uniformes de l'extrémité sud-est de la carte à Port-Camargue. Ils sont bien classés. La médiane oscille entre 210 et 240  $\mu\text{m}$ . Les valeurs granulométriques les plus fortes se trouvent dans les zones les plus exposées aux effets de houle et de courants, c'est-à-dire entre l'ancien grau Neuf et le rivage de l'école d'agriculture (valeur maximale du grain moyen à 274  $\mu\text{m}$ ). Les sables les plus fins se trouvent dans l'anse abritée constituée entre Port-Camargue et Le Grau-du-Roi.

(1) Ces sédiments n'ont pas fait l'objet d'analyses spécifiques dans le cadre du levé de la carte géologique.

Dans les zones de recul du littoral, là où le soubassement de la plage correspond à d'anciens dépôts vaseux d'étangs, les sables littoraux peuvent contenir des galets de vases indurées. Des débris de tellines et, moins fréquemment, de turritelles, peuvent se trouver au sein de ces sables.

Les minéraux lourds, variés, sont le reflet des différentes régions drainés par le réseau fluvial rhodanien (*cf.* également notice Istres) :

- constituants dominants : argilites brunes et vertes ;
- constituants fréquents : épidote, hornblende verte, andalousite, hornblende brune, zircon, carbonates ;
- constituants rares : apatite, tourmaline, grenat, staurotide, glaucophane, diopside, biotite plus ou moins altérée.

En se déplaçant de Port-Camargue à Carnon, on trouve d'abord les sables légèrement plus fins déposés dans l'anse qui s'est constituée jusqu'au débouché du Grau-du-Roi.

**Mz1G. Sables de plages avec rudites.** À partir de La Grande-Motte, en direction de l'Ouest, le fond sableux d'héritage rhodanien s'enrichit progressivement en éléments de la classe des rudites ( $\emptyset > 4$  cm). Il s'agit de galets, graviers et grains grossiers provenant des affleurements sous-marins existant au large (matériaux alluviaux quaternaires et grès tyrrhéniens). À ces lithoclastes s'ajoutent des bioclastes et tests coquilliers variés.

À Carnon même, le cordon, peu ou pas alimenté par les sédiments de l'appareil deltaïque, est essentiellement formé de débris bioclastiques (liés au développement en mer d'un herbier à posidonies, siège d'une vie organique intense), mêlés à des quartz et à des galets quaternaires plus ou moins aplatis d'origine alpine, cévenole et locale (remaniement de cailloutis affleurant dans la région de Pérols). La proportion de ces galets dans le sédiment augmente en se déplaçant vers l'Ouest, pour en former l'essentiel sur la plage de Maguelonne (Caline, 1978).

**NMZ1. Sables éoliens des dunes littorales.** Les dunes sont surtout développées au voisinage de la côte et du méplat qui borde les plages.

**Mz2. Sables légèrement envasés de l'arrière-plage.** En arrière de la plage existe une zone plate, fréquemment inondée en période de pluie et lorsque les vents soufflent au Sud. Particulièrement développé entre les Baronnets et Port-Camargue, ce replat d'arrière-plage est caractérisé par des sables qui présentent une granulométrie légèrement plus fine que les précédents (grain moyen de 160 à 210  $\mu\text{m}$ ) et une petite fraction de lutites.

### ***Cordon sableux ancien***

**Mz3. Sables d'anciens cordons littoraux.** Il s'agit là du faciès prédominant sur la feuille. Ces sables de « cordons fossiles » ont, bien

évidemment, des caractéristiques très proches de celles des sables du littoral actuel, à quelques variantes près.

La partie supérieure de ces cordons se situe à une altitude nettement supérieure à celle du 0 NGF. Elle était formée à l'origine d'une succession de lits de sable remaniés par le vent et épousait autrefois la forme d'appareils dunaires recouverts de bois. On peut se faire une idée de cette morphologie primitive, avec des dunes plus ou moins étirées du SSE au NNW, en consultant les missions aériennes anciennes de l'IGN.

Ce paysage naturel, aboutissement de plusieurs millénaires d'action des éléments, a été remanié et aplani pour les besoins agricoles ou autres (notation XN).

Aux limites orientales de la feuille, la structuration des cordons se rattache soit aux extrémités d'anciennes barres d'embouchure (Rhône de Peccaïs), soit à d'anciennes flèches incurvées (Clamadour) issues du remaniement des barres induites dans le passé par le Rhône de Saint-Ferréol (carte Saintes-Maries-de-la-Mer). Tous ces sables bien triés et propres, comportent très peu de fragments coquilliers.

Des études sédimentologiques effectuées dans le cadre des travaux de levés (Caline, 1978) ont mis en évidence des variations granulométriques au sein des cordons entre Aigues-Mortes et l'ancien cours du Rhône aux abords du fort de Peccaïs (tabl. 1).

Environnement sédimentaire	Taux de rudites ( $\varnothing > 16$ mm)	Taux de lutites ( $\varnothing < 50$ $\mu$ m)	Taux de matières organiques	Taux de carbonates	Taux de micas
Sables de cordons à caractères marins dominants	0-3	3-9	3-5	17-19	0-10
Sables fins inter-cordons et lagunaires	0	8-25	3-14	15-25	30-95
Sables fluviatiles soumis aux actions marines	0	3-9	0-3	13-23	0-30
Sables de cordons à caractères fluviatiles dominants	0	3-5	2-12	12-19	0-30
Sables marins grossiers	0	8-12	1-3	5-10	0

Tableau 1. — Caractéristiques des sédiments. Région du fort de Peccaïs—Aigues-Mortes (Caline, 1978).

Les différences de caractéristiques au sein des cordons de ce secteur confirment l'interprétation, avancée au préalable, que les barres sableuses qui s'observent de part et d'autre de l'ancien fort de Peccaïs

sont bien d'anciennes barres d'embouchure (Bertrand et L'Homer, 1975). Cette phase d'édification du delta, qui se situe entre 5900 et 5450 B.P., a été reconstituée sur la figure 8.

**Mz3G. Sables d'anciens cordons à galets et coquilles.** À l'Ouest, les cordons les plus anciens contiennent des rudites en abondance. Ce matériel grossier tend à disparaître au-delà d'un méridien qui se situerait un peu plus à l'Est d'Aigues-Mortes. Deux gradients décroissants s'observent : le premier en direction de l'ESE, le second en direction du Sud-Ouest.

Ainsi, on constate sur chaque cordon une réduction de la teneur en rudites en même temps qu'une réduction de la taille des éléments. Cette évolution confirme que les sources d'alimentation en matériel grossier se situaient principalement à l'Ouest de la feuille (*cf.* Mz1G).

Le cordon le plus au Nord, c'est-à-dire le plus ancien, comporte des galets de grande taille, parfois de larges plaquettes de grès faiblement émoussés (longueur pouvant atteindre 15 cm). La taille des rudites s'amenuise à chaque nouvelle génération de cordon. Les deux derniers cordons ne renferment plus que de très petits éléments et dont l'extension reste nettement en deçà du chenal maritime. Ce gradient décroissant en direction du Sud-Ouest enregistre le processus de comblement progressif du golfe d'Aigues-Mortes depuis 7000 B.P. (moindre profondeur = vagues de tempête moins fortes et matériel rejeté en haut de plages moins grossier).

**NMz3. Sables éoliens de dunes.** La surface occupée par ces dépôts était autrefois beaucoup plus étendue, notamment dans les cordons les plus anciens. Le nivellement des terrains par les aménagements agricoles (XN) a fait disparaître beaucoup des petits appareils dunaires.

En limite nord-est des cordons, les sables « soufflés » par les vents marins viennent recouvrir les limons des marais (NMz3/LMz1).

**RMz3. Sables d'anciens cordons remaniés en lagune.** Les sédiments sableux constituant des îlots au sein des étangs ou en bordure de ceux-ci (sables de faciès Mz3, NMz3, Mz4) peuvent être érodés par les effets de clapot provoqués par les vents forts, en période de hautes eaux. Ces sables, remaniés et étalés à la périphérie des îles, concourent au comblement des étangs. Ils se rencontrent essentiellement dans les zones à faciès sableux dominant, proches du littoral, notamment dans les étangs situés à l'Est du Rhône vif.

**Mz4. Sables limoneux de dépression et de bordure 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. Étant situés à une altitude légèrement inférieure à celle des sables Mz3, ces sables sont souvent mêlés aux limons fluviaux ou palustres, ou encore recouverts par ces derniers (processus de colmatage par les eaux limoneuses des grandes inondations).

## **Domaine lagunaire (étangs salés et lagunes marines)**

LM ; LMZ1 **Vases des étangs (non étudiées); limons argilo-sableux des étangs.** Ces sédiments constituent le dernier terme de l'environnement littoral assurant la transition avec l'environnement palustre auquel on passe graduellement par le biais d'un dessalement progressif des eaux. La nature de ces dépôts, qui tendent à colmater lentement toutes les lagunes, varie avec l'environnement (proximité ou non d'effluents fluviaux).

C/LMZ1. **Colluvions récentes de bordure d'étang.** Il s'agit de colluvions sablo-limoneuses, déjà signalées à la rubrique Pléistocène, qui viennent recouvrir localement les sédiments holocènes déposés le long de la rive nord de l'étang de Mauguio.

LMS. **Vases remaniées des marais salants.** Cette notation s'applique aux lagunes et partènements des salins, pour lesquels les dépôts ont été remaniés en surface et nivelés, avec souvent apport de limons argileux.

## **Domaine palustre**

Ce sont des marais et étangs d'eaux douces à légèrement saumâtres dans les secteurs anciennement inondables par les divers bras du Rhône.

LFz, 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). Ces dépôts s'accumulent dans les dépressions interfluves, 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, c'est-à-dire les plus internes dans le dispositif littoral (étang du Lairan, marais de La Souteyrane, marais de Port-Vieil).

LFzR/Mz4. **Limons palustres sur formation reconnue.** En bordure des cordons les plus anciens, le colmatage palustre empiète quelque peu sur les anciennes bordures sableuses des étangs.

## **Dépôts anthropiques**

X, Xs, XL. **Remblais.** S'agissant d'une région avec des dépressions qui sont souvent situées au-dessous du 0 NGF, et qui comportait autrefois d'importants stocks de sables dunaires, les terrains remblayés couvrent une surface importante sur la carte.

Au sein de ces remblais, ont été distingués les remblais indifférenciées (X), appellation sous laquelle sont regroupés tous les matériaux (galets, tout-venant ou sables) utilisés pour la voirie et l'urbanisation,

et les autres remblais faits de matériaux spécifiques. Pour ces derniers, il s'agit soit de remblais de matériel uniquement sableux (XS), soit de limons de drainage (XL) qui correspondent aux dépôts limoneux accumulés aux débouchés des principaux de drainage, notamment de part et d'autre de l'ancienne Grande Roubine (= le chenal maritime).

Signalons que le quai qui sépare les remparts d'Aigues-Mortes de l'étang de la Ville est un remblai formé par les sédiments provenant du creusement du canal d'Aigues-Mortes à Beaucaire, sous le règne de Louis XVI. C'est à cet emplacement que se situait auparavant le port d'Aigues-Mortes (Martins, 1874).

**Remblais sur formation reconnue.** Ces notations s'appliquent à toutes les anciennes zones marécageuses ou d'étangs remblayés (généralement avec du matériel sableux : X/Fv ou XS/LMz1). Autre exemple : X/FMZ2V, remblai sur les limons fluviaux déposés par le Vidourle dans la lagune du Repausset-Couchant.

**XN. Sables éolisés des appareils dunaires étalés et aplanis.** Sous cette dénomination ont été regroupés tous les sables des surfaces aplanies pour les besoins de l'exploitation agricole, et qui comportaient autrefois (*cf.* photos aériennes anciennes) une succession de monticules sableux et de dépressions étirés *grosso modo* N-S.

**Marais salants en activité.** Bien balisés par leur carroyage caractéristique, ils n'ont pas fait l'objet d'une notation spéciale.

**Anciens marais salants.** Tous les anciens sites connus ont été indiqués par une légère surcharge en bleu. Cette indication n'a pas seulement un intérêt historique. Ces terrains ont non seulement fait l'objet d'aménagements spécifiques par le passé, mais ils demeurent en général encore salés.

## DOMAINE MARIN

La zone explorée comprend la bordure littorale de la Petite Camargue, le golfe d'Aigues-Mortes et au-delà, plus au large, la prolongation sous-marine occidentale du système deltaïque rhodanien.

### Milieu physique

Le secteur marin de la feuille Le Grau-du-Roi comprend, d'Est en Ouest, le glaciais sous-marin à faible pente (0,3 à 0,4 %) qui s'étend au large de la côte sableuse en recul de la Petite Camargue, relayée par la pointe de l'Espiguette, rivage incurvé qui prograde lentement sur le domaine marin. Face à cette pointe s'étend, vers l'Ouest, le golfe d'Aigues-Mortes barré au Nord par le cordon littoral qui relie La Grande-Motte à Carnon. Une cellule de décantation vaseuse s'individualise au cœur du golfe.

Les dépôts de la zone infralittorale, compris entre 0 et 20 m de profondeur, sont essentiellement d'âge flandrien terminal. La couverture meuble est localement interrompue par des bancs rocheux qui provoquent quelques irrégularités de faible amplitude dans la morphologie des fonds.

Plus au large, la couverture de sédiments silto-vaseux formée par les ultimes dépôts des eaux turbides venant du Petit Rhône, laisse apparaître, de place en place, l'existence d'un ancien cordon sableux de 20 m d'épaisseur maximale qui se développe suivant une bande approximativement parallèle à la côte. Sa mise en place est contemporaine d'un stade d'arrêt de la transgression flandrienne : des témoins de cet épisode, sableux ou graveleux, parsèment le plateau du golfe du Lion, jusqu'à la bordure pyrénéenne où ils sont datés d'environ 8 000 B.P. L'extension de ces formations à des profondeurs variables (comprises entre —20 et —50 m) face au Petit Rhône, témoigne en fait de l'existence d'un système complexe de cordons édifiés par les alluvions rhodaniennes au cours d'étapes successives de la transgression flandrienne (*cf.* carte du précontinent : Aloisi *et al.*, 1973).

### **Facteurs hydrodynamiques contrôlant la sédimentation littorale**

Par temps calme, le courant général géostrophique se manifeste par un lent déplacement des eaux de l'Est vers l'Ouest, au large du littoral, à une vitesse de 0,4 à 0,5 nœud. En compensation peut se former, le long de la côte de la Petite Camargue et de la pointe de l'Espiguette, un contre-courant languedocien dirigé d'Ouest en Est.

On observe en outre, au voisinage de la côte, un régime complexe de courants qui dépendent essentiellement des vents et des houles dominants (NW, W-NW, E, E-SE,...).

D'Est en Ouest, la frange littorale se partage en trois secteurs soumis à des processus dynamiques différents.

La partie orientale, en bordure de la côte relativement rectiligne de la Petite Camargue, reçoit peu d'apports directs issus par transit littoral de l'embouchure du Petit Rhône (*cf.* carte Saintes-Marie). La côte à l'Est du grau Neuf, très exposée aux houles dominantes de SSE et de SW, est l'objet de processus d'érosion actifs. « Les houles de Sud-Est, dont l'action est plus importante le long de ce littoral que celle des houles de Sud-Ouest, induisent un transport du sable vers l'Ouest. Ce sable ainsi arraché au rivage se dépose à l'extrémité ouest où il a formé la pointe de l'Espiguette par développement de flèches successives incurvées vers le Nord par les houles de Sud-Ouest. Le littoral s'engraisse donc toujours dans sa partie ouest, le point d'inversion entre la zone en érosion et la zone en engraissement, point qui se déplace lentement vers l'Ouest, se situe actuellement à la partie ouest du massif dunaire des Baronnets. Il correspond à la zone où le débit de transport de sable est maximal.... estimé à 340000 m<sup>3</sup> par an. » (Greslou, 1984).

Abritée par la pointe de l'Espiguette, s'individualise une deuxième zone protégée des houles dominantes. Ce contexte explique la présence de sables plus fins et la digitation des faciès sablo-vaseux se raccordant aux dépôts du milieu du golfe.

L'envasement du golfe d'Aigues-Mortes résulte à la fois de l'évolution du tracé de la côte dont il vient d'être question, de la morphologie sous-marine et des apports locaux. La configuration des dépôts péliques (courbes d'isoteneurs en lutites) montre clairement la double origine des alluvions fines déversées, par le Vidourle et le grau des Abîmes (en temps de crue), et rapidement sédimentées au contact des eaux salées (floculation)<sup>(1)</sup>. La distribution des argiles, parmi lesquelles figure la smectite, illustre ce mécanisme : ce minéral se concentre relativement dans la poche de vase et suit fidèlement la répartition des teneurs en lutites.

Enfin, du Grand Travers à Carnon, la frange littorale montre une troisième zone marquée par des faciès diversifiés, liés tout à la fois à l'existence d'affleurements sous-marins de rochers, de dépôts de rudites, et aux effets des houles dominantes du Sud-Est qui se font à nouveau sentir.

## Pléistocène

### Affleurements rocheux sous-marins

Les affleurements rocheux se présentent sous forme de bancs sub-horizontaux, plus ou moins déchiquetés, faiblement dénivelés (1 à 5 m) et recouverts, par place, d'alluvions sablo-graveleuses et caillouteuses, riches en débris coquilliers.

Des abords de La Grande-Motte à Carnon, ces bancs de grès se rencontrent par des fonds de 10 à 15 m. Certains auteurs affirment qu'ils culminent localement à —8 m. Ils se situent à une distance du bord de mer oscillant entre 800 et 1500 m. Une certaine imprécision règne quant aux contours de ces affleurements rocheux sous-marins. Faute d'informations précises, nous avons repris et figuré en pointillé les contours indiqués sur la carte marine à 1/49785. En teinte plein sont reportés les quelques pointements rocheux reconnus en plongée lors des explorations effectuées par J.C. Aloïsi. La position de ces grès dans la série est précisée sur la figure 3.

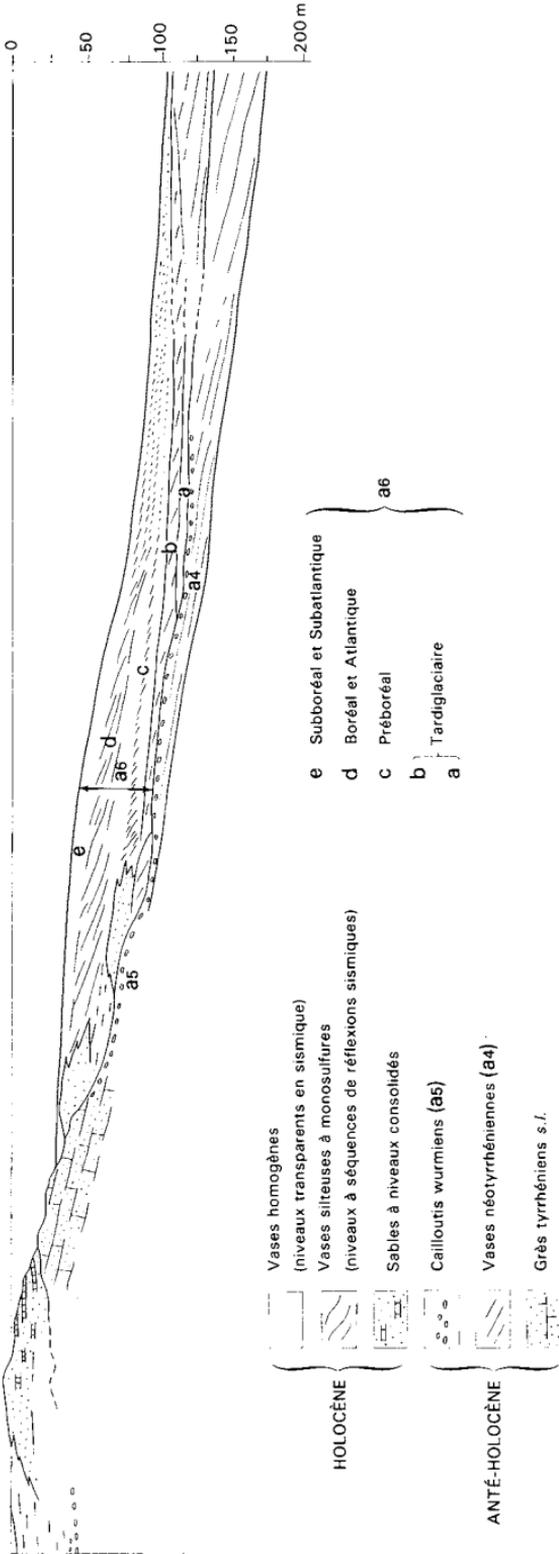
**My. Grès et calcaires tyrrhéniens (*l.s.*).** Les bancs rocheux du golfe sont constitués de grès fins compacts à ciment calcaire. On considère généralement qu'il s'agit là de témoins de dépôts attribués au Tyrrhénien au sens large, car ils n'ont pu être formellement datés.

(1) Remarquons que jusqu'au début du XV<sup>e</sup> siècle, les eaux turbides du Rhône de Peccaïs participaient déjà à la constitution de cette cellule vaseuse au milieu du golfe.

