



HAL
open science

Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du Delta du Rhône

Claude Vella

► **To cite this version:**

Claude Vella. Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du Delta du Rhône. Géographie. Université de Provence - Aix-Marseille I, 1999. Français. NNT : . tel-03280463

HAL Id: tel-03280463

<https://hal.science/tel-03280463>

Submitted on 7 Jul 2021

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

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



**UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I – UNIVERSITE DE PROVENCE
UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT**

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I
Formation doctorale : Milieux physiques méditerranéens

Présentée et soutenue publiquement
par

Claude VELLA

le 22 Janvier 1999

**PERCEPTION ET EVALUATION DE LA MOBILITE
DU LITTORAL HOLOCENE SUR LA MARGE
ORIENTALE DU DELTA DU RHONE**

Directeur de Thèse :

Mireille PROVANSAL

JURY

**Paolo PIRAZZOLI
Lucien MONTAGGIONI
Jeannine RAFFY
Christian ROBERT
David WILLIAMSON**

**UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I – UNIVERSITE DE PROVENCE
UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT**

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I
Formation doctorale : Milieux physiques méditerranéens

Présentée et soutenue publiquement
par

Claude VELLA

le 22 Janvier 1999

**PERCEPTION ET EVALUATION DE LA MOBILITE DU
LITTORAL HOLOCENE SUR LA MARGE ORIENTALE
DU DELTA DU RHONE**

Directeur de Thèse :

Mireille PROVANSAL

JURY

**Paolo PIRAZZOLI
Lucien MONTAGGIONI
Jeannine RAFFY
Christian ROBERT
David WILLIAMSON**

PREAMBULE

Je souhaite remercier Mireille PROVANSAL qui a donné sans compter ses heures de travail et parfois même de loisir pour la réalisation et l'écriture de ce texte.

Je remercie les membres du Jury d'avoir répondu favorablement à l'invitation qui leur a été faite, Paolo PIRAZZOLI, Directeur de Recherches au CNRS-URA 141 LGP, Meudon, Christian ROBERT, professeur à l'Université d'Aix-Marseille 2, qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce travail ; Madame Jeannine RAFFY, professeur à l'École Normale Supérieure Fontenay-aux-Roses, Lucien François MONTAGGIONI, professeur à l'Université d'Aix-Marseille 1, David WILLIAMSON, Chargé de recherches, CNRS-UMR CEREGE, Université Aix-Marseille 3.

Cette étude a été principalement financée par les Programmes Européens Meddelt, Impact, le programme Delta du Rhône, Le programme Paléoenvironnement et Hominidés.

Elle est aussi le fruit d'une collaboration étroite avec divers organismes qui ont participé par des coopérations scientifiques, financières, techniques à cette recherche :

Ce sont d'abord les services archéologiques, **Service régional d'Archéologie et Département des Recherches d'Archéologiques Subaquatiques Sous-Marine** avec qui les collaborations étroites scientifiques, techniques et financières ont été réalisées sous la bannière des **Programmes delta du Rhône, Îles** et dans le cadre de la **carte archéologique sous-marine**. Les responsables de ces programmes étant Michel Pasqualini pour les programmes terrestres du SRA et Luc Long du DRASM pour la carte archéologique Sous-Marine du delta du Rhône. Le **musée archéologique d'Istres** sous la direction de Martine Sciallano, et l'association des amis du musée ont mis à ma disposition les résultats de leurs fouilles et ont contribué au financement de cette recherche.

Les **services archéologiques municipaux de la ville de Fos et de Martigues** et leur responsable respectif, Jean-Philippe Lagrue et Jean Chausserie-Laprès, m'ont donné accès à des données, parfois non publiées, essentielles pour une étude exhaustive des sites littoraux. **Le Centre archéologique de Var** a lui aussi contribué à la communication des informations et au relevé topographique des structures littorales d'Olbia. **Le Centre Camille Julian** et en particulier **l'aérophothèque** m'ont donné accès à une documentation photographique essentielle pour l'étude du delta du Rhône.

Un certain nombre d'organismes de défense et de mise en valeur du patrimoine naturel ont eux aussi contribué techniquement, scientifiquement et financièrement à une meilleure réalisation de ce travail. Il s'agit en particulier :

- du domaine **du Marais du Vigueirat**, sous la responsabilité de Jean-laurent Lucchesi
- de la **Réserve Nationale de Camargue** sous la responsabilité de Eric Coulet.

- Enfin, la réalisation technique des carottages a été effectuée avec le **Centre d'étude Technique de l'Équipement (CETE)**, grâce à la section travaux sous-marins sous la responsabilité de Michel Guillemard.

Outre, ces collaborations officielles et formelles au sein des organismes précédemment cités un grand nombre de personnes, collègues et parents et amis ont participé au de là du cadre de leur fonction ou des intérêts qu'ils pouvaient porter à ce travail. J'y vois là un signe d'amour au sens le plus noble et le plus large possible parmi eux je tiens à citer : (afin de me faciliter la tâche et pour essayer de n'omettre personne je vous ai regroupé par fonction, par organisme ou qualité veuillez m'excuser de l'aspect catalogue)

Les conservateurs du patrimoine naturel

Eric Coulet et l'ensemble du personnel de la réserve nationale de Camargue
Jean-Laurent Lucchesi et Nathalie Ecquert du Marais du Vigueirat

Les archéologues :

L'ensemble du personnel du DRASM, du SRA, du centre Camille Julian et Hélène Dartevelle, Jean-Marie Gassend, Albert Illouze, Luc Long, Bertrand Maillet, Jean Chausserie-Laprée, Jean-Philippe Lagrue, Corinne Landuré, Robert Leffy, Philippe Leveau, Marc Lugand, Denis Metzger, Martine Moerman, Florence Mocci, Michel Pasqualini, Martine Sciallano, Florence Richez, Phillipe Rigaud, Jean-Christophe Triglia, Jo Vicente, Kevin Walsh.

Les géologues : Michel Berné, Michel Dubar, Emile Colomb, Bernard Simond, Cécile Baeteman, Claude Monleau,.

Les biologistes : Michel Bourcier, Joël Le Champion, Jacques et Fanche Laborel, Pierre Carbonel, Stéphane Sartorretto, Jacques-Louis de Beaulieu.

Les géographes : L'ensemble du personnel et enseignants de l'UFR de géographie en particulier, Gilles Arnaud-Fassetta, Carole Bruzzi, Margueritte Dumas, Isabelle Ginoux, Nicole Girard, Isabelle Girodeau, Elyse Henrot, Mireille Gauthier, Christophe Jorda, Henry Melchio, Christophe Morhange, Cécile Miramont, Valérie Prosper-Laget, François Sabatier, Serge Suanez

Sans oublier mes parents et mon frère Eric, Christian et Rosalba Cerboni, Fabrice et Marie-Laure Joulia et Michel Guillemard.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

Sommaire	I
Introduction générale	1
PARTIE I LES INDICATEURS DU NIVEAU MARIN RELATIF ET DE LA POSITION DU RIVAGE	
Introduction	7
CHAPITRE I LES INDICATEURS ARCHEOLOGIQUES	
15	
1.1. Introduction, remarques méthodologiques.....	15
1. 2. Localisation des sites archéologiques étudiés	16
1. 3. Les sites émergés	18
1.3.1 Les habitats.....	19
1.3.2 Les hangars	24
1.3.3 Les nécropoles et les sépultures isolées	27
1.3.4 Les carrières littorales	29
1.3.5 Les structures à fonction indéterminée	33
1.4 Les sites semi-immergés	33
1.4.1 Les quais.....	33
1.4.2 Les digues et jetées	35
1.4.3 Les rampes de halage	36
1.5 Les structures immergés	37
1.6 Interprétation	38
CONCLUSION CHAPITRE I	42
CHAPITRE II LES INDICATEURS FAUNISTIQUES ET FLORISTIQUES DES PALEOENVIRONNEMENTS LITTORAUX	
43	
2.1 L'apport de la palynologie.....	43
2.1.1 L'apport chronostratigraphique de la palynologie.....	43
2.1.2 L'apport palynologique en terme de mobilité littorale	44
2.1.2.1. Remarques générales	44
2.1.2.2. Les biotopes à l'est du delta du Rhône, organisation générale	44
2.1.2.3. La palynologie, un indicateur de la mobilité littorale	46
Conclusion § 2.1.....	48
2.2. Les indicateurs faunistiques.....	50
2.2.1 L'ostracofaune et les foraminifères	50
2.2.2 La malacofaune marine.....	51
2.2.2.1. Assemblages faunistiques et étagement	51

2.2.2.2. Etagement et position des coquilles	54
Conclusion § 2.2	54
2.3 Les concrétions coralligènes	56
2.3.1 Ecologie de l'espèce	56
2.3.2 Le peuplement du fond du golfe de Fos :	56
Conclusion § 2.3	57
CONCLUSION CHAPITRE II	59
CHAP. III LES INDICATEURS SEDIMENTOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES DES PALEO-ENVIRONNEMENTS LITTORAUX	60
Introduction	60
3.1 Les plages et cordons sableux	61
3.1.1. Morphologie et morphométrie	61
3.1.2 Granularité des plages du Golfe de Fos	61
3.1.3. Structures sédimentaires des plages du golfe de Fos	62
3.1.4 Minéralogie du prisme littoral sable	64
3.1.5. Conclusion	65
3.2. Les plages et cordons de galets	67
3.3 Les lagunes	69
3.4. Les tourbes littorales	69
3.4.1. Modalité de développement des tourbes actuelles	69
3.4.2. Les tourbes, indicateurs de la mobilité littorale	71
3.4.3. Les tourbes fossiles de Fos	73
Conclusion § 3.4	74
CONCLUSION CHAPITRE III	75
Chapitre IV Les méthodes de datation	76
4.1 La chronologie archéologique et historique	76
4. 1. 1. Les marqueurs archéologiques	76
4. 1. 2. Les données historiques	77
4.2. Chronologie radiocarbone	77
4.2.1. La correction par le $\delta^{13}\text{C}$	78
4.2.1.1. Les $\delta^{13}\text{C}$ des organismes marins datés	79
4.2.1.2 Le $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux terrestres datés	81
4.2.2 La calibration des dates BP, l'effet réservoir du milieu marin	81
4.2.3 Comparaison des résultats en âge BP	82

4.2.4 Problèmes induits par la nature des matériaux. Méthodologie de l'échantillonnage.	83
4.2.4.1 Remaniements en milieu marin	83
4.2.4.2 Vitesses de croissance et effets de tassements	83
CONCLUSION CHAPITRE IV	84
CONCLUSION PARTIE I	85
PARTIE II LA RIVE ORIENTALE DU DELTA DU RHONE STRATIGRAPHIQUE ET INTERPRETATION DE LA MOBILITE DU TRAIT DE COTE	87
CHAPITRE I - DESCRIPTION ET ANALYSE DES DONNEES ACQUISES PAR LES CAROTTAGES	
Introduction	87
1.1 Le secteur littoral et marin (Anses du Cavaou et de Saint-Gervais, Marais de Fos	89
1.1.1 La plage du Cavaou	89
1.1.1.1 Une formation lagunaire isolée des entrées marines directes	89
1.1.1.2. Les formations coralligènes de mer ouverte	96
1.1.1.3. Un cordon de galets situé en milieu supra et médio-littoral	98
1.1.1.4. Une premier prisme littoral sableux	100
1.1.1.5. Une formation tourbeuse	103
1.1.1.6. Une épaisse formation sableuse antique	104
1.1.1.7. Le prisme sableux sommital	106
1.1.2 L'anse de Saint-Gervais	106
1.1.2.1. Les carottes : SGV 7, 9, 8	107
1.1.2.2. Les carottes: SGV 2, 3, 4, 5, 6.	107
1.1.2.3. Les carottes SGV 1 et 10	109
1.1.2.4. Interprétation paléogéographique	111
1.1.2.5. Interprétation paléobathymétrique	111
1.1.3 Le Marais de Fos	113
1.1.3.1.2 Les limons sableux de base. :	113
1.1.3.2. Les sables grossiers et galets : vestiges d'un cordon littoral	113
1.1.3.3. Les tourbes	115
1.1.3.4. Une mince passée sableuse de tempête (fig.41)	118
1.1.3.5. Un cordon littoral sableux (fig.41)	118
1.1.3.6. Des marnes lacustres	120
I.2. Les milieux lagunaires de la plaine deltaïque : Marais du Cavaou ou de la Foux, le Galéjon, le Radeau	122
1.2.1. Le Marais du Cavaou ou de la Foux	122
1.2.1.1 Les tourbes dulçaquicoles	123
1.2.1.2 Un premier prisme littoral sableux	123

1.2.1.3 <i>Un second prisme littoral sableux</i>	126
1.2.1.4. <i>Une formation marine et laguno-marine discordante</i>	126
1.2.1.5. <i>Interprétation paléodynamique et paléogéographique de la stratigraphie du Marais du Cavaou</i>	126
1.2.2. Le Galéjon	127
1.2.3 Le secteur Radeau- méandre de l'Escale	127
1.2.4 Le Marais du Vigueirat	129
1.2.4.1 <i>Observations stratigraphiques</i>	129
1.2.4.2. <i>Un cordon littoral de galets</i>	131
1.2.4.3 <i>Le prolongement du cordon vers le nord-ouest</i>	133
Conclusion § 1.2	135
CONCLUSION CHAPITRE I.	135
CHAPITRE II. MOBILITE DU NIVEAU MARIN SUR LA MARGE ORIENTALE DU DELTA DU RHONE	136
2.1 Les variations verticales du niveau marin	136
2.1.1 <i>Préalables méthodologiques</i>	136
2.1.2. <i>La variation relative du niveau marin, estimée d'après les tourbes dulçaquicoles</i>	137
2.1.3. <i>La variation relative du niveau marin, estimée d'après formations littorales détritiques</i>	142
2.1.4 <i>La variation relative du niveau marin dans le Golfe de Fos, estimée d'après les indicateurs archéologiques</i>	147
2.1.4.1 <i>Les vestiges en position "anormale"</i>	147
2.1.4.2 <i>Les vestiges en position conforme aux fourchettes bathymétriques et à la paléobathymétrie</i>	149
Conclusion § 2.1	150
2.2 Les variations latérales du trait de côte	150
2.2.1 <i>Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos.</i>	150
2.2.1.1. <i>Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des concrétions coralligènes</i>	151
2.2.1.2. <i>Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des données archéologiques</i>	153
2.2.1.3. <i>Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des corps sédimentaires détritiques</i>	155
Conclusion § 2.2.1.	159
2.2.2 <i>Les variations latérales du trait de côte sur le Grand plan du Bourg</i>	161
2.2.2.1 <i>Les variations latérales du trait de côte sur le Grand plan du Bourg à partir des tourbes</i>	161
2.2.2.2 <i>Les variations latérales du trait de côte sur le Grand plan du Bourg à partir des sédiments terrigènes</i>	163
Conclusion § 2.2	167

CONCLUSION PARTIE I.....	167
PARTIE III. COMPARAISON ET INTERPRETATION DE LA MOBILITE DU TRAIT DE COTE	
CHAPITRE I. LA MONTEE DU NIVEAU MARIN RELATIF, DISCUSSION : LA PART DES FACTEURS GLOBAUX ET LOCAUX	169
1.1 Les courbes de référence en Méditerranée occidentale.....	169
1.1.1. Les courbes de référence depuis le dernier maximum glaciaire	169
1.1.2. Les courbes de la variation du niveau mari relatif depuis 6000 ans BP.....	172
1.1.3. Les courbes de la variation du niveau marin relatif à partir des données archéologiques depuis 2500 BP environ	174
Conclusion § 1.1	178
1.2. Le rôle des mouvements du sol sur la montée du niveau marin relatif à Fos, discussion ...	178
1.2.1 Le ralentissement entre 4085 et 3520 BP (2900 et 1700 av. J.C.)	179
1.2.2 La montée rapide du niveau marin relatif entre 2300 et 1200 BP (500 av. et 1000 ap. J.C.)	182
.....	182
Conclusion Chapitre I	194
:	
CHAPITRE II LES DEPLACEMENTS LATERAUX DU TRAIT DE COTE.....	195
2.1. Sédimentation et morphogenèse de la plaine deltaïque centre et ouest	195
2.1.1. Rappel des données connue	195
2.1.2. Le Rhône de Saint-Ferréol : un delta "pointu" récent	196
2.2. Les rythmes de la mobilité du trait de côte à l'est du delta du Rhône	198
2.2.1 Les premiers cordons littoraux entre 6600 ans BP et 5500 BP	198
2.2.2 La progradation littorale enregistrée par les tourbes entre 4800 BP et 3700 BP	199
2.2.3 .La progradation et la stabilisation du littoral entre 500 av. J.C. et 300 ap. J.C.	199
2.2.4. L'achèvement du colmatage post-antique	201
Conclusion Chapitre II	201
Conclusion Partie III	203
CONCLUSION GENERALE.....	204
BIBLIOGRAPHIE.....	207
Liste des figures.....	222
Liste de photographies.....	224
Liste des tableaux.....	225
Annexes	226

INTRODUCTION GENERALE

Le point de départ de la recherche

Cette recherche trouve d'abord son origine dans une question d'ordre archéologique, formulée depuis longtemps (Desjardins, 1866 ; Reclus, *non daté* ; Constans, 1921 ; Benoit, 1952), mais exposée de façon pressante aux géomorphologues depuis le Colloque CNRS tenu à Aix-en-Provence en 1987 (Liou, 1987 ; Paskoff & Troussset, 1987) à propos du site de Fos sur mer. Les photographies aériennes de Monguillan (1977) révèlent un grand nombre de structures antiques submergées dans le golfe de Fos, qui posent le problème d'une importante montée du niveau marin relatif et celui du recul du trait de côte. L'élévation du niveau marin relatif était évaluée jusqu'à la reprise de cette question à environ 4m depuis le début de notre ère. Cette valeur très importante a souvent justifié l'existence d'une forte subsidence deltaïque (Russel, 1942, Denizot, 1959, L'Homer *et al*, 1981, L'Homer 1996).

Fos est considéré par les historiens (Grenier, 1934) comme l'avant-port d'Arles ; son importance serait comparable à celui d'Ostie. On sait en outre que le site fut relié à Arles en 102 av. J.C. par un canal artificiel, creusé sur l'initiative de Marius. C'est ce canal (*fossae marianae*), qui a donné leur nom au village et au golfe de Fos. C'est dire l'importance historique de ce secteur, où, pourtant, à ce jour, ni le canal ni le port n'ont été retrouvés par les prospections archéologiques.

Sur l'initiative de B. Liou, et du DRASM des fouilles débutèrent au cours des années 1980, puis de J.-M. Gassend en 1990, 1993. Les moyens techniques alors employés (équipe de plongeurs, appui logistique du navire Archéonaute) permirent enfin d'acquérir des données archéologiques fiables qui contrastent avec les nombreux ramassages de surface du matériel. D'autres travaux archéologiques liés aux fouilles de sauvetage en raison de l'aménagement du port de plaisance de Fos furent aussi entrepris à ces époques (Jézégou, 1983 ; Doyis, 1992). Les premières collaborations avec les géomorphologues, sous la direction de M. Provansal, ont permis de coupler les observations archéologiques avec des séries de carottages qui donnèrent lieu à une publication (Provansal, 1991) et à un mémoire de maîtrise (Haag, 1992). En 1994, M. Provansal m'a proposé de reprendre complètement la question et de la resituer dans le cadre du fonctionnement holocène de la marge orientale du delta du Rhône. Une part importante du travail a consisté à reprendre les données archéologiques disséminées pour le site de Fos/Saint-Gervais.

Le programme de recherche "Delta du Rhône" dirigé par Michel Pasqualini sur l'initiative du Service Régional de l'Archéologie de Provence Alpes Côte d'Azur était une opportunité pour soulever à nouveau ces questions et les placer dans le contexte de l'ensemble du delta du Rhône.

C'est l'objet de ce travail.

De ce point de vue, il se situe dans le droit fil des très nombreuses recherches paléo-environnementales réalisées depuis plusieurs décennies sur les sites archéologiques littoraux. Leur démarche et leurs méthodes sont pour nous, une référence constante : nous nous référerons aux précurseurs que furent Flemming (1973) Flemming *et al.* (1992), Pirazzoli (1976). Plus près de

nous dans l'espace, les travaux de Morhange (1994) et Provansal (1998) sur les ports de Marseille et Berre ont donné lieu à une démarche comparative précise (Morhange *et al.*, 1998).

La collaboration scientifique

De nombreux laboratoires et de nombreux chercheurs ont participé scientifiquement ou techniquement à la réalisation de ce travail, qu'ils en soient tous ici cordialement remerciés. Je remercie en particulier Michel Bourcier de la station marine d'Endoume qui a permis l'identification des malacofaunes marines, Jacques Evin et Christine Oberlin du centre datation par le radiocarbone de Lyon (Université de Lyon) pour l'établissement de la chronologie et Jacques Louis de Beaulieu pour l'étude pollinique du sondage du Marais de Fos. D'autre part, à l'occasion de courts séjours dans les laboratoires de géologie du quaternaire de Bordeaux au près de Pierre Carbonel, au Centre de Recherche Archéologique de Sophia-Antipolis (Laboratoire de géologie) auprès de Michel Dubar et au laboratoire de Sédimentologie Marine de Perpignan, j'ai pu acquérir respectivement les rudiments dans l'identification des ostracodes laguno-marins, des minéraux lourds et des méthodes radiométriques et gamma-densimétriques, qu'ils soient tous remerciés de leur accueil.

Enfin, c'est en collaboration étroite que nous avons travaillé archéologues, et géomorphologues pour parvenir aux résultats et hypothèses qui vont suivre. En particulier Michel Pasqualini et Corinne Landuré (Service Régional d'Archéologie) et Luc Long et Albert Illouze (DRASM) ont collaboré de façon active à ce travail.

La marge orientale du delta du Rhône

Le site de Fos se situe sur la marge orientale du delta du Rhône (fig.1). Ce delta a fait l'objet de recherches nombreuses depuis une cinquantaine d'années tant sur la plaine émergée que sur le plateau et la plate-forme continentale.

Les équipes du Laboratoire de biologie et sédimentologie marines de Perpignan (Monaco, Aloisi, Tesson, Gensous, Got) et de l'Ifremer-Brest (Berné) ont dressé, par le biais de la sismique réflexion, un état précis des corps sédimentaires submergés, analysés en terme de stratigraphie séquentielle. Il leur permet d'esquisser une courbe de la montée holocène du niveau marin (Aloisi, 1978), qui reste néanmoins encore sommaire. Ces auteurs considèrent que le mouvement transgressif est achevé pour l'essentiel vers 6000 BP, au-delà duquel s'amorce la phase offlap de progradation deltaïque. Mon travail se situe précisément dans ces derniers millénaires, c'est-à-dire au sein du prisme de haut niveau transgressif. La transgression marine, ralentie, se combine aux apports terrigènes : leurs rapports conditionnent les rythmes de la progradation ou de la rétrogradation des prismes sédimentaires littoraux. Un de mes problèmes sera de faire la part du rôle de l'eustatisme, de la variabilité des flux rhodaniens et des mouvements du sol (visco-élastique, tectonique/subsidence) évoqués dans l'organisation des prismes de bas niveau.

La plaine deltaïque a fait l'objet de publications importantes au cours des années 1950-60 (Kruit & Van Andel, 1955 ; Duboul-Razavet, 1956), puis dans les années 1970-80 grâce à L'Homer (L'Homer in Colomb *et al.*, 1975 ; L'Homer *et al.*, 1981, Cartes géologiques BRGM au 1/50.000 Les Saintes Maries, 1975, Arles, 1987 Le Grau du Roi, 1993). Plus récemment, Arnaud-Fassetta (1998) et le Programme de Recherches Archéologiques Delta du Rhône ont complété les données sur la partie centrale du delta. Ils ont bénéficié comme moi-même de l'aide de la CEE, par le biais des

programmes Recherches et Développement *Impact* (Impact of sea level rise on the european coastline) et *Meddelt* (Mediterranean deltas).

Mais tous ces travaux ont traité très sommairement la marge orientale de la plaine : son organisation morphologique peu évidente, nécessitant l'appel systématique aux carottages a certainement été un frein. Pourtant L'Homer *et al.* (1981) évoquent l'importance de ce secteur, réputé subsident, dans le glissement progressif du bras principal du fleuve vers l'est. Nous avons donc démarré notre travail sur un secteur encore peu précisément étudié. Notre démarche sera symétrique à celle qui a prévalu au centre et surtout à l'ouest du delta : reconnaissance et datation des corps sédimentaires correspondant aux différents environnements littoraux (cordons, lagunes, plages,...).

La montée holocène du niveau marin relatif

C'est évidemment un sujet déjà abondamment traité... et mon travail a pu bénéficier de l'avancement important des recherches sur ce sujet. Deux remarques s'imposent néanmoins :

-les courbes récentes à enregistrement long et continu concernent souvent la variation mondiale océanique (Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1993 ; Montaggioni *et al.* 1997) et reposent sur l'utilisation de bio-marqueurs particuliers aux zones chaudes : les coraux. Nos marqueurs, très différents, nous amènent à comparer d'un point de vue méthodologique nos résultats avec ceux qui ont été obtenus dans les plaines littorales, deltas ou estuaires : travaux de J.D. Stanley dans le delta du Nil (1995), I. Shennan *et al.*, (1995) sur les côtes anglaises, C. Baeteman (1993) sur les côtes belges ou de l'ensemble de la mer du nord (Streif *et al.*, 1995). La plupart de ces courbes présentent une résolution chronologique plus précise sur la fin du Tardiglaciaire et la première moitié de l'Holocène, mais peu de points pour la période qui nous concerne.

-Dans de nombreux cas, les déformations du sol, locales ou régionales, rendent difficile l'exportation des données (Pirazzoli, 1991). La bibliographie très abondante en Méditerranée orientale, encore enrichie par le Colloque ICGP-367 à Athènes en septembre 1998 (*Rapid coastal changes in the Late Quaternary*) nous fournit plus une base méthodologique que des données de comparaison. Nous avons donc privilégié la comparaison de nos résultats avec ceux des secteurs proches de la Méditerranée occidentale, où nous disposons de quelques courbes longues mais relativement imprécises (Aloisi, 1978 ; Alessio, 1994 ; Dubar et Anthony, 1995) et de courbes très précises mais tronquées vers le bas (Laborel *et al.*, 1996).

La mobilité du trait de côte

La position d'un littoral meuble est fonction du jeu complexe de l'action de la mer et des apports sédimentaires (Galloway & Hobday, 1983). De l'action concomitante de l'élévation du niveau marin relatif et des apports sédimentaires dépend donc la position du littoral. Parmi les nombreux travaux sur le détritisme rhodanien, les plus récents depuis la moyenne vallée du Rhône (Bravard *et al.*, 1990 ; Bravard *et al.*, 1995 ; Salvador, 1991) jusqu'à la plaine deltaïque (Arnaud-Fassetta, 1998) permettent d'appréhender l'évolution du détritisme à l'échelle du bassin versant. Localement, à l'échelle du delta les apports sédimentaires dépendent surtout de la position des chenaux et de leurs exutoires. Les travaux de L'Homer *et al.*, (1981) et de Arnaud-Fassetta, (1998) esquissent la chronologie des bras fossiles rhodaniens et leur budget hydro-sédimentaire depuis environ 6000 ans. Ce sont à ces derniers travaux les plus proches du littoral que nous nous référons le plus souvent, compte tenu du jeu complexe des transports en relais de la charge sédimentaire le long du fleuve retardant les apports au littoral.

La méthode de recherche

Nous étudions un littoral bas et meuble, particulièrement mobile. La recherche des niveaux marins fossiles se heurte à la fugacité des formes et des dépôts, et avant tout à l'absence d'un marqueur incontestable du zéro marin. Nos fourchettes d'incertitudes sont donc plus grandes que sur les substrats durs, où les bio-indicateurs sont d'une aide précieuse.

Nous nous sommes inspirés des travaux existants sur les estuaires et les côtes basses à tourbières, développés sur l'Atlantique et la mer du Nord, qui croisent indicateurs sédimentaires et biologiques dans une approche globale des paléo-environnements.

Notre approche sera donc géomorphologique et régionale. **Géomorphologique** par sa prise en compte des différents indicateurs des paléoenvironnements littoraux, les formes et les sédiments en premier lieu, associés à la faune marine et la palynologie. Mais notre formation de géographe nous a aussi permis une collaboration constante avec archéologues et historiens, qui nous ont fourni des marqueurs indispensables. **Régionale**, parce que nous avons étudié la mobilité des paysages littoraux, verticale et latérale. La montée du niveau marin relatif est associée au déplacement latéral du trait de côte. Leur compréhension passe par la prise en compte des mouvements du sol, de la périodisation du détritisme rhodanien, du déplacement de ses embouchures.

Nous rappelons donc brièvement quels sont les objectifs de ce travail :

1^{er} objectif : établir une courbe de la variation du niveau relatif marin au cours de l'Holocène récent sur la marge orientale du delta du Rhône. Cette courbe prolongera vers le haut les courbes obtenues pour le tardiglaciaire et le début de l'Holocène. Elle devra aussi être comparée aux courbes déjà obtenues sur substrat rocheux à partir des sites archéologiques de la région ou des bioconstructions (fig.1) beaucoup plus précises (Laborel *et al.*, 1993).

2^{ème} objectif : évaluer la mobilité latérale du trait de côte et la part du bilan détritique dans ces mouvements de translation. Cet objectif se situe dans le prolongement des résultats acquis sur le détritisme holocène provençal.

3^{ème} objectif : prendre en compte l'évolution paléogéographique des sites archéologiques fortement liés aux dynamiques naturelles, dans les problématiques archéologiques. Fos constituera à ce titre un point essentiel de notre travail.

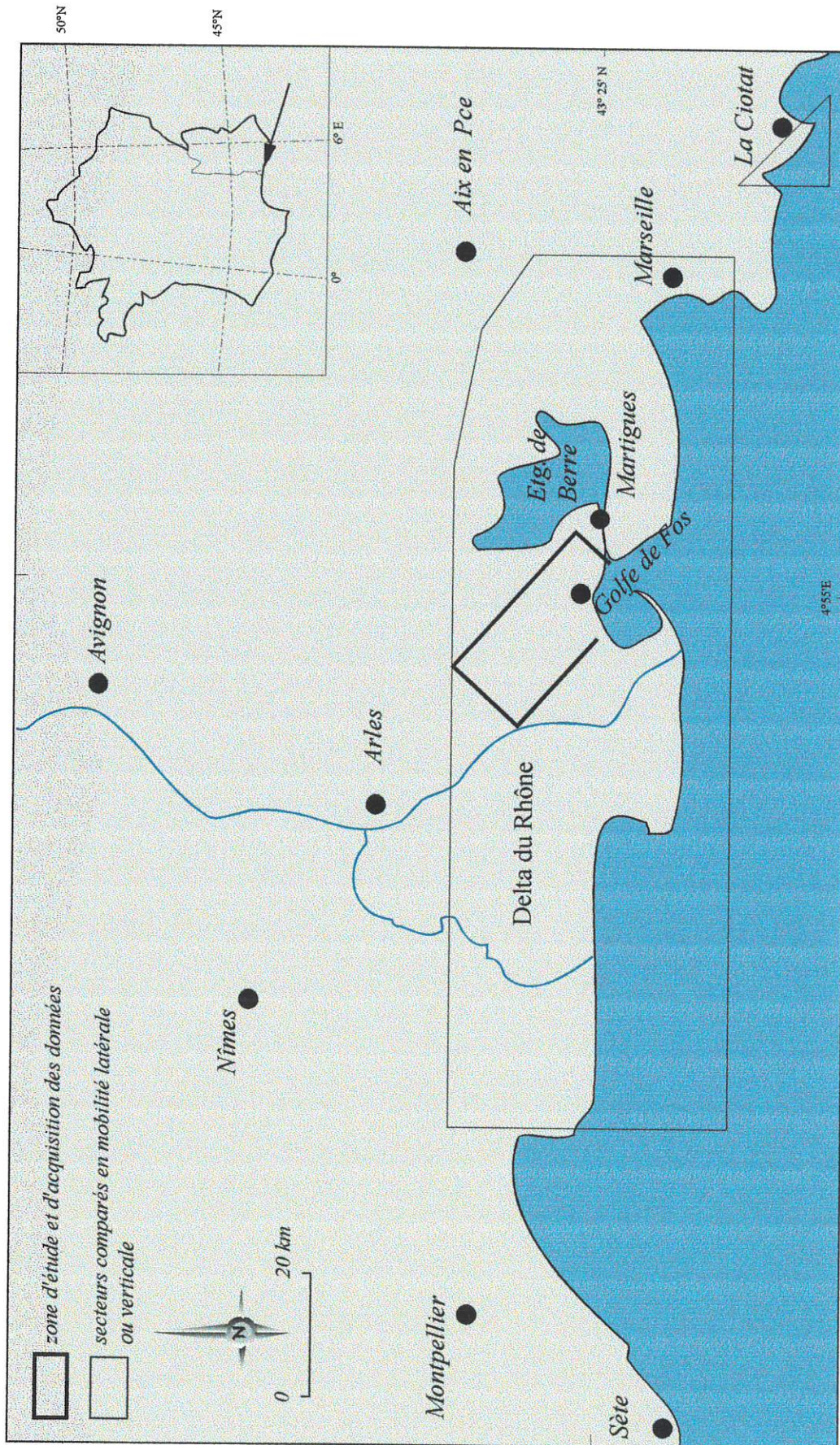


fig. 1 Localisation de la zone d'étude et des secteurs proches comparés

Le plan adopté passe donc d'abord au cours d'une première partie par une **présentation méthodologique des indicateurs** utilisés, archéologiques (I.1) biologiques (I.2) et sédimentologiques (I.1). Les indicateurs font l'objet d'une présentation approfondie, faisant la part des résultats que nous avons acquis en prospection ou discussions avec nos collègues archéologues et historiens. Les datations radiocarbone enfin seront discutées en termes de corrections/calibrations (I.4).

Une seconde partie présente les **résultats** : organisation et âges des principaux corps sédimentaires (II.1), interprétation en termes de variation verticale du niveau marin relatif et de déplacement du trait de côte (II.2).

La troisième partie discute ces résultats, en particulier le rôle d'éventuels mouvements du sol (III.1) et les replace dans l'histoire du delta du Rhône et des rythmes du détritisme rhodanien (III.2).

**PARTIE I – LES INDICATEURS DU
NIVEAU MARIN RELATIF ET DE LA
POSITION DU RIVAGE**

PARTIE I. LES INDICATEURS DU NIVEAU MARIN RELATIF ET LA POSITION DU RIVAGE

Introduction :

Le rappel de quelques éléments sur l'histoire de la recherche sur les variations du niveau marin permet de comprendre l'actuel principe d'indépendance géographique des observations sur le niveau marin relatif. La recherche d'une courbe de référence mondiale déterminée par le facteur climato-eustatique a mobilisé la communauté scientifique il y a environ trente ans. Mais la différence des zones géographiques, des milieux et de la nature des indicateurs et de leur précision a conduit à une hétérogénéité des résultats. Des écarts notables entre les courbes établies ont créé une polémique sur l'existence de niveaux marins supérieurs à l'actuel qui donnaient à la courbe de montée du niveau marin une forme oscillatoire (Fairbridge, 1961) alors que d'autres (Shepard, 1963 et Jelgersma, 1966) étaient partisans d'une montée linéaire sans niveaux supérieurs à l'actuel. La complexité d'évaluation de l'eustatisme liée aux nombreux facteurs le régissant sera alors évoquée pour expliquer les disparités entre les courbes (Jelgersma, 1966), ces facteurs et les différentes variables qui les composent furent complétés par Mörner (1987) dont voici l'inventaire (Tab. 1) :

Tab.1 Les différentes variables eustatiques

Eustasie	Changements verticaux et horizontaux du géoïde	Volume du bassin océanique	Eustasie tectonique	Variation du volume terrestre	
				tectonique	Orogénie
					Croissance des rides océaniques
					Tectoniques des plaques
					Subsidence
					Autres mouvements terrestres
				Remplissage sédimentaire	
				isostasie	Isostasie locale
					Hydro-isostasie
					Ajustement du chargement interne
	Volume de l'eau océanique	Glacio-eustasie			
		Eau inter sédimentaire, lacs, nuages, évaporation, eaux juvéniles			
	Masse/ niveau de l'océan	Eustasie géoïdale	Vagues gravitationnelles		
			Inclinaison de la terre		
			Taux de rotation de la terre		
Déformation du relief du géoïde					
Changements dynamiques du niveau marin	Météorologique				
	Hydrologique				
	Océanographique				

Aujourd'hui la notion de variation relative du niveau marin prévaut face aux difficultés pour tracer une courbe du changement global du niveau marin océanique (Mörner, 1987 ; Stanley, 1995) voire son impossibilité car il existe une spécificité de chaque site ou région du monde face aux nombreux et différents facteurs de l'eustatisme (Pirazzoli, 1991). Le rôle de la composante tectonique s'accroît à partir de 6 500 BP (Jelgersma, 1994) et à partir au moins de la période historique pour la Méditerranée (Pirazzoli, 1979), à moins qu'il ne s'agisse d'un effet d'échelle dû à un ralentissement de la montée du niveau marin et une multiplication des niveaux recensés. A partir de 6 500 BP l'essentiel de la montée d'origine climato-eustatique étant effectué, la part des autres facteurs dans la variation verticale du niveau marin relatif pour les quelques mètres restants (entre 5m et 10m suivant les auteurs et les différentes régions du monde) devient alors plus importante. Les marqueurs altimétriques et chronologiques, basés sur la datation radiocarbone et l'archéologie, deviennent aussi plus performants. Ils permettraient donc de percevoir des modifications plus nombreuses et plus ténues qui complexifieraient la courbe de modification du niveau relatif marin. P. Pirazzoli (1991) a montré la grande variabilité des niveaux sur la planète. De plus, la non-homogénéité du corpus de données, avec une sousreprésentation de l'hémisphère sud, ne permet pas de privilégier la submersion ou l'émersion au cours de l'Holocène. Une estimation directe des variations eustatiques à partir du corpus des données est donc impossible (Pirazzoli, 1991).

Une rigueur dans la méthodologie de la mesure est donc indispensable aussi bien pour la composante chronologique que pour la composante verticale ou latérale.

S'il s'agit d'une chronologie radiocarbone, outre la moins bonne résolution qu'une chronologie basée sur les données archéologiques, nous devons effectuer une critique systématique de l'origine de l'échantillon et de la représentativité de la période datée.

La chronologie radiocarbone est la base de la plupart des recherches. Il faut cependant souligner qu'elle offre une résolution moins bonne que la chronologie basée sur les données archéologiques, dont l'archéologue peut en outre déterminer si elles ont conservé leur position d'origine. En revanche, sur les côtes sédimentaires, le géomorphologue doit faire une critique systématique de l'origine de l'échantillon (risques de remaniements) et de sa représentativité chronologique. Les objets datés sont soit morphologiques (laisse de mer), soit des faunes, soit des tourbes. L'utilisation des faunes fossiles distribuées selon l'étagement biologique des milieux marins permet en partie de pallier l'incertitude des marqueurs sédimentaires, variables en fonction des modifications des niveaux d'énergie au cours du temps (Kidson, 1981), sans pour autant éliminer le risque de remaniement des faunes après leur décès.

Les tourbes littorales réputées pour être de bons marqueurs, sont sujettes à caution (Pirazzoli, 1976), pour trois raisons : premièrement, le niveau indiqué par le dépôt sera différent selon la nature salée ou dulçaquicole de la tourbe, dans le premier cas il indique un schorre ou une

sansouïre située entre le niveau de mi-marée et celui de haute mer de grande vive eau ; dans le second il indique un niveau supérieur au niveau marin contemporain. Deuxièmement, en fonction de la perméabilité du sol, du marnage, du volume d'écoulement phréatique, la hauteur de la nappe donnant naissance au dépôt tourbeux varie selon la pénétration du coin salé. Enfin, la compaction très importante de ce matériau et sa vitesse de croissance relativement lente induisent lors du prélèvement pour une datation ^{14}C , selon le procédé classique de comptage de la radioactivité, une incertitude sur l'intégrité isochronique de l'échantillon.

La méthodologie est basée sur le croisement des données. Les aménagements anthropiques littoraux, la végétation, les organismes marins et les phénomènes sédimentaires connaissent tous un étagement sur un plan vertical et de part et d'autre du trait de côte. Au niveau de la plage l'échelle est métrique ou décamétrique. Au niveau de l'ensemble de la plaine littorale l'échelle est kilométrique sur le plan horizontal. Comparés à des référentiels établis à partir d'observations sur les littoraux actuels, les données archéologiques, sédimentologiques et biologiques deviennent des indicateurs du niveau marin et de ses variations.

Au niveau de la plage les données sont étagées, en archéologie selon des principes énoncés par Blackman (1973) Pirazzoli (1976, 1996) et Flemming (1980, 1992), en biologie marine en référence à l'étagement bionomique de Pérès et Picard (1964) et en sédimentologie marine selon une zonation des unités morpho-sédimentaires le long d'un profil de plage (Shepard & Young, 1961 ; Reineck & Singh, 1973) ou sur la plaine deltaïque. Enfin il existe une zonation latérale des domaines phytosociologiques qui a été particulièrement étudiée en Camargue (Molinier *et al*, 1964 ; Molinier & Devaux, 1978) et qui permettra, par comparaison aux données palynologiques, une interprétation évolutive des milieux. Ces indicateurs présentent une inégale efficacité entre eux et selon les milieux, mais sur les littoraux meubles le croisement permet, nous le verrons, dans le meilleur des cas, une évaluation du niveau marin de l'ordre du mètre ou du décimètre.

L'occupation du domaine émergé ou semi-émergé est variable selon la volonté ou la nécessité d'occuper un espace où le risque de submersion est important. Au niveau de l'interface entre le milieu émergé et le milieu immergé, les ouvrages portuaires ou de protection du littoral permettent d'appréhender plus efficacement la position du trait de côte que l'altimétrie du niveau marin. Quant au domaine immergé, sa limite supérieure est difficile à percevoir sauf dans quelques cas spécifiques liés aux échouements des navires. Les côtes meubles, et en particulier le delta du Rhône, sont favorables aux conditions d'échouement puis à la conservation des épaves. Cette approche nouvelle de l'épave en archéologie sous-marine est développée à partir des travaux initiateurs de L. Long et A. Illouze (Illouze.1988 ; Long, 1997).

Les indicateurs biologiques surpassent en milieu rocheux la plupart des autres indicateurs (Laborel, 1979a ; 1979b ; Laborel *et al*, 1993 ; Laborel & Laborel-Deguen, 1994 ; Morhange, 1994) mais leur pertinence est réduite en milieu meuble pour trois raisons : la diminution des exigences écologiques des biocénoses des milieux meubles qui occupent des domaines plus vastes aux limites plus floues, la fragilité des faunes infralittorale (rares fossiles), les risques de remaniements, les faunes non fixées étant soumises au transport après leur mort. La notion d'assemblages d'espèces et l'établissement de faciès type permet cependant une approche qualitative des milieux et de l'étagement. Comme ont été établies les notions de bionomies benthiques sur les organismes vivants par Pères et Picard (1964), il est possible, à partir de la paléothanatocoenose, de qualifier le milieu, sachant que le spectre des paléothanatocénoses est variable en fonction des conditions de conservation des espèces. Ceci constitue le travail habituel des paléonaturalistes. La succession stratigraphique des assemblages faunistiques peut aider à déterminer la variation verticale et latérale du plan d'eau en la confrontant avec les autres indicateurs paléo-environnementaux .

Les indicateurs géomorphologiques et sédimentaires sont souvent les moins précis en termes paléobathymétriques. On parlera ici de zones morfo-sédimentaires en fonction de la succession des formes et des processus de mise en place sur un profil de plage théorique depuis la plage sous-marine à l'aval, à l'arrière dune à l'amont. La morphologie est souvent difficile à percevoir à partir des seuls carottages. Il est donc aussi indispensable d'utiliser les analyses sédimentologiques : granularité, minéralogie et microstructures afin de reconstituer .

Ces trois indicateurs utilisent des terminologies différentes qu'il convient de définir.

L'archéologie distingue les milieux émergés (lieu d'habitat, de stockages...) des milieux immergés (zone à chenaux, bassins portuaires, épaves) séparés par une bande étroite constituant le trait de côte et concentrant les ouvrages maritimes. Lorsqu'il s'agit d'un quai, cette bande se résume à un trait, s'il s'agit de digues, pontons, et rampes de halage, la largeur de la bande est de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

Les indicateurs biologiques définissent un étagement bionomique des faunes en fonction de la profondeur, lié surtout aux conditions de luminosité, d'humidification et d'agitation du milieu. L'étage bionomique est l'espace vertical «où les conditions écologiques, fonction de la situation par rapport au niveau de la mer, sont sensiblement constantes ou varient régulièrement entre les deux niveaux critiques marquant les limites de l'étage» (Pères et Picard, 1964). L'étage infralittoral est l'étage recouvert en permanence par la mer, la limite inférieure de colonisation des algues photophyles et des phanérogames marines constitue le bas de cet étage ; l'étage médiolittoral, correspondant au niveau successivement couvert puis découvert par la marée, est d'extension réduite en Méditerranée ; l'étage supralittoral n'est quant à lui théoriquement jamais recouvert par la mer, sauf de manière exceptionnelle pour la base de l'étage. Au de là s'étend l'étage adlittoral qui est en dehors des influences directes du niveau de la mer.

La géomorphologie littorale utilise une terminologie basée sur les différents niveaux atteints par la mer en fonction des marées et tempêtes qui conditionnent les formes et la nature des sédiments. Il en résulte une disparité terminologique en fonction des caractéristiques de la marée et du niveau d'énergie de la mer variable selon les zones (Tab. 2). Mais la proximité et la puissance des sources sédimentaires, le caractère ouvert ou abrité des différentes plages modifient l'extension des zones morphodynamiques.

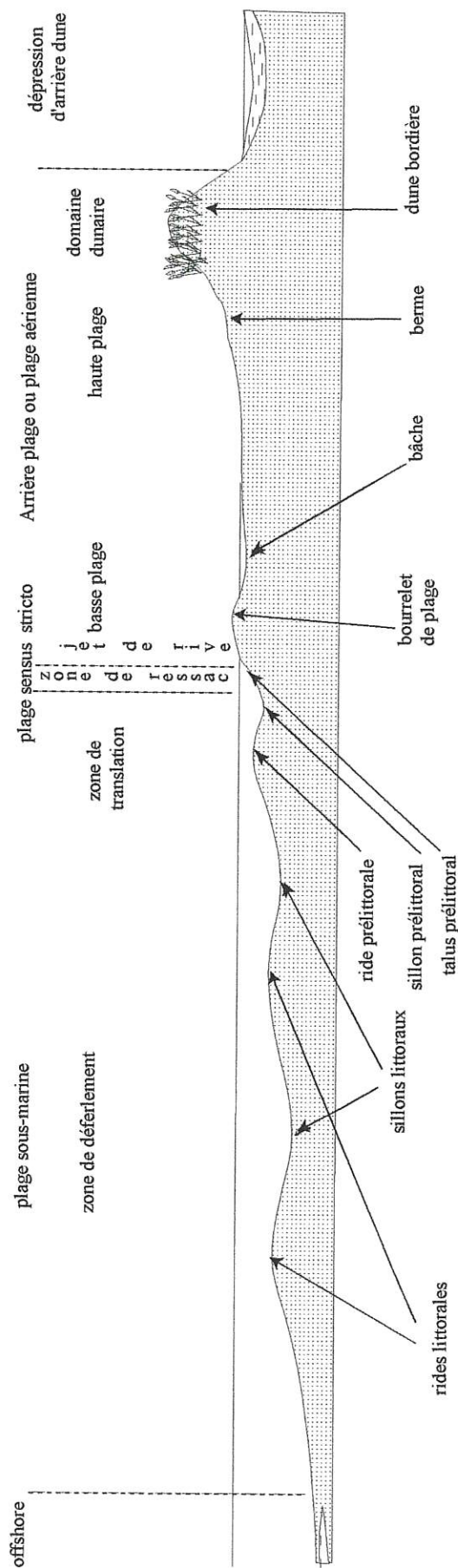
Nous utiliserons la terminologie la plus fréquemment employée par les études antérieures des plages du delta du Rhône et des côtes de Provence (Degiovanni, 1973 ; Clairefond, 1977 ; Suanez, 1997). Depuis le large vers la côte, on distingue (fig.1) : la plage sous-marine toujours couverte par la mer, l'estran correspondant à la zone de marnage et de jet de rive courant, cette zone est étroite en Méditerranée, généralement réduite à 30 cm d'écart vertical dans notre région et limitée dans sa partie supérieure par un bourrelet d'accumulation. La plage aérienne qui est la zone généralement émergée sauf lors des fortes tempêtes. Enfin une dune bordière marque la limite entre les influences marines directes et la dépression d'arrière dune parfois occupée par une lagune temporaire ou permanente.

Au niveau de la plaine littorale, la zonation latérale des domaines sédimentaires dépend de processus à une échelle beaucoup plus vaste. Les dépôts étudiés par carottages qu'ils soient marins ou terrestres appartiennent au comblement progradant de la plaine deltaïque, ils correspondent au large au prisme sommital des hauts niveaux de la stratigraphie séquentielle. Les dépôts des plaines deltaïques ou littorales s'organisent en trois domaines (fig. 2) aux limites non-marquées depuis la mer vers le continent (Jelgersma, 1966 ; Baeteman & De Gans, 1993) : un domaine marin qui s'étend du prodelta aux cordons littoraux, où seulement sont présents des sédiments clastiques marins ou laguno-marins ; au centre de la plaine, un domaine intermédiaire où les dépôts marins ou lagunaires sablo-vaseux alternent avec des intercalations de tourbes ; enfin, les dépôts à dominance tourbeuse, parfois couverts par des sédiments laguno-marins ou fluviatiles, s'appuient sur les dépôts

Tab 2 Terminologie utilisée sur les estrans macro-tidaux et micro-tidaux

Estrans macrotidaux							Estrans microtidaux		
Marégraphie et formes	Guilcher 1954	King 1959-1972	Ottman 1965	Ingle 1966	Pinot 1992	Reineck & Singh 1973	Degiovanni 1973	Clairefond 1977	Niveaux mer et formes
THM tempêtes banquette	Cordon littoraux	Backshore	Haute plage	Backshore	Arrière plage	Backshore	Arrière plage	Haute plage	Mer haute de gros temps
HM maxi.		Foreshore	Terrasse de basse mer	Swash zone	Estran	Foreshore		Estran	
HM moyenne	Estran						Foreshore		Surf zone
bâche		Bas de plage	Micro-falaise	transition zone	Surf zone	Upper shoreface		Zone de déferlement	
BM moyenne	Estran	Foreshore	Estran	Surf zone	Estran	Shoreface	Plage s.s.	Zone de déferlement	Première ride littorale
Barre d'estran									
Plus basses mers	Estran	Foreshore	Estran	Surf zone	Estran	Shoreface	Plage s.s.	Zone de déferlement	Première ride littorale
Barre d'avant côte									
Limite inf. d'action des vagues	Avant côte	offshore	Plage sous-marine	Breaker zone	Avant plage	offshore	Zone de déferlement	offshore	

Fig. 2 Zonation morphologique sur les estrans sableux du delta du Rhône



pléistocènes qui forment le substrat de la plupart des deltas. Sous l'ensemble des trois domaines s'étend une couche tourbeuse plus ou moins continue qui marque des stationnements du niveau marin relatif ou une diminution de la vitesse d'élévation (Jelgersma 1966, Baetman & De Gans, 1993 ; Stanley, 1993 ; 1994 ; 1995). Cette couche observée dans de nombreux deltas du monde et plaines littorales constitue un repère chronostratigraphique déterminant. Cette organisation du paysage en rive gauche du Rhône confirmée par les sondages réalisés au cours de mes travaux, m'ont permis de déterminer une stratégie de carottage visant à suivre cette couche mise en place au fur et à mesure de la montée du niveau marin relatif. La limite chronologique théorique inférieure de cette méthode se situe au début de la période de ralentissement de la montée du niveau marin qui est nécessaire pour la mise en place d'une couche tourbeuse reposant sur le cailloutis pléistocène mais des travaux récents ont mis en évidence des dépôts tourbeux pour le début de l'Holocène à la base d'une plaine littorale (Denys & Baetman, 1995). Ces similitudes stratigraphiques entre les différents deltas et plaines littorales permettent dans les zones stables ou à subsidence lente, de comparer la date de ralentissement de la montée du niveau marin holocène (Stanley, 1993 ; 1995).

Il convient donc maintenant d'évoquer chacun de ces indicateurs et d'en discuter leurs intérêts.