S

N

Palavas



**Fig. 3 - Lithoséquences de l'Holocène reconstituées d'après les profils sismiques**  
Exemple du plateau continental face à Palavas

J.C. Aloisi, 1982

Dès 1875, E. Dumas signalait l'existence d'un « travertin marin et de brèches coquillières dont les débris sont rejetés par la mer sous forme de galets. » Il donnait alors les précisions suivantes : « Ce calcaire est presque en entier composé de fragments de coquilles vivant actuellement dans la mer, agglutinés par un ciment calcaire sablonneux, micacé, gris, souvent très dur. On y reconnaît surtout des débris de *Cardium tuberculatum*, *Maetra lactea*, *Pectunculus*, *Pecten pusio*, *Anatina* et en général de toutes les coquilles que la mer rejette sur la plage. Mais une particularité remarquable, c'est que le test de ces coquilles est réellement pétrifié, c'est-à-dire qu'il a été détruit et remplacé par de la chaux carbonatée très blanche offrant souvent de petits cristaux limpides, déterminables et très distincts. »

M. Paulus (1949) avait été le premier à signaler au sein des grès submergés au large de Carnon, la présence d'une faune marine fossile à caractère plus chaud que celle qui vit sur nos côtes de nos jours (*Pectunculus glycimeris*, *Tapes carnonensis*<sup>(1)</sup>, *Eastonia rugosa*) (cf. Duboul-Razavet, 1955). M. Paulus a signalé également la présence de *Patella ferruginea*.

Des reconnaissances par plongées et les études pétrographiques des échantillons prélevés ont été effectués par J.C. Aloïsi dans le cadre des travaux de levés de la présente carte; elles lui permettent d'assimiler certaines des roches du golfe d'Aigues-Mortes aux formations dites de Frontignan qu'il avait eu l'occasion d'étudier antérieurement. Il s'agit de calcaires à texture bréchique, parfois légèrement détritiques et peu fossilifères, du moins dans les échantillons récoltés.

• **Autres affleurements de dépôts tyrrhéniens (l.s.) reconnus à terre.**

Des témoins d'un ancien rivage tyrrhénien (sables, galets, coquilles, avec présence de *Tapes diana*) ont été repérés à très faible profondeur sous le colmatage palustre, sur la bordure nord de l'étang de Mauguio, au Sud de Candillargues (cartographiés sous le symbole Mx-y; cf. carte géologique Lunel). J.P. Mouchet (1975) a décrit ces dépôts comme constitués d'un sable fin très coquillier auquel est associé un paléosol à concrétions calcaires jaunes à tâches gris bleuâtre.

De son côté, F. Bazile (1975, 1976) a repéré une autre ligne de rivage ancien, située en avant de la précédente. Le sommet de ce cordon, fossilisé sous le colmatage palustre, affleure à une cote légèrement inférieure au 0 NGF. Sa présence a été reconnue lors de dragages du canal du Rhône à Sète, en bordure de l'étang de Mauguio (Cabanes-du-Roc), au Sud du mas de Solan, dans un canal de drainage près de la tour Carbonière, ainsi que dans le lit du Vieux Vistre.

Il s'agit d'anciens sables à galets riches en tests coquilliers grossiers et fortement cimentés. La faune malacologique comprend essentiellement *Cardium glaucum* dans des formes à valves épaisses, *Pectunculus* sp., *Ostrea edulis* et *Mytilus gallo-provincialis*. Cette faune à cachet

(1) Il s'agit en fait de l'espèce *Tapes diana*, caractéristique du Tyrrhénien (cf. Bazile, 1975).

plus lagunaire pourrait expliquer l'absence d'espèces tyrrhéniennes typiquement marines, telles que *Tapes diana*. L'étude palynologique (Bazile *et al.*, 1976) révèle une flore caractéristique d'un épisode relativement tempéré. Trois datations par  $^{14}\text{C}$ , effectuées sur des tests de *Pectunculus*, ont donné un âge assez constant oscillant entre  $28\,750 \pm 1800$  et  $30700 \pm 2000$  B.P. Une quatrième datation, effectuée sur *Cardium*, donne un âge concordant. F. Bazile (1975) en a conclu que ce rivage de haut niveau marin coïncidait avec une phase tempérée se situant au début du Würm III, et faisant suite à l'interstade Würm II - Würm III.

D'autres études (Archambault-Guezou *et al.*, 1980) ont attiré l'attention sur les effets perturbateurs de la diagenèse précoce, mais également des eaux des nappes phréatiques, sur la composition en carbone isotopique des tests coquilliers. Ces faits incitent à considérer les datations tournant autour de 30000 ans avec prudence. Nous ne pouvons exclure l'hypothèse de la datation d'un événement plus ancien, rajeuni par les effets de la diagenèse précoce.

• **Description faciologique et interprétation des milieux.** Un autre affleurement de bancs rocheux sous-marins est connu au large des Saintes-Maries. L'étude de ces roches, de faciès assez proches de ceux du golfe d'Aigues-Mortes, a fourni des données sur les milieux à l'origine de ces dépôts (Van Straaten, 1957). La taille des grains se situe autour de 250 à 300  $\mu\text{m}$ , avec des valeurs extrêmes atteignant 500  $\mu\text{m}$ .

Les galets et graviers inclus parfois dans ces grès sont constitués d'éléments de calcaire, de grès fins, de quartzite et rarement de quartz filonien. Il s'agit là très probablement de matériaux rhodano-duranciens repris. Les remaniements internes se manifestent par de fréquents lits de galets plats d'argile.

Ces roches présentent diverses structures sédimentaires courantes dans les contextes littoraux (fines lamines, stratifications entrecroisées ou planes, ripple-marks et de rares mud-cracks).

La faune, en général peu fréquente, est cependant caractéristique des dépôts littoraux. Elle comprend tout à la fois des espèces marines (*Turritella*, *Dentalium*, *Pecten*, *Ostrea*, *Donax*, etc.), des espèces typiques d'environnements saumâtres (*Cardium edulis* à test minces, coquilles groupées d'hydrobies), ainsi que des espèces palustres (*Limnea* sp., *Planorbis* sp., *Theodoxus* sp.). Des empreintes de feuilles et des moules laissés par des débris de plantes ou de racines ont également été observés.

La cimentation est due, pour sa majeure partie, à la présence de minuscules grains de carbonate de calcium, que L.M. Van Straaten considère comme authigène, autrement dit comme faisant partie des particules détritiques apportées par le Rhône.

L'ensemble des caractéristiques de ces roches est parfaitement compatible avec l'éventail habituel des dépôts liés à un *contexte deltaïque*, avec mélange de faciès franchement détritiques (grès) proches d'anciennes embouchures et de faciès littoraux riches en débris coquilliers

(= lumachelles). On considérera donc qu'il subsiste, par places, préservés par une lithification précoce, des témoins d'une construction deltaïque antérieure formée lors d'un stade de haut niveau lié à un interglaciaire (Eutyrrhénien ou Néotyrrhénien).

**Grès flamand.** Des débris de grès très friables se rencontrent sur les plages de Carnon et de Palavas. Ils proviennent de bancs de sables grésifiés qui gisent à faible profondeur (par moins de 10 m). Un âge flamand leur a été attribué (Aloïsi et Duboul-Razavet, 1974). Ces bancs, mal localisés, n'ont pas été reportés sur la carte. Ils sont représentés sur la figure 3.

### Dépôts meubles des fonds marins

Au sein du golfe d'Aigues-Mortes, la couverture meuble vaso-sableuse est mêlée, au niveau des rochers, à des formations reliques fluvio-marines qui comprennent des éléments très hétérogènes : débris gréseux autochtones, graviers et galets allochtones en majorité quartzitiques, plus rarement calcaire et à patine jaune ; il s'agit probablement d'alluvions d'un paléo-Lez mises en place lors de la « régression wurmienne » et remaniées au cours de la transgression holocène.

### Holocène

Compte tenu du mode de prélèvement des sédiments marins meubles <sup>(1)</sup>, la nature des fonds est schématiquement définie en se basant sur la granulométrie et le pourcentage de lutites contenu dans la fraction du sédiment inférieure à 2 mm. Les classes granulométriques utilisées sont celles préconisées par le BRGM pour la cartographie des sédiments du plateau continental.

Des teneurs en lutites <sup>(2)</sup> inférieures à 25 % caractérisent les *sables* et *sablons*; celles inférieures à 5 % désignent les *sables propres*. À l'inverse, un taux de 25 à 75 % en lutites caractérise les *sables vaseux* et les *vases sableuses*. De 75 à 90 % de lutites, ce sont les *vases* proprement dites, qui généralement contiennent des éléments biogènes. Au-delà d'un pourcentage de 90 % de lutites dans le sédiments, ce sont les *vases pures* ou V.T.C. (vases terrigènes côtières).

Le contenu bionomique (richesse en débris coquilliers et zoogènes) est également pris en compte pour la figuration des sédiments marins.

Les données fournies par J.C. Aloïsi grâce aux campagnes de dragage réalisées pour l'établissement de la présente carte ont été complétées, là où l'échantillonnage s'avérait très espacé, par quelques

(1) Des données d'ensemble sur la sédimentation au large du delta du Rhône peuvent être trouvées dans les articles de C. Kruit, 1955; L.M. Van Straaten, 1959, 1960; R. Lagaaïj et Y.V. Gautier, 1964; J.P. Bertrand et A. L'Homer, 1975; J.C. Aloïsi, 1986.

(2) Par lutites, on distingue la fraction du sédiment inférieure à 0,063 mm.

informations complémentaires tirées de la carte des sédiments de Thoulet (1895).

### **Faciès sableux dominants**

STF, SF. **Sables très fins et fins.** Ce sont des sédiments détritiques, d'origine minérale, peu calcaires, très peu bioclastiques. Matériel d'origine rhodanienne remanié sur les plages du littoral, il forme une bande étroite le long de la côte entre 0 et 5 m, voire 10 m (au large de la Petite Camargue). Il s'agit de sables fins (SF : médiane  $\approx 60 \mu\text{m}$ ), de sables très fins et de sablons (STF : médiane  $\approx 25 \mu\text{m}$  bien classés ; So = 1 à 2).

Le petit lobe de sables et sablons qui semble se développer en direction du Sud, au large de La Grande-Motte, comme pour former l'amorce d'un futur crochon sableux à l'image de ceux liés aux anciens cordons d'Aigues-Mortes, laisse supposer la présence d'un courant circulaire peut-être momentanément induit par les chasses des eaux du Vidourle en période de crue.

Sv. **Sables vaseux.** Il s'agit de sédiments à fraction sablonneuse dominante (0,125-0,063 mm), proches des sédiments très fins décrits précédemment, mais pour lesquels le pourcentage de lutites est compris entre 25 et 50 %. Ils apparaissent de part et d'autre du golfe d'Aigues-Mortes vers des profondeurs de 15 à 20 m.

### **Faciès vaseux dominants**

Vs, V. **Vases silto-sableuses et vases.** Les vases silto-sableuses constituent une nouvelle auréole externe à la suite des sables vaseux, mais peu étendue, à l'Est du golfe d'Aigues-Mortes. Au centre de celui-ci, à égale distance de la côte du Grand Travers et celle de l'Espiguette, par des profondeurs de 15 à 25 m, hors des effets sur le fond des houles de tempête, du ressac littoral et du courant languedocien du large, s'est constituée une cellule de décantation formant vasière. La fraction lutite peut y atteindre plus de 90 % dès 20 m de profondeur (faciès vaseux cartographié V).

L'évolution rapide des paramètres sédimentologiques, observée le long d'une radiale E-W menée à partir de Port-Camargue, fait apparaître nettement le phénomène (tabl. 2).

Ce resserrement des classes sédimentaires intermédiaires entre les sables de la bande littorale et les vases est dû à une translation rapide, vers l'Ouest, de la ligne de côte de l'Espiguette ; ce processus entraîne une progression des sables du littoral sur les vases sableuses antérieurement déposées dans le golfe (= processus de « progradation »).

Échantillon	Profondeur (m)	Lutite %	Argile %	Md ( $\mu\text{m}$ )	So (Trask)
63	0	1	—	195	1,20
58	5	4,40	—	108	1,32
57	11	31,3	7,2	73	1,80
56	12	67,4	12,2	18	3,47
41	13	78,4	16,8	14	3,38
33	16	76,4	17,1	15	3,76
44	15	82,5	28,6	10	—

**Tableau 2. — Évolution des paramètres sédimentologiques d'Est en Ouest au large de Port-Camargue.**

VTC. **Vases terrigènes côtières du large.** Ce type de sédiments (75 à 90 % de lutites) correspond aux fonds circalittoraux de la basse Camargue et de tout le golfe du Lion. Ce sont des fonds à turritelles et échinodermes. L'étude sédimentologique de ces dépôts montre une origine essentiellement rhodanienne, les eaux encore légèrement troubles issues de ce fleuve étant déportées vers l'Ouest par les dérives dominantes et le courant général.

Ces vases s'apparentent, par leur teneur en particules fines et par la faune qui leur est associée, au faciès des vases terrigènes côtières (Aloïsi *et al*, 1978).

## **PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES**

### **GÉOLOGIE STRUCTURALE**

#### **Tectoniques anté-quaternaire**

Les séries géologiques n'affleurent pas sur la feuille, les interprétations structurales ne peuvent se déduire que des éléments existants plus au Nord ainsi que des informations fournies par les sondages et les synthèses géophysiques régionales. Le lecteur intéressé par les rejeux de la tectonique est donc invité à se reporter aux notices des cartes Lunel, Arles 1/50 000 et Arles 1/80 000, ainsi qu'à un article fondamental sur la géologie et la géophysique du golfe du Lion et de sa bordure (Arthaud, *et al*, 1980-1981).

Cette région occidentale du bas Rhône se situe à la croisée des chemins entre les zones de poussées pyrénéennes et les mouvements tectoniques périalpins.

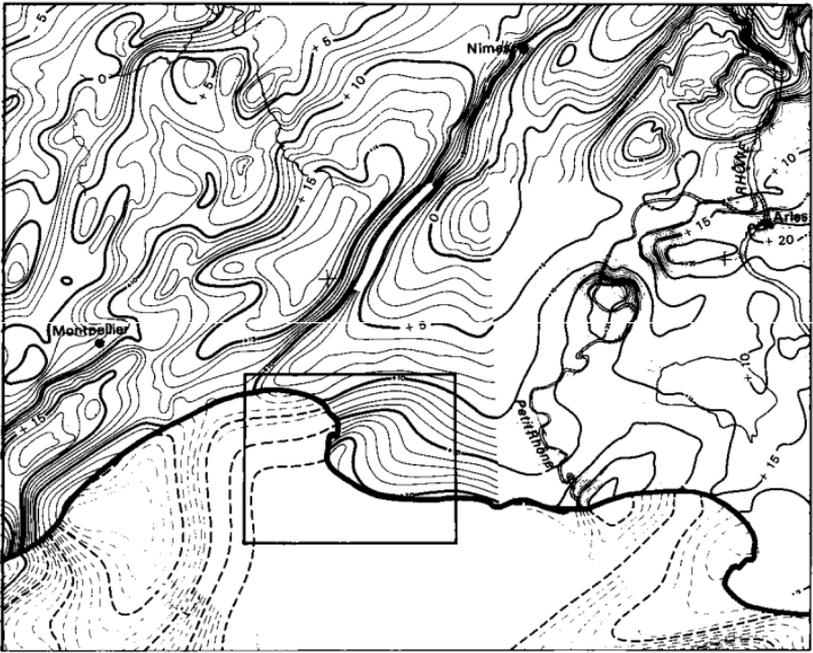


Fig. 4 - Extrait de la carte gravimétrique du golfe du Lion  
Anomalies de Bouguer (Arthaud, Ogier et Séguret, 1980)

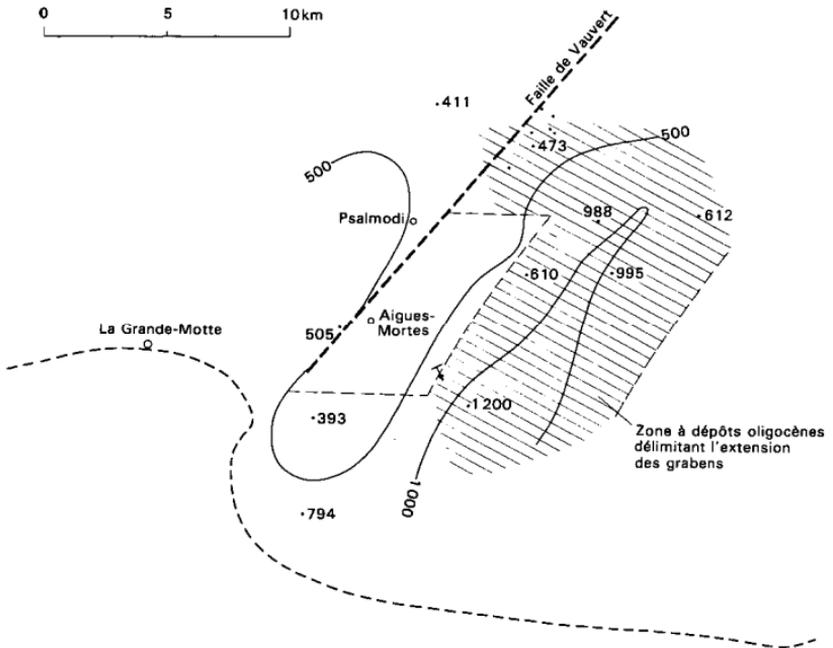


Fig. 5 - Isopaques des dépôts plaisanciens

Le style tectonique de la Garrigue et de la bordure languedocienne situées plus au Nord-Est nous renseigne sur l'aspect que pouvait avoir le substratum jurassique et créacé avant la tectonique stam-pienne. Les terrains sont plissés selon des plis d'axe E-W soulignés parfois par des accidents localisés sur les flancs nord des plis.

Le fossé oligocène de Nîmes, dont le prolongement a été reconnu sur la feuille Lunel, se poursuit également, en s'amortissant, sur la carte Le Grau-du-Roi sous les couvertures pliocène et quaternaire (fig. 4).

De même qu'à Albaron et aux Saintes-Maries-de-la-Mer (*cf.* notice Arles) existent des structures en graben, les forages profonds ont révélé ici l'existence d'une zone entaillée suivant une direction cévenole avec un bloc particulièrement actif. Explorée par les sondages pétroliers, cette zone haute révèle la présence d'une lacune de l'Aquitainien (non-dépôt ou érosion postérieure?). Le point le plus haut reconnu de ce horst se situe au forage Mas-de-Madame où le Jurassique, très cataclasé, a été atteint à —489 m. Si on considère que lors des phases régressives les cours d'eau privilégient les zones en dépression bordant des accidents et/ou des terrains plus tendres, la carte des isopaques du Plaisancien (fig. 5) est très révélatrice, non seulement du paléorelief « pontien » mais également des accidents qui peuvent délimiter le môle du Mas-de-Madame.

Les différentes isopaques des terrains montrant un ensemlement dans le môle, au Nord d'Aigues-Mortes, nous y envisageons la possibilité d'une faille E-W (d'origine pyrénéenne). Ce schéma diffère un peu, dans le détail, de l'interprétation donnée par F. Arthaud *et al.* (1980-1981) (fig. 6).

### **Tectonique quaternaire**

L'existence d'une tectonique quaternaire est prouvée par les rejeux de la faille de Vauvert et de la flexure post-villafranchienne de Lunel, responsable du pendage qui affecte la vieille nappe alluviale rhodanienne.

G. Denizot (1946), puis A. Bonnet (1952, 1962) ont indiqué que, tandis que la partie centrale des Costières a subi des mouvements positifs, la plaine de Vistrenque et la Camargue se sont affaissées suivant une légère pente tournée vers le SSE. Notons que ces rejeux, notamment en bordure de la faille de Vauvert, sont responsables de l'existence de l'îlot de Psalmodi et du seuil « villafranchien » existant entre cet îlot et la tour Carbonnière (*cf.* partie historique). Plus au Sud, les cailloutis villafranchiens reconnus par les sondages montrent également une moindre épaisseur sur l'axe haut.

## Légers réajustements récents au sein du delta

Dans des notices de cartes du delta éditées antérieurement, nous avons déjà fait état de légers phénomènes de subsidence ayant affecté la partie orientale du delta (cartes Istres et Saintes-Maries-de-la-Mer). L'excellente conservation des cordons dans la région d'Aigues-Mortes et les cotes anormalement hautes pour les cordons, principalement pour les niveaux datés de 7300 B.P. et 6500 B.P., posent un problème. Il nous faut envisager la possibilité d'un très léger exhaussement de la partie occidentale du delta, venant en partie contrebalancer les effets de subsidence constatés à l'Est.

Une interprétation des isopaques des dépôts holocènes révèle également d'autres possibilités de réajustement. Les isopaques de ces terrains, figurées sur la carte géologique, sont dans l'ensemble conformes à l'aspect normal d'un prisme sédimentaire progressant vers le large en s'épaississant de plus en plus pour compenser l'accroissement de la profondeur.