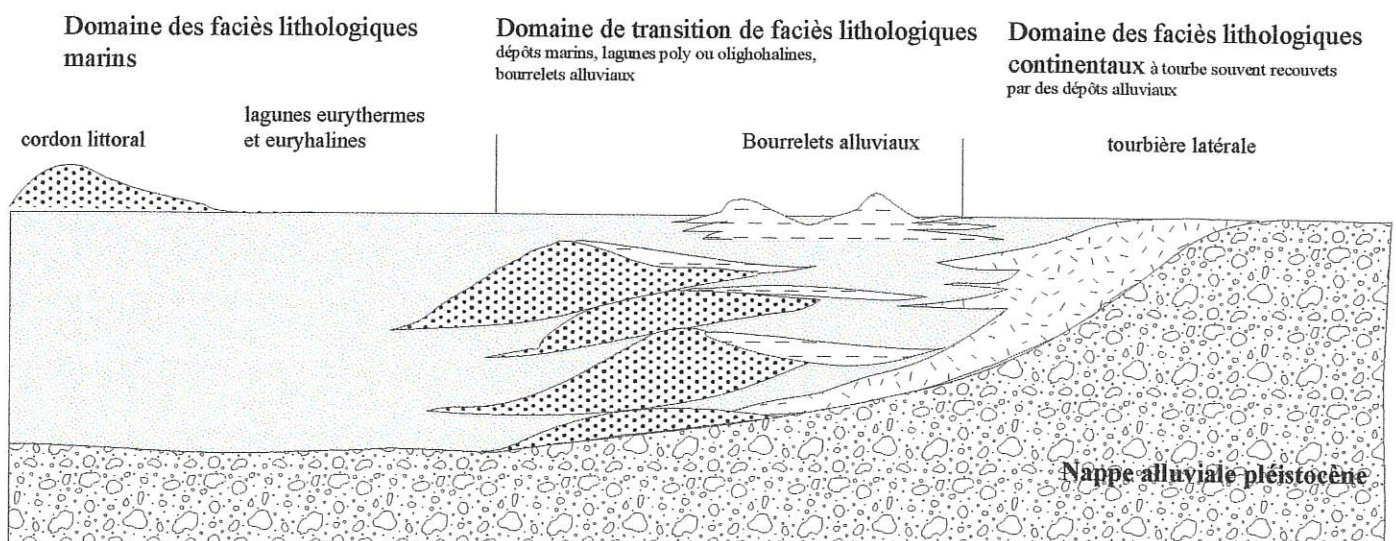


fig. 3 Zonation des domaines lithologiques et des milieux naturels sur les plaines littorales

Chapitre I Les indicateurs archéologiques

1.1. Introduction, remarques méthodologiques

La Méditerranée est un terrain propice à l'utilisation des marqueurs archéologiques pour l'étude des variations du niveau marin relatif. Ils sont utilisés depuis longtemps afin de démontrer soit la variation propre du plan d'eau (Blackman, 1973 ; Pirazzoli 1976 ; 1979 ; Flemming, 1980), soit des mouvements du sol (Flemming & Webb, 1986 ; Flemming 1992). La Méditerranée orientale est riche en sites ayant subi des variations des niveaux marins d'origine tectonique (Flemming & Webb, 1986). Sur les côtes du bassin occidental, et de la Provence en particulier, les synthèses élaborées à partir de vestiges archéologiques (Pirazzoli, 1976, Delano-Smith 1979, Flemming, 1986) démontrent une faible mobilité tectonique depuis l'Antiquité. A Marseille, l'élévation du niveau marin relatif depuis la fin du Ier s. est comprise entre 0,3 m et 0,6 m (Pirazzoli, 1973 ; Pirazzoli, 1976). Morhange (1994) parvient à des résultats très proches, à partir d'une lecture combinant marqueurs archéologiques et biologiques fixés sur les structures : 1 m d'élévation entre le Ve. s. av. et le IIIème s. ap. J.C, dont 0,55 m entre le Ier. s. av. et le Ier s. ap. J.C.

Les sites de la marge orientale du delta du Rhône, de Fos aux Laurons, nous ont permis une approche du même type.

La qualité de l'information sur la position du niveau marin moyen à partir des structures archéologiques, dépend de la conservation des vestiges, de leur détermination fonctionnelle, de leur datation et de leur nombre.

La détermination précise de la fonction des structures (hangar, habitat, vivier, digue, quai...) par les archéologues reste parfois sujette à interprétations contradictoires ; dans bien des cas, il faut se contenter d'une description non interprétée de l'objet archéologique (parement, alignement de pierres ou de pieux). Néanmoins, un nombre important de structures isochrones permet une meilleure perception de la disposition et de la topographie du site : le niveau marin et le trait de côte se situent obligatoirement entre les structures reconnues comme immergées et les structures reconnues comme émergées pour une même période. Selon Flemming, (1980) et Flemming & Webb (1986), dans le meilleur des cas, le croisement des indicateurs permet une précision de l'ordre du décimètre.

On distingue classiquement trois types de structures : émergées, immergées ou semi-immergées. Les deux premiers types livrent une information par défaut de la position verticale du niveau marin et du trait de côte. L'interprétation archéologique de la fonction d'un bâtiment peut permettre d'évaluer en outre l'éloignement du trait de côte. Les épaves indiquent un milieu immergé sans autre précision, sauf dans certain cas sur lesquels nous reviendrons où l'interprétation archéologique et la connaissance des problèmes de navigation permet de préciser la distance du rivage. Les structures littorales semi-immergées (quais, rampes de halage) indiquent la position exacte du trait de côte ; la position du niveau marin est comprise entre la base et le sommet de la structure. De plus elles servent souvent de support aux biocénoses des substrats rocheux. C'est alors l'indicateur biologique, beaucoup plus performant, qui permet le positionnement du niveau relatif marin initial (Pirazzoli & Thommeret, 1973 ; Morhange, 1994, Morhange *et al.*, 1998).

Nature des structures		ORDRE DE L'INFORMATION	
		Position du trait de côte	Position du niveau marin
Type	émergées	Par défaut	Au moins inférieur à la structure
	immergées		Au moins supérieur à la structure
	Semi-immergées	Exacte	Entre la base et le sommet de la structure

Tab. 3 Interprétation de la position de la mer d'après les structures archéologiques

Les recherches antérieures ont permis d'élaborer une méthodologie interprétative, basée sur la position des structures archéologiques sur un profil idéal (Flemming, 1980 ; 1992 ; Flemming & Webb, 1986 ; Pirazzoli 1976 ; 1996) (fig. 4). Nous évoquerons successivement quelques-unes de ces structures, en fonction de leur étagement, sur les sites que nous avons étudiés, en discutant la précision de la mesure qu'elles fournissent. Ces données seront ensuite intégrées dans l'analyse géomorphologique et sédimentologique.

1. 2. Localisation des sites archéologiques étudiés (fig.5)

On ne connaît pas de sites archéologiques littoraux antérieurs au premier millénaire av. J.C. sur la bordure orientale du delta du Rhône. D'est en ouest, nous disposons des sites suivants :

A Fos, entre la plage du Cavaou et la Pointe Saint-Gervais, un important ensemble de structures très diverses (nécropoles, bâtiments, murs, palissade, carrières, alignements de pieux, digues et épaves) a été partiellement étudié et attribué à un ensemble portuaire. L'itinéraire maritime de Rome à Arles, de la fin du Ier s. ap. J.C. (Lugand, 1926 ; Arnaud, 1993), permet de saisir l'importance de ce site à cette date. En effet, Fos est y signalé comme un port (*portus*) et non pas comme un simple mouillage (*positio*). La table de Peutinger, copie médiévale d'une carte antique, représente la *statio* de Fos par une vignette en partie semblable à celle d'Ostie. La richesse en vestiges archéologiques, les indications iconographiques et les textes antiques indiquent l'importance du site. Deux siècles avant l'essor du port, en 102 av. J.C., un canal fut creusé par Marius afin d'éviter l'embouchure naturelle du Rhône (Canal de Marius ou *fossae marianae*, d'où le nom actuel de Fos). La localisation du canal est à ce jour inconnue.

Les constructions ont été installées à l'origine sur un littoral bas et meuble, à l'exception du pointement rocheux de Saint-Gervais et la Roque d'Adour pointement urgonien à l'est des Cavaou. Ce dernier site a fait l'objet de plusieurs occupations depuis le IIème s. av. J.C. (Gateau et colab., 1996) suite à l'industrialisation, le site a malheureusement été détruit sans avoir été fouillé. La localisation véritable du port et du canal n'a pas été clairement établie à ce jour. La position immergée de certaines structures sous plusieurs mètres d'eau a alimenté différentes hypothèses (subsidence, soutirage) sans que n'ait jamais été établie la part du bilan détritique littoral (Denizot, 1959 ; Paskoff & Troussset, 1987). Nous ferons, dans ce chapitre, l'analyse des critères archéologiques confirmant une submersion des vestiges.

Le long de la rive est du golfe de Fos puis sur le chenal de communication entre l'étang de Berre et le golfe de Fos (étangs de Caronte), on dispose de structures archéologiques éparses (7 carrières et une villa romaine) et de l'importante cité gauloise de Martigues.

Sur le littoral rocheux de la Côte bleue, le site des Laurons correspond à un petit port dans un fond de calanque ; les structures portuaires (digues, quais et hangars) s'appuient sur le substrat rocheux

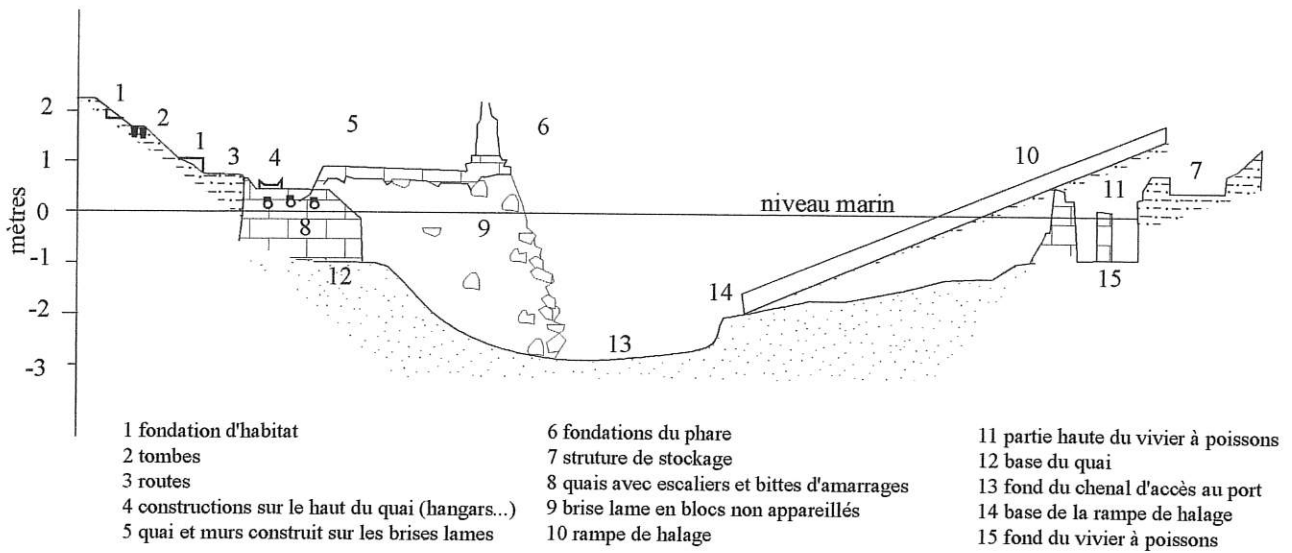


fig. 4 Les structures archéologiques portuaires indiquant le niveau marin (d'après Flemming & Webb, 1986)

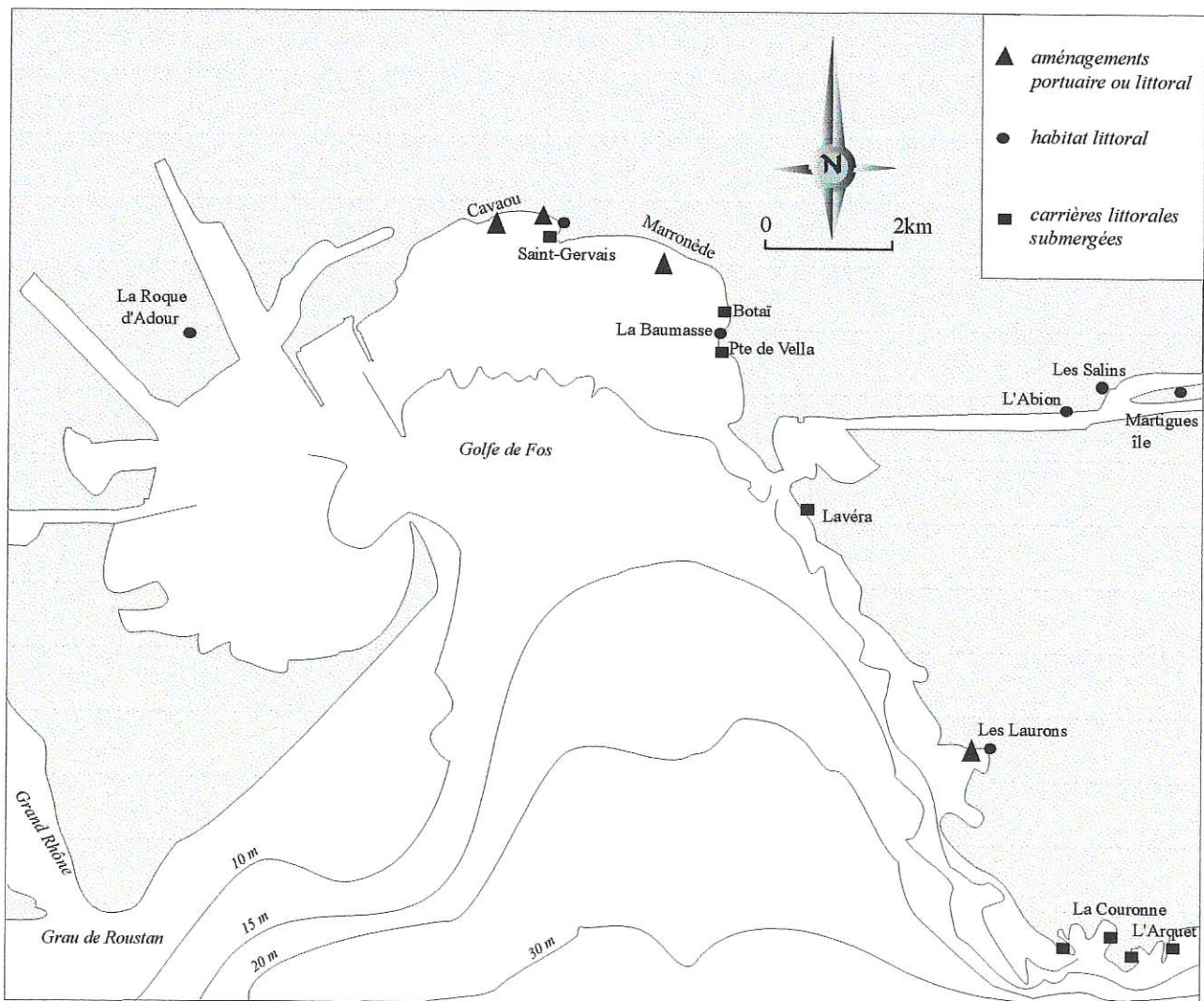


fig.5 Localisation des sites archéologiques littoraux autour du Golfe de Fos

ou sur un remplissage sédimentaire récent. Une importante villa, des tombes isolées, une nécropole, et enfin la présence d'une dizaine d'épaves forment un ensemble cohérent.

Nous essaierons donc dans ce premier chapitre (1) d'évaluer la position verticale du niveau marin relatif contemporain des différentes structures archéologiques, en fonction de leur type (émergé, immergé, semi-immergé), (2) d'établir la position du trait de côte auxquelles elles correspondent.

1. 3. Les sites émergés

Une structure émergée constitue un indicateur minimal par défaut de la limite du domaine continental. Cette information peut paraître limitée sur substrat rocheux, mais elle s'avère pertinente sur les côtes sableuses, en particulier celles du delta du Rhône, où l'ampleur des variations latérales du trait de côte peut atteindre plusieurs centaines de mètres par siècle (François, 1937, Blanc, 1977, Caritey, 1995).

L'immersion de structures initialement émergées pose un difficile problème d'interprétation et ne signifie pas obligatoirement une variation verticale négative du niveau marin relatif. Le sous-tirage, par fluage des sables, dans un contexte de recul du trait de côte, peut en effet entraîner un enfoncement des structures bâties sous l'effet des dynamiques très actives du sommet de la plage sous-marine : déferlement, courants de retour et de dérive. Ainsi aux embouchures du Rhône de Peccais et du Petit Rhône, à l'ouest du delta, les murs des redoutes (fig. 6) de défense de l'entrée du fleuve, construites entre le XVII^{ème} s. et le XIX^{ème} s., se situent aujourd'hui par -6 m de fond (renseignement oral L. Long et I. Illouze), valeur qui excède évidemment la variation du niveau relatif marin depuis deux siècles. Dans un contexte de recul du littoral, dû dans ce secteur au déficit sédimentaire, seul le sous-tirage peut expliquer la position des structures. Ce phénomène a affecté de la même façon les blockhaus de la dernière guerre sur les littoraux atlantiques sableux en érosion. L'étude des vestiges archéologiques plus anciens nécessite donc de prendre en compte ces phénomènes. Le soutirage s'accompagne souvent d'un basculement ou d'un démantèlement de la géométrie initiale des bâtiments.

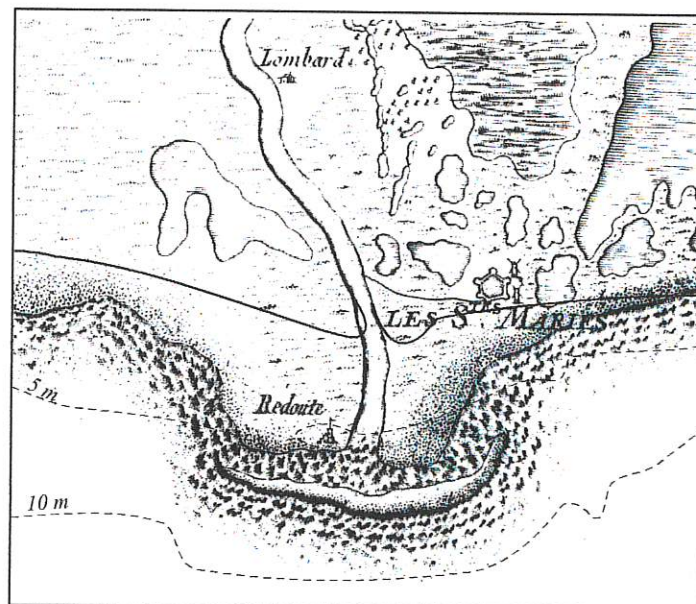


fig. 6 Comparaison de la position de la redoute d'entrée du Grau d'Orgon (petit Rhône) à la fin du XVIII^{ème} siècle par rapport à la bathymétrie actuelle

1.3.1 Les sites d'habitats

Ils supposent généralement un environnement émergé lors de leur construction. N. C. Flemming (1979) préconise de prendre comme limite supérieure du niveau marin moyen non la base des fondations ou des murs, mais les niveaux de sol (dallages, mosaïques), les seuils des portes ou la base des fenêtres lorsqu'ils sont conservés. On entend par niveau de sol, en archéologie, le niveau de circulation. Sur terre battue, ces niveaux, parfois réduits à quelques centimètres d'épaisseur, sont néanmoins bien identifiés par les archéologues. Ils sont datés par le matériel céramologique qu'ils contiennent.

La mauvaise conservation des structures rend parfois difficile l'identification des habitats. Lorsqu'il s'agit de base de mur ou de fondation sans trace d'ouvertures ou de sol d'habitat, il peut s'agir de murs construits dans l'eau destinés à élever les premiers niveaux d'habitation. Pour cette raison, nous avons retenu comme indicateur pertinent les niveaux de sol des habitats. En leur absence, et par ordre décroissant de validité, nous ferons appel au sommet des fondations et/ou à la base des murs.

Les niveaux de sol peuvent être mis en place en position proche du niveau marin et subir des submersions accidentelles. Aujourd'hui encore à Saint-Gervais (golfe de Fos), les habitations sont construites à quelques mètres de l'eau sur la partie basse de la plage aérienne (photo n°1). A chaque tempête, la mer baigne la base des murs les plus proches du rivage et envahit la rue en arrière de la première ligne d'habitations. La base des murs est située à moins de 1 m NGF et, pour certains, les fondations sont probablement situées au niveau 0. Les avantages procurés par la situation littorale, qu'ils soient d'ordre utilitaire, social ou d'agrément, peuvent avoir conduit les hommes à des époques différentes à occuper la zone la plus proche de la mer. Ainsi, les *villae maritimae* de la rive est du golfe de Fos (Photo n°2) et les cités de Martigues sur le chenal de Caronte témoignent d'une volonté d'occuper au plus près le littoral.

Dans certains cas, seul le mobilier archéologique (céramique, tuiles, résidus de consommation, blocs) permet de diagnostiquer la présence d'un habitat proche. Il est alors impossible de retenir ces vestiges qui permettent tout au plus d'indiquer d'éventuelles variations du trait de côte, en fournissant une limite inférieure par défaut de la zone émergée (sites non fouillés du delta du Rhône).

Nous présentons les sites étudiés d'est en ouest, avec une approche chronologique pour chacun d'eux.

Le littoral rocheux de la Côte Bleue

La villa romaine des Laurons (cf. fig.10), détruite par la création de la centrale EDF de Ponteau, était établie dans l'anse des Seneymes.

Elle se situait à environ 5 mètres du rivage, sur un cap rocheux nettement au-dessus du niveau actuel de la mer (au moins 2 m). Elle jouxtait une petite calanque, où un port et de nombreuses autres structures ont été découvertes (cf. infra,). Deux vastes bâtiments et les thermes dominant le rivage. La documentation conservée de la fouille de sauvetage est très lacunaire (Moerman,1994) et consiste en quelques plans et photographies. L'altimétrie des niveaux de sol et des canalisations dont l'une au moins se dirige vers la mer n'a malheureusement pas été retrouvée.

-*Datation* : Ier et IVème s. ap J.-C.

-*Niveau des structures* : Les niveaux d'occupations nettement supérieurs au niveau marin actuel ne peuvent pas constituer une indication verticale pertinente, par contre, elle témoigne de l'importance du site aux premiers siècles de notre ère et permet ainsi de lier les nombreuses structures immergées non datées dans l'anse (cf. fig.10)



photo n°1 Position actuelle des habitats sur l'arrière plage de Saint-Gervais



photo n°2 Murs de la villa de La Baumasse sapés par la mer sur la rive rocheuse du Golfe de Fos à l'est de Fos.

Les étangs de Martigues

- Quelques sites de la fin de l'Age du Bronze sont situés sur le passage de Caronte qui a été jusqu'au XIX^{ème} s. l'exutoire naturel de l'étang de Berre (fig.5 p18). Les sites des Salins et de l'Abion

sont connus par les travaux de J. Courtin (Courtin & Legros, 1981 ; Courtin, 1988). On peut les rapprocher des sites palustres du Languedoc par la présence de pieux, pilotis et madriers, mais ces caractéristiques ne permettent pas, en l'absence de fouille, de restituer le niveau marin qui leur correspond.

Sur le site des **Salins**, les couches archéologiques en place ont été observées entre – 1m et –2m sous le niveau du canal de Caronte. Mais s'agit-il de matériel archéologique accumulé sous le niveau de l'eau au moment de l'abandon du site ? ou d'un niveau d'occupation émergé lors de sa mise en place puis submergé par la montée du niveau marin relatif ?

Datation : Bronze final III, entre le VIII^{ème} s. et le VII^{ème} s. avant J.C. (Courtin, 1988).

Position des structures par rapport au trait de côte actuel : 3m en aval du littoral naturel.

Niveau des structures : inférieur au niveau marin actuel. En l'absence de données stratigraphiques et de véritable fouille, il semble difficile de tenir compte de ces données.

Sur le site de **l'Abion**, le matériel archéologique est très abondant (renseignement oral, J. Chausserie-Laprée). Ce dernier a observé des pieux et des bois en place associés à du matériel céramique à –0,20m sous la surface.

Datation : Bronze final II/Bronze final IIIb, entre le VIII^{ème} s. et le VII^{ème} s. avant J.C.

Position des structures par rapport au trait de côte actuel : quelques centaines de mètres en aval du littoral naturel ?

Niveau des structures : probablement inférieur à –0,20m NGF

- Les sites de l'Age du Fer (800 à 125 av. J.C.) sont tous localisés sous l'actuelle ville de Martigues, dans **le quartier de l'île**. Deux villages gaulois superposés occupent l'axe central actuel du chenal de Caronte. La qualité de conservation de cet ensemble et sa situation au sein d'un espace lagunaire en font un témoin important de la variabilité du niveau marin (Chausserie-Laprée, sous la dir. de, 1988).

Les premiers niveaux d'occupation du village gaulois initial sont situés à –0,20m NGF. Des sols, des foyers et la base d'un silo à grain en argile sont nécessairement exondés à l'époque de leur utilisation. Les fondations des remparts et des murs sont situés à –0,5m NGF. (Provansal, 1988) et semblent dominer immédiatement l'espace lagunaire.

Datation : Deuxième moitié du V^{ème} s. av J.-C., vers 450/430 av J.-C. (renseignement oral Chausserie-Laprée) jusqu'au début du II^{ème} s. av J.-C

Niveau des structures : inférieur à -0,20m NGF (niveau de sol d'occupation), voire à -0,5m NGF (base des fondations).

Le second village gaulois s'édifie immédiatement après la destruction du premier, qu'il recouvre en partie dès le début II^{ème} s. av J.-C. Il perdure jusqu'à la fin de ce siècle. En fin de période d'occupation, des remblais artificiels ont élevé les niveaux de sol de certains îlots d'habitats jusqu'à +1,5m NGF à +2,5m NGF. De plus, l'extension du village vers l'est sur l'espace lagunaire a conduit à occuper les parties basses du site, où les sols sont au même niveau que ceux du village primitif, vers –0,20 NGF. Mais des remblais élèvent rapidement les sols de ce quartier bas, jusqu'à +0,40m NGF. Vers l'extrémité ouest du village un niveau de plage à 0,5 m NGF fossilise les niveaux d'occupation du II^{ème} s. av. J.-C.

Datation : Début du II^{ème} s. av J.-C. à la fin du II^{ème} s. av J.-C

Niveau des structures : –0,20 à + 0,40 m NGF (niveaux de sol d'occupation),

-Les sites de l'Antiquité tardive dans le quartier de l'île à Martigues : une case du V^{ème} s. ap. J.-C., est implantée dans les couches d'occupation du II^{ème} s. av. J.-C.. Le niveau de sol, clairement

identifié par la présence d'un foyer et d'une ouverture, est à la même altitude que les niveaux de l'occupation du II^{ème} s. av. J.-C., vers -0,20m NGF.

Datation : V^{ème} s. ap J.-C.

Niveau des structures : -0,20m NGF

Le golfe de Fos

La villa de la Baumasse est localisée légèrement en retrait de la pointe la Baumasse au bord de l'anse de l'Ourse (cf. fig.5), sur une grève constituée en grande partie d'apports anthropiques et de blocs de calcaires Burdigalien. L'arase de murs, d'environ 1m d'élévation se prolonge vers la mer où ils deviennent difficiles à suivre. Aucune fouille n'a été entreprise sur le site, aujourd'hui détruit en grande partie. Si la présence d'un habitat est certaine, la fonction des murs encore visibles n'est pas clairement établie (photo n°2 cf. p.21). Ils sont sapés par la mer et l'un d'entre eux se prolonge d'au moins deux mètres dans l'eau. Il pourrait s'agir selon F. Trément (1994) de murs de citernes, dont la position traduirait une légère submersion et un recul du trait de côte de quelques mètres au moins. Des prélèvements de blocs à la pointe de Vella ou au nord de la plage de Botaï à quelques centaines de mètres confirment la tendance à la submersion de ce secteur.

Datation : I^{er} et II^{ème} s. ap J.-C.

Position des structures par rapport au trait de côte actuel : 2 à 5 mètres en aval, le recul total du trait de côte est estimé à dix mètres.

Niveau des structures : en l'absence de fouille les niveaux de sols ne sont pas connus ; le niveau marin actuel est 0,10 à 0,20 m au-dessus de la base des murs de fondation, située à -0,05m NGF

La Camargue

Le programme de recherche "delta du Rhône" du Service Régional d'Archéologie (1994-1998) a permis de fouiller plusieurs sites sur la plaine deltaïque. Ils sont soumis de façon indirecte à la variation du niveau marin, par l'intermédiaire des fluctuations des nappes phréatiques. Des niveaux de sols compris entre 0 et -0,5m NGF, sont datés entre le VI^{ème} av. J.C. et le VI^{ème} s. ap. J.C.(Arnaud-Fassetta, 1998). Des bases de fosses d'inhumation et des foyers indiquent eux aussi une position relative de la nappe inférieure à l'actuel.

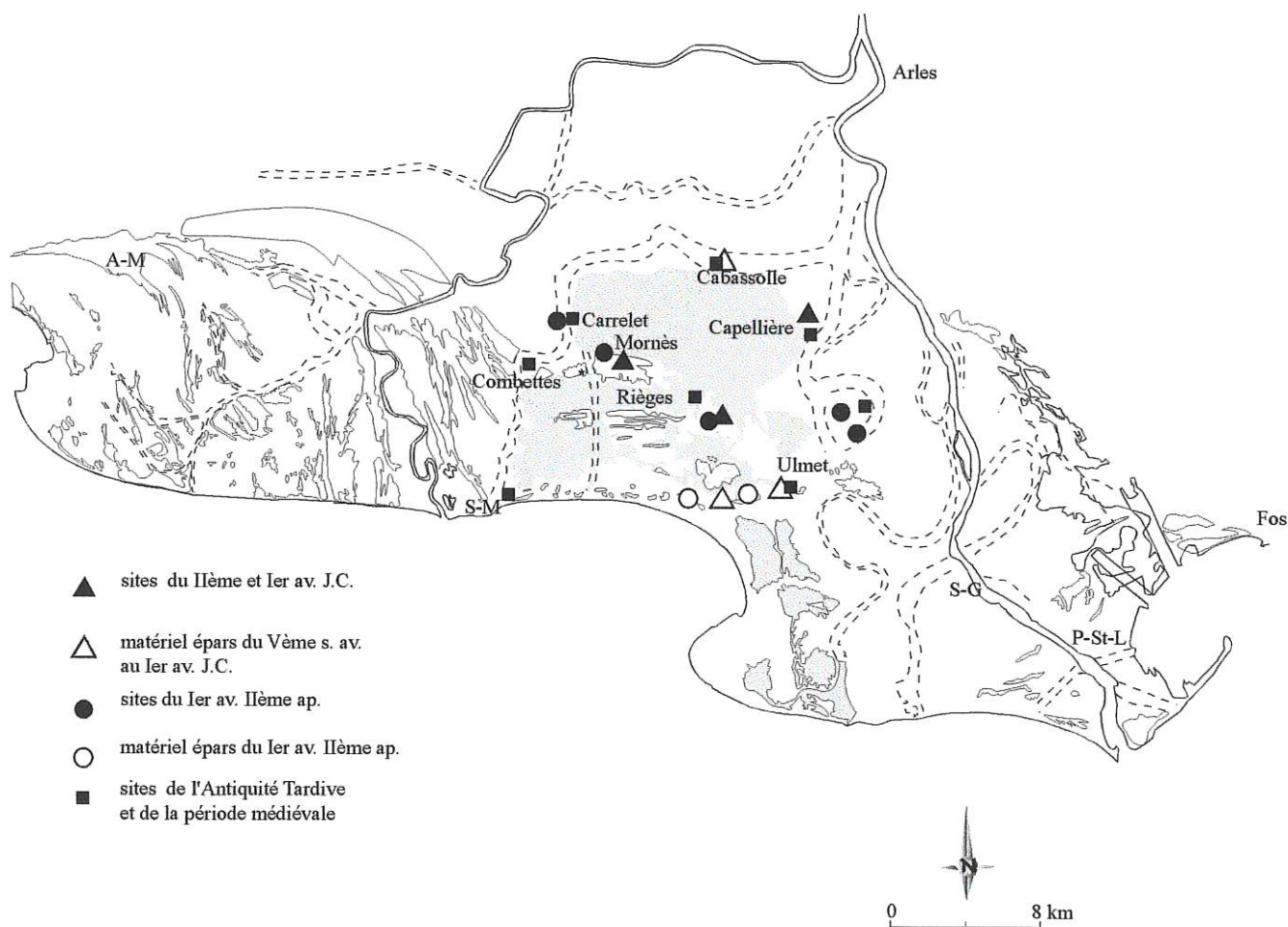
Plusieurs sites non fouillés mais identifiés par prospection pédestre depuis le phare de la Gacholle jusqu'au l'abbaye d'Ulmet datés entre le I^{er} av. J.C. et le VI^{ème} ap. permettent de délimiter l'extension méridionale maximale de l'occupation sur le delta connue à ce jour (fig.7). Les plus méridionaux correspondent en fait à des épandages de tessons provenant d'épaves (inf. orale, Pasqualini, Landuré).

L'abbaye d'Ulmet correspond à un site médiéval aujourd'hui détruit, elle reposerait sur un site de l'antiquité tardive, d'après les ramassages de céramiques en surface. Une canalisation conservée et en grande partie immergée dans l'étang indique un fonctionnement par gravité impossible, compte tenu du niveau actuel de l'étang. Un bloc équarri, visiblement déplacé, a été perforé après sa taille par des pélécytopodes (*Irus irus*) et des lithophages (*Lithophaga lithophaga*) datés entre 382 et 188 av. J.-C. (Ly-668 OxA).

Datation : ?

Niveau des structures : la base de la structure se situe vers 0 m NGF

fig. 7 Situation des sites archéologiques méridionaux camarguais



1.3.2 Les hangars

Comme les habitats ils peuvent être localisés très près du littoral, notamment lorsqu'il s'agit des hangars de stockage de marchandises ou d'hivernage et de réparation des navires. Ces structures ont été mis en évidence, sur deux sites : à Fos (anse de Saint-Gervais, plage des Cavaou) et dans l'anse des Laurons.

Les hangars de Fos sur mer (fig. 8)

Leur caractéristique commune est fondée sur la présence de dès de pierre ou de gros blocs dont le sommet est creusé d'une encoche destinée à recevoir un poteau. Au Cavaou les deux structures sont de grande dimension (36x100m) et le plan initial est conservé (photo n°3). Dans l'anse de Saint-Gervais, la structure initiale est moins bien conservée, mais les relevés archéologiques (Sciallano, 1992, 1993) permettent de faire l'hypothèse qu'il s'agit aussi de hangars.

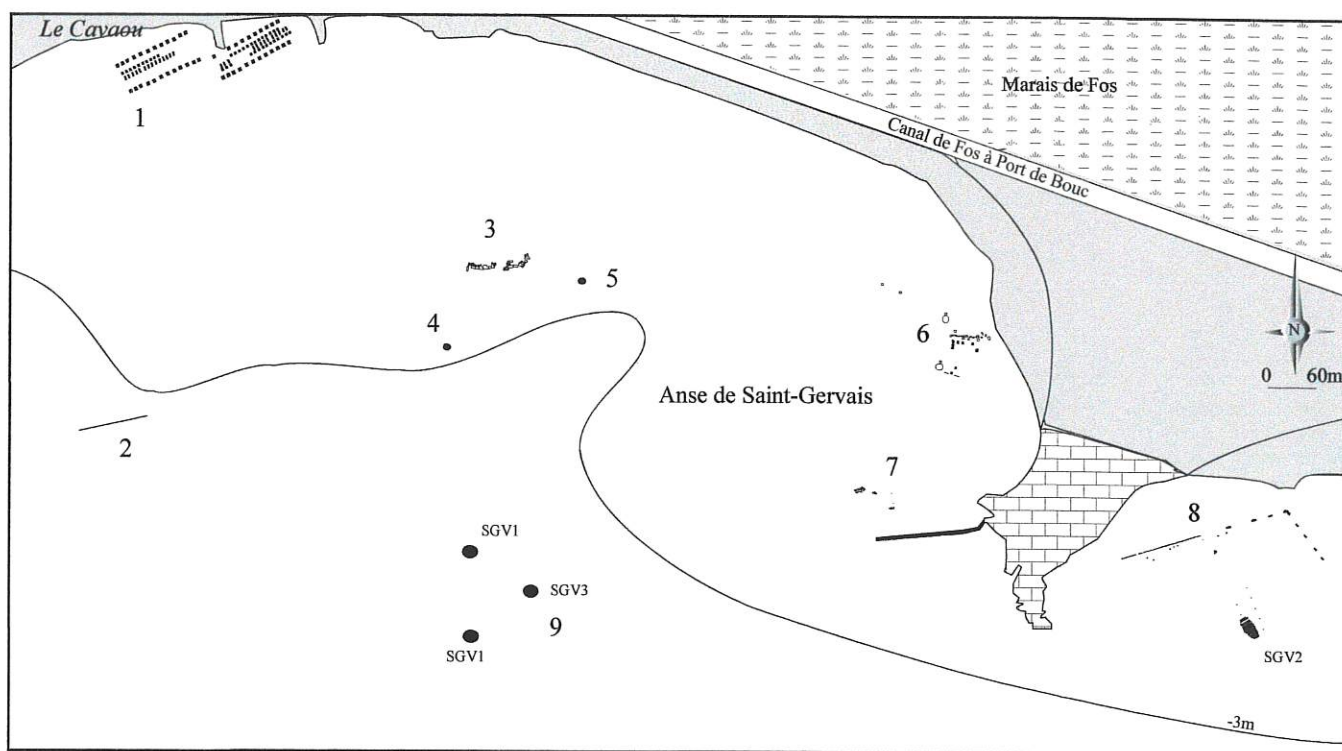
Au Cavaou, des plots maçonnés indépendants portaient probablement des poteaux supportant une toiture (fig.9 p.27) (Gassend 1990, 1993). Leur sommet est calé à la même altitude et, pour certains, leur hauteur variable récupère l'inclinaison du sol. Les plots sont posés sur un radier entre environ -1,50m et -2m NGF. La géométrie intacte de la structure initiale permet d'exclure les effets de soutirage. Les parois des hangars ne semblaient pas maçonnées ; seule subsiste, à l'extrémité sud-ouest d'un des bâtiments une accumulation de blocs en grand appareil, qui pourrait provenir d'un mur. Le caractère ouvert des structures implique qu'elles aient été construites en retrait des atteintes de la mer. Gassend (1993) a proposé de les interpréter comme des hangars à bateau. Son hypothèse s'appuie sur la dimension importante des bâtiments, construits sur une pente permettant le halage des navires (1,5 %), et sur leur architecture, qui dégage un vaste espace central. Enfin les restitutions à partir de la disposition des plots sont semblables à celles des *navalia* connues pour des périodes plus récentes ou plus anciennes. Ces structures apportent donc des informations du même type que rampes de halage (Flemming, 1992) et appartiennent au domaine semi-immérgé.

Datation : La datation est incertaine (identification systématique de la céramique non effectuée). D'après un lot de matériel disponible (photo n°4 p.27) il semble que l'édifice appartienne au Ier s. de notre ère (identification de la céramique sur photo par L. Long et J. Piton 1998 cf. Annexe II). En effet le mobilier roulé ou concrétionné est tardif et donc remanié, alors que le matériel du Ier s. est mieux conservé et probablement en place.

Niveau des structures : -1,5m/-2m NGF.

Position des structures : entre 40 m pour la partie la plus proche et 120 m pour la partie la plus éloignée.

Dans l'anse de Saint-Gervais, un alignement de gros blocs en grand appareil limite vers le nord des alignements de pierres à encoche sommitale. Ces pierres s'alignent en six rangées orientées nord-sud, leur espacement et la largeur de l'édifice, comprise entre 26m et 30m, sont similaires à ceux des bâtiments des Cavaou. Les pierres présentent une grande régularité altimétrique : le fond des encoches est situé entre -0,39m NGF et 0,54m NGF et le sommet des pierres est compris entre -0,26m NGF et -0,40m NGF. Les blocs sont posés sur une couche de ciment de chaux et entre eux un remblai de blocs de sables et de céramique semble avoir été aménagé, témoignant d'une construction en milieu émergé. La première rangée de blocs à l'extrémité nord de l'aménagement est située à -1m NGF (Sciallano, 1991-92). Une poutre, scellée par des pieux, prolonge l'aménagement vers l'aval et se situe entre -1,3m NGF et -1,6m NGF.



1 hangars ou *navalia* (Gassend, Maillet, 1990)

2 nécropole (Liou et al, 1977)

3 mur relevé Moerman 1988 (non publié)

4 palissade relevé Moerman 1988 (non publié)

5 SD Bitume relevé Ximènes/Moerman 1988 (non publié)

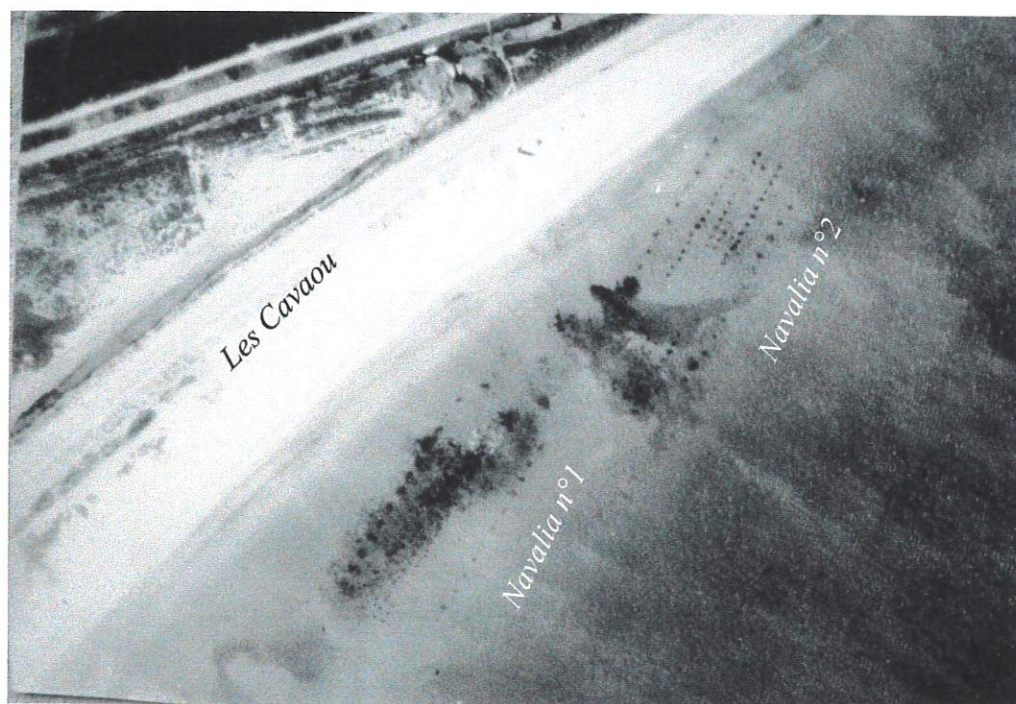
6 troisième hangar (Sciallano et al, 1992)

7 Pieux et blocs (Dovis et al, 1991)

8 Pieux et épave Saint-Gervais 2 (Jezegou, 1983)

9 épaves Saint-Gervais 1 et 3 (Gassend & Liou, 1990)

fig. 8 Localisation des structures du Cavaou et de Saint-Gervais



(cliché Monguillan 1977)

photo n°3 Position des hangars par rapport à la plage des Cavaou

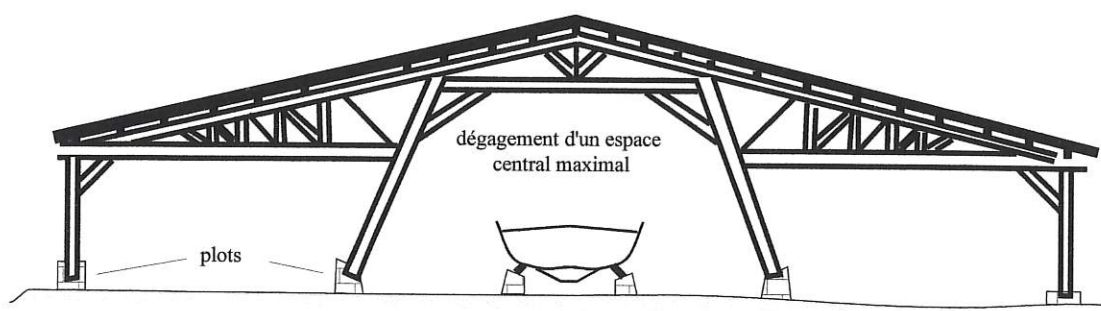


fig. 9 Restitution et interprétation de la fonction des hangars de Fos
d'après Jean-Marie Gassend (1990) (modifié)



cliché J-M Gassend

Photo n°4 matériel céramologique concrétionné et non concrétionné
des navalia, identification sur photo d'après L. Long et J. Piton (description cf. annexe2)

Datation : d'après la céramique, la datation ne peut être antérieure à la deuxième moitié du Ier s. de notre ère. Si la poutre appartient bien à ce même ensemble sa datation radiocarbone (Ly-8447)¹, entre 8 et 205 après notre ère, confirme la datation archéologique.

Niveau des structures : -1 m/-1,6m NGF.

Position des structures: 50m de la rive est et 160m de la rive nord du golfe actuel.

Le hangar des Laurons (fig.10)

Cette structure est d'un type différent, plus classiquement constituée de murs qui pouvaient se situer très près du niveau marin, voire légèrement en dessous. Les bâtiments sont tronqués par le trait de côte actuel. La faible élévation générale des vestiges, environ 0,5m, ne permet pas de distinguer un seuil ou des ouvertures. Par contre, on distingue nettement la semelle de la fondation, dont le sommet est proche du 0m NGF (-0,05m NGF) et la base est située à -0,5m.

Datation : pas avant le Ier s. ap. J.-C. (Moerman, 1994)

Niveau des structures : -0,5m NGF pour les fondations et 0m NGF pour la base des murs qui correspond au probable niveau d'occupation.

Position des structures par rapport au trait de côte actuel : les murs se prolongent d'environ 4m au-delà du trait de côte actuel, qui a reculé de 25m environ depuis 20ans (Moerman, 1994).

1.3.3 Les nécropoles et les sépultures isolées

Les nécropoles en position littorale semblent assez fréquentes (Flemming, 1979 ; Paskoff et al, 1981). Elles se situent obligatoirement au-dessus du niveau marin au moins lors de l'inhumation et indiquent donc un niveau marin strictement inférieur à la base de la fosse.

-Les nécropoles gallo-romaines de Fos : environ une vingtaine de stèles funéraires (Liou, 1977) reposent par -4m de fond, tantôt sur un cordon de galets tantôt sur le substrat pléistocène devant la plage **des Cavaou**. L'absence d'inhumations, la position souvent basculée des stèles et leur situation à -4m et à 400m du littoral actuel ont conduit dans un premier temps les archéologues à envisager un réemploi ou un déchargement par les navires. Mais l'alignement des pierres selon deux axes, nord-sud et est-ouest, est un argument en faveur de l'hypothèse d'une nécropole en place (Liou, 1977). Cette découverte a laissé supposer l'existence d'une forte subsidence à l'est du delta du Rhône (Russel, 1942, Kruit & Van Andel, 1955 ; Duboul-Razavet 1956 ; Denizot 1959 (L'Homer, 1981 ; 1991). Nous reviendrons sur cette question dans la troisième partie.

Datation : sur la quinzaine de stèles, quatre ou cinq portaient une inscription. La stylistique de la taille, situe leur création **entre le Ier s. ap J.-C. et IIème s. ap. J.-C., voire pour certaines d'entre elles au IIIème s. ap. J. C.** (Liou, 1987). **Ces structures seraient donc postérieures aux hangars.**

Niveau des structures : -4m NGF

Position des structures : 400m en aval du trait de côte actuel

Dans la partie est du Golfe de Fos, face **aux Salins de la Marronède**, un ensemble de 15 stèles a été découvert par A. Illouze. Elles se situent dans le prolongement de structures interprétées comme des digues (renseignements Illouze) et semblent appartenir au même type que celles mises en évidence à l'ouest de la pointe de Saint-Gervais, mais le réemploi des stèles ne portant plus d'épithaphe est ici envisageable.

Datation : Ier au IIIème s. ap. J.C. (?)

Niveau des structures : -3m NGF

¹ Les datations radiocarbone sont proposées en années calibrées (cf. partie I chap. IV) un tableau récapitulatif en annexe I indique les âges BP et différents renseignements sur les échantillons.

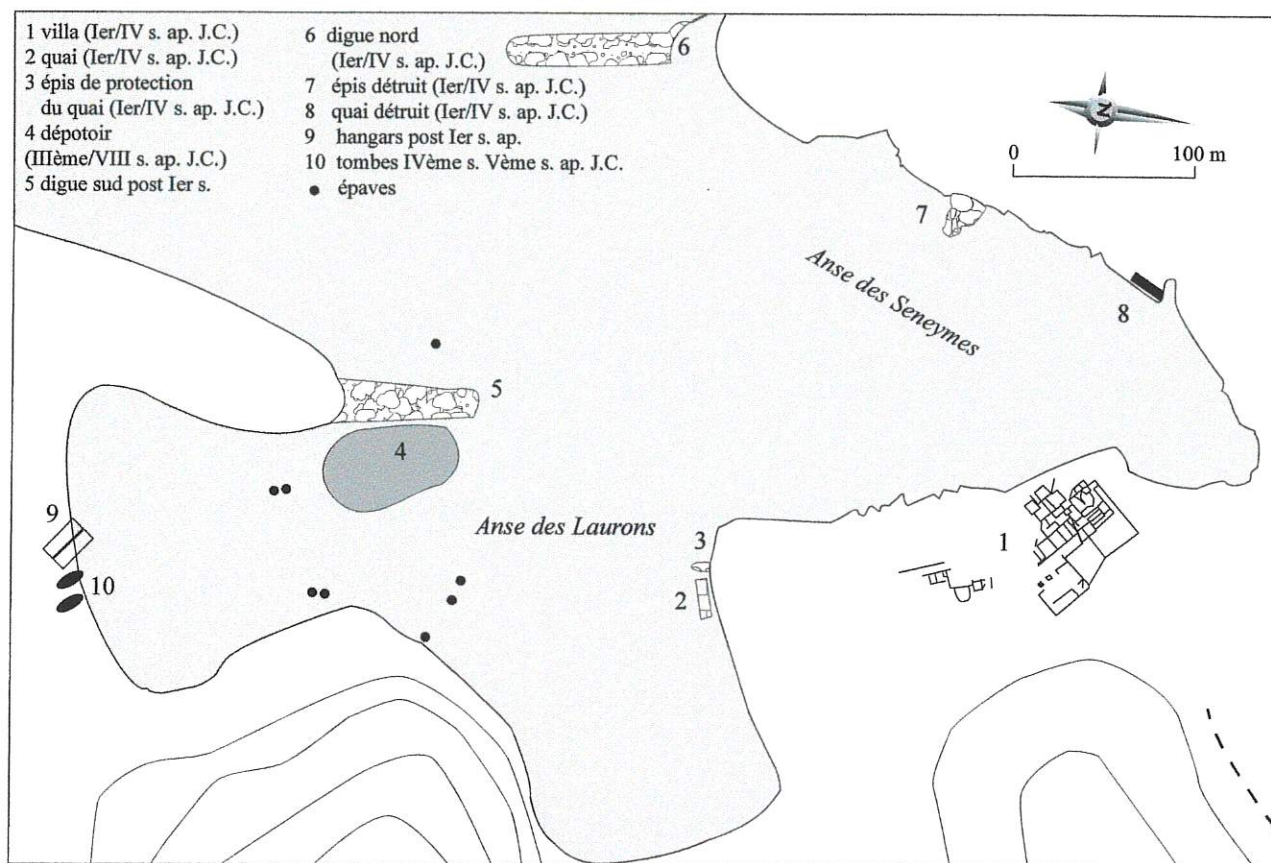
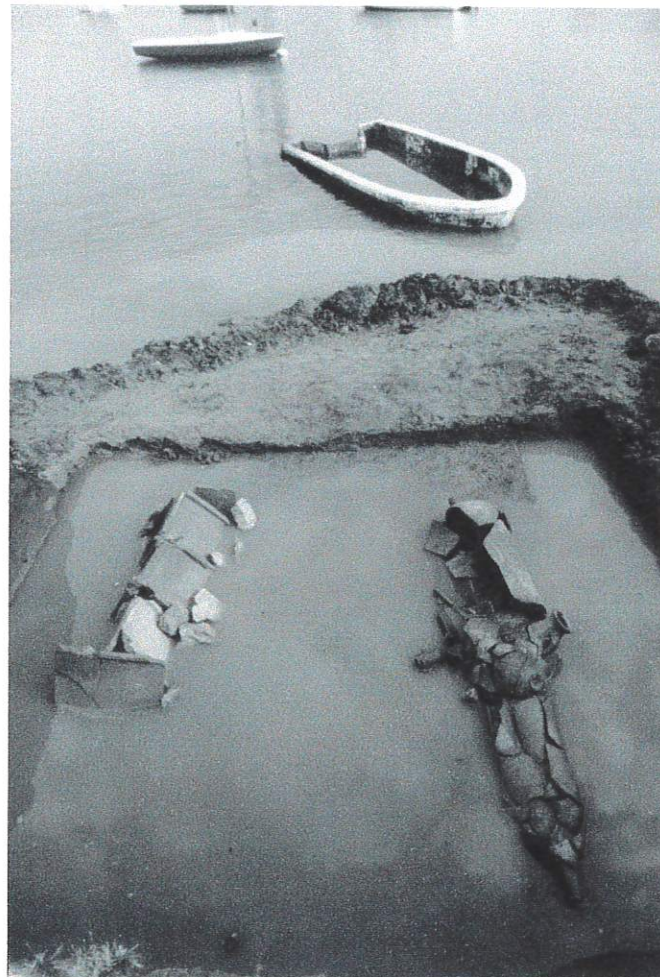


fig. 10 Localisation des structures archéologiques dans l'Anse des Laurons

photo n°5 Les Laurons tombes du IVème/Vème s. ap. J.C à quelques décimètres sous le niveau de la mer



(cliché J. Chausserie-Laprée)

Position des structures par rapport au trait de côte actuel : 100m en aval

- Les tombes de l'Anse des Laurons (fig.10 cf. page précédente) : quatre tombes, révélées par le recul de la côte, ont été creusées dans les limons alluviaux qui scellent le hangar tout proche (Chausserie-Laprée, 1992 ; 1995 ; Moerman, 1994). Leur qualité de conservation exclut tout remaniement. Deux d'entre elles sont situées au sommet de la nappe phréatique, qui les ennoie complètement (photo n°5).

Datation : IV^{ème} ou V^{ème} s. ap. J.-C.

Niveau des structures : niveau d'apparition de l'inhumation 0,6m NGF, base de la fosse à 0,15m NGF

- En Camargue, les inhumations du site de Cabassole au bord de l'étang du Vaccarès se situent entre +0,8 m et +1,2 m (Richier, 1996 ; Arnaud-Fassetta, 1998). Elles sont datées du V^{ème} s. ap. J.C. et VII^{ème} s. ap. J.C. Comme pour les habitats, il faut noter leur position relativement élevée. D'autres tombes isolées ont été mises en évidence sur les différents sites camarguais.

1.3.4 Les carrières littorales (localisation cf. fig. 5 p.18)

Ces aménagements concernent surtout les zones rocheuses. Mais leur proximité avec les sites étudiés en environnement sédimentaire permet d'utiliser ces marqueurs comme point de comparaison. Le pointement rocheux de Saint-Gervais, la rive est du Golfe de Fos et la côte de la Nerthe ont fait l'objet d'exploitations d'importance diverse dans les calcaires miocènes.