Deux zones se distinguent toutefois par une épaisseur anormale de sédiments. Ces épaisseurs anormales peuvent s'expliquer soit par des zones en dépression dans le paléorelief du toit des cailloutis, soit par des tassements différentiels dus à des différences de composition des sédiments (forte teneur en vase argileuse), soit encore par la néotectonique :

— dans le secteur ESE, on remarque une zone où l'épaisseur des sédiments dépasse 43 m suivant une orientation NE-SW. Ce léger surépaississement, plus sensible au Nord qu'au Sud, suppose un très léger affaissement (ou une érosion plus poussée) du toit des cailloutis. Si ce léger gauchissement ou « tassement » s'est fait au cours de l'Holocène, on voit que ceci a pu déterminer une zone de faiblesse dans la ligne de défense des cordons, exploitée par les eaux du Rhône pour réaliser la branche de Peccaïs ;

— un axe plus épais, de direction NE-SW, aligné sur le sondage Mas-de-Madame 1, ne paraît pas pouvoir s'expliquer par le seul processus de progradation-remblayage du golfe d'Aigues-Mortes. Cette zone coïncide avec l'ancien môle jurassique qui pourrait avoir accusé une légère subsidence sous la surcharge des dépôts holocènes.

### *PRINCIPALES ÉTAPES DE L'ÉDIFICATION DES CORDONS LITTORAUX DE LA RÉGION D'AIGUES-MORTES DE 7300 à 1500 B.P.*

La vision synoptique de l'ensemble du delta du Rhône obtenue grâce aux images transmises par satellites fait de suite ressortir les structures morphologiques particulièrement bien conservées des cordons de la partie occidentale.

Une analyse détaillée de ces structures complexes et leur datation par radiocarbone ont rendu possible la reconstitution des stades successifs d'édification de ces cordons littoraux (Bertrand *et al*, 1974; Bazile 1975; Bazile *et al*, 1981; L'Homer *et al*, 1981). Ces études complètent les interprétations antérieures (Dumas 1875; Denizot, 1959; Kruit, 1951).

Énumérons tout d'abord les principales caractéristiques de ces cordons (Bazile *et al*, 1981) :

— les sources d'approvisionnement en sable se sont toujours situées à l'Est (Rhône de Peccaïs, Rhône vif, Petit Rhône), ce qui se traduit par un amincissement des cordons d'Est en Ouest. *A contrario*, les matériaux grossiers de la plage de Carnon s'affinent progressivement et se chargent en sable en direction de l'Est ;

— les cordons biens visibles dans le paysage se sont édifiés en période de *haut niveau marin* (c'est-à-dire proche du niveau actuel), tandis que les espaces occupés aujourd'hui par les lagunes et les marais développés entre les cordons correspondent aux phases de *bas niveau marin*. Nous disposons de peu de datations par radiocarbone concernant les dépôts effectués en bas niveaux marins. Toutefois, des études palynologiques réalisées sur les séries flamandaises déposées dans les étangs voisins (Mauguio, Palavas) ont apporté des informations sur les climats et les environnements qui se sont succédé depuis le Dryas récent (Planchais, 1982);

— au sein des cordons s'observent des bourrelets plus élevés et plus riches en matériaux grossiers. Les remaniements liés aux activités humaines, mais aussi les comblements des dépressions entre bourrelets par les sables éoliens, ont effacé au sein des cordons la trace des zones en creux marquant les phases d'oscillations négatives du niveau marin ;

— le point de coalescence des cordons s'est déplacé d'Est en Ouest au cours du temps, au fur et à mesure du remblaiement du golfe d'Aigues-Mortes. Le cordon littoral barrant l'étang de Mauguio résulte de la coalescence des cordons successifs, sous une forme condensée ;

— les premiers cordons, établis de 7300 à 6000 B.P., de forme concave, présentent des pentes inclinées vers la mer plus fortes et une granulométrie beaucoup plus grossière que les cordons ultérieurs en forme de « S » (concaves au Nord-Ouest et convexes au Nord-Est). Ce processus est dû à l'intrusion du Rhône de Peccaïs et aux appareils deltaïques qu'il a générés. Les sédiments, en remblayant petit à petit l'ancien golfe d'Aigues-Mortes, ont provoqué, du même coup, une réduction de la profondeur des eaux près du rivage et corrélativement une diminution de la pente des plages et de la taille des minéraux rejetés à la côte par la houle;

— en fait, seuls les premiers développements d'embouchures deltaïques sont suffisamment bien conservés pour autoriser une bonne reconstitution des variations du niveau marin (de 7300 à 5450 B.P.). Au-delà, la mauvaise conservation des structures morphologiques originales et la rareté des datations ne permettent pas de poursuivre la reconstitution avec précision.

Pour la délimitation des phases successives de hauts et bas niveaux marins, nous avons tenu compte des travaux effectués sur le littoral ouest de la France, notamment la synthèse réalisée par M. Ters en 1973.

### **Haut niveau de 7300 à 7000 B.P. : bordure septentrionale (masquée) du premier cordon**

Au début de l'Atlantique, suite à un réchauffement climatique important, le niveau marin atteint une cote particulièrement haute, bien qu'inférieure à l'actuelle de plusieurs mètres. Un premier cordon s'installe, prenant appui sur d'anciennes zones de haut-fond. Ces hauts-fonds ont pour origine la bordure littorale du platier de grès coquilliers néotyrhéniens, lequel repose localement sur les cailloutis pléistocènes, notamment à Psalmodi et aux Cabanes-du-Roc (*cf.* Aloïsi et Duboul Razavet, 1974). Suivant N. Planchais (1982), c'est à cette période que se constitue le premier étang de Mauguio.

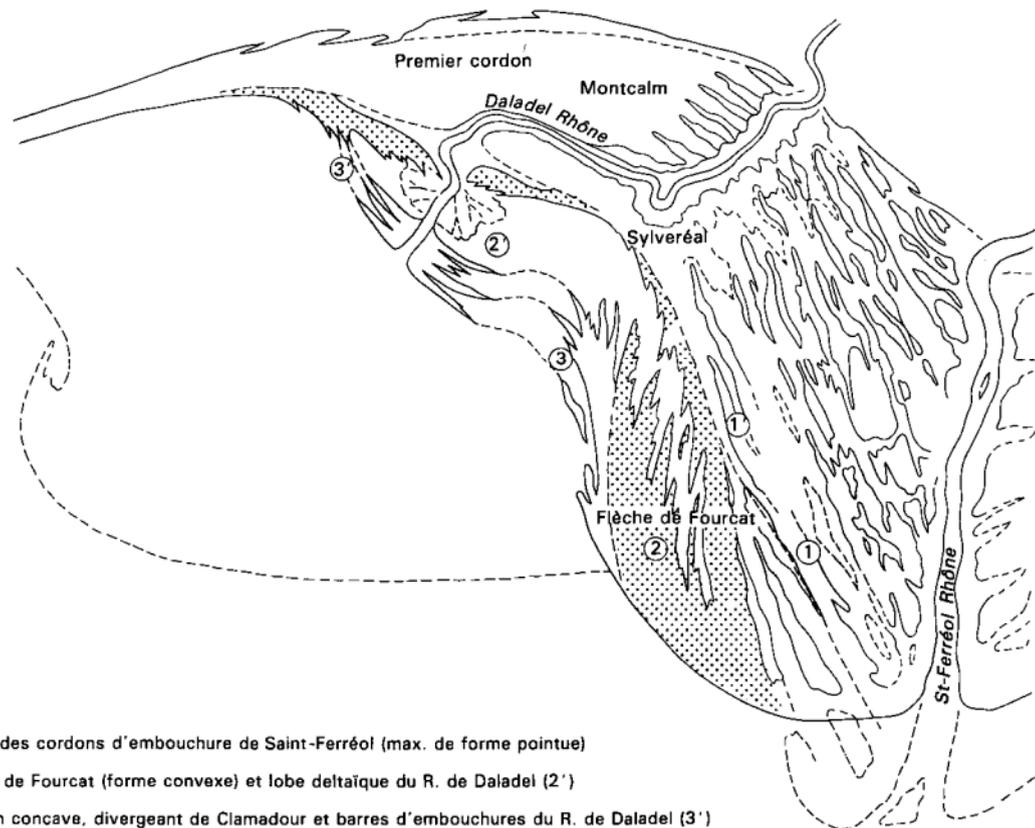
Ce cordon, qui est le plus interne du système, se trouve généralement enfoui sous les vases ; son existence suivant une ligne continue n'est pas certaine. Il est logique de penser qu'il a pu se trouver localement transgressé et recouvert par le cordon de 6 500 B.P. édifié à un niveau marin plus élevé. Il semble exister à la surface du sol (anciens jets de haut de haute plage), à l'Est du mas du Grand-Travers où existe une datation à  $7050 \pm 100$  B.P. Il a également été observé par F. Bazile, à la faveur de creusements aux Dix-Portes ( $7300 \pm 120$  et  $7200 \pm 120$  B.P.), ainsi qu'au Nord-Ouest du mas Krüger (Bazile, 1974).

Au premier haut niveau ferait suite un stade de bas niveau entre 6950 et 6700 B.P.

### **Haut niveau entre 6650 et 6500 B.P. : édification du premier cordon**

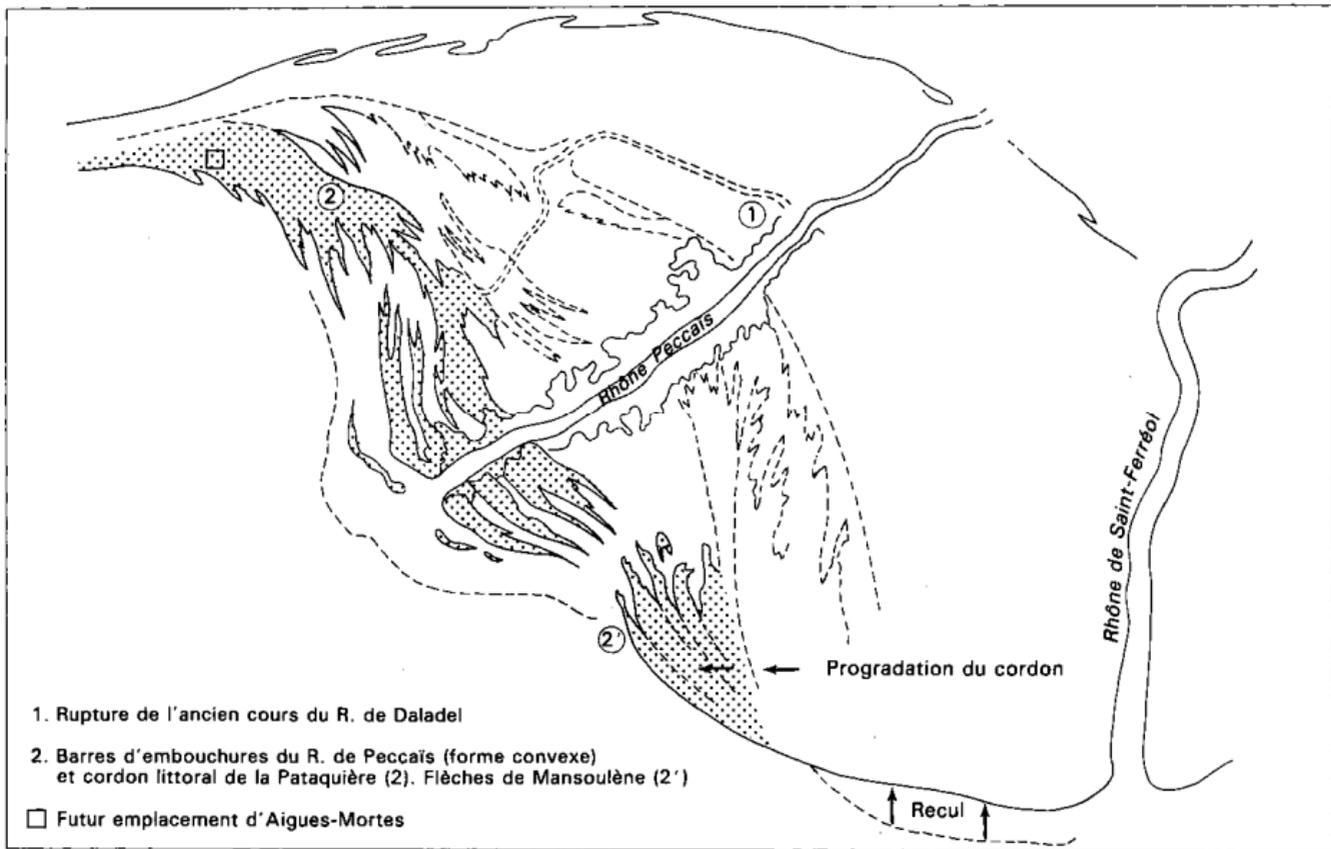
C'est durant cette phase que s'est construit le premier cordon, ainsi dénommé par E. Dumas, ou encore appelé cordon de Saint-Jean. On le suit en continu de la bergerie de Haute-Plage à la villa des Sables. Il est constitué de galets émoussés très évolués et de nombreux tests coquilliers comportant une majorité de pétoncles; la forte usure des galets révèle l'existence d'une phase de relative stabilité.

C'est durant cette phase que s'est édifié le grand ensemble de barres d'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol aboutissant au stade pointu maximal du delta, vers 6200 B.P. (*cf.* carte géologique Saintes-Maries-de-la-Mer et fig. 6A de la notice). La régularité et l'ampleur de ces barres d'embouchure peuvent s'expliquer par la conjonction des quatre facteurs favorables suivants (fig. 7-1) : (1) relative stabilité du niveau marin; (2) existence d'un seul bras du Rhône, très puissant; (3) période de fort alluvionnement ; et (4) existence d'un platier rocheux sous-jacent (néotyrhéniens) à une profondeur de quelques mètres, favorisant une progradation rapide de l'embouchure vers le Sud.



1. Limite des cordons d'embouchure de Saint-Ferréol (max. de forme pointue)
2. Flèche de Fourcat (forme convexe) et lobe deltaïque du R. de Daladel (2')
3. Cordon concave, divergeant de Clamadour et barres d'embouchures du R. de Daladel (3')

**Fig. 7 - Schéma d'évolution entre 6650 et 5 900 B.P.**  
(d'après L'Homer, 1981)



**Fig. 8 - Schéma d'évolution entre 5 900 et 5450 B.P.  
Formation du 2<sup>e</sup> cordon ou cordon d'Aigues-Mortes  
(d'après L'Homer, 1981)**

Plusieurs datations ont été obtenues pour ce premier cordon : près de la villa des Sables,  $6560 \pm 90$  et  $6730 \pm 100$ ; une autre à la bergerie de Haute-Plage,  $6660 \pm 170$ , marque la limite sud de ce premier cordon.

### **Haut niveau entre 6200 et 6000 puis bas niveau relatif entre 6000 et 5900 B.P.**

Vers 6200 B.P., une phase transgressive vient détruire l'équilibre précédent en créant au moins une rupture de berge, sans doute à la faveur d'une très forte crue. Les eaux du Rhône, libérées, se fraient un passage vers la mer plus à l'Ouest en exploitant le point faible que constitue la zone de raccord entre les cordons de plage occidentaux et l'extrémité des barres d'embouchures du Rhône de Saint-Ferréol (fig. 7). Le nouveau bras formé, dénommé *Rhône de Daladel* (L'Homme *et al*, 1981), construit rapidement un petit prodelta (fig. 7-2').

Le nouveau bras créé induit une perte de charge au débouché du Rhône de Saint-Ferréol. Désormais en déséquilibre, l'extrémité pointue de l'embouchure est attaquée et recule; ses matériaux, transportés par les courants littoraux à dérive occidentale dominante, viennent s'accumuler suivant les flèches convexes de Fourcat (fig. 7-2). Celles-ci sont édifiées suivant un processus dynamique comparable à celui qui concourt actuellement à la progradation de la flèche de Beauduc (*cf.* notice carte géologique Saintes-Maries).

Dans le même temps, les sédiments apportés par le Rhône de Daladel et par les courants générateurs des flèches de Fourcat comblent progressivement le golfe de Sylveréal. La faible profondeur, accentuée par une baisse du niveau marin, provoque alors la création des premières barres d'embouchures du Rhône de Daladel. En réaction à ces constructions, les flèches changent de forme, s'ouvrent en éventail, puis prennent une forme concave pour se souder aux barres d'embouchure (cordons de Clamadour, fig. 7-3). Tous ces traits morphologiques à demi effacés ou plus ou moins masqués par le colmatage ont dû se produire un peu avant 5900 B.P.

### **Haut niveau de 5900 à 5450 B.P. : deuxième cordon ou cordon d'Aigues-Mortes**

À ce stade d'édification correspondent les dépôts sableux compris entre le canal de Bourguidou, au Nord-Est, et l'étang de la Ville, au Sud-Ouest. De forme concave accusée, ces anciens cordons de plage se raccordent au système de barres d'embouchure du Rhône de Peccaïs, de forme convexe, en « arbalète » (région de la plaine de l'Abbé, fig. 8). Ce développement spectaculaire d'un nouveau débouché, marqué par une succession de barres d'embouchure fossiles bien conservées (Caline, 1974), est dû à l'abandon du cours du Rhône de Daladel au profit de celui, plus direct et plus puissant, de Peccaïs. La rupture du cours qui est à l'origine de cette modification est à mettre au compte d'un retour transgressif de la mer vers 5 900 B.P.

Le cordon littoral qui se développe en réponse à ces barres d'embouchure coïncide avec l'ancienne « conse\* » d'Aigues-Mortes. Au sein de celle-ci, une zone riche en galets, graviers et tests coquilliers (lesquels diminuent rapidement en taille et en nombre, au Sud-Est d'Aigues-Mortes), constitua par le passé le substrat du chemin de la Pataquière\*. Une datation à  $5830 \pm 120$  B.P. a été obtenue pour ce bourrelet (Bazile *et al.*, 1981). Une autre datation sur des *Cardium* que nous avons prélevés près de la bordure occidentale du cordon, situe la fin du haut niveau durant lequel s'est édifié le cordon d'Aigues-Mortes vers  $5460 \pm 160$  B.P.

### **Bas niveau de 5 400 à 4 350 B.P.**

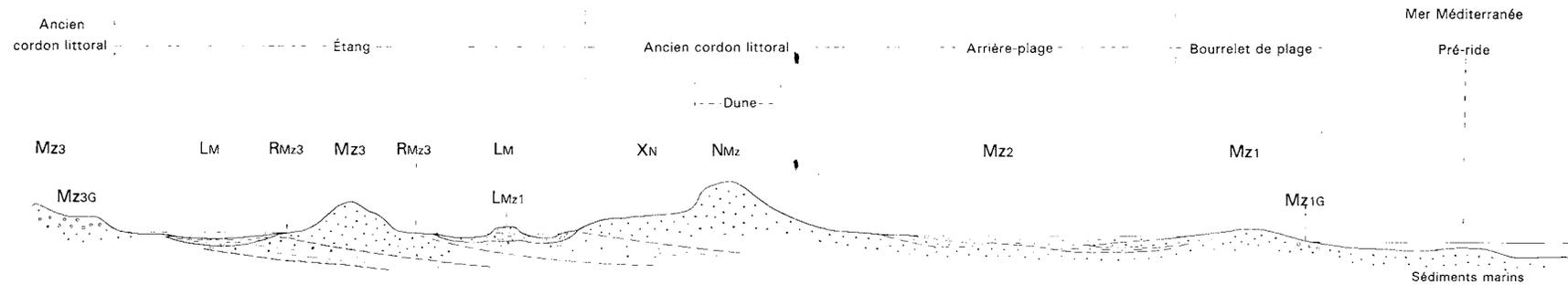
Le bas niveau qui fait suite est confirmé par la présence de niveaux tourbeux dans les marais du delta et par l'existence d'habitats néolithiques situés nettement en dessous du 0 NGF (*cf.* rubrique « Sites préhistoriques »). Les études palynologiques des dépôts lagunaires de Palavas ont montré également que vers la fin de l'Atlantique et pendant le Subboréal, entre 5 400 et 3 000 B.P., le milieu était de type « lagunaire fermé » (Planchais, 1982), ce qui s'accorde bien avec une phase régressive.

### **Haut niveau de 4 250 à 4 100 B.P.: début du troisième cordon ou cordon de Listel**

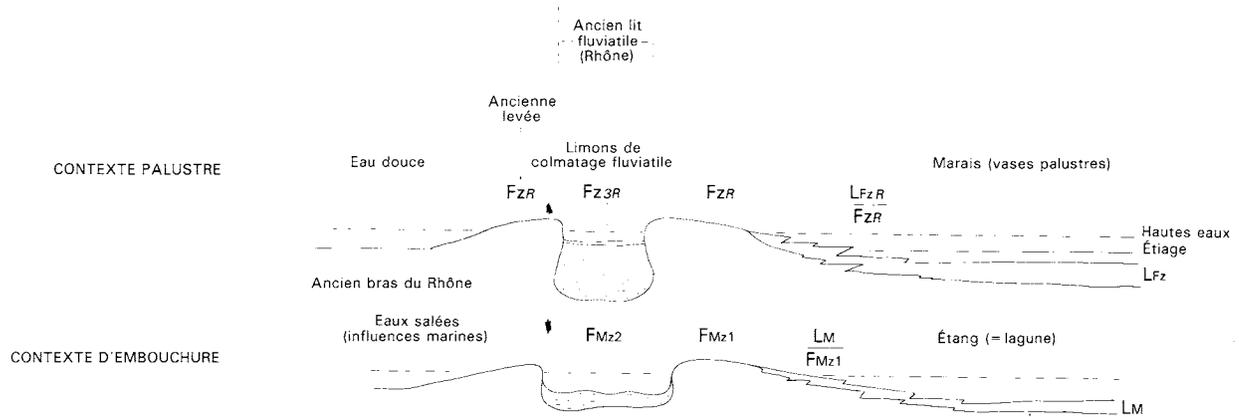
La présence de ce haut niveau a été reconnue en plusieurs points du littoral languedocien, notamment à Cap-Romarin, où une cote d'un maximum de + 2 m aurait pu être atteinte peu avant 4 000 B.P. et durant une période relativement courte (Aloïsi *et al.*, 1978). Dans le delta, des traces de ce haut niveau existent sur un ancien rivage en bordure des Costières. Les tests coquilliers variés récoltés par F. Bazile en bordure du marais, près d'Espeyran, et datés  $4190 \pm 70$  B.P. (*cf.* L'Homer, 1987, p. 35), témoignent d'un rivage de lagune à salinité comparable à celle de l'étang de Thau.

Nous pensons que durant cette phase, la partie la plus interne du cordon de Listel a pu commencer à s'édifier grâce à de nouvelles barres d'embouchures (fig. 9). Ces dernières ont subi des remaniements importants par la suite, ce qui rend leur identification et leur reconstitution quasiment impossible. L'absence de beaux tests coquilliers épais, fait normal en milieu d'embouchure fluviale, n'a pas permis de faire de datation. La période de bas niveau qui suit reste imprécise faute de données en nombre suffisant dans le delta.

Des niveaux d'occupation chalcolithiques situés sensiblement au niveau du 0 NGF, recouverts de vases et reconnus près de La Grande-Motte, attestent, suivant F. Bazile (1974), l'existence d'un niveau marin inférieur à l'actuel entre 4 150 et 3 750 B.P. Citons encore à

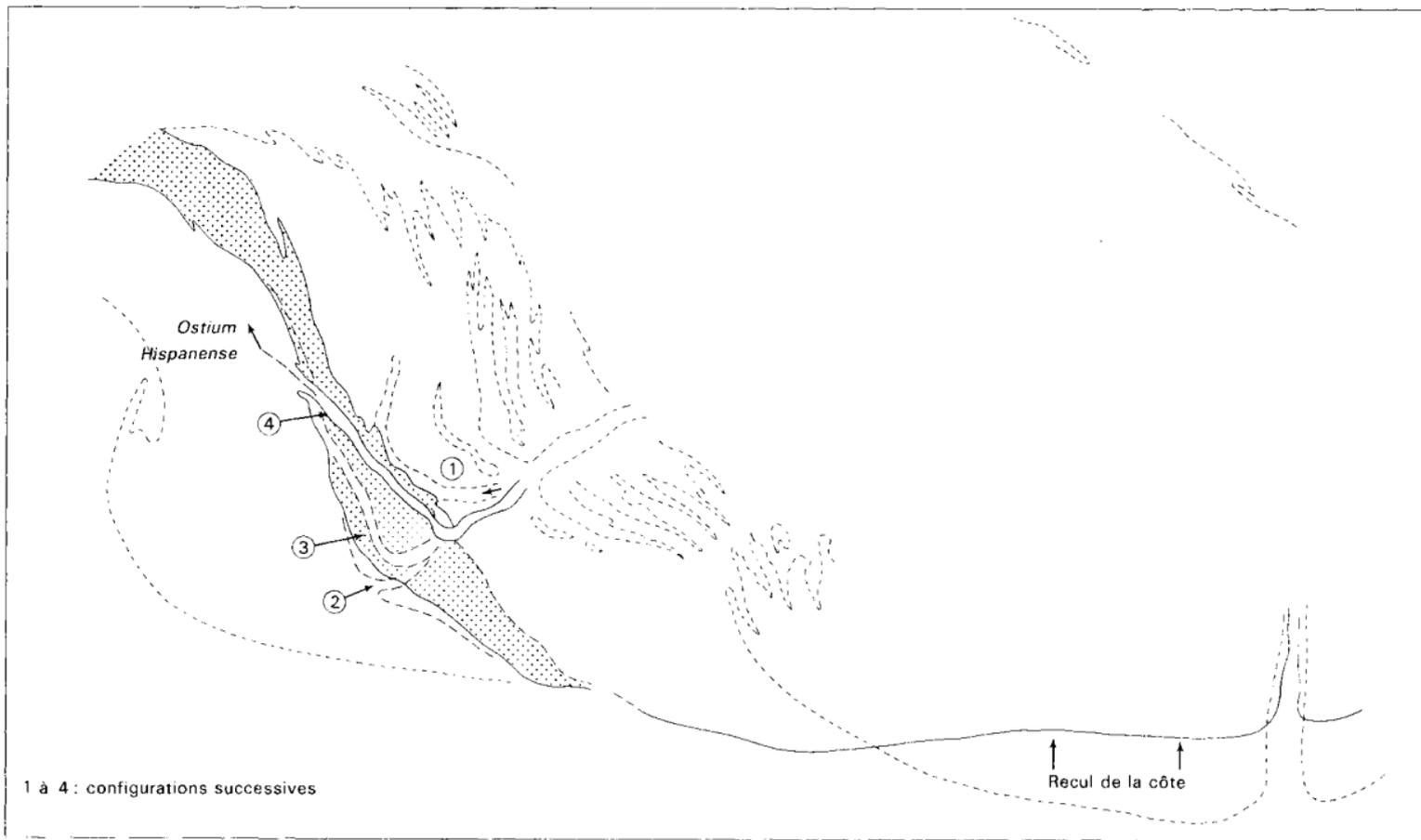


A. Unités morphologiques et faciologiques de l'avant-plage et des étangs



B. Morphologies et faciès liés aux anciens bras du Rhône

Fig. 2 - Profils morphologiques et répartition spatiale des faciès



**Fig. 9 - Dernières étapes d'édfication de 4 250 à 1 500 B.P.**  
 Formation du 3<sup>e</sup> cordon ou cordon de Listel (d'après L'Homer, 1992)

l'Ouest du mas de Mahistre, à l'Est du Vieux Vistre au lieu-dit Le Prat, l'existence d'un paléosol affleurant à une cote à peine supérieure au 0 NGF et daté  $2600 \pm 90$  et  $2700 \pm 100$  B.P. (Bazile *et al*, 1981).

### **Haut niveau probable vers 2250 B.P.**

Aucune datation n'a permis de reconnaître avec certitude l'existence sur la carte de ce haut niveau connu par ailleurs. Dans le secteur de Ventadis, une analyse sur des *Cardium* récoltés dans des dépôts d'anciennes lagunes a donné un âge de  $1\ 880 \pm 230$  B.P. Nous en avons déduit qu'à cette époque des cordons protecteurs étaient déjà édifiés plus à l'Ouest. La construction du cordon de Listel a pu s'effectuer en majeure partie durant cette période. L'emplacement des débouchés du Rhône est d'autant plus difficile à retrouver pour cette époque que ceux-ci ont dû migrer fréquemment sous la poussée des sables charriés par les courants littoraux venant d'Ouest.

### **Bas niveau romain**

Cette période est bien connue, sur le littoral méditerranéen notamment, grâce aux nombreuses données archéologiques. Deux datations faites sur des niveaux tourbeux légèrement inférieurs au 0 NGF marquent cette régression : au Canet ( $1\ 720 \pm 130$  B.P.), et au Nord-Ouest du mas Rancia ( $1\ 980 \pm 130$  B.P.).

Les répercussions de ce bas niveau marin sur le paysage de la Camargue ont été développées dans la notice de la carte géologique Arles, qui comporte une carte reconstituant le rivage et le réseau hydrographique à la fin de l'époque romaine. Se reporter également, dans la présente notice, au chapitre « Évolution du littoral depuis l'antiquité ».

## **RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS**

### **HYDROGÉOLOGIE**

#### **Climatologie**

Le climat de cette région est de type méditerranéen et se caractérise par une température moyenne relativement douce, une faible pluviosité et des vents fréquents et parfois violents.

• **Précipitations.** Elles se répartissent sur un petit nombre de jours, c'est-à-dire 84 en moyenne annuelle à Aigues-Mortes entre 1971 et 1982, avec un minimum de 56 en 1973 et un maximum de 95 en 1978. Or, durant ces deux années, la hauteur de pluie enregistrée reste assez similaire, avec 631,6 mm en 1973 et 689,5 mm en 1978. En fait, des précipitations importantes peuvent se produire durant un temps très bref. Notons par exemple à Aigues-Mortes, une hauteur de pluie

de 140,3 mm en 24 h le 25 octobre 1976 et 134,6 mm à l'Espiguette durant la même période.

La moyenne interannuelle des précipitations atteint 608,5 mm à Aigues-Mortes et 597,1 mm à l'Espiguette entre 1951 et 1982. La période sèche se situe de mai à août (15 à 20 % de précipitations).

• **Températures.** Le mois le plus froid est le mois de janvier et le plus chaud celui de juillet. La température moyenne a été de 14,2°C à Aigues-Mortes entre 1971 et 1982. La proximité du littoral et la présence des étangs atténuent les pointes extrêmes. Cependant, on constate encore, durant cette même période, 19 jours de gelée avec une température minimale inférieure à 0°C et 16 jours de forte chaleur à température maximale supérieure à 30°C. Les valeurs supérieures à 35°C restent rares, avec malgré tout 38°C le 29 juillet 1982 à Aigues-Mortes. À cette même date, la température enregistrée à l'Espiguette n'atteint que 36°C en raison des effets de la brise de mer, qui durant les journées chaudes d'été atténue les températures sur le littoral.

De même, les températures inférieures à -5°C s'avèrent très peu fréquentes, mais on note des valeurs de -10°C les 7 et 9 janvier 1985 à l'Espiguette et Le Grau-du-Roi. Ainsi, les précipitations neigeuses restent exceptionnelles, mais la rencontre d'un air froid continental venant du Nord-Est et de l'air chaud et humide d'origine méditerranéenne peut entraîner des chutes de neige importantes, avec notamment près de 20 cm les 14 et 15 janvier 1987.

• **Vents.** Les vents dominants sur cette région soufflent du NNW. Il s'agit du mistral, vent sec et parfois violent, qui favorise l'évaporation et l'évacuation des eaux superficielles des étangs vers la mer. Les vents du SE ou SSE, appelés « marin » et « grec », apportent des pluies et provoquent la montée du niveau de la mer et par contrecoup celle des étangs ; des plages ou des flèches sableuses basses peuvent se trouver momentanément submergées. Les vents d'origine méditerranéenne s'avèrent beaucoup moins fréquents, mais ils peuvent avoir une extrême violence, avec des vitesses dépassant 130 km/h, comme ce fut le cas le 10 octobre 1987. On enregistre, en moyenne annuelle, 60 jours avec vent de vitesse supérieure à 60 km/h.

La direction et la force des vents ont une incidence sur le transport éolien et l'accumulation de sables mais également sur l'érosion des côtes, des berges et des étangs et, par voie de conséquence, sur la dispersion des sédiments en mer et dans les lagunes.

La conjugaison de températures élevées et de vent du Nord entraîne une intense évapotranspiration surtout durant la période estivale; elle peut atteindre un total mensuel voisin de 200 mm, ce qui s'avère nettement supérieur à l'apport pluviométrique. Cela provoque un abaissement des plans d'eau.

## Eaux de surface

L'eau de surface, très abondante sur cette feuille dans les différents canaux et étangs, s'avère inutilisable pour l'irrigation en raison de sa

teneur en sel, sauf en ce qui concerne les eaux du Vidourle dans la partie septentrionale de la carte. La valeur minimale de la salinité des eaux dans les étangs les plus littoraux, mesurée en Camargue, est de 9,9 g/l en mars et la valeur maximale de 30,2 g/l en août, exprimées en NaCl réel (rapport Camargue, 1970).

Très marqué par l'activité humaine, le tracé du réseau hydraulique a subi d'importantes modifications avec la construction des différents canaux.

Le Vieux Vistre correspond à l'ancien lit du Vistre qui a été désaffecté lors du creusement du Vistre actuel. Il sert toujours d'ouvrage de colature. Long de 4 500 m, il traverse la zone des marais et conflue avec le nouveau Vistre par un système de vannes. À la suite des crues de 1972, le recalibrage de la partie aval de la rivière a été entrepris et permet ainsi d'évacuer sans débordement un débit de 70 m<sup>3</sup>/s, et d'épandre dans les zones de marais en rive gauche les pointes de crue supérieures à 70 m<sup>3</sup>/s.

Le canal de navigation du Rhône à Sète établit la jonction entre le Rhône et le canal du Midi. L'écoulement des eaux interceptées par les différents collecteurs dans la partie amont de ce canal entre Beaucaire et Aigues-Mortes, s'effectue vers la mer par l'intermédiaire du chenal maritime qui met en communication directe le canal et la mer entre Aigues-Mortes et Le Grau-du-Roi. Ce chenal reçoit également, en amont de cette dernière localité, les eaux du Vidourle dont une partie a été écrêtée par le déversoir du Ponant qui permet de dériver vers l'étang du même nom, en relation directe avec la mer, une fraction des eaux du Vidourle en crue. Par ailleurs, depuis 1985, afin de régénérer les eaux de l'étang de Mauguio ou de l'Or et d'y apporter de l'eau douce, une partie des eaux du Vidourle est dérivée par pompage vers cet étang. Le passage s'effectue au lieu-dit Terre-de-Port, lorsque le débit du Vidourle dépasse 1 m<sup>3</sup>/s, vers un chenal bétonné d'une capacité de 2 m<sup>3</sup>/s débouchant dans le canal de Lunel, qui lui-même s'écoule dans l'étang de Mauguio.

Précisons que le prélèvement sur le Vidourle ne fonctionne pas lorsque le débit de celui-ci est inférieur à 1 m<sup>3</sup>/s, afin de pas entraîner une remontée des eaux saumâtres dans le lit du Vidourle et dans la nappe de liaison. Cette action devrait permettre de diminuer la fragilité des écosystèmes littoraux et de relancer les activités de pêche traditionnelle dans cet étang de l'Or.

Le canal du Rhône à Sète recoupe le tracé du Vidourle à 1 500 m au Sud du nouvel aménagement de dérivation dans l'étang de Mauguio. En cas de crue, le Vidourle est alors isolé du canal par un dispositif de vannes appelé « Portes du Vidourle », qui permet l'évacuation directe des eaux vers la mer, sans que le canal soit trop perturbé. Hors période de crue, les débits sont très faibles, l'ensemble canal du Rhône à Sète—Vistre et Vieux Vistre est en équilibre avec le niveau de la mer.

Notons que les valeurs minimales de débit mesurées entre 1969 et 1983 pour le Vidourle à Marsillagues et pour le Vistre au Cailar sont respectivement de 0 et 0,395 m<sup>3</sup>/s. La moyenne interannuelle durant cette même période s'établit à 10,3 m<sup>3</sup>/s pour le Vidourle et à 3,38 m<sup>3</sup>/s pour le Vistre. Les débits moyens annuels du Vidourle varient dans un rapport de 1 à 7 avec 3060 m<sup>3</sup>/s en 1981 et 20 500 m<sup>3</sup>/s en 1972. Les débits moyens mensuels accentuent encore cette disparité entre les mois d'étiage observés entre juin et août et les mois des hautes eaux, c'est-à-dire janvier et février.

En période de crue, les « Portes du Vidourle » sont généralement fermées. Les eaux du Vistre et des bassins-versants amont s'écoulent en direction de la mer par le canal du Rhône à Sète jusqu'à Aigues-Mortes, puis par le chenal maritime. Les conditions d'écoulement sont liées au niveau de la mer et à l'importance des débits transités. Lors de crues exceptionnelles, l'évacuation de l'eau se fait aussi vers les étangs du Charmier et de Scamandre.

Aux stations de Marsillagues sur le Vidourle entre 1961 et 1983, ou du Cailar sur le Vistre entre 1969 et 1983, le débit maximal observé atteint respectivement 1130 m<sup>3</sup>/s et 93 m<sup>3</sup>/s le 25 octobre 1976.

Le canal du Bourgidou, qui servait autrefois à la navigation, a été désaffecté. Débouchant dans les eaux du Rhône à Sète, il permet l'évacuation des eaux des terres voisines, afin de les assainir.

### **Eaux souterraines**

Sur l'ensemble de cette feuille, les ressources en eaux souterraines s'avèrent généralement de mauvaise qualité chimique en raison de la proximité des eaux saumâtres ou salines des étangs et de la mer. En surface, les formations quaternaires constituées d'alluvions fines limono-argileuses déposées en milieu marécageux, les alluvions plus ou moins hétérogènes sur lesquelles se situent les principaux mas existant au Nord de La Grande-Motte et Aigues-Mortes, et les sables dunaires, constituent un réservoir à perméabilité réduite. Les captages s'avèrent peu nombreux en raison de la qualité de l'eau.

Cet aquifère se caractérise par sa faible profondeur due à l'altitude voisine de zéro des terrains, justifiant l'existence d'un réseau de drainage afin d'assainir les terres et faciliter les cultures. La poldérisation se fait par des fossés dans lesquels sont effectués des pompages en période de hautes eaux, afin d'accélérer la vidange des points bas topographiques. On constate que le canal du Rhône à Sète, le Vistre et le Vidourle peuvent alors alimenter la nappe.

En raison de l'absence d'écoulement en période d'étiage dans ces cours d'eau, l'eau salée peut remonter théoriquement jusqu'à ce que l'interface eau douce-eau salée, situé à la cote de la mer, recoupe le radier du canal ou des rivières. Quand un débit s'établit, le flux d'eau

douce repousse l'eau salée. Ainsi, les eaux salées remontent largement jusqu'en amont d'Aigues-Mortes et leur présence influe sur la qualité de l'eau souterraine dont la teneur en chlorure peut alors dépasser 10 g/l. Cependant, l'infiltration d'eau de pluie diminue la salure. Des puits de très faible profondeur, sur lesquels le débit pompé reste inférieur à quelques mètres cubes par jour, peuvent localement fournir une eau à teneur en chlorure inférieure à 0,5 g/l.

Dans la partie nord-ouest de la feuille, à proximité de l'aéroport de Montpellier-Fréjorgues, les captages de Vauguière sollicitant les formations villafranchiennes sont utilisés pour l'alimentation en eau potable du syndicat de l'étang de l'Or et desservent partiellement Carnon et Pérols à raison de 200 000 à 300 000 m<sup>3</sup> par an. L'eau est bicarbonatée calcique avec une minéralisation de 0,7 g/l. La transmissivité de l'aquifère dans ce secteur varie de  $5.10^{-4}$  à  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. La nappe s'écoule du NNW vers le SE avec un gradient voisin de 3‰.

Entre Carnon et Aigues-Mortes, les formations villafranchiennes, rencontrées par sondages à une profondeur comprise entre 40 et 50 m, s'avèrent très perméables eu égard au caractère grossier des dépôts (galets, graviers,...). Cependant, l'eau contenue dans ce réservoir est saumâtre. Un forage effectué au point zéro à La Grande-Motte, dans le cadre de l'alimentation d'un centre de thalassothérapie, a rencontré ce niveau graveleux entre 35 et 44 m de profondeur et la transmissivité de cet horizon atteint  $7.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. La minéralisation de l'eau est de 37 g/l.

Les sables pliocènes qui ont été rencontrés par plusieurs forages entre Carnon et Aigues-Mortes vers 100 à 120 m de profondeur, contiennent une nappe captive artésienne. Les débits obtenus en pompage ne semblent pas avoir dépassé 10 m<sup>3</sup>/h. Les ouvrages sont exploités pour l'alimentation de maisons individuelles ou l'arrosage d'espaces verts. Cependant, la qualité de l'eau s'avère souvent défectueuse, avec des teneurs en chlorure pouvant dépasser 3 g/l. Pourtant, ce phénomène semble être dû à une mauvaise isolation des horizons contaminés supérieurs. En effet, certains forages sollicitant ces sables fournissent une eau présentant une minéralisation totale inférieure à 1 g/l.

Différents sondages de recherche pétrolière et des études géophysiques ont mis en évidence un haut-fond jurassique au Sud du Grau-du-Roi. Le dernier forage, appelé Mas-de-Madame, effectué sur cette structure à la fin de l'année 1977, a révélé un réservoir très karstifié d'âge jurassique, dont le toit se situe à la profondeur de 492 m. Les tests ont révélé une eau saumâtre avec une minéralisation voisine de 10 g/l, mais la salinité n'a pas pu être évaluée avec exactitude. Aussi, cet aquifère constitue la cible d'une autorisation de recherche de gîte géothermique à basse température, qui a été délivrée en 1986 et qui pourrait permettre ultérieurement la climatisation de nouvelles unités de production agricole sous serres.

## LES SALINS D'AIGUES-MORTES

Occupant une superficie de 7000 ha, les salins d'Aigues-Mortes constituent, par leur importance, le deuxième salin de la production de la Compagnie des salins du Midi, venant après les salins de Giraud (11000 ha).

Cependant, les salins d'Aigues-Mortes se rattachent à une longue tradition de salins liée à l'existence des salins de Peccaïs dans ce secteur.