Les carrières posent plusieurs problèmes d'interprétation en terme de paléobathymétrie : difficultés de datation liées à l'absence de matériel archéologique et à la persistance des techniques d'extractions, conservation d'une partie surélevée en bordure du rivage par rapport au plancher d'exploitation pour les carrières de Lavéra et la carrière de l'Arquet. Cette sorte de digue probablement destinée à protéger la carrière des entrées d'eau ou à faciliter l'embarquement de blocs, aurait pu permettre, si elle était continue, l'exploitation de la carrière à un niveau légèrement inférieur au plan d'eau marin. Mais elle est toujours recoupée par des passes qui, à l'Arquet comme à la carrière de Lavéra, sont proches du plancher d'exploitation : le niveau de ce dernier et celui des passes, à l'Arquet, au Verdon (la Couronne) et à Lavéra, sont respectivement à -0,52m, -0,34m et -0,3m NGF, et -0,48m, -0,18m et -0,13 m NGF. Une fois percées, ces digues ne protègent plus les carrières de la submersion par tempête, même en tenant compte d'un niveau marin inférieur de 0,5m. Les exploitations sont en effet exposées aux houles d'est (carrière de l'Arquet) ou aux houles d'ouest et de nord-ouest (carrière de Lavéra). On peut donc s'interroger sur l'utilité de ces « digues », d'autant qu'il existe plusieurs carrières directement ouvertes sur la mer, comme à la calanque du Verdon, et au nord de la villa de la Baumasse. On peut penser que les passes servaient d'exutoire aux eaux de tempête, sans pour autant permettre les entrées d'eau en période calme. Or, la position légèrement déprimée du plancher par rapport aux passes (30 à 20 cm) pourrait correspondre à une phase finale d'exploitation, avant abandon et submersion partielle lors des tempêtes.

Les carrières, lorsqu'elles sont immergées rendent donc compte d'une submersion au moins égale à la submersion du plancher d'exploitation ou, lorsqu'un promontoire de séparation existe, à celle des passes les plus déprimées. Le rempart hellénistique de Marseille et d'autres structures (quai romain de la bourse) datées entre le IV^{ème} s. av. et le I^{er} s. ap. J.C. bâtis avec les calcaires miocènes burdigaliens permettent une datation de la période d'exploitation des carrières (Guéry *et al.*, 1981). D'autre part une épave lapidaire découverte à Carry le Rouet, datée entre la fin du II^{ème} s. av. et le début du I^{er} s. av. J.C. (Pomey *et al.*, 1988), confirment l'exploitation des carrières au cours de cette période.

Les carrières du golfe de Fos

La carrière de la pointe de **Saint-Gervais** (fig. 11 ; photo n°6) : l'affleurement rocheux de Molasse Burdigalienne a fait l'objet d'une exploitation dont le plancher est supposé sous 1m de profondeur. Ces structures en partie détruites par la création du port de plaisance, ne sont plus observables.

Datation : Antique (?)

Niveau des structures : entre -1m NGF pour les parties basses de l'exploitation et 0,5m NGF

La carrière de Botaï (photo. 7) : au nord de la villa de la Baumasse et de l'anse de l'Ourse, les affleurements de grès coquilliers ont fait l'objet de prélèvements ponctuels en grande partie sous le niveau marin actuel. Ce site non déclaré à l'inventaire archéologique présente toutes les caractéristiques des carrières antiques : extraction par saignée, module des blocs (120cm x 40cm x 30cm), forte usure des traces d'extraction (photo. n°8). Cette carrière est située en position particulièrement basse, sans possibilité de soutirage, avec des valeurs de submersion proches de celles de Saint-Gervais.

Datation : Antique ?

Niveau bas des structures : -0,90m NGF

La Pointe de Vella : des prélèvements ponctuels sont observables sur la pointe au niveau actuel de l'eau. Un grand platier, en partie submergé par 15cm à 30cm d'eau, laisse soupçonner une exploitation de plus grande ampleur. Ce site est non déclaré à l'inventaire de la carte archéologique.

Datation : Antique ?

Niveau des structures : entre -0,20 m NGF et 0m NGF

La carrière de **Lavéra** : il s'agit d'une grande exploitation, similaire à celles de la Côte bleue par son ampleur et sa disposition. L'indicateur retenu ici est l'altimétrie des passes dans la "digue" qui sépare la mer du plancher d'exploitation. Ce dernier est déprimé de 0,46 m par rapport aux passes.

Datation : Antique ?

Niveau des extractions les plus basses : -0,48 m NGF

Les carrières de la Côte Bleue

Elles ont fait l'objet d'une étude au début des années 80, qui a mis en évidence une submersion de 0,5m à 0,70m, depuis leur exploitation (Guery *et al.*, 1981). Ces valeurs sont compatibles avec les niveaux marins mis en évidence lors des fouilles de la Bourse à Marseille. Nous avons raccordé ces résultats à nos propres mesures, en effectuant un nivellement en données NGF.

Datation : entre le IV^e s. av. et I^{er} s. de notre ère

Niveau des structures : Plancher de l'Arquet -0,52 m NGF, fond des exutoires -0,30 m NGF

Plancher de La Couronne -0,34 m NGF, fond des exutoires -0,18 m NGF

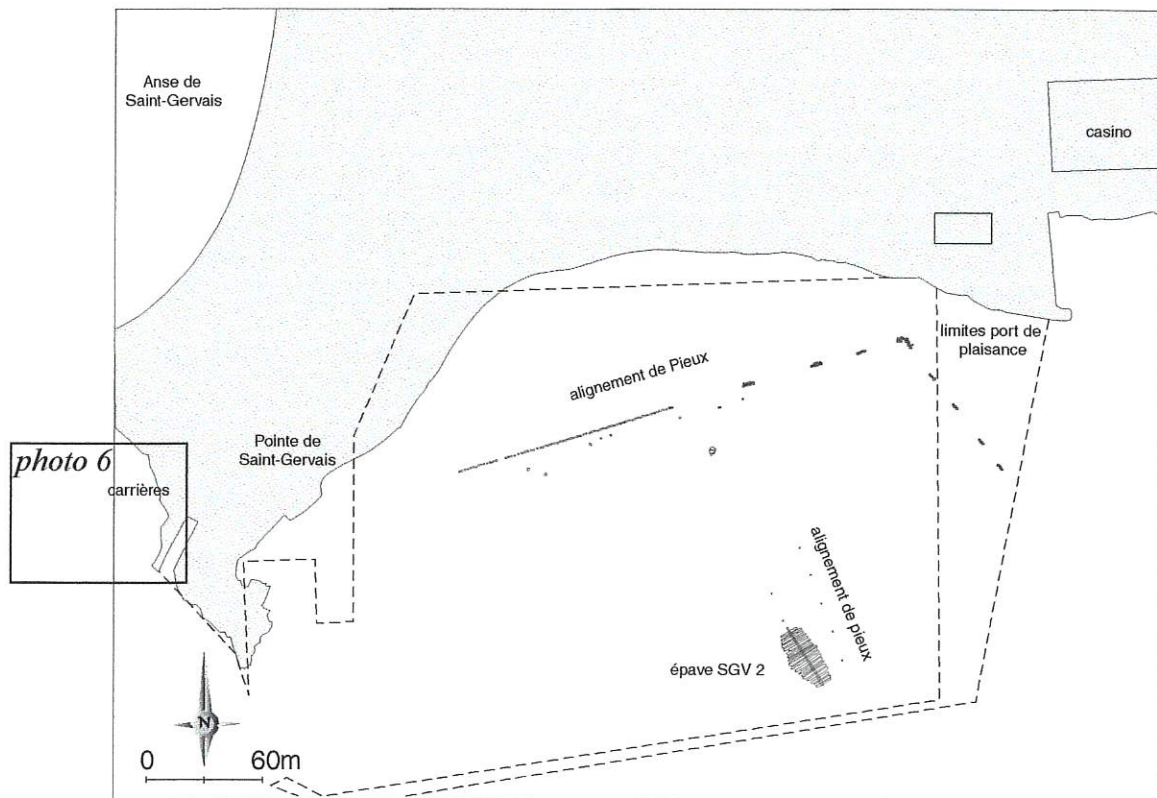


fig. 11 Disposition des structures à la pointe de Saint-Gervais

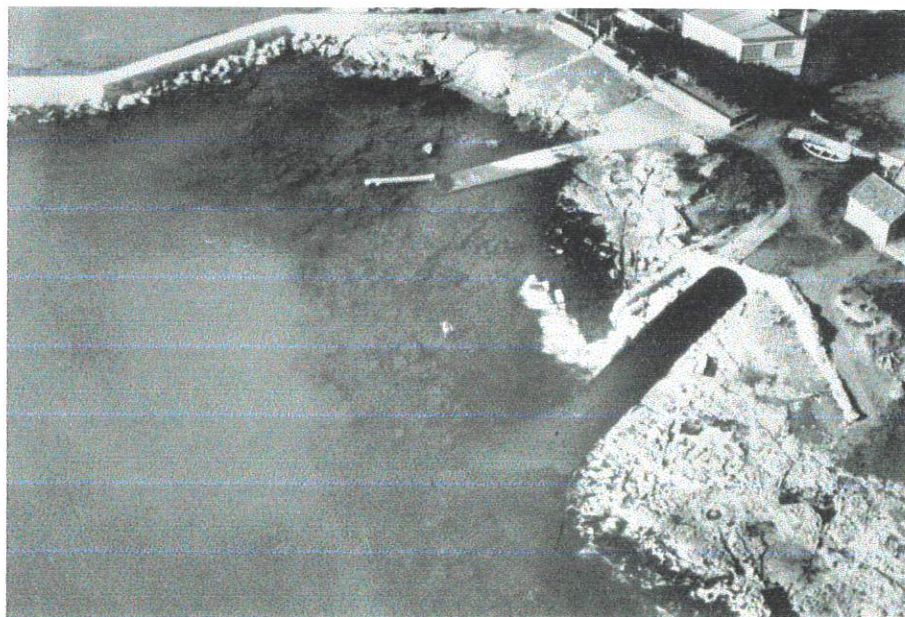


photo n°6 la carrière submergée de Saint-Gervais disparue aujourd'hui
sous les aménagements du port de plaisance
(cliché D. Metzger)

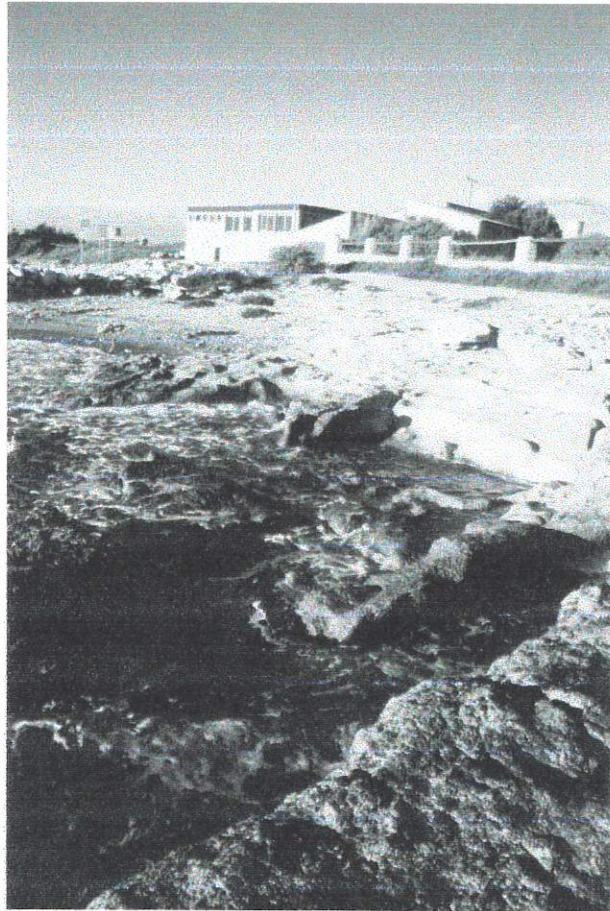
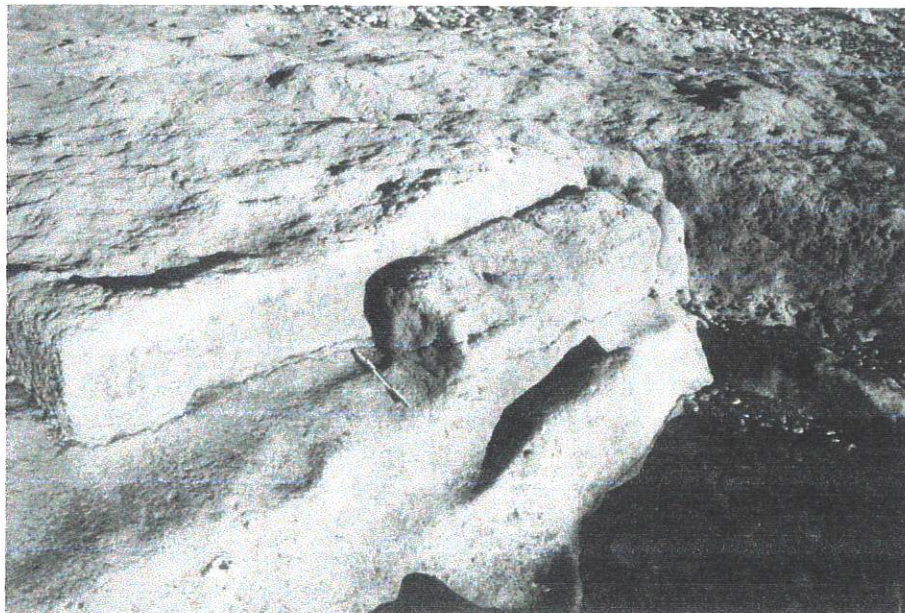


photo n° 7 La carrière littorale de Botai



*photo n° 8 Un bloc en cours de découpe sur la carrière de Botai
les saignées et les arrêtes du blocs sont particulières usées*

1.3.5 Les structures à fonction indéterminée

Trois structures, situées à Fos dans l'anse de Saint-Gervais (localisation cf. fig. 8), nécessitent un environnement émergé lors de leur mise en place :

- notamment pour ce mur de moellons (fig. 12 et photo n°9) liés au mortier de 1,20 m de large sur 70m de long, renforcé par des contreforts et disposé parallèlement au trait de côte actuel à -2,3 m NGF. L'assemblage parfait des moellons et leur horizontalité exclut tout soutirage. En aval et vers l'est, des pieux et planches, entre des blocs, sont couchés sur une dizaine de mètres de longueur à -2,5 m NGF.

- Une seconde structure, en aval et vers l'ouest, associe bois et pieux liés par une sorte de bitume.

Aucune datation n'a été entreprise à l'époque de la découverte de ces structures. En l'absence d'éléments datant, nous les rapprochons des autres structures de l'anse de Saint-Gervais datées entre le Ier s. et le IIème s. de notre ère. Il subsiste néanmoins une forte incertitude chronologique, compte tenu d'une fréquentation probable de l'anse de Saint-Gervais du V s. av J.C; au VI s. ap. J.C. (Liou & Sciallano, 1989).

Datation : Ier et IIème s. ap. J.C. ?

Niveau des structures : de -2,3 m à -2,5m NGF

Distance à la côte : de 270 m à 400m du trait de côte actuel

- Sur la face ouest de la pointe de Saint-Gervais, (cf. fig. 11 p.32) des blocs taillés et des pieux sont alignés à -2 m NGF, formant un vaste quadrilatère vers le large. L'épave Saint-Gervais 2 est éventrée sur l'un de ces pieux, ce qui permet de dater leur mise en place avant le premier quart du VIIème s. ap. J.C. Sur la face est de cet ensemble, des pieux et des blocs présentent un agencement intact (Dovis, 1992). Ils ont été disposés soit en position émergée, soit dans peu de fond. Les pieux ont pu être plantés sous une tranche d'eau beaucoup plus importante. Leur partie supérieure a été détruite par les tarets et leur longueur totale est donc impossible à estimer, mais la partie conservée est parfois supérieure à 2m.

Datation : avant le premier quart du VIIème s. ap. J.C. pour l'un des alignements de pieux de la face sud-est

Niveau des structures : de -2 m à -3m NGF

Distance à la côte : de 30 m à 200m du trait de côte actuel

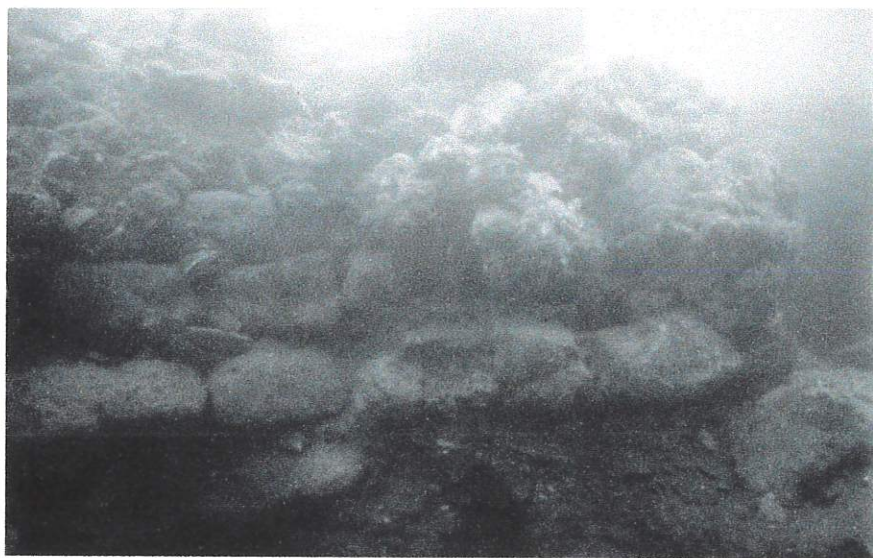
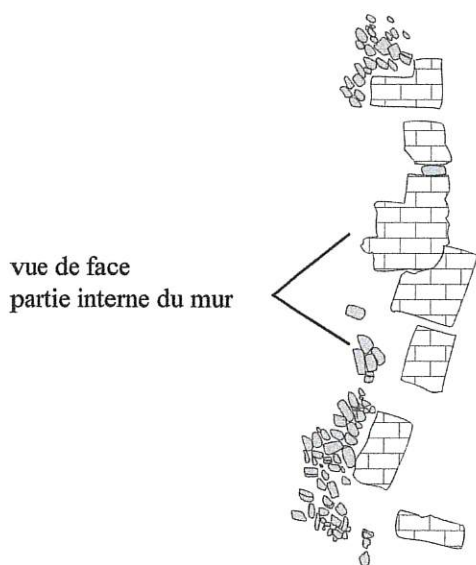
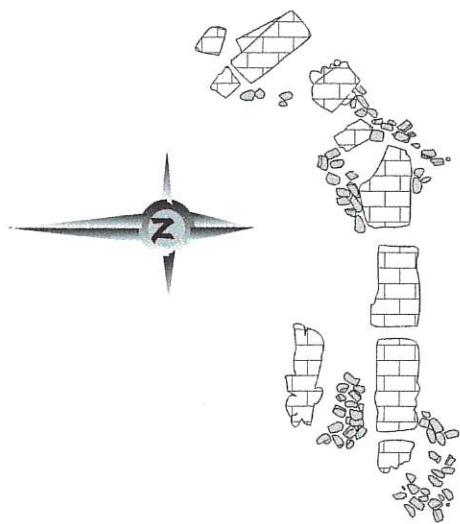
1.4 Les structures semi-immergées

Elles sont situées sur le trait de côte lors de leur construction et le niveau marin moyen se situe entre la base et le sommet de la structure. Mais compte tenu de l'élévation éventuellement importante de ces structures (quais, digues, môles), on peut affiner l'estimation paléobathymétrique à partir de la hauteur des bollards, des anneaux d'amarrages, des escaliers et des niveaux de circulation ou, comme à Marseille, à partir des niveaux d'érosion biologique et des faunes fixées (Pirazzoli, 1973 ; Guery *et al.*, 1981, Morhange, 1994 ; Morhange *et al.*, 1998).

1.4.1 Les quais

Ce sont les quais qui comportent le plus d'éléments architecturaux ou d'accastillage susceptibles d'améliorer la lecture de la position du niveau marin. La hauteur des pièces d'amarrages, les niveaux de circulation, la présence de hangars en arrière et, éventuellement, les surélévations du quai en réponse aux variations du niveau marin relatif (Guery *et al.*, 1981) sont autant d'indications qui permettent d'appréhender la position verticale et horizontale du trait de côte. Malheureusement ces structures ont rarement été observées sur le littoral étudié. Deux quais sont connus aux Laurons, l'un a été détruit comme l'épis qui le précédait, par la création de la centrale EDF (cf. fig. 10 p. 29).

fig. 12 *Vue en plan du mur situé entre les hangars et la nécropole (structure n°3 cf. fig.8) d'Après Moerman 1988 (non publié)*



0 5,20m

A horizontal scale bar with a vertical tick mark at the left end and another at the right end, labeled '0' and '5,20m' respectively.

photo n°9 *Alignement régulier des moellons du mur du Cavaou*

- Le quai de la crique nord (structure n°8 cf. fig.10 p. 29) : il n'en subsiste qu'une photo, qui montre des blocs de grande dimension. Mais ni la fonction exacte, ni l'âge de cette structure ne sont assurés. Nous ne la prendrons donc pas en compte.

- Le quai à caisson (structure n°2) : La présence d'un caisson de bois partiellement conservé indique que cette structure a été construite dans l'eau (Moerman, 1994). Ce type de construction atteint des niveaux suffisamment profonds pour permettre l'accostage. Le quai mesure 22,5m de long sur 1,8m de large pour une hauteur conservée de 1m. L'arase supérieure ayant été détruite, il est difficile d'estimer sa hauteur initiale, 1,2 m selon Moerman (1994). Sa base repose entre 1,5m et 2m de profondeur, ce qui situerait actuellement son sommet, compte tenu de la hauteur initiale du quai, sous environ 0,3m et 0,8m d'eau. Mais la présence de 130 blocs autour de la structure peut laisser présager de la destruction partielle du sommet du quai. Son élévation initiale aurait alors été plus importante. Un épis destiné visiblement à la protection du quai sur sa face ouest est conservé jusqu'à 0,4m NGF.

Un sondage sous la structure a révélé la présence de sables et d'un épais tapis de frondes de posidonies (renseignement oral, Moerman). Ce matériau particulièrement compressible a pu entraîner l'enfoncement du quai.

Le quai est supposé antique d'après la technique de construction mais "les techniques employées ne peuvent prouver avec certitude l'origine antique de la structure" (Moerman, 1994). La fréquentation du site d'après la céramique est comprise entre le III^{ème} s. av. J.C. et le VII^{ème} s. ap. J.C.. Mais l'une des digues, supposée contemporaine des autres aménagements, est datée entre le I^{er} s. ap. et le IV^{ème} s. ap. J.C.. La période de plus grande activité du port semble donc comprise entre ces deux dates. Sur les huit épaves retrouvées dans le port, quatre ont été datées : l'une entre le bas empire (-27 av. J.C.) et le IV^{ème} s. ap. J.C. et les trois autres entre le III^{ème} et le IV^{ème} s. de notre ère.

Datation : I^{er} et IV^{ème} s. ap. J.C.

Niveau des structures : le sommet du quai se situe actuellement entre -0,87 m NGF et -1,02 m NGF, le sommet de l'épis attenant (n°3 cf. fig.10) se situe entre 0,27 et 0,4 m NGF.

Position de la structure par rapport au trait de côte actuel : 10 m en aval.

1.4.2 Les digues et jetées

Les digues sont généralement non maçonnées, constituées de blocs taillés ou non taillés, souvent sans ordre particulier. Elles sont construites en zone agitée pour protéger un bassin portuaire ou une entrée de port ou le littoral. Elles peuvent être parallèles au littoral, obliques ou orthogonales. Par nature leur sommet dépasse donc largement le niveau marin moyen, afin d'empêcher les vagues de passer par-dessus.

Le fréquent mauvais état de conservation lié à la position exposée de l'ouvrage et au caractère non cimenté des blocs permet rarement d'identifier la surface sommitale. Or sans cette dernière, il est difficile d'évaluer la submersion. De plus les phénomènes de soutirage en milieu meuble et la nécessaire importante élévation au-dessus du niveau marin en font un indicateur médiocre. Il en résulte une imprécision du niveau marin estimée à +/-1 m si le sommet de la structure est conservé et, dans le cas contraire, à +/-1,5 m (Flemming, 1979).

Les jetées sont généralement construites avec plus de soin par des blocs jointifs ou maçonnés. Elles peuvent dans certain cas servir à l'accostage des navires. Si leur niveau supérieur de circulation a été conservé, elles peuvent autoriser une interprétation paléobathymétrique.

- Dans le golfe de Fos au Large de la Marronède (cf. fig.5 p.18), des blocs submergés s'alignent parallèlement à la côte sur 180m de long, avec une interruption de 30m. Ils s'abaissent progressivement vers l'ouest, où ils s'ensablent et rejoignent les stèles déjà signalées (cf. § 1.1.3 a.). Leur profil sommital très irrégulier a probablement été démantelé par les tempêtes. Son point le plus haut est à -1,85m vers l'est, mais son altitude moyenne est comprise entre -2m et -3m de

profondeur. Des pieux, circulaires et hexagonaux, ont été signalés par A. Illouze du côté exposé au large, en limite de l'enrochement.

Cette structure est interprétée comme une digue antique. Un matériel amphorique abondant est en effet mêlé aux blocs, mais en l'absence d'une étude de ce matériel ou des bois, il est difficile de la dater précisément.

Sa disposition parallèle à la côte implique une position du littoral en aval de l'actuel. Située dans l'axe de l'étang de l'Estomac, elle a permis aux archéologues (inf. orale) d'émettre l'hypothèse de l'utilisation de cet étang en tant que port.

Datation : comme pour l'anse de Saint-Gervais, en l'absence de fouille ou de datation, la structure est rapprochée des structures datées les plus proches et supposée construite entre le Ier s. ap et le IIème s. ap. J.C.

Niveau du sommet de la structure : entre -1,73m NGF et -2,08m NGF

Distance à la côte : 100m

Aux Laurons, deux digues orthogonales au rivage permettent de protéger les criques de l'influence des houles d'ouest et de nord ouest.

La digue nord est un ouvrage de 84m de long, apparemment protégé par un brise lame à sa racine (Moerman, 1994). La largeur de l'ouvrage, très variable, entre 7,50 et 20m, indique probablement une destruction partielle et l'éparpillement des blocs sommitaux vers l'est, sous l'effet des houles d'ouest. L'élévation maximale de la structure est de 2m. La digue repose sur le substrat rocheux à sa racine et à son extrémité. Comme le quai décrit ci-dessus, cette structure est considérée comme contemporaine de la plus grande période d'activité du port (Moerman, 1994).

Datation : Ier et IVème s. ap. J.C.

Niveau du sommet de la structure : entre -2,40m NGF et -2,70m NGF

Distance à la côte : 100m

Une seconde digue longue de 75m, mais elle aussi de largeur très variable (13 m à 24 m), a été démantelée par la houle. Les blocs sont éparpillés vers l'intérieur du port où certains sont inclus dans les couches archéologiques. Il permettent de dater l'édification de la digue après la période augustéenne (entre 27 av. et 14 ap. J.C.). Moerman (1994) fait l'hypothèse d'une organisation véritable du port et de l'édification des structures portuaires (digue et quais, hangar) au cours du Ier s. ap. J.C..

1.4.3 Les rampes de halage

Les rampes de halage connues en Méditerranée sont surtout celles des navires de guerre hellènes (Blackman, 1973 in Flemming 1979 ; Blackman 1993 ; Yon, 1993 ; Hurst, 1993). Leur pente varie de 10% et plus à Chypre (Yon, 1993), à 7% à Apollonia (Flemming, in Blackman 1993) et 2,5% à Marseille (Morhange, 1994).

Flemming (1979) suppose une immersion de 1 m de la base de la rampe afin que l'étrave du navire puisse venir s'échouer sur elle. A Marseille, Morhange (1994) considère que la base de la rampe est située au niveau marin moyen, avec une légère immersion (environ 15 cm). Sur substrat rocheux la forte déclivité du profil favorise l'approche du navire et autorise une légère submersion de la base de la rampe. En milieu sédimentaire, et en particulier sur les côtes du delta du Rhône, la très faible pente de la partie haute de la plage sous-marine, parfois inférieure à 1%, nécessite que la base de la rampe de halage se prolonge suffisamment sous le niveau marin. Nous retiendrons donc la valeur proposée par Flemming (1979), soit une submersion du pied de la rampe sous 1m d'eau environ.

A Fos, les *Navalia* des Cavaou (cf. § 1.3.2), décrites comme hangar à bateau, ont pu abriter des rampes, ce qui explique peut être la très forte submersion de la partie basse des structures (-2m NGF). Les fouilles (Gassend, 1990) mettent en évidence une pente de 1,5% entre les plots amont et aval. Si la base de la structure est sous 1m d'eau, le bâtiment est immergé sur

40m de longueur environ. Nous rappelons pour mémoire que la longueur de l'épave Saint-Gervais 3 est légèrement supérieure à 16m.

1.5 Les structures immergés

Les indicateurs immergés sont à l'origine les moins précis, car il est difficile d'estimer la hauteur d'eau ou la distance au rivage initiales. Les vestiges d'épaves, avec la collaboration de l'archéologue, peuvent se révéler d'une grande utilité.

Lors du naufrage, le navire se situe obligatoirement dans une zone en eau ; sa position fournit donc une position par défaut du trait de côte, à moins qu'il ne s'agisse d'un navire naviguant au moment du naufrage sur des canaux ou une étendue d'eau intérieure.

Long (1997) et Illouze (1988) distinguent, sur la côte du delta du Rhône, les naufrages et les échouements. Ils s'appuient sur l'étude des modes d'échouement des épaves modernes sur les barres d'avant-côte. Ces épaves fournissent une information relativement précise sur la situation du rivage et la profondeur lors de l'échouement. Elles sont différentes des naufrages au large, dont les vestiges sont connus à toutes profondeurs.

Les échouements se produisent dans la plupart des cas lors des tempêtes. La côte basse du delta du Rhône ne permet pas aux navigateurs d'avoir des points de repère. Si par erreur de navigation ou suite à des difficultés à manœuvrer, un navire s'approche trop du rivage, il heurte alors la première barre d'avant côte qui se situe suivant les zones entre 300 m et 150 m du rivage pour une profondeur comprise entre -3 m et -1,5 m. L'étude archivistique (Illouze, 1988) et les photographies du début du siècle de Carle Naudot montrent les navires échoués en général en travers, sur les barres d'avant plage ou parfois sur la plage aérienne en partie submergée par la tempête. En général, les navires échoués prennent une orientation parallèle à la côte, mais parfois ils peuvent s'orienter perpendiculairement, nez au vent. Le navire subit, lors de l'échouage, des voies d'eau qui l'entraînent dans le sillon en amont de la barre ou sur la barre suivante. En fonction de la force de la tempête ou de la taille du navire l'échouement peut s'effectuer jusque sur la plage aérienne. Long (1997) montre que la disposition des épaves modernes est calquée sur la position du rivage du XVII-XVIIIe siècle, correspondant au delta progradant du Rhône du Bras de Fer. Le recensement, le positionnement, la datation et l'expertise des conditions de naufrages, lorsqu'elles sont possibles, lui ont permis d'appliquer ce principe aux navires de l'Antiquité et de proposer une position du paléorivage au sud des Saintes-Maries de la mer. Nous essaierons d'utiliser cette méthode dans le secteur de Fos.

Les épaves sont moins pertinentes pour apprécier la position verticale du niveau marin lors de l'échouage. En effet, sachant que les navires de l'époque ont un tirant d'eau compris entre 1,2 m et 3 m (Pomey, 1982, Roman, 1997) on peut estimer la profondeur d'échouement. Mais leur localisation à faible profondeur génère des perturbations courantologiques et un surcreusement qui tend à les enfoncer en partie dans le sable. Seules les plus fortes tempêtes ou les processus importants d'érosion peuvent alors les remettre à jour. Tout au plus peut-on présumer logiquement que, lors de l'échouage, le niveau marin moyen se situait entre -3 m, profondeur de la première barre, et le zéro, niveau de la plage aérienne. La marge d'erreur est donc de 3 m environ.

A Fos

Les épaves Saint-Gervais 1 et Saint-Gervais 3 très proches l'une de l'autre (70 m) sont situées entre à 500 et 600 m du rivage actuel, par 4 m de fond. Saint-Gervais 1 est datée entre 139 et 140 après J.C. (Liou & Gassend, 1990). Elle est coupée en deux et les deux parties du navire sont écartées de 70 m. Quant à l'épave Saint-Gervais 3 sa cargaison et sa pompe de cale ont probablement été récupérées après le naufrage. Le tirant d'eau de l'épave Saint-Gervais 3 est estimé à 2,10 m (Liou & Gassend, 1990).

Datation : SGV1 entre 139 et 140 , SGV3 IIème s. ap. J.C. Ces épaves sont donc contemporaines des stèles et autels mis en évidence 100 m en aval environ.

Distance au rivage : SGV1 entre 500 et 600 ; SGV3 à 500 m

Les épaves Fos 1 (dite épave Fournon) et Saint-Gervais 4 sont très éloignées du rivage et présentent moins d'intérêt dans le cadre de cette recherche. Fos 1 se situe dans le secteur est du Golfe de Fos, au large de la digue de la Marronède à 3 km environ, Saint-Gervais 4 est au large de l'anse de Saint-Gervais par 6m de fond à 1,2 km du rivage. L'épave Fos 1 est datée du Ier s. av. J.C. et Saint-Gervais 4 du Ier s. ap. J.C. (Gateau et colab., 1996).

L'épave Saint-Gervais 2 est localisée à l'est de la pointe de Saint-Gervais, à 170 m du rivage actuel par 2,5 m de fond. Le navire s'est empalé sur un pieu (localisation fig. 10 et suivante 13). M-P. Jézégou estime la date du naufrage au VIIème s. ap. J.C (Jézégou, 1983).

Datation : premier quart du VIIème s. ap. J.C. Le tirant d'eau de l'épave obligatoirement inférieur à la hauteur de cale est donc inférieur à 2m.

Aux Laurons

Les épaves permettent seulement de dater la période de fréquentation du site portuaire entre le Ier s. et le IVème s. ap. J.C.. Elles ne permettent pas de mettre en évidence ni de variation importante de la ligne de rivage ni de variation verticale du niveau marin relatif.

L'hypothèse d'un naufrage au mouillage est évoqué pour certaines de ces épaves (Moerman, 1994).

1.6 Interprétation :

A l'exception de quelques vestiges correspondant précisément à la ligne de rivage, chaque structure permet de proposer, à une époque donnée et avec une fourchette d'erreur altimétrique variable, une position maximale ou minimale du trait de côte et une position verticale du niveau marin.

Les structures archéologiques sont généralement de bons marqueurs de la position latérale du trait de côte et sont directement interprétables en ce sens. Par contre la position verticale du plan d'eau est généralement appréhendée soit en terme de position « minimale » (épaves), ou « maximale » (tombes, habitats, hangars).

Pour la position du trait de côte :

-En Camargue en l'absence de fouille et compte tenu de l'échelle d'observation on ne peut proposer qu'une carte de l'extension des sites terrestres en fonction de leur âge (cf. fig. 7 p24). Les sites sont relativement dissimulés et sont représentatifs d'un état de la recherche. Le caractère littoral des sites entre la Gacholle et Ulmet permet néanmoins d'interpréter de positionner le trait de côte entre le Ier s. avant et le IIème ap.

Les sites marins directement interprétés en terme de position du trait de côte par Long (1997) feront l'objet d'une comparaison dans la IIIème partie de ce travail.

A Fos, (fig.13) l'extension latérale importante des structures permet d'appréhender l'évolution du trait de côte à l'échelle de cette étude. Pour les autres sites la mobilité latérale semble minime de par leur caractère rocheux ou l'extension limitée des structures.

Deux faits se détachent :

-la position du trait de côte au cours de la période romaine est en aval de l'actuel d'environ 500m si l'on tient compte de la structure émergée à l'origine la plus éloignée (nécropole n°2).

-au moins deux états du rivage peuvent être supposés (fig. 15). Un premier état d'un rivage situé à 100m environ du trait de côte actuel, au cours de Ier s. de notre ère, est établi grâce aux hangars si l'on admet leur fonction de hangar à bateau. D'après la pente des hangar du Cavaou et

l'existence d'une poutre fixé au sol sur le modèle des rampes de halage à Saint-Gervais ainsi que les dimensions importantes des structures cette hypothèse est très probable. Leur position sur le rivage est alors nécessaire pour permettre l'accès des navires.

Un second état au IIème et IIIème s. de notre ère est établi à partir des stèles et autels situés à 500 m du rivage (2). Un mur (3) et d'autres structures moins bien conservées confirment cette position en aval du rivage. Elle explique ainsi l'échouement des épaves jusqu'alors non reliées aux structures terrestres. La distance à 100m de trait de côte du IIème IIIème s. proposé correspond à la position actuelle observable de la ride littorale sur la plage des Cavaou (cf. PI chap. II). Au VIIème s. on suppose le littoral proche compte tenu de la morphologie côtière mais compte tenu du mode particulier de naufrage de cette épave empalée sur un pieu on ne peut attester de la position du trait de côte. Jean-Marie Gassend proposait avant le début de ce travail une autre restitution (fig.16), basée sur l'hypothèse d'une nécropole et de *navalia* contemporaines. Afin de permettre l'accès aux navires aux hangars, il a imaginé la présence d'une lagune ouverte sur la mer. Les résultats paléoenvironnementaux permettront d'éclaircir partiellement cette question dans la Partie II chapitre II.

Pour la position verticale du niveau marin relatif, compte tenu des fourchettes altimétriques souvent importantes et des possibilités de soutirage du sable ayant entraîné l'enfoncement de certaines structures nous avons représenté dans un premier temps sur la figure 14 (relation âge/profondeur) seulement la position absolue de découverte des vestiges. L'interprétation en terme paléo-bathymétrique sera effectuée dans la partie II et III en confrontant les résultats archéologiques aux autres indicateurs. Mais nous pouvons déjà mettre en évidence que les structures archéologiques dans le secteur de Fos sont en position nettement inférieures aux structures issues des autres sites contiguës au Golfe de Fos.

Tout d'abord par rapport à la Camargue, les fouilles récentes et exhaustives de cinq sites de part et d'autre du Vaccarès (Combettes, Carrelet, Mornès, Cabassole, Capellières) montrent une grande homogénéité de leur position. Celles-ci sont comprises entre -0,6m et 0m pour les basses. Ces valeurs sont tout à fait comparables aux observations effectuées sur le littoral de Martigues (site de l'Île et Côte Bleue). Par contre les structures du fond du golfe de Fos sont décalées de 0,5m à 3m par rapport aux précédentes. Cette position anormalement basse nécessite une approche géomorphologique des conditions de gisement faisant la part de la variation relative du plan d'eau et de l'érosion littorale pouvant expliquer la position des structures les plus basses. Mais d'ores et déjà on peut attribuer une part de la submersion à la variation relative du plan d'eau compte tenu du caractère en place des hangars et de la situation des carrières de Saint-Gervais et de Botaï sur la dalle miocène donc non soumise au soutirage.

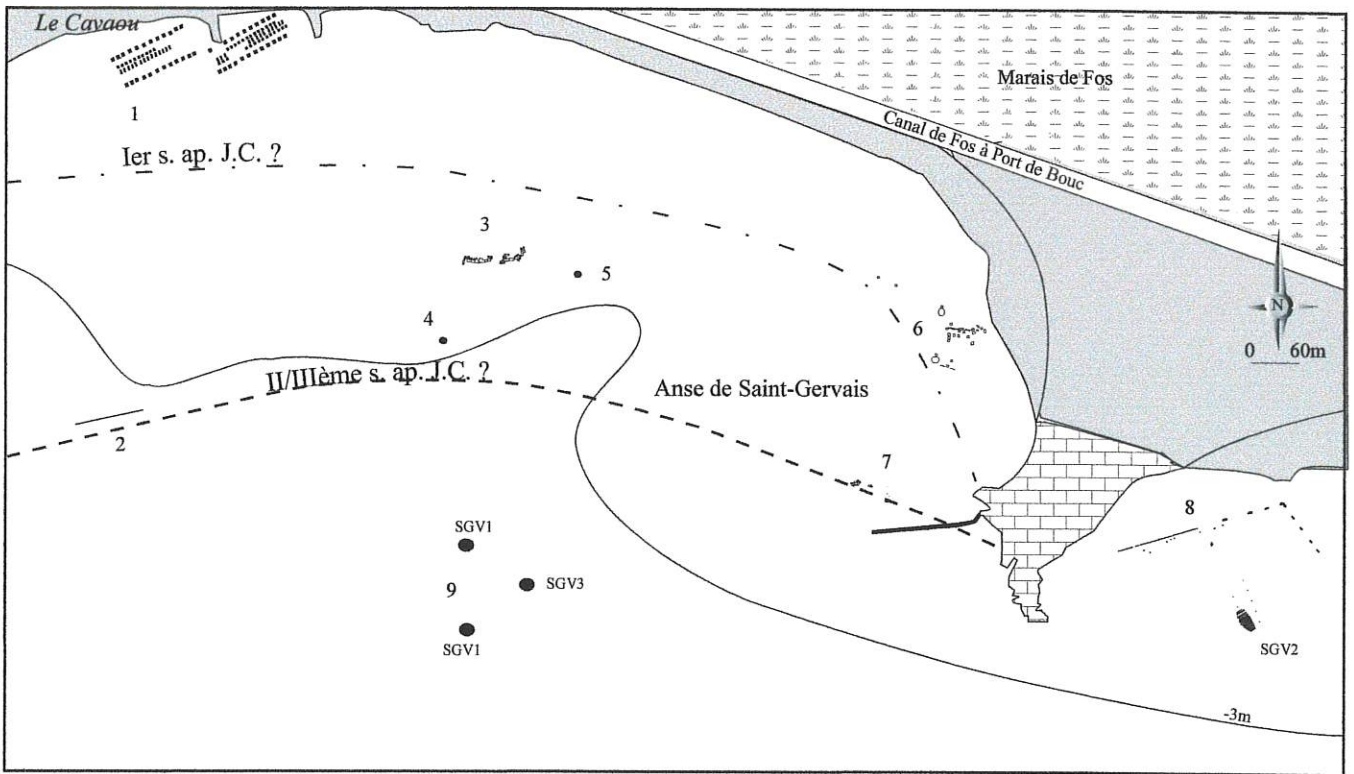


fig. 13 Hypothèse de position du trait de côte au Ier s. ap. J.C. et au II/IIIème s. ap. J.C.

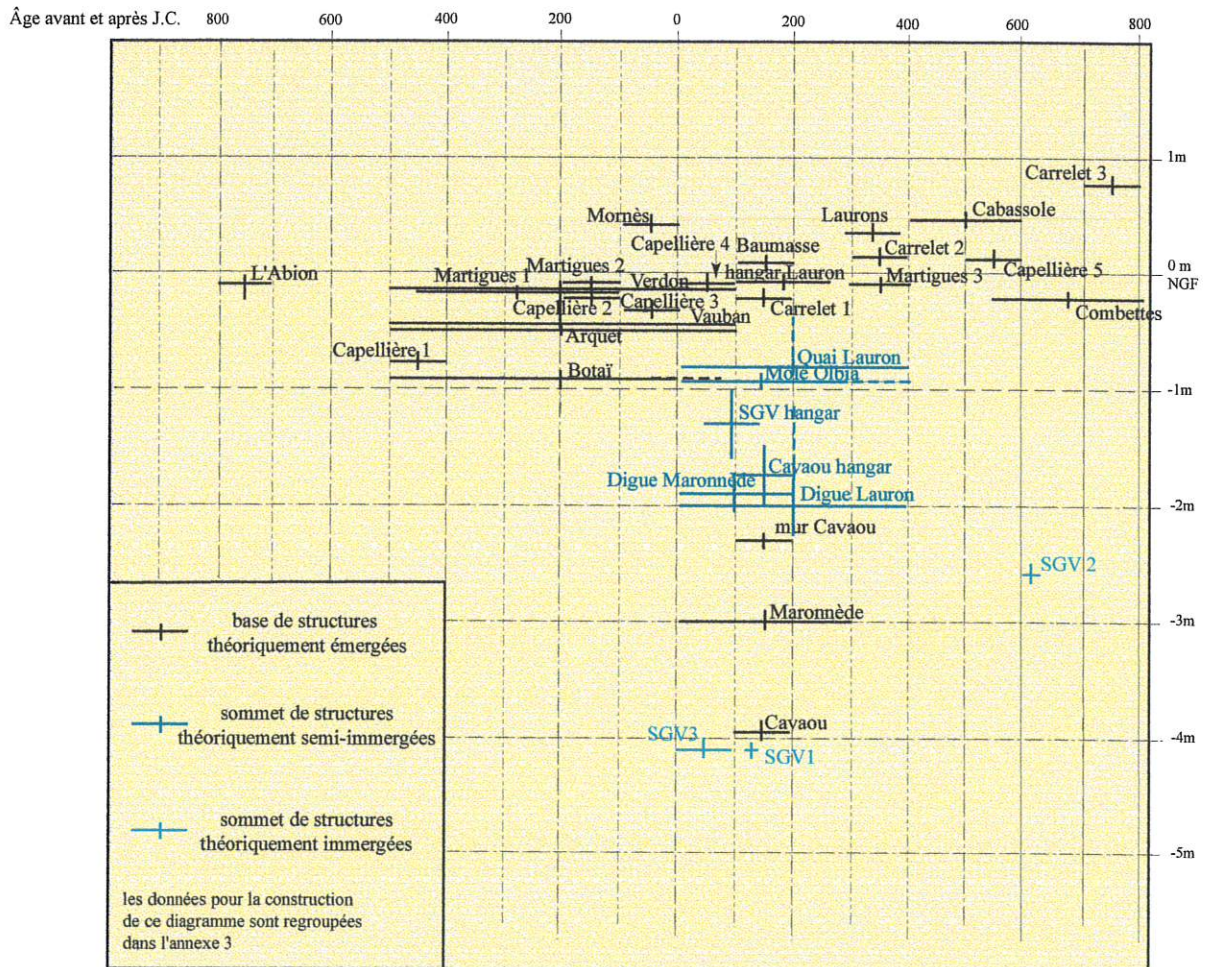


fig. 14 Diagramme Age /profondeur de la base des structures émergées et du sommet des structures immergées

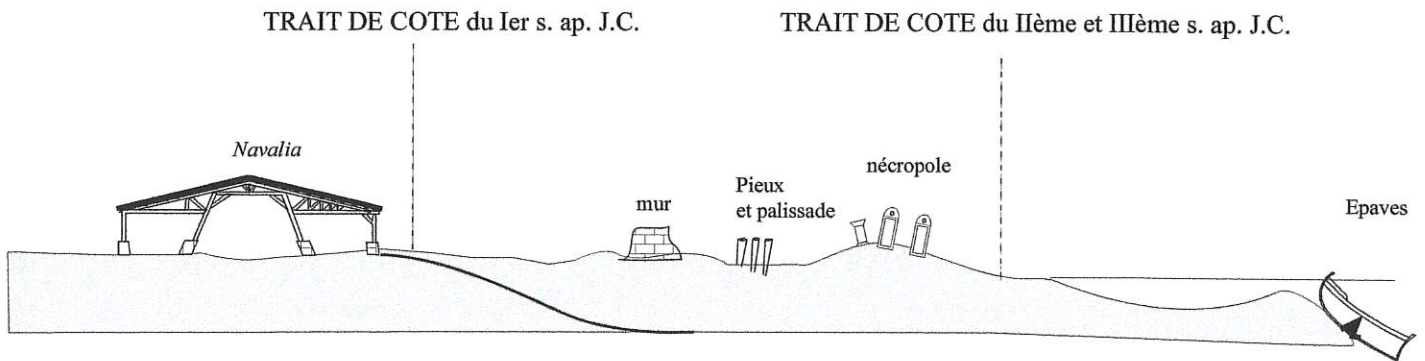


fig. 15 Hypothèse de restitution du trait de côte d'après les vestiges du Cavaou

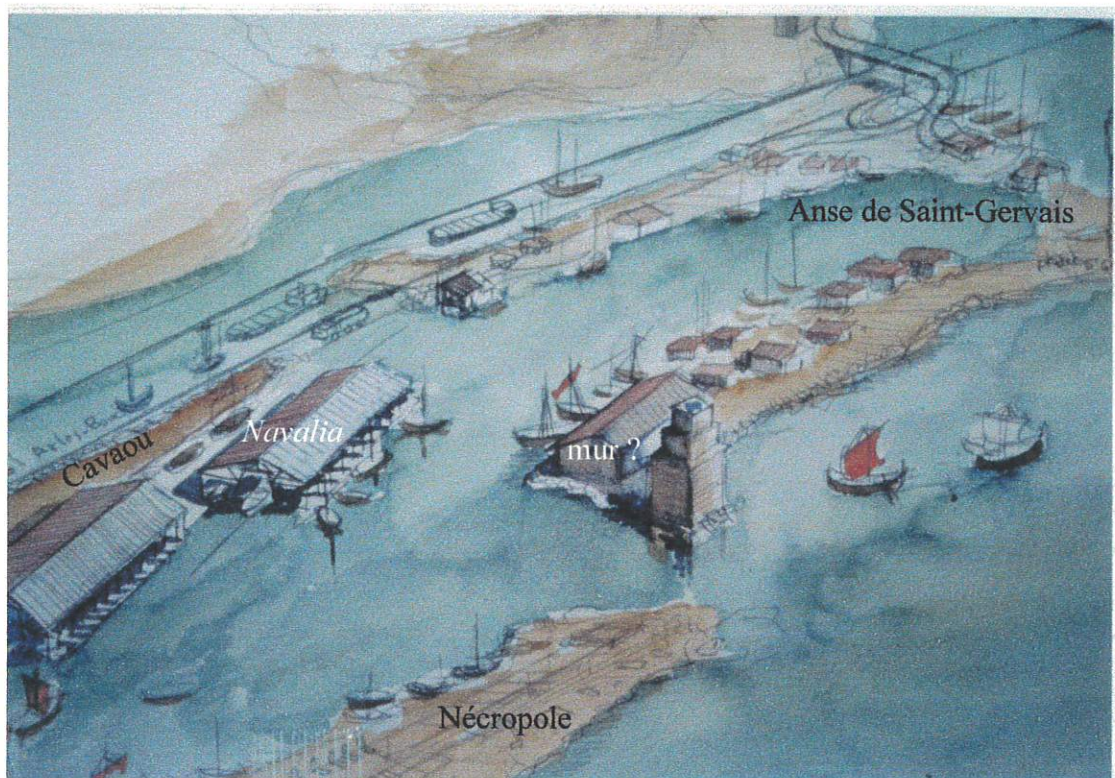


fig. 16 Hypothèse de restitution du trait de côte d'après Jean-Marie Gassend en 1990

Conclusion Chapitre I

Les structures archéologiques sont généralement de bons marqueurs de la position latérale du trait de côte et sont directement interprétables en ce sens. Par contre la position verticale du plan d'eau est généralement appréhendée soit en terme de position « minimale » (épaves), ou « maximale » (tombes, habitats, hangars), soit avec une fourchette d'incertitude de +/- 1m (rampes). Cette évaluation peut-être améliorée en croisant les indications altimétriques de tous les vestiges sur un profil transversal du site. La précision dépend donc du nombre de structures pour chaque période d'occupation du site et de leur variété.

En dehors du fond du golfe de Fos la submersion de sites archéologiques littoraux du secteur est compatible avec les résultats antérieurs obtenus sur les côtes de Provence (Pirrazoli 1976, Provansal 1991, Morhange 1994) et indiquent donc une variation positive du niveau marin relatif depuis la période antique.

En Camargue, les niveaux d'occupation ne présentent pas un enfoncement particulièrement important contrairement à ce que laissaient supposer les données archéologiques anciennes. Ceci constitue un apport fondamental du programme archéologique Camargue, remettant en cause les données anciennes (Russel 1942, Benoît 1952, Denizot, 1959). Un certain nombre de sites supposés en place ont eux aussi été remis en cause grâce à une critique objective des ramassages de céramique par prospection. Le matériel des sites littoraux situés entre le phare de la Gacholle et l'abbaye d'Ulmet très roulé et non homogène provient probablement d'épaves situées au large alors que le littoral se tient légèrement en retrait de sa position actuelle dans ce secteur (Cf. fig. 7).

A Fos, les structures émergées, hangars, murs, nécropoles et carrières sont situées en position anormalement basse, entre -1 m et -3 m, par rapports aux sites proches. Si pour certaines de ces structures le soutirage doit être invoqué, il ne peut l'être pour la carrière de Botaï située 0,5 m plus bas que les carrières de la côte bleue et de la côte rocheuse située au sud de la passe de Port de Bouc. La découverte récente de cette structure permet sans aucun doute et directement (sans recours à la stratigraphie) de prouver la submersion anormale d'une partie du golfe de Fos.

-un nombre important de structures, théoriquement bâties en milieu émergé ou semi-émergé sont situées nettement en aval du trait de côte actuel tout comme les épaves (SGV1 à 3) qui présentent les caractéristiques de l'échouement (Long, 1997) à une profondeur et une distance au rivage aujourd'hui incompatible.

-la submersion importante de ces structures sur le site de Fos par rapport aux structures de Camargue, de Martigues et des Laurons qui sont des sites contiguës à Fos. Les structures en place permettent de diagnostiquer une élévation du niveau marin relatif.

Ces faits archéologiques semblent donc indiquer une position du trait de côte en aval de sa position actuelle et une submersion anormale d'une partie du Golfe de Fos. Mais la chronologie archéologique est souvent incomplète. L'étude des dépôts sédimentaires et la datation radiocarbone permettra dans la deuxième et troisième partie de :

- préciser la chronologie
- faire la part des effets du soutirage
- préciser la valeur de la submersion à l'aide des autres indicateurs bathymétriques
- proposer une explication à la variation locale du niveau marin relatif dans le golfe de

Fos.

Chap II les indicateurs faunistiques et floristiques des paléoenvironnements littoraux

Introduction :

A partir de référentiels bâtis par l'observation des milieux actuels, les flores et les faunes fossiles peuvent être utilisées comme des indicateurs des paléo-environnements et de leurs dynamiques.

En milieu continental, les faunes malacologiques sont un bon indicateur du biotope local, mais nous n'avons pas pu les étudier dans le cadre de cette recherche. Les flores polliniques enregistrent un signal paléo-écologique plus global, à valeur régionale. Leur comparaison avec une palynostratigraphie régionale bien étudiée (H. Triat-Laval, 1978) permet un calage chronostratigraphique. Dans les séries continues des plaines littorales, elles permettent d'évaluer les conditions d'humidification du milieu, qui sont en grande partie fonction de la position du niveau marin et du débit des nappes d'eau douce.