### Origine et évolution des salins de Peccaïs

Il semble que dès le Néolithique, cette frange du littoral à vocation salinière ait donné lieu à la production de sel (poteries à sel). Certains auteurs pensent que les premiers salins remontent aux Phéniciens. À l'époque romaine, de nombreux petits salins sont exploités sous le contrôle du gouverneur de la province. Un ingénieur romain du nom de Peccius aurait été chargé, au début de l'ère chrétienne, d'organiser la production des salins du secteur d'Aigues-Mortes de manière plus rationnelle. Ce nom, transformé au fil des siècles, serait à l'origine de la dénomination de *Peccaïs* (Fèbvre, 1978).

Au X<sup>e</sup> siècle, les salins de Peccaïs sont l'exclusive propriété des seigneurs d'Uzès, également seigneurs d'Aimargues. Dès le siècle suivant, cette propriété est partagée avec le monastère de Psalmodi, une des *abbayes du sel* au Moyen-Âge. C'est probablement au moment de la cession à Saint-Louis du territoire d'Aigues-Mortes, en 1248, que les moines de Psalmodi firent construire pour leur propre compte, un nouveau salin (salin de l'Abbé). Les Templiers, puis l'ordre de Malte (qui hérita de leurs biens) possédèrent également des salins en Petite Camargue. En 1291, le seigneur d'Uzès dut céder au roi Philippe-le-Bel l'entière propriété des enclos de Peccaïs. Les salins furent alors inféodés par le roi à divers propriétaires. Ces « maîtres sauniers » utilisaient les services de « laboureurs salinans ». On sait qu'à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle, il existait 17 salins dans l'enclos de Peccaïs. Aux vicissitudes commerciales s'ajoutaient celles liées aux pressions excessives de la gabelle et aux effets dévastateurs des inondations du Rhône. Celles de 1657, 1706 et 1755 eurent des effets si catastrophiques pour cette industrie salinière artisanale que l'État dut concourir aux travaux de réfection.

Pour mieux défendre leurs intérêts, les propriétaires de ces salins s'unirent en 1766 en une seule association, avec à sa tête un syndic. Après les nouvelles inondations catastrophiques du Rhône en 1842, certains propriétaires vendirent leurs salins. En 1856, des hommes avisés et dotés de moyens financiers importants saisirent cette occasion pour amorcer la formation finale du salin d'Aigues-Mortes en une société anonyme, la Compagnie des salins du Midi, qui, après avoir petit à petit acquis et unifié les anciens salins de cette région, est devenue le successeur unique de la vingtaine de salins que l'on dé-

nombrait à Peccaïs au XVIII<sup>e</sup> siècle (*cf.* figuré particulier <sup>(1)</sup> sur la carte).

Un regroupement s'est tout d'abord effectué autour de trois salins : salins du Perrier, du Commun et du Roi. Parallèlement à ces importants travaux de restructuration des salins, qui s'achevèrent vers 1940, les travaux d'endiguage du Petit Rhône et la réalisation du canal maritime reliant Aigues-Mortes au Grau-du-Roi ont mis les salins définitivement à l'abri des inondations.

Après la seconde guerre mondiale, le recours à de puissants engins mécaniques de travaux publics a permis la création d'un grand salin et d'un seul stock de sel (énormes camelles\*) situé à proximité de la route, du rail et du canal du Rhône à Sète. Le salin d'Aigues-Mortes s'étend aujourd'hui sur une longueur de 18 km du Nord au Sud, et sur une largeur de 13,5 km d'Est en Ouest. Un total de 250 km de routes et chemins le sillonnent, ainsi que plus de 70 km de lignes électriques haute tension.

Ayant fusionné en 1969 avec les Salines de l'Est et du Sud-Ouest, l'ancienne Compagnie des salins du Midi, en contrôlant l'ensemble des salines de la côte méditerranéenne française, est à même de faire face à la concurrence des grands groupes sauniers implantés en France et à l'étranger.

L'ensemble des terrains situés autour d'Aigues-Mortes appartenant à la Compagnie des salins du Midi et des salines de l'Est, représente environ 12000 ha, dont un peu plus de 700 sont consacrés à la production de sel.

### **La récolte du sel**

On peut définir les salins comme une surface horizontale située au niveau de la mer ou très légèrement au-dessus, de façon que l'eau de mer puisse y arriver aisément.

La campagne annuelle se déroule de mars à fin septembre. On fait circuler l'eau de mer pompée sur des vastes surfaces préparatoires disposées en circuit continu et appelées partènements, où l'épaisseur d'eau n'excède pas 40 à 50 cm. Au fur et à mesure que l'eau circule d'une pièce à l'autre, sa concentration s'accroît, si bien qu'à la fin de son parcours dans les partènements extérieurs (les plus périphériques), elle titre environ 8° Beaumé. Son volume s'est réduit de moitié et elle contient de 56 à 60 g de sel par litre. Entre-temps, les carbonates se sont déposés.

À ce stade, l'eau est dirigée vers les partènements intérieurs, mieux aménagés, plus divisés, moins profonds (30 cm) et donc plus favorables

(1) Les surcharges figurant sur la carte les emplacements d'anciens salins sont fondées sur les informations émanant des cartes anciennes.

à la concentration. Vers 16°B, le dépôt de sulfate de chaux s'est achevé. La concentration se poursuit ainsi jusqu'au voisinage de la saturation, c'est-à-dire jusqu'à ce que l'eau titre 24-25°B ; le chlorure de sodium est alors sur le point de cristalliser.

Les eaux, après avoir parcouru un circuit en labyrinthe totalisant souvent près de 50 km, et avoir subi une évaporation des 9/10, atteignent les bassins de tête ou « tables saunantes ». Un litre de cette saumure pèse un peu plus de 1,2 kg et contient environ 260 g de NaCl. Toute évaporation supplémentaire entraîne alors la cristallisation, les cristaux tombant sur le sol. Les tables saunantes sont dotés d'un sol compact et damé; l'épaisseur de la tranche d'eau y est en général de 30 cm.

À la fin du mois d'août ou au début de septembre, l'épaisseur de la couche de sel cristallisé y est en moyenne de 8,5 cm. Une mécanisation très poussée a permis de rentabiliser fortement les opérations de récolte (jusqu'à 30000 t de sel par jour peuvent ainsi être récoltées). Une fois lavé, le sel est stocké en grands tas (les « camelles »).

La production totale de la Compagnie des salins du Midi pour l'ensemble des exploitations du littoral méditerranéen est comprise entre 1 500000 et 1 800000 t/an. Cette production suffit à couvrir la moitié des besoins français et les trois quarts du sel de cuisine.

Grâce au regroupement des anciens salins et à une mécanisation très poussée des diverses opérations de récolte, de stockage et de conditionnement du sel, la production des salins d'Aigues-Mortes, qui n'était que de quelques milliers de tonnes il y a un siècle, dépasse couramment les 200000 t depuis 1960. Actuellement, elle atteint en moyenne annuelle 400000 t avec des variations entre 300000 et 480 000 t.

La production de sel à Aigues-Mortes trouvait traditionnellement ses principaux débouchés dans l'alimentation. Parallèlement à l'accroissement quantitatif et qualitatif de la production à usage alimentaire, les salins d'Aigues-Mortes participent à l'approvisionnement de certains utilisateurs chimiques et surtout à de nouveaux usages tels la viabilité routière hivernale (sel de déneigement) et l'adoucissement de l'eau.

La répartition suivant les usages est difficile à chiffrer car certaines utilisations s'avèrent extrêmement variables suivant les années. Cependant, la consommation alimentaire reste encore le principal usage du sel exploité aux salins d'Aigues-Mortes, alors que seulement 15 % du sel produit en France est destiné à l'alimentation humaine.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

#### Sites préhistoriques

Des industries du Néolithique moyen (Chasséen) ont été rencontrées sur le pourtour de l'étang de Mauguio à des cotes variant entre —2 et -1 m NGF (Arnal et *al*, 1977).

À La Grande-Motte, deux niveaux superposés ont été rencontrés. Le niveau inférieur, qui se situe nettement en dessous de 0 NGF, a été exploré à la tarière par M. Henri Prades. Ce dernier y a trouvé des industries chasséennes qui donnent une fourchette d'âge de 5 450 à 4 550 B.P. (Bazile, 1974).

À La Rallongue I (Lansargues, Hérault), on a également la preuve que les Chasséens se sont installés sur un paléosol parfaitement à sec à la cote —1,20 m NGF. De nombreuses taches de rouille et des concrétions dans l'argile gris clair (c'est-à-dire oxydée) située sous le paléosol, plaident en faveur d'une période d'exondation (bas niveau marin).

Les cotes négatives de ces stationnements humains fournissent la preuve d'une phase régressive de la mer. Car c'est grâce à cet abaissement du niveau marin que les habitants de l'époque chasséenne ont pu coloniser les bordures de l'étang de Mauguio, abandonnées provisoirement par les eaux de l'étang.

Près de La Grande-Motte, recouverts par les vases de colmatage, ont été reconnus des niveaux chalcolithiques de type Fontbousse qui peuvent être datés entre 4150 et 3 750 B.P. (station de Montaras). Ces horizons se trouvent à la cote 0 NGF (Bazile, 1974). Cette altitude prouve qu'à cette époque la mer se trouvait encore à une cote négative.

On sait par ailleurs que le nom de « Grande-Motte » tire son origine d'un tell auquel on a attribué un âge néolithique, peut-être néolithique ancien. Cette motte a été nivelée dès les premiers temps de l'aménagement de cette station balnéaire sans que des fouilles puissent être entreprises.

#### Vestiges archéologiques

Nous ne citons ici que les restes archéologiques qui présentent un intérêt pour dater un site significatif quant à l'évolution du littoral de la région d'Aigues-Mortes.

• **Le rivage, au large du phare de l'Espiguette.** Dans la mer, au large du Grau-du-Roi, les pêcheurs ramènent souvent dans leur filets des amphores, vinaires et d'autres poteries.

Lors des grandes excavations pratiquées pour la création de Port-Camargue, on pouvait trouver parfois, au sein des strates de sable, des débris d'amphores (rejetés par la mer et atterris au sein des anciennes flèches sableuses de l'Espiguette). Tous ces vestiges doivent être manifestement reliés à des épaves de galères romaines gisant par le fond ; les éléments de leurs cargaisons ne peuvent être déplacés sur le fond que lors de très grosses tempêtes.

• **Site du port antique du grau de la Chèvre.** Les auteurs ne sont absolument pas d'accord sur l'emplacement exact du port gallo-romain (cf. Benoît, 1936). Ceci s'explique fort bien puisque les vestiges s'échelonnent de la période ligure (IV<sup>e</sup> siècle avant notre ère) à la fin de l'Empire, soit 600 ans. Non seulement l'embouchure a dû évoluer durant ce laps de temps, entraînant une migration d'installations portuaires sans doute précaires, mais rien ne permet d'exclure l'existence de plusieurs sites contemporains aux abords de cette embouchure importante pour le commerce avec l'arrière-pays et les salines de Peccaïs.

En tête de l'inventaire <sup>(1)</sup>, on trouve la définition suivante pour le grau de la Chèvre : « Ancien port dont les débris sont peu à peu ramenés sur le rivage par les gros coups de mer. » Il est difficile de différencier ce qui a été trouvé à la côte de ce qui l'a été en bordure des étangs. Sont cités des amphores, des vinaires de type grec, une lampe à glaçure brune de type grec, une poterie « campanienne », des poteries de type gallo-grec et gallo-romain, un simpulum d'argent, une tasse à glaçure jaunâtre de l'époque d'Auguste, des débris de plaque de bronze très mince. On sait également que lors du creusement du canal de ceinture, à proximité de Jarras, des quantités importantes d'amphores ont été trouvées.

• **Au Sud de la tour Carbonnière,** un probable abri restreint est daté par une pièce à l'effigie de Claudius, trouvée par A. Albaric <sup>(2)</sup>.

• **Saint-Jean.** Au Nord de la route D58, un site s'étend sur plusieurs centaines de mètres ; présence d'une portion de muraille de 25 m assimilée à un quai <sup>(3)</sup>; vestiges d'une villa (débris de marbre, clous de bronze, poterie sigillée, plusieurs amoncellements de débris d'amphores; cf. Albaric, 1973).

Dans le domaine de Saint-Jean fut trouvé en 1860 un trésor de 200 monnaies impériales d'argent, disposées en deux rouleaux, mais très oxydées par suite de leur bas titre et de leur séjour dans un sol imprégné de sel. E. Germer-Durand (1870) put déterminer 123 de ces pièces qui s'échelonnaient de Julia Domna à Gallien (années 197-268 de notre ère).

(1) La majeure partie des données figurant dans cette rubrique est tirée du texte accompagnant la carte archéologique de la Gaule romaine (Benoît, 1936).

(2) Nous remercions M. A. Albaric pour les informations qu'il nous a communiquées. Certaines de celles-ci lui ont été fournies par M. François Canellas à qui vont également ces remerciements.

(3) Voir également « Évolution du littoral, depuis l'Antiquité ».

- **Pinède Saint-Jean.** Nombreuses découvertes d'antiquités : mosaïque grossière, fragment de trépied de fer avec applique de cuivre, fragments de verre irisé, fragments de colonnes et de chapiteau grossièrement sculptés, tuyaux de plomb. Des monnaies de bronze de Trajan, Hadrien, Constantin 1<sup>er</sup>, Julien, indiquent la période d'utilisation de ce site.
- **Au mas Krüger** (près de la tour Carbonnière), en 1950, furent découvertes des pièces de monnaie romaines contenues dans une petite amphore (A. Albaric).
- **Près des vestiges de l'ancienne chapelle Sainte-Agathe**, des débris gallo-romains ont été signalés.
- **Aigues-Mortes.** Sur le site même de cette cité a été découverte une pièce gallo-romaine (Albaric, 1973) et une autre près de l'ancien aboutissement du canal de Bourgidou.

## ÉVOLUTION DU LITTORAL DEPUIS L'ANTIQUITÉ (RÉGION D'AIGUES-MORTES)

### Époque grecque

Des fouilles en bordure du marais de Scamandre, près d'Espeyran (carte Arles), indiquent qu'à l'époque grecque (IV<sup>e</sup> siècle avant J.C.), un site probablement portuaire se trouvait en bordure d'une grande lagune franchement saumâtre avec *Cardium* et hydrobies <sup>(1)</sup>. Cette lagune communiquait très vraisemblablement avec l'étang de Mauguio. On considère généralement que le niveau des eaux (époque romaine) devait être légèrement plus bas qu'aujourd'hui, mais les vases accumulées au sein des marais de Scamandre et Charnier jusqu'à des cotes oscillant entre 0,2 et 0,8 m, ne s'y étaient pas encore déposées.

Il existe trop peu de données sur l'époque grecque pour tenter de reconstituer avec précision la ligne de rivage. Nous savons seulement que des établissements portuaires existaient à l'embouchure du Rhône de Peccaïs (cf. *infra* : grau de la Chèvre).

### Époque romaine

#### Emplacement de l'embouchure occidentale, l'*Ostium hispanense*

Deux thèses s'affrontent. Certains auteurs, en se fondant sur des textes de Pline l'Ancien (I<sup>er</sup> siècle) et de Festus Avenius (IV<sup>e</sup> siècle), situent ce bras occidental dans l'étang de Scamandre avec débouché dans le Mauguio. Un autre groupe d'auteurs situe l'*Ostium hispanense* à l'emplacement du grau de la Chèvre.

(1) Informations aimablement fournies par M. Max Guy, que nous remercions.

• **Hypothèse d'un bras au Nord des cordons, à l'époque romaine.**

C'est le problème de l'existence à l'époque romaine du bras de Canavère\* (ou Courrégeau\*) qui est posé. Divers arguments morphologiques et archéologiques nous ont amené à considérer que l'édification, puis la phase active du Courrégeau, s'inscrivent dans une fourchette de temps allant du II<sup>e</sup> siècle (voire du I<sup>er</sup> siècle) B.C. au III<sup>e</sup> siècle A.D. Toutefois, la partie terminale, à partir des Iscles, qui présente l'aspect d'un chenal sinon aménagé, du moins entretenu ultérieurement par l'homme, est difficile à dater<sup>(1)</sup>.

Parmi les arguments archéologiques, signalons l'existence d'un site portuaire en lagune parfaitement situé pour assurer une navette entre les cordons et les costières, en bordure d'Anglas. Sur le site, A. Albaric a cru reconnaître les vestiges d'un quai (*cf.* rubrique « Pré-histoire et archéologie »). Les monnaies des II<sup>e</sup> et III<sup>e</sup> siècles trouvées datent de la fin de l'occupation du site portuaire dont l'origine est probablement plus ancienne et logiquement antérieure à l'édification de l'extrémité occidentale du Courrégeau.

Des réserves doivent être émises sur l'accès des navires importants à l'ancienne embouchure du Courrégeau. Il existe en effet, entre Psalmodi et la tour Carbonnière, un seuil rocheux (cailloutis pléistocène) lié au prolongement de la faille de Vauvert (*cf.* carte géologique 1/50000, Lunel). Ce seuil avait déjà été signalé par C. Kruit (1951) qui en tirait argument pour refuser l'existence de l'*Ostium hispanense* dans ce secteur. Un forage de vérification, effectué dans le marais un peu au Nord de la tour Carbonnière, nous a permis de contrôler l'existence du cailloutis sous 1,40 m de vases palustres. Il est certain que, par le passé, seules des barques à faible tirant d'eau ont pu franchir ce seuil, *a fortiori* à l'époque romaine, lorsque le niveau des eaux était d'environ 1,50 m inférieur à l'actuel.

Nous n'avons pas sondé le passage au Nord de l'île de Psalmodi, ce secteur étant hors des limites de la carte.

Rappelons enfin qu'à l'Ouest de Psalmodi, des affleurements de grès tyrrhéniens ont pu localement jouer le rôle d'écueils et entraver la navigation.

• **Hypothèse situant l'*Ostium hispanense* au grau de la Chèvre.** Il existe d'abord un argument hydrodynamique. Les historiens s'accordent à considérer que dans l'Antiquité, la branche occidentale était la plus importante. Ce bras majeur devait donc être davantage comparable au Grand Rhône (lequel n'existait pas encore; *cf.* L'Homer, 1987, p. 45 et 48) qu'à l'actuel Petit Rhône. En conséquence, il devait exister une large embouchure au débouché du bras du Rhône qui prit ultérieurement le nom de Rhône de Peccaïs.

Le second argument est d'ordre archéologique. Les objets récoltés aux abords du grau de la Chèvre, notamment près du mas de Jarras, et ceux périodiquement rejetés à la côte aux abords de l'Espiguette,

(1) Ainsi, à la suite des fortes inondations en 1706, on mit « tant d'ouvriers qu'on a relevé le terrain qu'on appelle le Corrège. »

appartiennent aux civilisations étrusque, grecque et romaine. Ils attestent la permanence de lieux régulièrement visités du III<sup>e</sup> siècle B.C. au IV<sup>e</sup> siècle A.D. Comment expliquer une telle constance, si ce n'est par l'attrait qu'ont exercé des établissements portuaires <sup>(1)</sup>, lesquels ont d'ailleurs pu migrer en même temps que les embouchures?

• **Remarque sur les vestiges archéologiques rejetés à la mer.** On sait les dangers que présentaient autrefois le franchissement de l'embouchure du Grand Rhône ; les échouages furent nombreux. Il en fut de même à l'époque romaine au débouché du cours du Peccaïs. Les vestiges archéologiques proviennent sûrement en grande partie d'épaves de vaisseaux romains remises à jour sur les fonds marins par le processus de recul de la côte.

De la confrontation des deux hypothèses, il ressort que l'embouchure principale (*l'Ostium hispanense*), seule apte à accueillir des vaisseaux de haute mer, se trouvait bien au grau de la Chèvre (*cf.* carte du delta à l'époque romaine : L'Homer, 1987). Il existait cependant une autre voie pour atteindre la mer, en longeant les lagunes. La liaison avec le Rhône y était probablement possible en empruntant le bras de Canavère encore inachevé ; cette navigation ne pouvait concerner que des petites unités, à faible tirant d'eau. Cette dualité suffit à expliquer les confusions introduites par les auteurs latins.

### **Configuration au haut Moyen-Age**

Cette période est marquée par une dégradation progressive des deux principales voies évoquées ci-dessus.

#### **L'embouchure du Rhône de Peccaïs (grau de la Chèvre)**

Cette embouchure reste encore praticable, quoique le débit du Rhône de Peccaïs ait quelque peu régressé consécutivement à la formation du Grand Rhône (entre VI<sup>e</sup> et IX<sup>e</sup> siècles; *cf.* L'Homer, 1987). On sait l'importance du port de Saint-Gilles au haut Moyen-Âge. Ce port pouvait être atteint par plusieurs bras du Rhône et par le biais de chenaux et d'étangs (permettant de rallier l'étang de Mauguio et ses graus depuis Beaucaire). Le grau de la Chèvre devait être encore praticable au début du XII<sup>e</sup> siècle. Roger de Howeden, dans son *Histoire de l'Angleterre*, rapporte «... qu'en 1191, la flotte anglaise allant rejoindre le roi Richard en Palestine vint toucher successivement dans l'estuaire du Rhône aux ports de Saint-Gilles et à la bonne ville archiépiscopale d'Arles-le-Blanc. » L'ordre dans lequel sont citées ces deux villes, si l'historien ne s'est pas trompé, indique que la flotte anglaise a emprunté le grau de la Chèvre. On sait également que la petite croisade de Bertrand, fils aîné du comte de Toulouse Raymond

(1) Certains font remonter les premiers salins aux Phéniciens (Jehel, 1985). La proximité de ces salins peut expliquer les établissements portuaires.

IV, partit du grau de la Chèvre en 1109<sup>(1)</sup>. Un récit de poursuite entre navires génois et pisans (1165) atteste que les passes du grau de la Chèvre étaient encore praticables, du moins pour les navires à faible tirant d'eau (cf. L'Homer, 1987, p. 49).

### **Les étangs au Nord du cordon : la progression des deltas du Vistre et du Vidourle et ses effets sur le débouché près de Psalmodi**

Un acte de 720 après J.C. signalant la destruction du monastère de Psalmodi, lors d'incursions sarrazines, situe cette abbaye sur l'*Insula Psalmodia*, que la mer « baigne par le Sud » (cf. Lenthéric, 1876). On peut en déduire qu'il existe encore un passage libre vers le Mauguio par le Sud, mais qu'au Nord de Psalmodi la progression du lit du Vistre est telle que ses levées font déjà barrage à une navigation en direction de l'Ouest. Un autre acte, daté de 788, soit 68 ans plus tard, situe l'abbaye au milieu des marais au voisinage de la « *Fossa gothica* » ou canal gothique (Morize, 1914). Comment expliquer un aussi rapide processus de colmatage au cours du VIII<sup>e</sup> siècle? Et pourquoi les Goths ont-ils dû creuser cette *fossa*\* ? Dans la notice de la carte géologique Arles (L'Homer, 1987), nous avons tenté de démontrer que la période de remontée du niveau marin, notamment entre le VI<sup>e</sup> et le IX<sup>e</sup> siècle A.D., s'est accompagnée de ruptures de berge avec formation de nouveaux bras. Ceci a abouti à une redistribution du réseau fluvial avec, localement, des interventions humaines pour maintenir les axes vitaux.

Ainsi, la formation du bras de Saint-Gilles (Petit Rhône) a bloqué l'écoulement vers le Sud des eaux de la lagune qui s'étendait à l'Est des costières, un peu au-delà de Belgarde. Ceci explique pourquoi en 1240 Saint-Louis devra faire recreuser une roubine royale pour permettre aux embarcations de se déplacer de Beaucaire à Montpellier par les étangs et venir décharger des matériaux au port Carbonnière. Le raccordement du bras de Saint-Gilles au Rhône de Peccaïs a eu des répercussions hydrauliques importantes : le bras de Canavère s'est trouvé coupé de sa source amont (le Rhône d'Albaron); en outre, les eaux du bras de Saint-Gilles ont cessé de se répandre dans la lagune de Scamandre. Auparavant, en période pluvieuse, toutes ces eaux s'écoulaient en direction de l'îlot de Psalmodi en y créant un effet de chasse suffisamment énergique pour déblayer les vases et contrecarrer la progression vers le Sud des deltas du Vistre et surtout du Vidourle.

Les modifications du réseau fluvial deltaïque évoquées ci-dessus vont entraîner une progression rapide de ces deltas et, par voie de conséquence, l'obstruction de la liaison entre la lagune de Charnier—Scamandre et celle de Mauguio.

(1) Information, parmi d'autres, aimablement fournie par M<sup>me</sup> Maguelone, de Saint-Gilles, qui a effectué des recherches minutieuses sur l'histoire de cette ville, notamment sur les voies fluviales d'accès à l'ancien port au Moyen-Âge.

## **La *Fossa gothica***

Saint-Gilles était une des capitales du territoire des Goths. Maintenir une liaison navigable par les étangs pour rallier Montpellier et les étangs du Languedoc, mais également la mer par les divers graus, était primordial.

Il est difficile de dire si la *Fossa gothica* désignait un seul ouvrage ou un itinéraire comportant plusieurs *fossa* entretenues. Exploitant un texte datant de 1121, M. Gouron (1938) a signalé l'existence d'une canalisation, dite *Fossa d'Anglas*, qui passait par Psalmodi et devait assurer la liaison entre l'étang de Scamandre (ou l'extrémité du Courrégeau?) et le Vieux Vistre. De là, en suivant ce petit cours d'eau on pouvait gagner les bords de l'étang de Mauguio. Cette *Fossa d'Anglas* nous paraît être un élément plausible de la *Fossa gothica*.

## **La liaison avec les étangs au Sud et l'évacuation du sel : la roubine Bosoenne puis Rosenale**

Les auteurs s'accordent à faire remonter les exploitations de sel aux abords de Peccaïs au moins à l'époque romaine ; certains vont jusqu'aux Phéniciens. Il y eut donc, dès la plus haute Antiquité, des raisons économiques de disposer d'un canal pour évacuer le sel vers le Rhône de Peccaïs.

Un texte de revendication de l'abbaye de Psalmodi atteste l'existence en 909 d'une roubine Bosoenne <sup>(1)</sup> limitant les possessions maritimes des moines. Suivant une enquête effectuée en 1283, cette roubine dénommée alors Rosenale <sup>(2)</sup>, était réputée très ancienne et façonnée par le Rhône. La raison invoquée à l'appui de ce dire était que la roubine était profonde par endroits. Ceci ne constitue pas une preuve quand on sait que ledit canal fut considérablement élargi et creusé (1246) pour l'acheminement du ravitaillement de l'armée des croisés et de matériaux pour la construction d'Aigues-Mortes.

La largeur du canal, les rejets des curages successifs mimant des levées, le long façonnage par les eaux du Rhône qui l'ont emprunté, tout ceci a pu contribuer à donner à cette vieille roubine un aspect d'ancien bras du Rhône. Malgré tout, plusieurs paramètres nous inclinent à penser qu'il s'agit, à l'origine, d'un canal aménagé par l'homme : prise au Rhône au niveau d'un cordon sableux (zone peu propice aux ruptures de rive), faible longueur du « bras » <sup>(3)</sup> en dépit de sa largeur, localisation exceptionnelle (chenal restant inséré entre

(1) J. Pagezy (1879) a rapproché ce nom de celui de Boson, comte gothde Provence qui devint roi en 872. Est-ce sous son règne qu'on a tracé (ou restauré?) cette roubine pour s'assurer le maintien d'une bonne liaison avec les salins de Peccaïs et les étangs depuis Saint-Gilles?

(2) Nom dérivé de Rosne, suivant la transcription courante du Rhône au Moyen-Âge. G. Jehel (1985), de son côté, donne la dénomination de Roanal et Rousanal.

(3) Ce « bras » supposé partait du Rhône de Peccaïs, près de l'emplacement de l'ancienne chapelle Saint-Agathe, à proximité de l'ancien fort de Peccaïs, et se terminait en venant curieusement butter contre l'extrémité du cordon d'Aigues-Mortes au « gaze\* de Vert ». Il s'agissait là du tronçon primitif du futur Bourgidou.

deux cordons sableux sans chercher à s'en échapper par les nombreuses trouées de part et d'autre) et orientation parfaite pour établir un canal entre l'extrémité de la conse d'Aigues-Mortes (et la voie ancienne qu'elle supportait) et le Rhône de Peccaïs.

## Configuration au XIII<sup>e</sup> siècle

### Ancienneté du site portuaire

La première mention d'Aigues-Mortes, en tant que site portuaire, remonte à 1226. Son littoral y est cité comme le « seul lieu de la côte du Languedoc pouvant abriter une flotte ».

Le texte le plus ancien faisant mention d'un navire accostant « *in aquis mortis* » remonte à 1231 (Morize, 1914). En 1239, le comte Thibault de Champagne utilisa le site portuaire pour y regrouper une petite flotte destinée à porter secours aux croisés en Palestine.

### Les aménagements autour d'Aigues-Mortes

- **L'accès à la mer : le canal Vieil.** Dénommé ainsi après son abandon, dans la première moitié du XIV<sup>e</sup> siècle, c'était, à l'époque de la première croisade de Louis IX (1248), l'unique accès à la mer depuis le port de la Murette. Il s'agit là manifestement d'un aménagement et non d'un ancien lit du Rhône, comme l'ont prétendu certains auteurs. Cette idée d'un très hypothétique bras du Rhône recoupant perpendiculairement plusieurs cordons, et ce sur 1,5 km au total, n'est pas recevable. Tout d'abord, on a voulu voir dans le canal Vieil la prolongation du bras du Rhône constitué par le canal de Bourgidou ; or cette roubine ne fut pas achevée avant 1272 (cf. *infra*). Ensuite, il est clair que les eaux du Vieux Bourgidou, issues du Rhône de Peccaïs, se dispersaient nécessairement à leur débouché dans le vaste étang de Psalmodi<sup>(1)</sup> en bordure d'Aigues-Mortes. Il y avait donc solution de continuité entre le Vieux Bourgidou et le canal Vieil.

Enfin, les passes naturelles — les graus, mettant en relation les étangs littoraux et la mer — se forment, lors des crues, là où le cordon est le plus étroit et donc le plus fragile (cf. anciens graus, p. 72) et non là où il dépasse un kilomètre de largeur.

- **Les lieux de mouillage de la flotte de Louis IX**

*La rade du Repausset.* La flotte réunie à Aigues-Mortes, outre quantité de petites unités, ne comportait pas moins de 38 grandes nefes. Ces dernières jaugeaient près de 500 tonneaux, atteignaient au plus 40 m de long et calaient 6 m au maximum (Bordonove, 1984). Le lieu de mouillage de la flotte des croisés n'a pu être qu'au large du canal Vieil, là où la partie septentrionale de la lagune, encore largement

(1) Au XI<sup>e</sup> siècle, l'étang de Psalmodi couvrait les surfaces occupées aujourd'hui par les étangs de la Murette, de la Ville et du Roi.

ouverte sur la mer mais abritée par le cordon littoral du Boucanet, formait une rade sûre.

Nous sommes convaincus (après Pagezy, Dumas, Morize, Picard, Denizot) que c'est de cette rade du Repausset qu'appareillèrent la flotte de Thibault de Champagne (1239), celles des deux croisades dirigées par Saint-Louis (1248 et 1270) et celle rassemblée par Philippe III-le-Hardi en 1285 pour attaquer le roi d'Aragon (Jehel, 1985).

*Le port de la Marette.* Ainsi que l'a écrit très justement J. Pagezy (1879), les grosses nefes des croisés n'ont jamais emprunté le canal Vieil pour mouiller au port primitif d'Aigues-Mortes, situé en bordure de l'étang de la Marette. En effet, le canal Vieil n'a jamais eu un gabarit suffisant pour y faire manœuvrer ou même y halier des nefes de 25 à 40 m de long et calant 4 à 6 m. Une flotille de voiliers légers et de grosses barques assura le va-et-vient nécessaire au chargement des navires à l'ancre dans la rade du Repausset.

#### • **Les canaux de liaison avec l'arrière-pays**

*La roubine Rosenale.* En prise directe sur tout le réseau fluvial rhodanien, cette antique roubine a joué un rôle essentiel dans l'acheminement des matériaux de construction, des vivres, des impedimenta de l'armée et d'une partie des croisés.

L'examen des cartes et des photos IGN révèle, entre Calvière et le Boquet, les restes d'un canal large d'environ 80 m pénétrant au sein du cordon sableux, comme si un débarcadère y avait été aménagé dans le passé.

*Le canal de la Radelle.* En 1246, sur ordre du roi, le seigneur de Lunel fit recreuser <sup>(1)</sup> « quelqu'ancien lit du Vistre ou du Vidourle qui débouchait alors dans l'étang de Mauguio... », désigné sous le terme de « fossa » (Pagezy, 1879). Il s'agit de la partie terminale et primitive de la Radelle qui coïncidait avec l'ancien débouché du canal gothique. Le tronçon de canal allant d'Aigues-Mortes à cette fossa fut également dénommé « Radelle » par extension ; il semble avoir été creusé à partir de 1246 (cf. Jehel, 1985).

*Le canal du Vieux Bourgidou.* La carte de Cassini (1778) conserve l'indication du tracé originel de ce canal. Sa prise au Rhône se situait 400 m en amont du Petit Mourgue. La date d'achèvement de ce canal, qui n'est pas connue avec précision, se situe entre 1268 et 1283.

#### • **Un nouvel accès à la mer : le chenal de Saint-Louis.** Creusé dans

une zone où le cordon sableux était étroit, ce premier « grau du Roi » offrait un accès plus direct à la mer que le canal Vieil. La date exacte de son creusement n'est pas connue. Plusieurs recoupements historiques nous amènent à penser qu'il fut creusé en 1269 lors des préparatifs de la seconde croisade de Louis IX, mais que son ensablement le rendit en fait inutilisable et justifia la décision de la construction ultérieure d'un môle formant en même temps épi.

(1) NB : Rien d'étonnant. Pour lutter contre son ensablement, le canal de la Radelle dut être curé et prolongé à plusieurs reprises. Vers 1725, on le prolongea en direction de l'Ouest de près de 875 m, pour atteindre des zones suffisamment profondes de l'étang de Mauguio.

• **Le môle de la Peyrade.** Ses ruines sont visibles en bordure de « l'ancien chenal de Saint-Louis », à l'Ouest du mas du Perrier. L'ouvrage initial fut prolongé à plusieurs reprises pour tenter de déjouer le processus d'ensablement qui bloquait son entrée. Les vestiges de cet ancien quai, large de 6 à 8 m, ont été reconnus par le passé sur 600 m (Lenthéric, 1870; Dumas, 1875; Pagezy, 1879). E. Dumas fit remarquer que les pierres d'oeuvre de la Peyrade, taillées suivant les mêmes normes que celles des remparts d'Aigues-Mortes, provenaient des mêmes carrières. La période d'édification de cet ouvrage devrait se situer entre 1273 et 1279 (*cf.* Sournia, 1981).

En 1846, des fouilles montrèrent que la tête de l'ouvrage et l'extrémité de sa façade méridionale avaient été protégées des assauts des vagues par une estacade faite de pilotis et de gros enrochements, ce qui indiquait bien qu'on avait prolongé l'ouvrage jusqu'en eau profonde dans l'étang de Repaus.

Lors de ses observations géologiques sur le site, E. Dumas (1875) ne nota ni usure typiquement marine, ni perforation par les mollusques marins lithophages. Il en conclut que le môle ne s'était jamais trouvé au sein d'eaux franchement marines.

Ce contexte littoral était abrité des fortes houles, à l'exception de celles venant du Sud-Ouest, comme l'indiquent les protections du môle sur le flanc sud du chenal. La salinité des eaux s'abaissait chaque fois que vents et courants repoussaient les eaux du fleuve à la côte, et singulièrement lorsque le Rhône était en crue. Ces cycles de dessalure des eaux ne permettaient pas l'implantation de mollusques lithophages sur les enrochements calcaires qui protégeaient le môle.

• **Origine des matériaux de construction.** Les services des Monuments historiques ont établi que les pierres d'œuvre utilisées pour l'édification de la tour Constance, des remparts de la Cité, de la tour Carbonnière, du môle de la Peyrade et des principaux monuments d'Aigues-Mortes provenaient de carrières de calcaire urgonien ouvertes aux environs de Castillon-sur-Gard, près de Beaucaire. Il faut se rendre à l'évidence que tous ces matériaux ont été acheminés par voie fluviale et par les canaux jusqu'aux cordons d'Aigues-Mortes.

### **Essai de reconstitution des contours du littoral à la fin du XIII<sup>e</sup> siècle**

La figure 10 illustre la configuration du littoral telle qu'elle devait se présenter après la réalisation du môle de la Peyrade. Pour l'établissement de cette reconstitution cartographique, outre des estimations et raisonnements basés sur la dynamique sédimentaire, nous nous sommes fondés sur les quatre points de repère suivants : — le *débouché du Rhône de la Ville*, au Grau-du-Roi, fermé en 1408. Ce rivage, nécessairement attaqué puisqu'en déséquilibre après l'arrêt des apports sédimentaires à l'embouchure, a quelque peu reculé depuis ;

- la *ligne de rivage à la Peyrade*, bien marquée par la rive orientale de la petite pièce d'eau encore visible au Sud de cet ouvrage. La flèche de sable qui s'est formée en avant, et a contribué à obstruer l'embouchure du Rhône de la Ville, s'est nécessairement mise en place entre 1280 et 1408, au fur et à mesure des travaux de prolongation de la digue de la Peyrade ;
- le *rivage nord-est de la rade du Repausset*, lié au débouché du canal Vieil, n'a que peu évolué entre 1280 et sa représentation sur les cartes anciennes, antérieures à la dérivation du Vidourle ;
- enfin, le *grau Louis* n'a pas dû beaucoup changer de place car il est lié au site marin des Abîmes.

*À la fin du XIII<sup>e</sup> siècle, Aigues-Mortes et son port de la Murette étaient au bord d'une grande lagune qui possédait deux chenaux d'accès à la mer, dont un seul, le chenal de Saint-Louis, se trouvait face au grand large.*

### **L'ensablement puis l'abandon du chenal de Saint-Louis (XIV<sup>e</sup> siècle)**

Le môle, tel un épi s'opposant aux transits sableux le long de la côte, favorisa les atterrissements de part et d'autre. Dès 1289, c'est-à-dire peu d'années après l'achèvement du môle de la Peyrade, le chenal était encombré par les sables; la situation ne fit qu'empirer par la suite. En 1335, on devait procéder quotidiennement à des opérations de dragage pour maintenir une passe pour les navires: le môle fut prolongé vers l'Ouest.

Pour obtenir un effet de chasse au niveau du chenal, une partie des eaux du Rhône de Peccaïs fut détournée dans l'étang de la Ville à la fin du XIV<sup>e</sup> siècle. Cette mesure n'améliora guère le passage, mais en revanche contribua à la dégradation du grau de la Chèvre (= moindres débits au débouché du Rhône de Peccaïs).

À l'époque, on accusa, à juste raison, les apports sédimentaires du Rhône de Peccaïs d'être indirectement responsables de l'envasement de l'entrée du chenal (fig. 10). C'est pourquoi en 1408 on procéda à la fermeture du grau de la Chèvre, d'ailleurs très encombré de sédiments, pour permettre l'accès du bras de la Ville aux navires. Les eaux du Rhône furent alors détournées vers le grau Madame et formèrent le bras de Saint-Roman.

Devenus petit à petit inutilisables, après la création du Rhône vif, puis la formation du Petit Rhône (1552) et les atterrissements de sable à la côte, le chenal de Saint-Louis et son môle furent abandonnés au XVII<sup>e</sup> siècle.

La ville d'Aigues-Mortes retrouva une activité portuaire après la réalisation du chenal maritime qui, franchissant l'étang de Repausset, débouche à la mer au Grau-du-Roi (1725-1745).

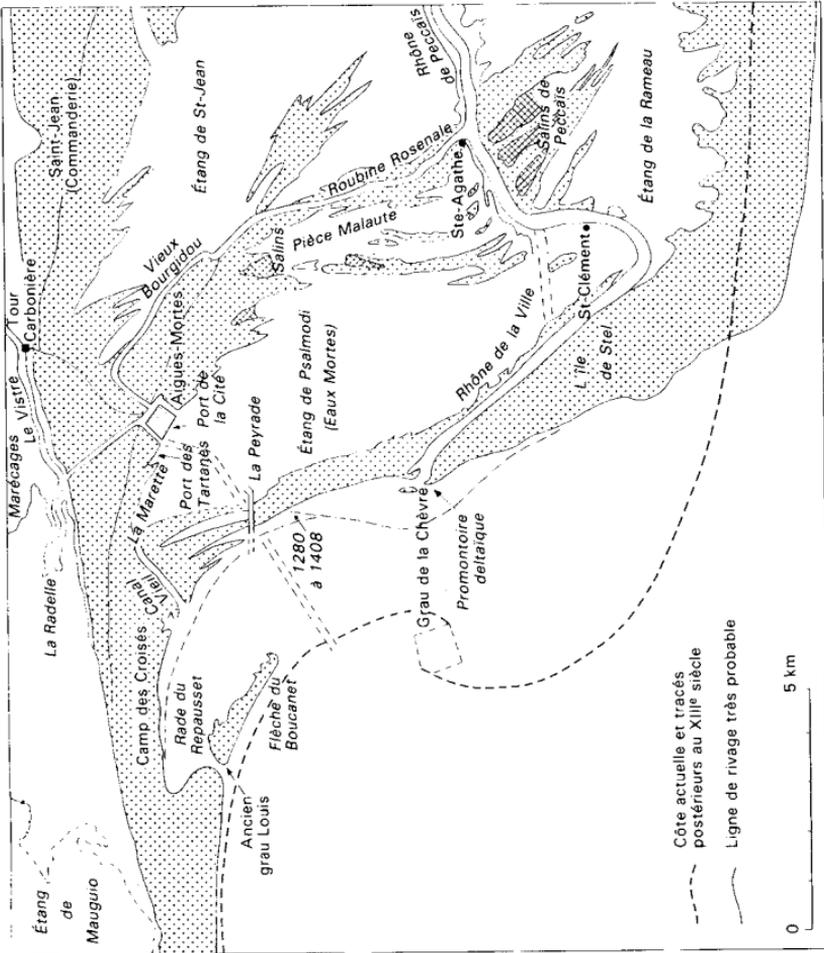


Fig. 10 - Essai de reconstitution du rivage d'Aigues-Mortes à la fin du XIII<sup>e</sup> siècle (d'après L'Homer, 1992)

## Les anciens Rhône<sup>(1)</sup>

### Le Rhône de la Ville, dénommé ensuite Rhône mort

Cet ancien bras important débouchait au grau de la Chèvre. La portion de cours conservée en bordure de la plaine de la Muselade indique que le lit du fleuve mesurait 200 m de large à l'époque de son activité.