En milieu immergé, les faunes marines ou lagunaires peuvent indiquer une paléobathymétrie selon l'étagement bionomique défini par Pérès et Picard (1964). Cependant les assemblages faunistiques des milieux sédimentaires meubles sont également déterminés par la granulométrie des sédiments, les conditions d'agitation, les variations de salinité et de la température. L'ensemble de ces paramètres permet de compléter l'information bathymétrique et de définir l'étagement des milieux.

Dans ce chapitre j'aborderai successivement les indicateurs polliniques en milieu émergé et faunistiques marins, ces derniers s'étant révélés les plus constamment abondants dans mes stratigraphies. Le but est de faire le point sur la pertinence de ces outils pour la mesure de la mobilité littorale et de dresser un état des connaissances acquises sur ces thèmes, antérieurement à notre recherche sur ce secteur.

2.1 L'apport de la palynologie

La palynologie des milieux meubles littoraux a bénéficié de travaux de référence, sur les côtes atlantiques (Ters *et al.*, 1968 ; Morzadec, 1974 ; Regrain, 1979 ; Visset, 1979, 1982, 1988 ; Visset *et al.*, 1990) et méditerranéennes françaises (Planchais, 1973 ; Triat, 1975 ; Planchais *et al.*, 1977 ; Triat-Laval, 1978 ; Pons *et al.*, 1979 ; Puertas 1997). Ils fournissent un référentiel indispensable à la reconstitution des biotopes et de leur organisation spatiale.

J'ai pu exploiter des stratigraphies complémentaires sur le secteur de Fos, grâce aux déterminations polliniques réalisées par J.L. de Beaulieu (IMEP-CNRS, Université Aix-Marseille III).

2.1.1 L'apport chronostratigraphique de la palynologie :

La palynostratigraphie régionale a été établie dans le bas Rhône par Triat (1975), Triat-Laval (1978), puis Laval & Medus (1989), Laval *et al.*, (1991). Elle fournit des repères chronologiques qui complètent les autres méthodes de datation et dont nous rappelons brièvement les principaux éléments : optimum de la pinède à la base du Préboréal, pic de noisetiers à la limite Préboréal/Boréal, développement de la chênaie à chênes pubescents au cours du Boréal, relayée progressivement par la chênaie sclérophylle dès l'Atlantique. L'Atlantique moyen (vers 4500 av J.C) est caractérisé par l'expansion des pollens de sapin, la limite inférieure du Subboréal (vers 3500 av. J.C.) par celle du hêtre. Ces repères sont cohérents avec les résultats des travaux récents sur les

paléoenvironnements de l'étang de Berre proche de Fos (Roux, 1991 ; Provansal, 1995). Nous nous appuyerons donc sur eux pour compléter la chronostratigraphie de la plaine deltaïque. Signalons, cependant, que l'anthropisation perturbe progressivement l'image pollinique régionale dès l'Atlantique et favorise les formations végétales plus xériques (chênes sclérophylles, pins et herbacées) dans des proportions et à des dates différentes selon les sites.

2.1.2 L'apport palynologique en terme de mobilité littorale

2.1.2.1. Remarques générales

L'image pollinique permet de décrire la composition floristique et l'organisation des milieux pour chaque période. Dans les plaines littorales, elles sont liées à l'ensemble des facteurs biotiques et abiotiques, mais elles dépendent plus particulièrement de trois facteurs principaux : le vent, en particulier sur les dunes, les eaux et le sel ; dans les marais et tourbières, qui ont fait l'objet de sondages en arrière des cordons sableux, elles sont surtout influencées par les deux derniers facteurs, qui dépendent étroitement de la proximité du trait de côte et de la position verticale du niveau marin.

L'organisation de la couverture végétale est également déterminée par la microtopographie des dunes littorales ou des levées fluviales (Heurtaux, 1987) et des dépressions lagunaires ou d'origine fluviales (lônes).

Ces facteurs concourent à une organisation de la végétation en ceinture, selon un gradient d'humidification, de salinité ou d'altitude, auquel se surimpose une organisation en bande à l'échelle de la plaine littorale, selon un gradient d'influence marine s'atténuant depuis la côte vers le domaine continental (Puertas, 1997). Les variations du niveau marin relatif et le déplacement horizontal de la côte induisent donc une modification des limites spatiales des différents domaines.

2.1.2.2. Les biotopes à l'est du delta du Rhône, organisation générale

L'organisation complexe des faciès lithologiques liés à la construction holocène du delta engendre une organisation de la végétation en mosaïque très morcelée, s'ajoutant à l'organisation en ceinture, qui rend en général difficile l'interprétation pollinique en terme de variation linéaire du trait de côte ou du niveau vertical marin relatif.

À l'est du Grand Rhône, les relations eau douce/eau salée sont conditionnées par la présence, sous les alluvions holocènes, de formations caillouteuses pleistocènes à forte perméabilité plongeant vers le sud-ouest (Colomb *et al*, 1975). La nappe d'eau douce, captive dans les cailloutis pléistocènes, entre en contact avec le coin salé, vers l'aval et à son mur ; l'interface eau douce/salée est fortement incliné vers le sud-ouest. Le débit actuel de la nappe phréatique de Crau est de 8 m³/seconde (fig. 17) ; à l'aval, dans le secteur des Coustières, elle est bloquée par le coin salé et affleure, créant une zone marécageuse persistante depuis plus de 5600 av. J.C. (Ly-8681). La présence de ce très important aquifère d'eau douce et de sa remontée conditionne l'organisation des écosystèmes de la rive gauche du Rhône (photo. n°10).

La carte de la végétation (fig. 18) établie avant l'industrialisation du secteur de Fos (Molinier *et al*, 1964) montre (1) au nord-est du canal d'Arles à Bouc, une bande de végétation adaptée aux milieux doux : *Phragmites* ou *Typha*, Cypéracées, prairies humides à *Cladium mariscus* ; (2) au sud-ouest du canal, la domination de la végétation halophile organisée en ceinture autour des lagunes et dépressions salées (sansouïres à *Arthrocnemum* et *Salicornia*, *Artemisio-staticetum virgatae* puis *Schoeneto-Plantaginetum crassifoliae*) ; (3) sur les dunes ou cordons littoraux actuels et anciens, des pôles de milieux psammophiles, halophiles ou doux grâce à la présence saisonnière d'une lentille d'eau douce d'origine météorique (Heurtaux, 1987), avec *Ammophila*, *Tamarix* et *Juniperus*.

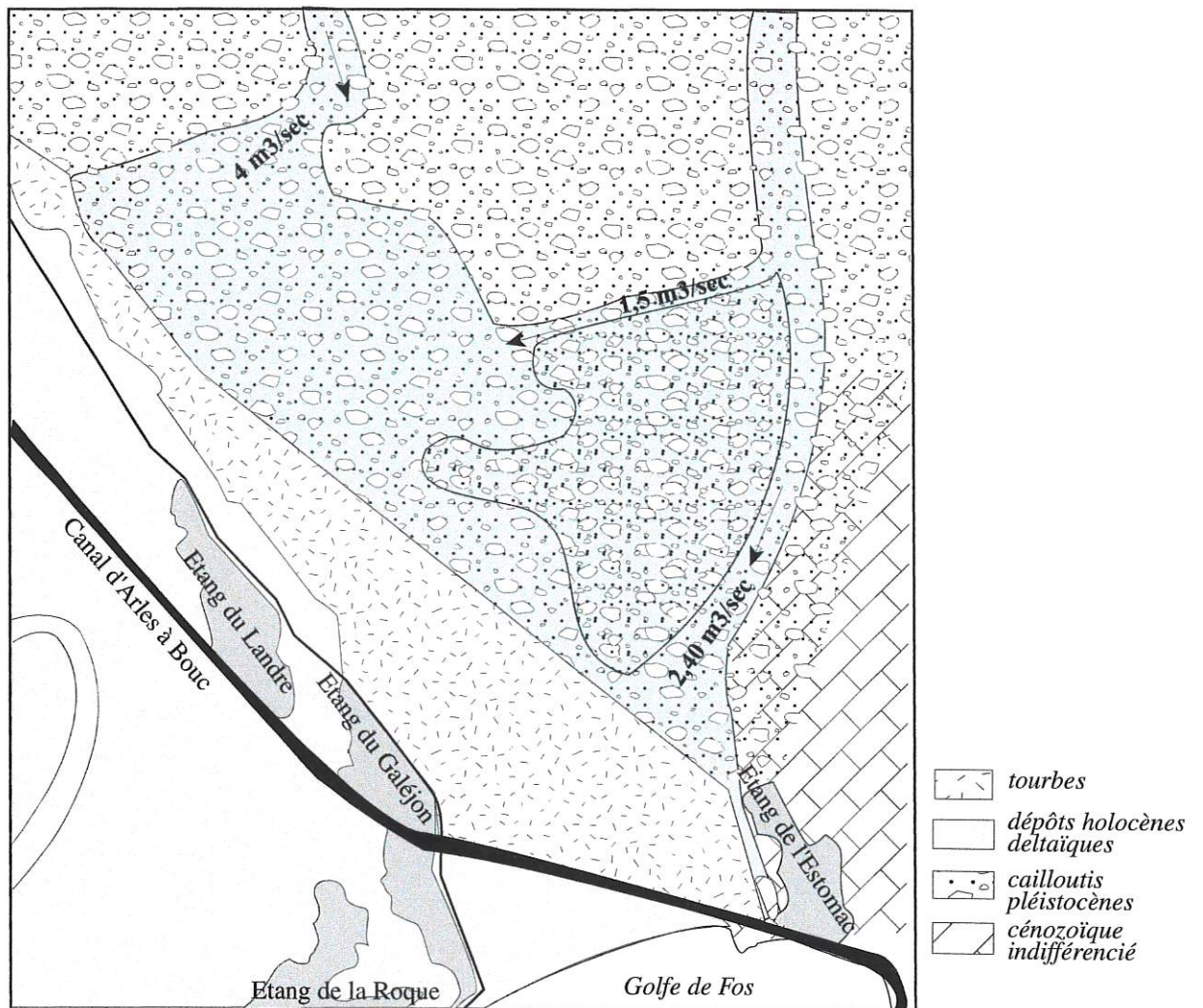


fig. 17 Débit de la nappe de Crau et principales zones d'écoulement vers la mer

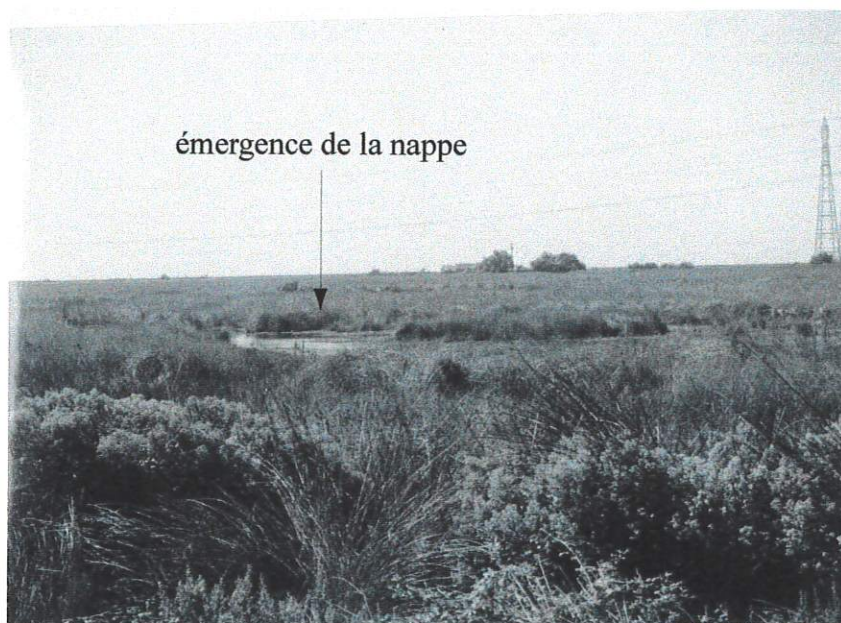


photo n°10 La tourbière du Marais de Fos et les zones d'émergence de la nappe (lauron) -vue vers l'ouest-

2.1.2.3. La palynologie, un indicateur de la mobilité littorale

Les variations de l'enregistrement pollinique peuvent permettre d'évaluer :

- les variations de la salinité des sols, liées à la pénétration de la nappe salée, elle-même dépendante de la mobilité latérale et verticale du trait de côte,
- le déplacement des écosystèmes psammophiles liés à la position des cordons sableux littoraux.

La plupart des travaux (Sanchez-Goni, 1996 ; Puertas, 1997, Planchais 1973 et Planchais *et al* 1977) s'appuient sur les variations antithétiques de la représentation des Chénopodiacées, indicatrices de la salinité du milieu, et des espèces dulçaquicoles (*Typha*, Cypéracées). Morzadec-Kerfroun (1995) propose une approche systémique des écosystèmes côtiers atlantiques, à partir des fossiles polliniques et des micro-organismes (kystes de dinoflagellés et foraminifères) : elle définit quatre faciès-type, transgressifs ou régressifs, basés sur l'ordre de succession des milieux (de la vasière tidale à la tourbière), dont les variations permettent d'interpréter la dynamique du trait de côte. Diot & Tastet (1990) associent dans la même but les ostracodes et les spores d'algues d'eau douce. Sur le littoral languedocien, Puertas (1997) souligne également la présence de pics de chénopodiacées, interprétés en terme de salinisation du milieu, mais sans qu'il soit possible de faire la part des influences marines, paléoclimatiques ou anthropiques.

A Fos, entre les grand Paluds et Les Ponts Clapets (fig.19) cinq carottages, échelonnés du sud vers le nord, ont donné lieu à une interprétation dont nous résumons brièvement ici les résultats (Triat, 1975 ; Triat-Laval, 1978). Ils ont traversé une tourbe à Cypéracées, peu évoluée et alcaline (pH environ 7,5), reposant sur une marne grise. A la base des tourbes, la faune indique un milieu palustre dulçaquicole. L'âge radiocarbone de la base des tourbes montre qu'elles se mettent en place progressivement du sud vers le nord : elle est antérieure à environ 5000 ans av. J.C. (Ly-364) aux Ponts-Clapets, à 4000 ans av. J.C. (Ly-1496), puis 700 ans av. J.C. (Ly-1494) aux Grands Paluds. Cette géométrie traduit la montée générale du système phréatique.

De la base au sommet des sondages, les pourcentages très importants de pollens de Cypéracées, de *Typha* et la présence de spores trilètes sont caractéristiques des prairies humides et des tourbières des milieux doux. Mais Triat-Laval (1978) souligne quelques variations importantes en termes de mobilité littorale :

- A l'aval, aux Ponts-Clapets, l'augmentation de *Phillyrea*, *Pistacia* et *Juniperus* traduirait un rapprochement des cordons dunaires littoraux avant 5 000 ans av. J.C..
- Le même phénomène est perçu aux Grands Paluds plus au nord, un peu plus tard (vers 4 000 ans av. J.C.) et de façon atténuée. Il est associé à une hausse des espèces aquatiques (*Typha* et spores de trilètes), qui traduirait la montée du système phréatique.
- Vers le sommet des carottes (Subboréal- Subatlantique), l'importance croissante des Chénopodiacées (au sud) et des Cypéracées (au nord) indiquerait la montée du coin salé (ou le rapprochement du rivage) et du système phréatique.

Mais l'auteur souligne l'ambiguïté d'une interprétation en termes uniquement eustatiques : au sommet des carottages, il est impossible d'exclure les actions anthropiques, qui peuvent favoriser le développement des même taxons, en particulier les Chénopodiacées ou *Salicornia*.

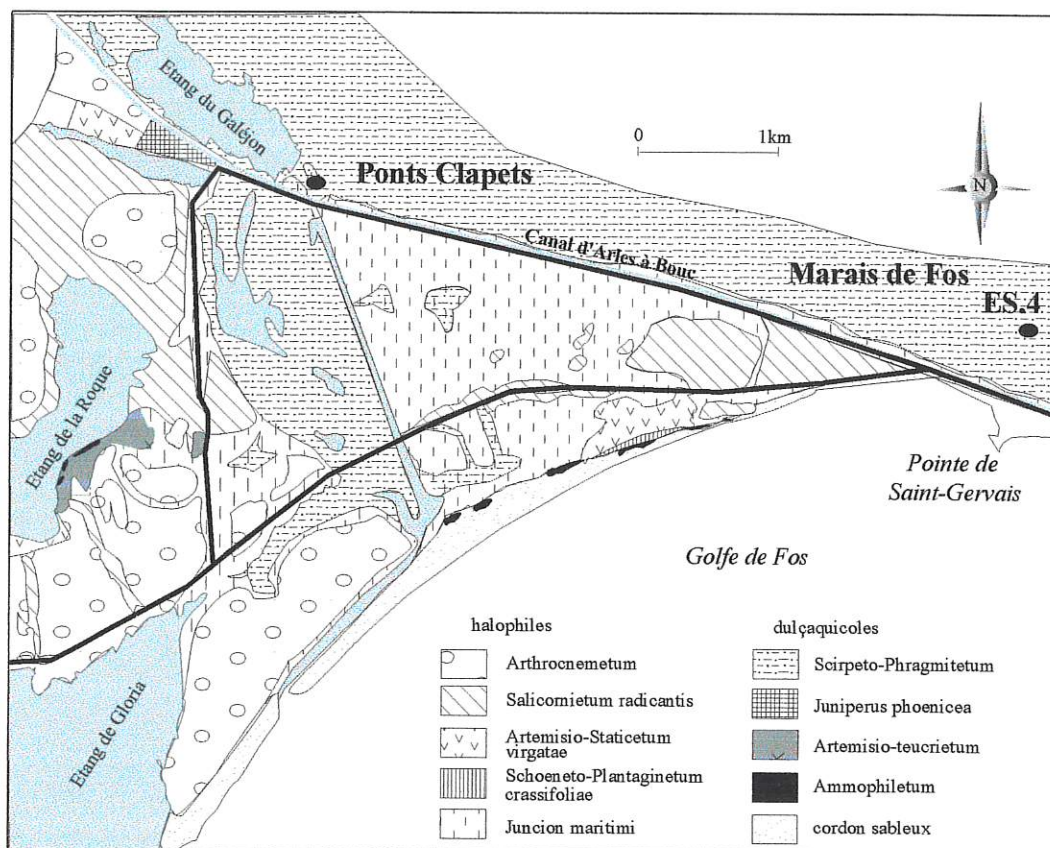


fig. 18 Relevé de la végétation à Fos en 1964 d'après Molinier et al (1964)

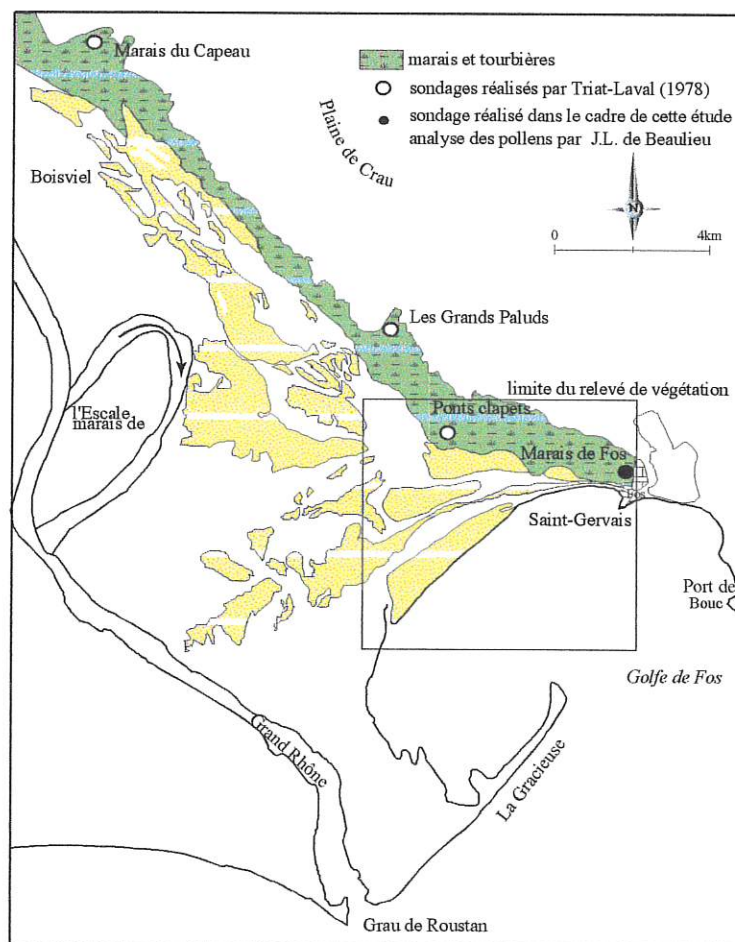


fig. 19 Localisation des sondages polliniques sur la marge orientale du Delta du Rhône

Nous avons effectué 4 nouveaux sondages, dans le marais de Fos (cf. fig. 19) à l'est de Pont-Clapets, immédiatement en arrière du littoral actuel. L'analyse pollinique de l'un d'eux (ES 4), réalisée par J. L. de Beaulieu, confirme et complète vers le haut les données de Triat-Laval (1978). Nous faisons succinctement état de ses résultats (fig. 20):

- La présence d'une tourbière dulçaquicole est confirmée depuis 4452/4106 av. J.C. malgré la position méridionale des sondages par rapport à ceux de Triat-Laval (1978). Sa base est à -3,65m NGF. Elle enregistre la présence proche du littoral : groupements édaphiques du cordon sableux (*Pistacia* et

Phyllirea) et de la sansouïre (Chénopodiacées). Cette influence reste discrète et le milieu dulçaquicole est affirmé tout au long du diagramme malgré la proximité supposée du littoral. A aucun moment les taux de pollens de chénopodiacées varient dans des proportions importantes contrairement aux évolutions montrées par ailleurs sur les plaines littorales du Languedoc (Puertas, 1997).

- Puis l'absence d'influences du littoral caractérise la partie médiane du diagramme. Le milieu est essentiellement doux.

- Au sommet du diagramme, après 700/900 ap. J.C., le caractère humide et doux du milieu s'accroît (augmentation des Cypéracées et pic de *Typha* vers -0,35m NGF). Ce changement s'accompagne d'une brusque modification de la sédimentation, les tourbes étant submergées par des boues carbonatées, qui signifient sans équivoque la mise en eau de la tourbière. L'analyse pollinique permet donc de mettre en évidence les transformations des écosystèmes liées à la mobilité du littoral. Elle semble indiquer à Fos l'existence d'une influence littorale jusque vers environ 4000 av. J.C. mise en évidence grâce aux travaux de Triat-Laval (1978). Après cette période dans le marais de Fos pourtant situé au sud des sondages de Triat-Laval les influences marines sont très peu marquées. Une modification importante du milieu intervient après 700/965 ap. J.C. avec la mise en eau de la tourbière indiquée par le changement de sédimentation et le passage à une végétation plus aquatique.

Conclusion § 2.1:

La salinité variable des biotopes détermine sur les littoraux meubles, et en particulier sur les deltas, une organisation en mosaïque des associations végétales tout à fait perceptible sur le delta du Rhône (Molinier & Devaux, 1978). La variation de la position latérale et verticale du trait de côte est un des paramètres régulant la position du coin salé, donc l'organisation des biocénoses végétales.

Dans les tourbières de Fos, Triat-Laval (1978) et de Beaulieu (comm. pers.) mettent en évidence trois phases d'accroissement de la représentation des milieux salés ou psammophiles et/ou d'augmentation des plantes de milieux humides, vers 5500 et 4000 av. J.C. et 700 ans ap. J.C. Elles suggèrent un rapprochement des influences marines et/ou une montée du système phréatique. Mais ni le trait de côte, ni le niveau marin ne peuvent être positionnés de façon précise. Il est donc indispensable de compléter ces informations par d'autres marqueurs paléo-environnementaux, biologiques et sédimentologiques.

Les diagrammes polliniques sont aussi des indicateurs de l'occupation humaine. Associés aux données archéologiques, ils permettent de confirmer les étapes de l'occupation et de l'anthropisation du littoral de Fos. Dans le cas du marais de Fos, les influences agro-pastorales proches sont très peu marquées et tardives (après 700/900 ap. J.C.). Elles sont indiquées généralement par les plantes cultivées (olivier, vigne, céréales) et les rudérales et nitrophiles (*Plantago*, certaines chénopodiacées). Ce constat semble confirmer les travaux de Trément (1994) qui montrent une occupation du secteur surtout située à l'est de l'étang de L'estomac. Cela n'exclut pas une fréquentation du milieu ou une exploitation de ressources du milieu naturel.

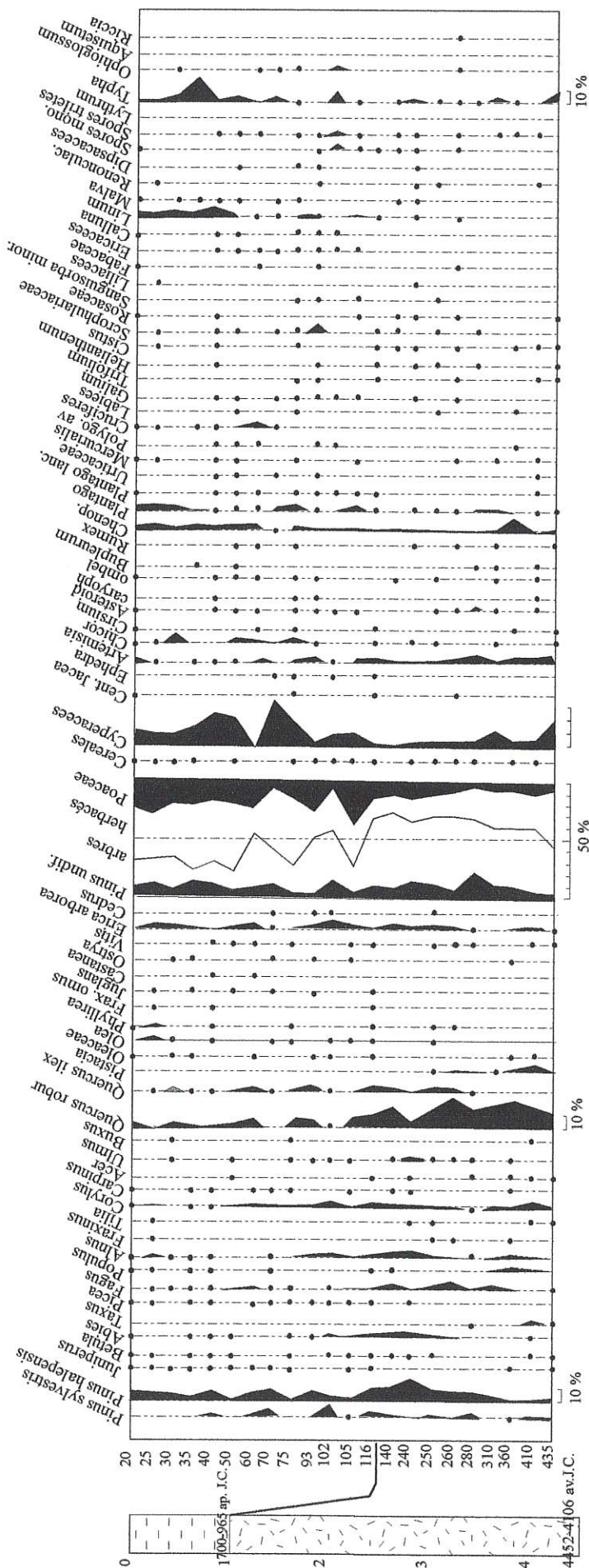


fig. 20 Diagramme pollinique du Marais de Fos sondage ES4
(échelle des hauteurs non respectées)

2.2. Les indicateurs faunistiques

La malacofaune, l'ostracofaune et les foraminifères marins se sont révélés des indicateurs indispensables de la variabilité bathymétrique. Leur étude a pu être menée à bien grâce à la collaboration de M. Bourcier, de S. Sartoretto, et de J. Le Campion (Laboratoire d'Océanologie, Université Aix-Marseille II), et de P. Carbonel (Laboratoire de micro-paléontologie, Université de Bordeaux), qui m'ont généreusement accueilli et aidé. Les concrétions coralligènes, qui ont fait l'objet d'une étude récente à proximité de notre zone d'étude par Sartoretto (1996), ont été aussi employées comme indicateur du milieu marin.