### Le Rhône de Saint-Roman (1408-1532)

À l'origine, le débouché de ce bras s'effectuait, semble-t-il, à l'Ouest du mas de Madame. La liaison entre l'extrémité du bras de Saint-Roman subsistant et le mas de Madame, probablement creusée à l'origine en bordure du cordon, a dû être rapidement obstruée par le sable. L'espace sableux isolé entre les deux bras du Rhône décrits ci-dessus constituait une île (ou « istel » dans la langue du Moyen-Âge, nom transformé en Listel par la suite).

### Le Rhône vif (1532-1552)

Compte tenu de son implantation, le bras de Saint-Roman ne tarda pas à s'ensabler à son tour. En 1532, pour assurer un meilleur écoulement des eaux du Petit Rhône qui s'écoulaient encore jusqu'à la mer par le lit du Rhône de Peccaïs, François I<sup>er</sup> fit creuser le canal du Rhône vif.

### La dérivation d'Orgon et la fin du Rhône de Peccaïs

Privés d'eau douce par la fermeture du bras de Saint-Ferréol (1440), les habitants des Saintes-Maries-de-la-Mer aménagèrent un peu en amont de Sylveréal une prise d'eau sur le Petit Rhône, lequel se déversait alors dans le Rhône de Peccaïs.

Un siècle plus tard, en 1552, lors d'une crue, les eaux du Rhône s'engouffrèrent dans la martellière\* du petit canal, y provoquèrent une brèche et, de là, 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.

L'ancien Rhône de Peccaïs fut encore utilisé pour l'évacuation du sel vers le Petit Rhône, et pour l'alimentation en eau du Bourgidou. Fortement envasé, on lui substitua le canal de Sylveréal (1545) qui évitait tous les détours du cours naturel et se raccordait au Rhône vif.

(1) L'évolution des principaux bras anciens du Rhône en Camargue est traitée dans la notice de la carte géologique à 1/50000 Arles (L'Homer, 1987).

## Les anciennes inondations

Dues à des ruptures de berges et de digues, les inondations se produisaient périodiquement (*cf* les Chaussées de Camargue *in* notice géologique Arles). Parmi les dernières inondations dévastatrices (avant l'endiguement du Grand Rhône et du Petit Rhône), il faut citer celle de 1706. Le Petit Rhône déborda, les eaux endommagèrent les camelles des salins de Peccaïs et se propagèrent jusqu'à la ville d'Aigues-Mortes.

D'autres inondations se produisirent durant la période révolutionnaire (12 nivose An VII), puis en 1840 et 1841.

Les chroniques locales situent en 1856 la crue la plus dévastatrice : « Toute la plaine deltaïque devint un immense lac sillonné de courants et de remous; et les bateaux à vapeur du Rhône purent naviguer jusqu'à Aigues-Mortes, cité éloignée de près de vingt kilomètres du fleuve. La ville était entourée d'une tranche d'eau de plus d'un mètre de hauteur... » (Lenthéric, 1905).

## Les anciens graus

Ils se formaient là où le cordon littoral présentait une zone de faiblesse et lors de deux conjonctures météorologiques particulières. Lorsque les vents soufflent en tempête face à la côte, l'exhaussement des eaux marines peut entraîner localement une submersion du cordon littoral avec élévation du niveau des eaux dans la lagune. Une fois le calme revenu et le niveau de la mer abaissé, sous la poussée des eaux de l'étang littoral il arrive que le cordon sableux cède. La brèche ainsi pratiquée est rapidement élargie et approfondie par l'effet de chasse des eaux de l'étang vers la mer (Regy, 1863). Un processus analogue se produisait lors des fortes crues des cours d'eau se jetant dans les étangs du littoral. À l'inverse, les graus avaient tendance à s'obstruer durant les périodes d'étiage.

Comme exemple récent de rupture du cordon lié à une crue, M. Ambert (1986) cite la réouverture du grau des Abîmes en octobre 1953 sous la poussée des eaux du Vidourle qui s'étaient déversées dans l'étang du Ponant. La chasse des eaux vers la mer avait alors détruit 150 m de la toute nouvelle route de Palavas au Grau-du-Roi.

### Principaux anciens graus<sup>(1)</sup>

Pour cette évocation des anciens graus, nous parcourons la côte d'Ouest en Est. Un grau très actif, connu dès le XII<sup>e</sup> siècle, était celui de Melgueil ou de Mauguio, situé au Grand Travers. Gardé par une redoute, il permettait la communication entre la mer et les ports de

(1) Consulter également l'article de Mme M. Ambert (1986), partie relative aux graus, p. 24 à 27 (voir en Bibliographie).

Latte (au Sud de Montpellier) et de Melgueil, port situé sur la rivière Salaison. Son accès aux navires de mer fut interdit peu après la création du port d'Aigues-Mortes (obligation de passer par ce port pour y payer les taxes royales). Mais en 1346, le port d'Aigues-Mortes étant en mauvais état, faute d'entretien, les consuls de Montpellier firent rétablir le grau de Melgueil (Cabot, 1991).

En 1557, Henri II ordonna que des pieux fussent plantés en travers de ce grau pour n'en permettre l'accès qu'aux petites embarcations et forcer ainsi les navires de mer à aborder au port d'Aigues-Mortes. En 1659, ce grau était déjà fortement encombré de sable. Aujourd'hui un rétrécissement du cordon marque encore son emplacement.

À l'époque de Louis IX, une seule ouverture existait dans le cordon sableux de la plage du Boucanet au droit du lieu dit les Abîmes. Cette passe, dénommée grau Louis, était empruntée par les embarcations venant du canal Vieil. Le grau Louis fut abandonné au bénéfice du grau de Croisette qui fut navigable durant une longue période. Il fonctionnait encore en 1538 lors de la venue de Charles-Quint, mais en 1589 il était devenu impraticable.

C'est en 1585 que s'ouvrit l'actuel grau du Roi sous l'effet des débordements des rivières. Il fut tout d'abord dénommé le grau des Consuls. Ce dernier grau coïncidait probablement avec la fermeture par un cordon de lido des étangs de Repaus et de Repausset, en réaction (à retardement) à la régression du grau Madame intervenue après l'abandon du Rhône vif en 1552.

### **Évolution de la côte depuis la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle**

Il convient de signaler que les tracés d'anciennes lignes de rivage figurés sur la carte géologique n'ont pas tous la même fiabilité. Ce n'est qu'à partir de 1854 qu'on dispose dans le delta de documents cartographiques réellement précis.

#### **Recul de la côte : le rivage de la Petite Camargue**

En 1875, E. Dumas faisait déjà remarquer que les deux redoutes du grau Neuf et du grau d'Orgon (carte Saintes-Maries), figurées sur la terre ferme par la carte de Cassini en 1778, se trouvaient en mer et que la première était alors à plus de 300 m du rivage.

Le recul du rivage de la Petite Camargue depuis 1895 varie de 350 à 500 m, ce qui représente une érosion annuelle oscillant entre 4 et 5,5 m. Les sables arrachés au rivage vont, par transit littoral, engraisser la pointe de l'Espiguette.

Avec la réduction des apports à la mer du Petit Rhône (0), le taux de recul a atteint 5 à 10 m par an au cours des dernières décades, avec une valeur maximale de 18 m/an enregistrée localement près des salins d'Aigues-Mortes <sup>(2)</sup>. Les magnifiques dunes qui bordaient encore le rivage il y a 25 ans, à l'Est du débouché du canal de Saint-Jean, ont été pratiquement toutes détruites par les houles de tempête. La protection frontale établie sur 6 km de long par la Compagnie des salins du Midi, en 1962, n'a pas résisté aux assauts de la mer, non plus qu'une nouvelle digue construite en retrait de la côte à partir de 1972 (importants dégâts occasionnés par la tempête des 6 et 7 novembre 1982).

Une nouvelle stratégie de défense a alors été élaborée par la Compagnie des salins du Midi, avec l'implantation d'épis longs de 75 m et espacés de 200 m. Aujourd'hui, toute la zone précédemment en voie de recul, entre l'embouchure du Petit Rhône et le début de la pointe de l'Espiguette (soit 16,5 km de littoral), est protégée par des épis. Le recul de la côte a été fortement réduit dans l'ensemble, bien que dans certaines zones les épis aient été contournés <sup>(3)</sup>.

En bordure de la côte, on remarque, sur photos aériennes, des dunes de forme arrondie (au Sud de Terre-Neuve, aux Baronnets et au phare de l'Espiguette). Il s'agit des extrémités de « crochons » d'anciennes flèches incurvées, constituées lors du fonctionnement du Rhône vif et sur lesquelles se sont fixés ensuite des sables dunaires. La partie méridionale de ces anciennes flèches courbes a été détruite par l'érosion côtière.

La ligne de côte représentée sur la carte correspond à celle de l'édition IGN de 1990 (mission photo 1989).

### **Avancée de la côte : la pointe de l'Espiguette**

Le processus de progradation de la côte en direction de l'WNW se trouve visualisé sur la carte géologique par les tracés d'anciennes lignes de rivages depuis la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle (carte de Cassini, levée en 1774-1775).

Le phare de l'Espiguette constitue un excellent repère pour mesurer l'avancée progressive du rivage dans ce secteur. Lors de son achèvement en 1869, le phare était situé à 40 m de la mer; en 1874, son centre était déjà à 159 m du rivage (*cf.* Martins, 1874). De nos jours, le point du bord de mer le plus proche du phare se situe à environ 640 m (*cf.* carte IGN, édition 1979). On en déduit que la progression moyenne a été de 5,50 m par an depuis 1869, en ce point de la côte.

(1) Les barrages implantés sur le Rhône jouent le rôle de pièges à sédiments, tandis que les débits ont fortement diminué lors des crues.

(2) Information aimablement communiquée par M. Froidevaux (salins d'Aigues-Mortes).

(3) Information aimablement communiquée par Mme Crombé, géographe (mairie d'Arles).

La configuration de l'extrémité nord de la flèche de l'Espiguette en 1952 a été étudiée par Mme C. Duboul-Razavet dans sa thèse (1955). On trouvera une étude des crochons successifs d'après photos aériennes dans le mémoire de J.P. Mouchet (1975).

L'examen des anciennes lignes de rivage indique clairement que c'est vers l'extrémité de la flèche de l'Espiguette que la progradation de la côte due aux atterrissements sableux a été la plus importante.

Le contour de la côte reporté sur la carte géologique pour la région de Port-Camargue est tiré des photos IGN de la mission 1987. Le schéma évolutif de la côte montre à l'évidence le risque d'ensablement encouru lors de l'implantation de Port-Camargue (1968). L'avancée de la côte depuis 1895, au Sud du canal bordant le village de vacances, y dépasse 1600 m, soit une progression moyenne de 18 m par an. Plusieurs digues-épîs, ont permis momentanément de ralentir la poussée des sables, mais ils ont accéléré par contrecoup le processus d'engraissement, avec un taux annuel passant de 18 à 30 m pour les dix dernières années (L'Homer, 1988). Compte tenu de la dynamique littorale, les digues-épîs devront être périodiquement allongées.

### **Évolution des plages du golfe d'Aigues-Mortes**

La progression vers l'Ouest de la flèche de l'Espiguette a pour effet secondaire de provoquer un lent remblaiement de l'anse qui s'étend jusqu'au Grau-du-Roi. Le débouché en mer des eaux du chenal maritime, grossies de celles du Vidourle, constitue une zone sensible (affouillements lors des crues saisonnières). Aux abords de ce débouché, du côté sud, des épîs parallèles à la côte ont été établis pour dissiper les effets des fortes houles.

Bien protégé au fond du golfe d'Aigues-Mortes, le littoral situé entre Le Grau-du-Roi et le Grand Travers a de tous temps été stable. Au-delà, en progressant vers l'Ouest du Petit Travers à Carnon, la côte a été régulièrement l'objet d'érosions par le passé. On sait par exemple que le cordon de galets sur lequel était bâtie une caserne des douanes (appelée poste Philippe), déjà endommagé à partir de 1864, fut complètement détruit en 1870.

Une série d'épîs perpendiculaires à la ligne de rivage a été établie de part et d'autre du port et des jetées de Carnon de manière à limiter l'érosion des plages de ce secteur.

Selon M. Greslou (1984) « il existe dans cette zone un transport résultant d'Ouest en Est<sup>(1)</sup>... L'érosion du rivage qui s'était manifestée à l'Est des jetées du Lez s'était fait sentir assez loin, de sorte que tout le littoral entre Palavas et Carnon a dû être cloisonné par des épîs pour maintenir une plage suffisamment large. »

(1) Il s'agit là d'un courant de compensation le long de la plage, alors que le courant principal, de direction inverse, passe à 2 km au large de Palavas (Ambert, 1986).

## *SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES*

### **Le parc naturel régional de Camargue**

Situé sur les communes d'Arles et des Saintes-Maries-de-la-Mer, le parc naturel régional, créé en 1970, 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 ha).

Seul le coin sud-est de la feuille Grau-du-Roi fait partie du parc. Ce secteur, isolé par le cours du Petit Rhône et le Rhône de Sylveréal-Peccais, et exempt de toute route d'accès, a gardé tout son caractère sauvage. La végétation propre aux littoraux sablonneux de la Méditerranée et liée aux pinèdes y est particulièrement bien représentée.

Au-delà des limites de la Petite Camargue, les variations progressives du gradient de salinité liées à la présence des salins d'Aigues-Mortes assurent le maintien de toute une gamme d'environnements particuliers.

### **L'écomusée de Camargue**

Installée 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<sup>(1)</sup>. Des cartes schématiques montrent également l'évolution historique du delta depuis l'époque romaine.

On trouvera des renseignements et des itinéraires géologiques dans le **guide géologique régional « Provence »** (Gouvernet, Guieu et Rousset, 1979), Paris : Masson édit.

## *BIBLIOGRAPHIE*

ALBARIC A. (1973) — Aigues-Mortes. Aigues-Mortes : éd. du Vent Large, 81 p.

ALOISI J.C. (1973) — Les facteurs de la sédimentation récente sur le plateau continental languedocien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, p. 145-148.

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

ALOÏSI J.C. (1986) — Sur une modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives. Thèse océano., Perpignan, 162 p.

ALOÏSI J.C. *et al.* (1973) — Carte géologique du précontinent languedocien du cap de Leucate à la pointe de Beauduc. *In* O. Leenhardt : doc. présenté à l'occasion de la 6<sup>e</sup> conf. technique int., Inst. for Aerial Surv. and Earth Sci., Ottawa.

ALOÏSI J.C., CAUWET G., GADEL F., GOT H., MONACO A., PAGNON M., VILE F. (1975) — Sédimentologie et géochimie des dépôts superficiels du golfe du Lion septentrional. Participation du Rhône à l'alluvionnement récent. 3<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, Montpellier, 23-25 avril 1975.

ALOÏSI J.C., DUBOUL-RAZAVET C (1974) — Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée. *Bull. Centre rech. Pau, SNPA*, 8 (11), p. 227-240.

ALOÏSI J.C., MONACO A. (1975) — La sédimentation infralittorale. Les prodeltas nord-méditerranéens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280, p. 2833-2836.

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

ALOÏSI J.C., MONACO A., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1974) — Évolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Rev. géogr. phys. géol dyn.*, vol. 16, fasc. 5.

AMARGIER P.A. (1967-1971) — La silva pinencha en Camargue au 18<sup>e</sup> siècle. *Rev. ét. ligures*, t. 33-37, p. 207-215.

AMBERT M. (1986) — Le milieu naturel des étangs à l'époque médiévale. *In* : « Les étangs à l'époque médiévale d'Aigues-Mortes à Maguelone ». Lattes, p. 19-29.

ARCHAMBAULT-GUEZOU J. (1982) — Apports de l'analyse paléocéologique à l'interprétation historique des cordons holocènes de la région d'Aigues-Mortes (Gard, France). *Geol. méditerranéenne*, t. IX, n° 2, p. 69-88.

ARCHAMBAULT-GUEZOU J., BAZILE F., L'HOMER A. (1980) — Revue des datations <sup>14</sup>C obtenues sur les cordons de la région d'Aigues-Mortes. Apport de la microscopie analytique de tests de Lamellibranches à l'interprétation des mesures. 8<sup>e</sup> réun. ann. sci., Terre, Marseille. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 12.

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

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

BALLESIO R. (1972) — Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. Doc. lab. fac. sci. Lyon, n° 53, 333 p., 73 fig., 43 tabl.

BAZILE F. (1975) — Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux du golfe d'Aigues-Mortes. *Bull. Soc. géogr.*, 8 (54), p. 199-206.

BAZILE F. (1976) — Les lignes de rivage quaternaire du Languedoc méditerranéen. *In* : « La Préhistoire française ». Paris : CNRS édit., 1 (1), p. 326-329.

BAZILE F., L'HOMER A., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1981) — Étapes de l'édification des cordons de la région d'Aigues-Mortes. *In* : « Le Quaternaire de la Méditerranée aux Grands-Causse ». Livret-guide excursion A.F.E.W., mai 1981, p. 71-81.

BAZILE F., RENAULT-MISKOWSKY J., THOMMERET J. (1976) — Sur la présence d'un niveau littoral du Würm récent (Würm III) dans la région d'Aigues-Mortes (Gard). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, sér. D, p. 1149-1150.

BAZILE F., ROBERT-BAZILE E. (1974) — Premier point de datation absolue sur les formations littorales récentes du golfe d'Aigues-Mortes. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Nîmes*, 54, p. 67-69.

BEAUFORT L., BRUNEAU J., CRÉPIN A., JULLIAN Y. (1974) — Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), IV, p. 175-184.

BENOIT F. (1936) — Carte archéologique de la Gaule romaine (département des Bouches-du-Rhône).

BENOIT F. (1940) — Le delta du Rhône à l'époque grecque. *Rev. ét. anciennes*, 42, p. 567-572.

BERTRAND J.P., GUY M., L'HOMER A. (1974) — Complexité de la sédimentation récente et actuelle du delta du Rhône et de la côte méditerranéenne française (projet Golion), *Europ. Earth Res. Satellite Congr.*, Frascati, p. 121-133.

BERTRAND J.P., L'HOMER A. (1975) — Le delta du Rhône. Guide d'excursion, IX<sup>e</sup> congr. internat. sédimentologie, Nice, 65 p.

BETHEMONT J. (1987) — Sur l'organisation de l'espace en Camargue. *In* : « Les deltas méditerranéens ». Ed. Centre eur. coord. rech. doc. sociales, Vienne, p. 211-264.

BLANC J. (1977) — Recherches de sédimentologie appliquée au delta du Rhône, de Fos au Grau-du-Roi. CNEXO éd., 75/1193, 69 p.

BONIFAY E. (1973) — Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de Méditerranée. 9th Intern. Congr. INQUA, Christchurch, p. 137-142.

BONIFAY E., COURTIN S., THOMMERET J. (1971) — Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 273, p. 2042-2044.

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.

BORDONOVE G. (1984) — Les capétiens, t. 2: Saint-Louis. Coll. « Les rois qui ont fait la France », Paris : éditions Pygmalion, 308 p.

CABOT J. (1991) — Anciens ports et moulins de Petite Camargue. Aspects d'une civilisation de l'eau. Montpellier : Les Presses du Languedoc, 123 p.

CALINE B. (1978) — Etude sédimentologique d'un appareil sableux du delta du Rhône (région d'Aigues-Mortes). Rap. D.E.A., univ. Paris-Sud, Orsay, 50 p.

CAILLAUD A., BOUDET G., GIEULLES D., BRIAND O. (1990) — Le littoral du salin de Giraud. Évolution et programme de travaux de stabilisation. *In* : « Littoral 1990 ». C.R. 1<sup>er</sup> symp. internat. EUROCAST, p. 729-733.

CAMARGUE (collectif) (1970) — Etude hydrogéologique, pédologique et de salinité. Dir. départ, agriculture et Cie nale aménag. Bas-Rhône et Languedoc (C.N.A.B.R.L.). Rapport collectif en plusieurs volumes.

COMPAGNIE DES SALINS DU MIDI ET DES SALINS DE L'EST (1972) — La production française de sel. Nîmes : Imp. Barnier, 57 p.

DAMPIERRE S.J. (1960) — Cartes anciennes du Languedoc. *Bull. Soc. langued. géogr.*

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIÉNARDT 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.

DELCROS M. (1831) — Note sur le prétendu abaissement de la mer à Aigues-Mortes. *Bull. Soc. géogr.*, t. 15, p. 6-11.

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. ét. sci. nat. Nîmes*, t. XLVIII, p. 137-151.

DENIZOT G. (1959) — Le rivage de Provence et de Languedoc au temps des Ligures. II : Les Bouches du Rhône et la côte languedocienne. *Rev. ét. ligures*, XXV, n° 1-2.

DESJARDINS E. (1876) — Géographie historique de la Gaule romaine. T. 1 : Géographie physique comparée époque romaine - époque actuelle. Paris: Hachette, p. 189-248.

DI PIETRO F.E. (1849) — Histoire d'Aigues-Mortes. Paris, 2<sup>e</sup> éd., in-8°.

DUBOUL-RAZAVET C. (1955) — Contribution à l'étude du delta du Rhône (thèse). *Mém. Soc. géol. Fr., nouv. sér.*, n° 34, 409 p.

DUPONCHEL A. (1984) — Les atterrissements du Rhône dans la région d'Aigues-Mortes - Montpellier, *Bull. Soc. langued. géogr.*, in-8°.

DUMAS E. (1875) — Statistique géologique, minéralogique et paléontologique du département du Gard. Paris : Bertrand édit., vol 1 : 1875, 284 p. ; vol 2 : 735 p., 46 fig., 9 pl. ; vol 3 : 1877, 518 p., 32 fig., 5 cartes h.t.

ESPARRON A. (1777) — Recueil des titres et actes contenus dans les archives de la ville d'Aigues-Mortes.

FÈBVRE M. (1978) — Le Salin d'Aigues-Mortes. *In* : « Courrier du parc naturel régional de Camargue », n° 15, p. 4-12.

FROIDEVAUX — Faisons connaissance avec les salins d'Aigues-Mortes. Plaquette 8 p. Cie des salins du Midi et des salins de l'Est. Montpellier : Imp. occitane.

FRANÇOIS L. (1937) — Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. *Ét. rhodaniennes*, t. 12, n° 2-3, p. 92.

JEHEL G. (1985) — Un port pour un roi. Roanne: éd. Horvath, 198 p.

GEORGE P. (1942) — À propos d'indices de déformations quaternaires dans la région du bas Rhône. *Bull. Ass. géogr. Fr.*, n° 144-145, p. 41-43.

GÉRIN-RICARD, comte M.H. de (1934) — La Camargue dans l'Antiquité : remarques et fouilles récentes. 7<sup>e</sup> congr. et fêtes du Rhône, Marseille, p. 357-380.

GERMER-DURAND E. (1870) — Découvertes archéologiques faites à Nîmes et dans le Gard pendant l'année 1869. Mém. Acad. Gard, Nîmes, 80 p.

GOURON M. (1938) — Note sur l'ancienne navigation dans la Petite Camargue. Soc. hist. arch. Nîmes et Gard, n° 5, 8 p.

GRESLOU M. (1984) — Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Méditerranée de la frontière espagnole à la frontière italienne. Partie B: de Sète à Marseille. Coll. de la dir. des ét. et rech. d'EDF, Eyrolles éd., p. 106-187.

GUITTENY M. (1987) — Aigues-Mortes, porte des croisades : à la découverte de la cité et de son histoire. Impr. de Monaco, 49 p.

GUTHEREZ X., PY M. (1976) — Note sur l'habitat protohistorique de Port-Viehl à Aigues-Mortes. Rev. archéol. narbonnaise, t. IX. Paris : de Broccard édit.

GUY M. (1973) — La complexité de la sédimentation holocène dans le delta du Rhône. *Rev. photo interprétation*, 73-1, 6-7-8, p. 35-47.

KELLER J.P. (1976) — Définition de types de thanatocénoses. Essai de reconstitution de leurs déplacements (littoral du Grau-du-Roi, Gard) à l'aide de traitements automatiques. Trav. lab. paléont., univ. Orsay, 80 p.

KRUIT C. (1951) — Aperçu de l'histoire récente du delta du Rhône. 3<sup>e</sup> congr. sédim., Gröningen, Wageningen, p. 181-191.

KRUIT C. (1955) — Sediments of the Rhone Delta. 1 : Grain size and microfauna. *Geol. Mijnbow*, 15 (2), p. 357-956.

LAURIAT A. (1973) — Interprétation d'un dépôt coquillier d'âge récent sur la plage des Baronnets près le Grau-du-Roi. *Bull. d'écologie*, 4, n° 4, p. 289-296.

LEFÈVRE D. (1980) — Evolution morphologique et structurale du golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 163 p.

LENTHÉRIC C. (1870) — Le littoral d'Aigues-Mortes au XIII<sup>e</sup> et au XIV<sup>e</sup> siècles. Mém. Ac. du Gard, p. 173-233, 4 fig., 1 carte.

LENTHÉRIC C. (1876) — Les Villes Mortes du golfe du Lion. Chap. 11 : Aigues-Mortes, p. 351-383. Pièces, justif., p. 498-514. Paris : Plon édit.

LENTHÉRIC C. (1905) — Le Rhône, histoire d'un fleuve. Paris : Plon édit., 447 p.

L'HOMER A. (1987) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Arles (992). Orléans : BRGM, 72 p.

L'HOMER A. (1988) — Géologie, processus sédimentaires et évolution de la côte. In J.J. Corre : « Implication des changements climatiques - Étude de cas : le golfe du Lion (France) ». Rap. PNUE : Plan d'action pour la Méditerranée, chap. 4, p. 2-17.

L'HOMER A. (1989) — Le littoral d'Aigues-Mortes à la fin du XIII<sup>e</sup> siècle. 2<sup>e</sup> Forum du C.F.G. Caen, bull. 36, Centre de géomorph. de Caen, p. 109-112, 1 carte.

L'HOMER A. (1992) — Sea-level changes and impacts on the Rhône Delta Coastal Lowlands. In : « Impacts of sea-level rise en European Coastal Lowlands », M.J. Tooley et S. Jelgersma, édit. *Inst. Brit. Geogr.*, spec. publ., sér. 27, p. 136-152, 2 cartes.

L'HOMER A., BAZILE F., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1981) — Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 B.P. à nos jours; variations du niveau marin. *Oceanis*, vol. 7, fasc. 4, p. 389-408.

MAGUELONE (1983) — Saint-Gilles au XIII<sup>e</sup> siècle. Le déclin d'une grande cité. Nîmes : Impr. Bené, 46 p.

MARCHAND R. (1965) — Saint-Louis et les origines de la ville et du port d'Aigues-Mortes. Brochure ronéotypée, 17 p., éd. paroisse Aigues-Mortes.

MARS P. (1963) — Les faunes marines et la stratigraphie du Quaternaire méditerranéen. Trav. station marine Endoume, bull. 28, n<sup>o</sup> 43, p. 61-97.

MARS P. (1966) — Recherches sur quelques étangs du littoral méditerranéen français et sur leurs faunes malacologiques. *Vie et milieu*, suppl., n<sup>o</sup> 20, 359 p.

MARTINS C. (1874) — Aigues-Mortes. Son passé, son présent, son avenir. Essai géologique et historique. *Rev. des deux Mondes*, Paris, 40 p.

MARTINS C. (1874) — Mémoire sur la topographie géologique des environs d'Aigues-Mortes. *Rev. sci. nat.*, p. 43-60, 1 carte.

MORIZE J. (1914) — Aigues-Mortes au XIII<sup>e</sup> siècle. *Ann. Midi*, p. 313-348.

MOUCHET J.P. (1975) — Etudes lithologiques et sédimentologiques de quelques appareils du delta du Rhône. D.E.S., E.N.S.P.M., réf. IFP 22.966, 41 p.

OLDHAM R.D. (1929) — Historic changes of level in the delta of Rhône. *Quarterly J. Geol. Soc. London*, vol. 86, p. 94-93.

OLDHAM R.D. (1934) — The age and origin of the lower Rhône. *Quarterly J. Geol. Soc. London*, vol. 90, 359, p. 445-461.

OOMKENS E. (1970) — Depositional sequences and distribution in the postglacial Rhône delta complex. *In: « Deltaic sedimentation »*. *Soc. of Ec. Paleont. and Min.*, spec. publ. n° 15, p. 198-212.

PALOTTE D. (1878) — Histoire d'Aigues-Mortes - Annales d'Aigues-Mortes. *In : « Les chroniques du Languedoc »*, p. 28-68.

PAGEZY J. (1879) — Mémoires sur le port d'Aigues-Mortes. 1<sup>er</sup> et 2<sup>e</sup> mém. (1879). 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> mém. (1886). Paris : Hachette, 441 p.

PAULUS M. (1937) — Catalogue préliminaire des mollusques marins rencontrés dans les anciens cordons littoraux du delta du Rhône. *Ann. Muséum hist. nat., Marseille*, 28, mém. 6, p. 7-36.

PAULUS M. (1949) — Malacologie marine et saumâtre de la Camargue. Thèse, Marseille, 162 p., 4 pl.

PINEAU H. (1964) — L'évolution topographique du delta du Rhône appliquée à la résolution de problèmes historiques. Colloque internat. archéologie aérienne, 31 août-3 septembre 1963, Sevpen.

PIRAZZOLI P. (1976) — Les variations du niveau marin depuis 2000 ans. *Mém. lab. géomorph., École pratique des hautes études, E.N.S. Montrouge*, n° 30, 421 p.

PLANCHAIS N. (1982) — Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollens et spores*, vol. 24, n° 1, p. 93-118.

PLANCHAIS N., QUET-PASQUIER L., COUR P., THOMMERET J., THOMMERET Y. (1977) — Essai de palynologie côtière appliquée au remplissage flandrien de Palavas (Hérault). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 284, D3, p. 159-162.

POIRIER-BOEGAT C. (1972) — D'après l'étude analytique d'échantillons récoltés sur les plages du Gard, essai de définition de types de thanatocénoses. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud Orsay, 148 p., 2 pl.

PONS A., TONI C., TRIAT H. (1979) — Édification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et vie*, rev. écol. appl., suppl. 2. Éd. Soc. nat. protec. nature et acclim. France, p. 13.

POUTIERS J.M. (1978) — Introduction à l'étude faunistique des bivalves du littoral français : les espèces marines du golfe d'Aigues-Mortes. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud Orsay, 563 p., 210 ill.

REGY M. (1863) — Amélioration du littoral de la Méditerranée dans le département de l'Hérault. *Ann. Ponts et Chaussées*, 3<sup>e</sup> an., 3<sup>e</sup> cah., mém. t. V, p. 209-279.

RIGAUD P. (1987) — Pirates et corsaires sur le bas Rhône : approche des conflits IX<sup>e</sup>-XV<sup>e</sup> siècle. *Coll. comm. fr. hist. marine*, Toulon, avril 1987: « Guerre et commerce en Méditerranée de l'Antiquité à nos jours », 15 p.

RICHEZ G. (1981) — Développement touristique, consommation d'espace et protection de la nature en Camargue. *Ét. et mém. du Centre des hautes ét. tourist.*, Aix-en-Provence, 23 p. (U.G.T., Commission de géo. du tourisme, 6-11 septembre 1981).

ROUCHY J.M. (1984) — Crise de salinité mesinienne. *In* S. Debrand-Passard *et al.* : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». *Mém. BRGM n° 125*, p. 510-513.

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

SOURNIA B. (1981) — Aigues-Mortes. *Édition Caisse nat. monuments hist.*, 65 p.

TEISSONNIER J.E. (abbé) (1862) — Notice historique sur Saint-Gilles. 1 vol. in-12°, Nîmes, 222 p.

TERS M. (1973) — Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. *Le Quaternaire*, 9<sup>e</sup> congr. INQUA, suppl. *Bull. Ass.fr. ét. Quat.*, 36, p. 114-135.

THOMMERET J. (1976) — Difficultés d'interprétation des dates <sup>14</sup>C mesurées à partir de coquilles marines. *Colloque internat. CNRS*, n° 1: 9<sup>e</sup> congr. internat. sci. préhist. et protohist., Nice, p. 160-169.

THOMMERET Y. (1985) — Activités scientifiques du laboratoire de radioactivité appliquée de 1960 à 1983. *Bull. Centre scient. Monaco*, vol. 1, 78 p.

VAN STRAATEN L.M. (1957) — Recent sandstones on the coast of the Netherlands and of the Rhône delta. *Geol. Mijnb.*, nouv. sér., vol. 19, p. 196-213.

VILLAIN-GANDOSSI C. (1968) — Le « tirage » du sel de Peccaïs à la fin du XIV<sup>e</sup> siècle d'après des livres de comptes de Francesco Datini (1368-1379). *In* : « Le rôle du sel dans l'histoire ». Publ. fac. lettres et sci. humaines, Paris-Sorbonne, t. 37, p. 173-182. PUF édit.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

Feuilles *Montpellier* 1<sup>re</sup> édition 1898 (n° 233); 2<sup>e</sup> édition 1941 (n° 234).

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

Feuille *Lunel (991)*, 1<sup>re</sup> édition, 1969

Feuille *Saintes-Maries-de-la-Mer* (1018), 1<sup>re</sup> édition, 1975

Feuille *Istres* (1019), 1<sup>re</sup> édition, 1975

Feuille *Arles* (992), 1<sup>re</sup> édition, 1987.

### **Carte géologique de la France à 1/250 000**

Feuille *Marseille*, 1<sup>re</sup> édition, 1979 (n° 39).

### **Autres documents cartographiques**

Cartes IGN 1/50000 Le Grau-du-Roi, éditions de 1951-1971-1979-1990

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

Cartes sédimentologiques du delta, *in* Kruit (1955)

Carte des sédiments littoraux, par Thoulet, à 1/49785 (1985)

Carte du parc régional de Camargue (IGN), 1974

Cartes anciennes (IGN, 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

FR. 9071-145 - 1978 - Petite Camargue

FR. 9068-145 - 1978 - Le Grau-du-Roi

F 1981-300 - 2844 - Le Grau-du-Roi

F 85-300-2744-2844 - Sète — Le Grau-du-Roi

F 87-300-2844-3044 - Le Grau-du-Roi — Istres

1989 F 2744-2844-300 - Sète — Le Grau-du-Roi

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

### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages 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 service géologique régional Provence-Corse, domaine de Luminy, route Léon Lachamp, 13009 Marseille ;
- pour le Gard, au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier.

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

### *AUTEURS*

Cette notice a été rédigée par A. L'HOMER, ingénieur géologue au BRGM, avec la collaboration de :

- J.C. ALOÏSI, maître-assistant au centre universitaire de Perpignan, pour la géologie marine ;
- F. BAZILE, chargé de recherche au CNRS, pour la préhistoire, l'archéologie, la datation des cordons les plus anciens et l'interprétation des mesures d'âge par radiocarbone ;
- J.P. MARCHAL, hydrogéologue au BRGM, pour l'hydrogéologie.

## ANNEXES

### LEXIQUE DE QUELQUES TERMES LOCAUX

- Aube* Ex. aube de Boui = canal (réseau hydraulique)
- Bouisse* Voir *sansouïre*
- Bourgidou* Déformation du provençal *bourdigo* (= piège à poissons). Autre explication : vieux terme provençal qui vient du latin *burgitorium*, canal servant à l'écoulement des eaux (Pagezy, 1879)
- Brassière* Nom utilisé pour désigner un bras secondaire reliant deux cours principaux
- Gamelle* Monticule de sel
- Canavère* Lieu où abondent les roseaux
- Conse* Désigne un ancien cordon littoral sableux
- Courrégeau* Du provençal *courrego* ou *courego* = désigne une lisière de terrain cultivable en bordure du marais <sup>(1)</sup>
- 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
- Fosse (fossa)* Dérivé du latin, ce terme désignait jusqu'au début du Moyen-Âge un canal creusé de main d'homme
- Gaze* Gué permettant de franchir une passe étroite entre deux cordons ou deux *radeaux*
- Grau* Du latin *gradus* (pas, passage), désigne toute coupure interrompant le cordon littoral marqué par un chenal de communication entre une lagune et la mer
- Levadon* Du provençal *levadoun* : diguette, petite levée, remblai
- Lône* 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
- Martellière* Pertuis garni de vannes pour le passage des eaux
- Palud* Du provençal *palun* : marais
- Pataquière* Nom dérivé du patac, ancienne monnaie ayant cours dans le comtat Venaissin à l'époque des papes. Les petits galets aplatis qu'on trouve dans ce cordon auraient rappelé la forme du patac, d'où le nom donné au chemin (cf. Dumas, 1876)

(1) Une erreur s'est glissée dans le texte de la notice de la carte géologique Arles, quant à l'origine de ce mot. Nous remercions M. Albaric de nous avoir signalé que ce nom dérive du provençal *courrego* ou *courego*, qui désigne une lisière de terrain allongée cultivable, en bordure du marais. Ce terme est à rapprocher du « courrejaou » désignant une lanière de cuir fixée à la selle.

- Radeaux* Zones émergées, formant des îles au sein des lagunes. Les radeaux supportent parfois des dunes
- 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* Plage fluvio-marine qui avoisine le littoral. Espace de terre plate dénudée recouvert par des eaux salées en saison hivernale et dont la surface est recouverte d'une croûte salée en été (= baisse)
- Tourradons* Petits îlots émergeant au milieu des étangs ou marécages et formés par l'accumulation de sédiments et de débris organiques.

*COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES*

N° archivage SGN	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			
LUNEL (991)								
5.179	Fréjorgues	731,17	143,50			27	Holocène Pléistocène-Villafranchien	12
5.55	Grand Travers (11 A 2)	737,66	141,59	1,40		40	Holocène	
6.26	Sondage B route littorale	742,67	144,37			27	Holocène Pléistocène	23,5
7.16	Marette 1 (CEP)	748,69	142,48	0,84		2,504	Holocène Pléistocène-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Burdigalien-Vindobonien Aquitanien Oligocène Rognacien Bégudien Callovien Bathonien	30 50 115 620 625 1123 1505 1853 1990 2015 2345

**COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)**

N° archivage SGN	Commune Désignation	Coordonnées Lambert				Profondeur totale en m	Terrains traversés	Profondeur au sommet des formations (en m) (cotes sondeurs ou diagraphe)
		X	Y	Zs	Zt			
LUNEL (991)								
8.11	Montcalm 1 (SNPLM)	756,23	144,62	2,51	7	1412,96	Holocène Pléistocène-Villafranchien Astien Plaisancien Pontien Tortonien Helvétien Burdigalien Aquitaniens Oligocène	34 61 134 674 706 805 895 952 1190
8.12	Montcalm 2 (SNPLM)	757,94	145,16	1,47		2519,63	Holocène Pléistocène-Villafranchien Astien Faisancien Pontien Aquitaniens Oligocène (indif.)	43 83 175 1078 1155 1728
GRAU-DU-ROI (1017)								
1-3	Grau-du-Roi 112 (SHELL)	731,80	139,00	+ 1	+ 1,2			

*COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)*

N° archivage SGN	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			
GRAU-DU-ROI (1017)								
2,15	Grau-du-Roi 102 (SHELL)	745,51	136,22	2		53,30	Holocène Pléistocène-Villafranchien	53
3-1	Grau-du-Roi 1 (SNPLM) (1951)	747,38	134,45	1,5		1216,21	Holocène Pléistocène Astien Plaisancien Vindobonien Burdigalien Oligocène Portlandien Kimméridgien	53 105 178 745 826 889 899 1051
3-7	Espiguette Port de Plaisance	745,81	137,68	0,70		44	Holocène Pléistocène ?	40
3-11	Jarras	748,71	139,42	0,1	+ 1	122,5	Holocène Pléistocène Villafranchien Astien Plaisancien	46 57,5 78 100

**COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)**

N° archivage SGN	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			
GRAU-DU-ROI (1017)								
3-12	Salin du Perrier					90,30	Holocène Pléistocène Astien ? Plaisancien ?	38,50 50,50
3-15	Mas-de-Madame I (MDMI, SNEAP) (1978)	747,32	137,32	1	3,35	525,20	Holocène Pléistocène-Villafranchien Astien Plaisancien Jurassique	54 94 205 492
4-201	Aigues-Mortes (SNPLM)	754,35	138,64	3/25		1468,70	Holocène Pléistocène-Villafranchien Astien Plaisancien Miocène Aquitaniens Kimméridgien	40 105 166 762 924 1305
4-202	Grau-du-Roi 4A (SHELL)	755,375	136,075	0,90		43,90	Holocène Pléistocène	43,20

*COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)*

N° archivage SGN	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			
GRAU-DU-ROI (1017)								
7-201	Grau-du-Roi 7A (SHELL)	752,79	130,825	0,50		46	Holocène Pléistocène	45,30
En limite de la carte Saintes-Maries- de-la-Mer								
	Forage offshore Cicindèle 1 <sup>(1)</sup> (SNEA-P)	4° 19' 11" E	43° 24' 32" N	— 22	+ 28	1552,50	Fond marin Holocène Pléistocène Mio-Pliocène Kimméridgien Bathonien 2 Callovien Jurassique probable Série métamorphique supérieure Série carbonatée et évaporitique Lias-Trias ? Socle	(48, cote sondeur)  90 138 559 589  753 801 943 960 1058

NB : Signalons encore 2 forages anciens dont les coupes figurent dans l'ouvrage «La Camargue» de T. Picard (1901) : puits artésien d'Aigues-Mortes (1880), profondeur 136 m; sondage du Salin de Perrier (1869), profondeur 100 m. Nous ne les avons pas figurés ici car ils faisaient double emploi, mais aussi faute d'avoir leurs coordonnées exactes.

(1) Ce sondage pétrolier offshore, exécuté après l'établissement de la carte géologique Saintes-Maries (1975), n'a pu donc être figuré sur celle-ci. Compte tenu de sa situation pratiquement à cheval sur la limite des 2 cartes et de l'intérêt géologique de ce forage, nous l'avons inclue dans les études effectuées pour l'établissement de la carte Le Grau-du-Roi.