Nous n'entrerons pas ici dans la présentation des résultats obtenus sur nos sites, qui seront discutés au fur et à mesure de la présentation des données stratigraphiques et de leur interprétation, en deuxième et troisième partie. Mais nous rappelons les bases méthodologiques de leur utilisation, leurs limites ou leurs domaines d'incertitudes.

Les assemblages fauniques autorisent une interprétation écologique et paléo-écologique en termes d'étages (Pérès et Picard, 1964) et/ou de milieu (Picard, 1965 ; Bourcier, 1976 ; Bourcier *et al*, 1979 ; Nodot *et al*, 1984) en tenant compte aussi bien de l'écologie des espèces vivantes que de l'énergie nécessaire à leur transport ou à la fragmentation des coquilles. Le transport peut s'effectuer en deux temps : immédiatement après la mort, on distingue alors la thanatocénose de transport des thanatocénoses du milieu de vie, ou postérieurement à la fossilisation : comme tout objet en milieu meuble des remaniements postérieurs peuvent affecter la paléothanocénose. Ainsi des espèces de l'étage circalittoral peuvent être transportées jusqu'à l'étage supralittoral. Une approche qualitative ou semi-quantitative permet d'apprécier les remaniements et de déterminer l'étage de mise en place. La détermination des espèces et leur semi-quantification (très abondant, présent, rare) permet d'établir pour chaque échantillon un assemblage faunistique. Ces derniers sont ensuite regroupés sur un tableau récapitulatif où apparaît alors la tendance évolutive des assemblages le long des profils stratigraphiques.

2.2.1 L'ostracofaune et les foraminifères

Ils n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique car, notamment pour les ostracodes, la conservation des tests en milieu peu profond est extrêmement rare, compte tenu de la fragilité des carapaces et de l'agitation des milieux (Peypouquet, 1979). Sur le delta du Rhône, la conservation des tests semble débiter actuellement à partir de l'isobathe -10m (Peypouquet & Nachite, 1983). De plus, compte tenu de la taille de ces organismes, la part des thanatocénoses de transport par rapport au dépôt fossile total perturbe l'image du milieu. Ce sont donc les milieux semi-fermés ou lagunaires qui présentent des conditions suffisamment abritées pour conserver au mieux les microfossiles des étages infralittoraux supérieurs et médiolittoraux.

L'intérêt paléoécologique et paléobathymétrique de l'ostracofaune dans le cas des estrans macrotidaux lagunaires a été mise en évidence sur le littoral Atlantique (Peypouquet, 1970) et particulièrement dans la baie d'Arcachon (Yassini, 1969 ; Carbonel 1980). L'étage médiolittoral, particulièrement dans les milieux lagunaires, est perçu comme un milieu aux conditions de vie difficiles entraînant une forte densité faunistique et une faible diversité spécifique (Carbonel, 1980). Les associations fauniques y sont dominées par une ou deux espèces, dont les *Cytherideinae* et les *Xestoleberidinae*. Les associations de l'étage infralittoral sont plus riches et plus diverses, mais dans les milieux lagunaires les espèces eurythermes et euryhalines restent dominantes compte tenu de la contrainte liée aux variations de température et de salinité. Dans ces deux étages, les populations juvéniles sont très fréquentes.

A Fos un niveau lagunaire bien identifié, en position inférieure au niveau marin actuel, a livré une faune ostracologique et des foraminifères. Leur étude systématique permet de caractériser l'écosystème littoral et de proposer une estimation de la paléobathymétrie correspondante.

Le diagnostic repose sur les indicateurs suivants :

L'ostracofaune y est peu diversifiée, fortement dominée par les espèces laguno-estuariennes en particulier *Cyprideis torosa* (Jones). Sont présentes, de façon subsidiaire, des espèces vivant en eau douce, *Candona sp. (neglecta?)* et *Cyprinotus sp.*, qui attestent de la position médiolittorale et de la fermeture du milieu ou des espèces phytiles marines, *Aurila convexa* (Baird), ou laguno-marines, *Loxoconcha rhomboidea* (Fischer) témoignant de milieux infralittoraux ou plus ouverts.

Les espèces dominantes *Cyprideis torosa* (Jones), *Loxoconcha elliptica* (Brady) *Xestoliberis elliptica* et *Xestoliberis aurentia* (Baird) sont des espèces laguno-estuariennes, eurhythermes et euryhalines fréquentes dans les lagunes et marais saumâtres des deltas méditerranéens (Kruit & Van Andel, 1955 ; Pugliese & Stanley, 1991 ; Slack *et al.*, 1995). On les rencontre aussi dans les milieux hypersalés des marais salants de Salin-de-Giraud, en particulier *Cyprideis torosa* (Zaninetti & Tetart, 1982).

Les foraminifères confirment la nature lagunaire du dépôt sans permettre d'interprétation paléobathymétrique précise à l'échelle de ce travail. La forte prédominance (environ 60%) d'*Ammonia beccarii* (Linné) variété *Tepida* témoigne du caractère euryhalin du milieu sur substrat sablo-vaseux.

A Fos, la faune ostracologique et les foraminifères caractérisent un dépôt lagunaire. Il est toutefois difficile de déterminer si ces associations fauniques caractérisent précisément l'étage médiolittoral, plutôt qu'un milieu côtier peu profond, dont la fermeture entraînerait le développement d'espèces eurhythermes et euryhalines, voire d'eau douce si les apports d'eau continentaux sont importants. Une interprétation paléobathymétrique est donc prématurée sur les seuls critères micropaléontologiques. Ils seront intégrés, dans la seconde partie, dans l'analyse stratigraphique globale du site, avec les autres indicateurs fauniques et la sédimentologie.

2.2.2 La malacofaune marine

Sur les 7 étages définis par Pérès et Picard seuls les 3 étages supérieurs présentent un intérêt direct pour notre étude en raison de l'amplitude limitée (<10m) des variations du niveau marin relatif depuis 6 000 ans sur le littoral du golfe du Lion (Labeyrie *et al.*, 1976 ; Aloisi *et al.*, 1978 ; L'Homer, 1981). L'écart vertical perceptible par l'étude de la malacofaune entre la partie supérieure de l'étage infralittoral et la base du supralittoral est en effet estimé à 4 ou 5m sur les milieux sédimentaires meubles.

2.2.2.1. Assemblages faunistiques et étagement (fig21)

- L'étage supralittoral est défini comme la zone émergée en permanence soumise à l'humectation par l'eau de mer (embruns et jet de rive) y compris les niveaux affectés par les tempêtes.

Composés en grande partie de crustacés et d'insectes dont la fossilisation paraît difficile compte tenu de l'intensité morphodynamique du milieu et de la fragilité des fossiles, cet étage est surtout le réceptacle des thanatocénoses de transport. Le mauvais état de conservation des faunes et la mixité des assemblages permet par confrontation aux données sédimentologiques de déterminer leur déplacement et l'appartenance du dépôt à l'étage supralittoral. La limite supérieure de cet étage est d'autant plus haute qu'on se situe en mode battu.

Le caractère essentiellement détritique du supralittoral peut aussi constituer dans le cas d'une submersion un indice de la variation du niveau marin sans toutefois être considéré comme une preuve irréfutable compte tenu de la présence d'accumulation malacologiques détritiques dans l'infralittoral (observations personnelles) produites par les milieux à forte production biocénotiques (herbiers de posidonies, concrétions coralligènes).

- L'étage médiolittoral correspond à la zone intertidale où les peuplements supportent les émergences quotidiennes. Une identification précise de cet étage est essentielle puisque sa limite inférieure correspond à peu près au niveau marin biologique. En Méditerranée en raison du faible marnage, on tend à situer la limite supérieure de l'étage «au niveau des vagues ou des variations de niveau de la mer calme et vers le bas par le niveau inférieur des émergences normales» (Pérès et

Picard, 1964). Parfois même, l'étage est considéré comme la zone d'action des vagues en mode normalement battu (Bellan *et al.*, 1994). Son extension sera donc variable selon l'exposition de la plage. Il en résulte une incertitude altimétrique. L'apparition des premiers pélecypodes contribue à une identification plus aisée de cet étage. Leur découverte fréquente en position de vie, valves jointes avec orientation des siphons vers la surface, permet d'apprécier le caractère en place des faunes.

En milieu très faiblement battu (lagunaire ou très fermé) il faudrait ajouter une distance au moins égale à la profondeur d'un plan d'eau littoral, compte tenu de l'absence d'indication sur la situation de l'échantillon à l'intérieur de ce dernier.

Nous convenons donc, pour l'étage médiolittoral, d'une fourchette d'incertitude de $\pm 0,3\text{m}$, arrondie par commodité à $\pm 1\text{m}$ en milieu lagunaire.

• L'étage infralittoral (fig. 22) correspond à la partie toujours immergée, limité vers le haut par la base de l'étage médiolittoral et vers le bas par la limite des algues et herbiers et des algues photophiles située en Méditerranée vers 30 ou 40 m de profondeur dans les zones à faibles turbidités. L'amplitude bathymétrique de cet étage est considérable et n'en fait pas un indicateur précis des variations du niveau marin relatif.

La distinction des biocénoses selon le substrat permet de limiter considérablement ces incertitudes. Depuis le sommet de l'étage infralittoral vers le bas on distingue : (1) les sédiments du prisme littoral, au sein duquel les biocénoses des sables fins des hauts niveaux (SFHN) occupent l'espace entre la base du médiolittoral et -3m environ mais cette biocénose peu descendre plus bas ; (2) les biocénoses des sables fins bien calibrés (SFBC), limitées vers le bas par (3) les biocénoses de l'herbier de posidonies ou les biocénoses des fonds détritiques côtiers ; ces dernières occupent généralement l'étage circalittoral et peuvent remonter jusqu'à -25m de fond dans l'étage infralittoral.

Généralement ce sont des faciès sédimentaires progressivement envasés des sables vaseux puis des vases sableuses et enfin des vases terrigènes qui limitent vers le bas le prisme littoral. Les sables des talus prodeltaïques ou les sables détritiques côtiers hérités des modifications du niveau marin quaternaire modifient localement cette disposition. Mais l'envasement dans le golfe de Fos ou à l'embouchure du Rhône peut s'étendre vers le haut de l'étage infralittoral, dans des conditions de faible agitation ou d'apports vaseux détritiques importants, perturbant la zonation biologique. (Vernier, 1972 ; Roux & Vernier, 1977 ; Blanc, 1977 ; Roux 1983).

• Dans les milieux lagunaires, les étages médiolittoraux et infralittoraux se caractérisent par le développement d'espèces eurythermes et euryhalines, où domine *Cerastoderma glaucum*. Les caractères morphologiques particuliers de cette espèce peuvent constituer un indicateur supplémentaire de fortes dessalures éventuelles (Eisma, 1965 ; Boyden, 1971 ; 1973 ; Brock 1978 ; 1979). L'existence de "récifs barrières", liés à la croissance verticale de la matrice de posidonies (Picard, 1983), peut créer des environnements du même type dans les zones abritées de fond de baie et à sédimentation relativement lente, avec lesquels ils peuvent être confondus (Boudouresques & Meinesz, 1982).

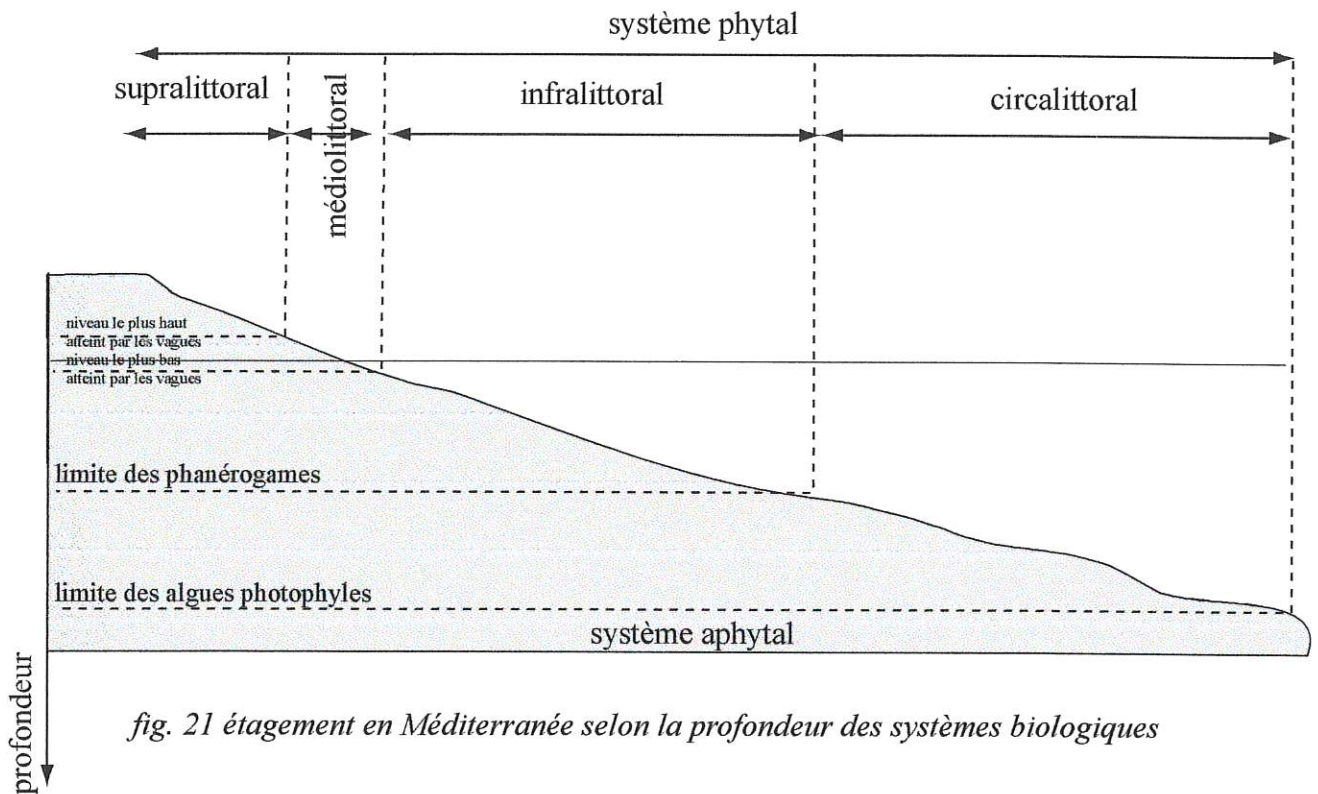


fig. 21 étagement en Méditerranée selon la profondeur des systèmes biologiques

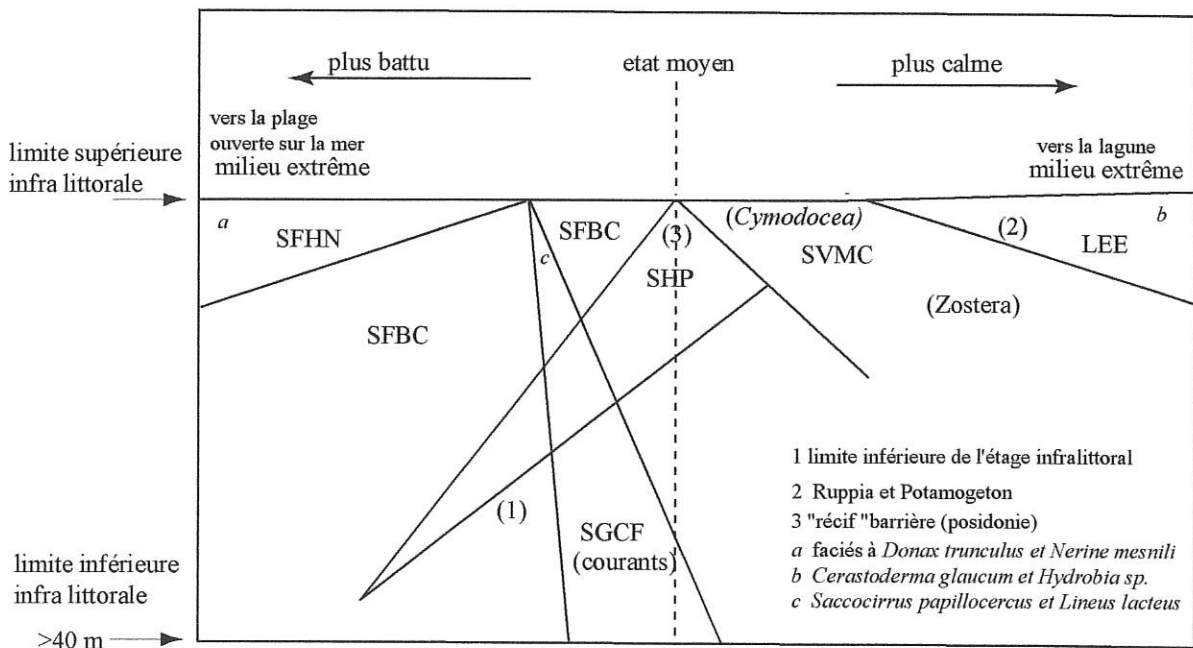


fig. 22 Situation des biotopes infralittoraux en fonction du mode d'après (J. Picard 1983)

2.2.2.2. Etagement et position des coquilles

Nous avons comparé, dans les milieux actuels, la position des coquilles mortes dans l'étage infra littoral et sur les cordons de galets émergés. En fonction des espèces et de leur forme, l'orientation des coquilles peut, à milieu égal, être différente ; mais nos observations rejoignent les études effectuées à ce sujet (Reineck & Singh, 1973) :

En milieu immergé les coquilles sont disposées la face concave dirigée vers le bas. Elles adoptent systématiquement et rapidement après leur mort cette position (Photo n°11). Dans la zone de déferlement, ou intertidale, les coquilles adoptent des positions différentes, parfois même sur champ. Mais la majorité ont la face concave vers le bas (jusqu'à 80% des coquilles). En milieu émergé, et en particulier sur les cordons de galets en pente forte, elles adoptent la position inverse, face concave vers le haut, pour plus de 90% d'entre elles (Photo n°12).

La position des coquilles est donc un indicateur complémentaire, de type plutôt sédimentologique à proprement que malacologique, pour différencier le domaine infralittoral, la zone de déferlement et la plage aérienne. A Fos la zone de déferlement débute à partir de -1,5 m, pour une houle significative de sud-est ou sud-ouest, dont la hauteur médiane est comprise entre 1 m et 2 m. Malheureusement dans le cas d'une étude des milieux fossiles à partir de carottages, le nombre de coquilles pour un même niveau est souvent limité par le diamètre réduit des prélèvements (80 mm). On ne peut donc pas évaluer la disposition moyenne des tests par des comptages. La position des quelques coquilles prélevées est simplement indicative.

Conclusion § 2.2:

Il existe donc une zonation des assemblages fauniques sur substrat meuble, de l'étage médiolittoral à l'étage infralittoral supérieur, dont l'identification permet de mettre en évidence les variations du niveau marin relatif.

L'étagement est fonction de la profondeur et du mode d'agitation du milieu, mais aussi du volume et de la nature des apports sédimentaires, qui induisent une variation rapide des bio-faciès dans le golfe de Fos. Les assemblages sont en outre fortement influencés par la nature des substrats, qui peuvent être à galets, sableux ou vaseux.

Notre recherche s'appuiera sur la distinction de quatre types d'assemblages, correspondant à quatre types de milieux littoraux :

-des assemblages purement détritiques représentant des dépôts en milieu de haute énergie, correspondant à la partie basse des cordons littoraux à la base du supralittoral .

des assemblages médiolittoraux à dominante détritique mais comportant des biocénoses.

-des assemblages infralittoraux à faune en place et plus diversifiée. Les faunes des sables fins des hauts niveaux peuvent cependant difficilement être utilisées directement comme un indicateur de la position verticale du niveau marin fossile, compte tenu de l'extension verticale de leur biotope. Par contre elles sont un indicateur de milieu et le signe de proximité de la plage émergée.

-des assemblages infra et medio-littoraux de milieu abrités et partiellement dessalés, caractéristiques de lagunes à influences marines avec des arrivées d'eaux continentales. Les assemblages de mollusques y sont complétés par les microfaunes.

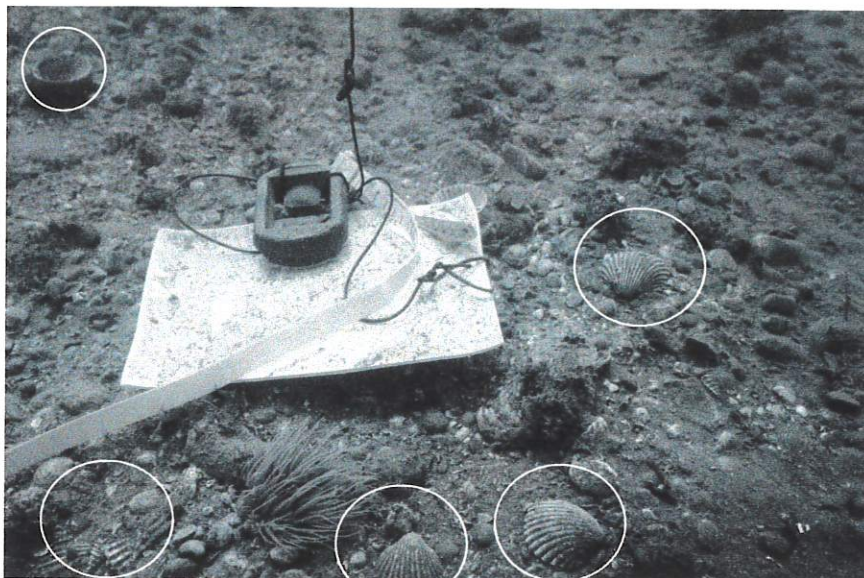


Photo n°11 Position des coquilles d'*Acanthocardia tuberculata* en milieu immergé
(Golfe de Fos par -4m)

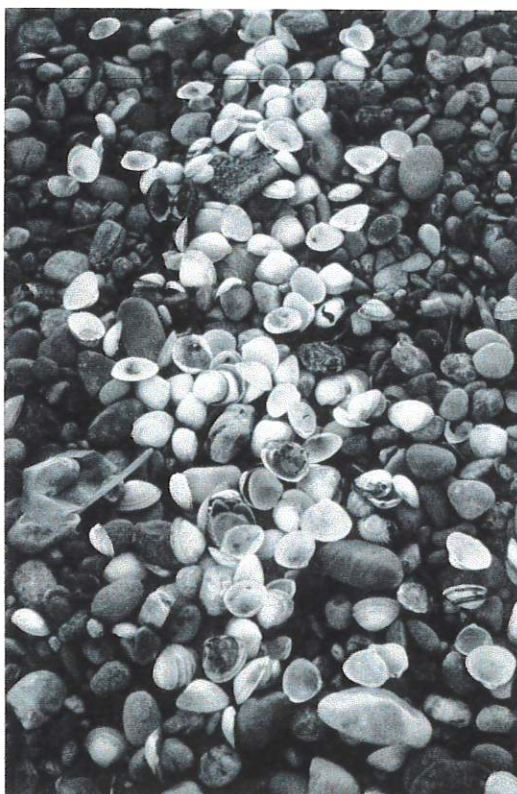


Photo n°12 Position des coquilles en milieu émergé sur le cordon
de galets du Cavaou thanatocénose dominée par les faciès actuels des SFBC à
Acanthocardia tuberculata et *Chamelea (Venus) gallina*

2.3 Les concrétions coralligènes

Le "coralligène" est constitué par une trame d'algues calcaires variées à base de *Corallinaceae* et de *Pessonneliaceae*, consolidée par des espèces animales calcifiées. Le matériel est donc datable par le radiocarbone. L'utilisation de cet indicateur, généralement restreint aux substrats rocheux, est restée relativement exceptionnelle à Fos à cause de la nature meuble des fonds explorés et de la difficulté des prélèvements sous-marins.

Sa large répartition au sein de l'étage infralittoral à partir de -12 m, jusqu'au circalittoral vers -40m et au de-là, confère des qualités médiocres à cet indicateur, pour les périodes récentes et les variations altimétriques de faible amplitude du niveau marin. Mais pour les périodes plus anciennes cette large répartition devient un avantage : les dimensions importantes des constructions les rendent facilement repérables et leur nature fixée en fait un indicateur performant (Sartoretto, 1996). Son extension importante vers le bas de l'infralittoral permet à cette bio-construction d'enregistrer la montée du niveau marin depuis le début de l'Holocène jusqu'à la période actuelle.

Les caractéristiques particulières du peuplement du fond du golfe de Fos permettent d'utiliser ce "coralligène" comme un indicateur bathymétrique et les nombreux affleurements que nous avons repérés fournissent une information par défaut sur la position du trait de côte.

2.3.1 Ecologie de l'espèce

L'aire de répartition de ces biohermes est typiquement méditerranéenne. L'herbier de *Posidonia océanica* constitue généralement sa limite supérieure et les vases détritiques côtières la limite inférieure (Pères et Picard, 1964). Mais des concrétions ont été observées depuis -12 m jusqu'à -70 m (Sartoretto, 1996) dans la région de Marseille et jusqu'à -130 m en Corse (Pères & Picard, 1951). Cinq types de stations de peuplement ont été décrites (Laborel, 1961) : le coralligène de grotte, d'encorbellements de falaises, de pied de falaise, de pointement rocheux et de plateau.

La structure interne des concrétions est soit massive et compacte dans le cas des bio-constructions circalittorales, soit à forte porosité et feuilletée dans le cas des bio-constructions infralittorales (Sartoretto, 1996). Les peuplements "coralligènes" montrent une bonne adaptation aux variations de température (amplitude annuelle de 15°C) ainsi qu'aux fortes variations d'éclairement. De plus les biocénoses coralligènes semblent supporter une euryhalinité non négligeable (1g/‰) (Laubier, 1966).

La sciaphilie des Corallinacés limite le développement des concrétionnements vers le haut de l'étage infralittoral, sauf dans les régions à forte turbidité comme à Banyuls (Laubier, 1966) ou dans le golfe de Fos (Hong, 1980) où les peuplements colonisent les petites profondeurs. Mais si la charge sédimentaire permet un accroissement de la turbidité, elle peut limiter le développement du concrétionnement (Harmelin, in Bellan-Santini *et al.*, 1994), comme cela semble être le cas par exemple à la pointe de Bonnieu à l'est du Golfe de Fos (Sartoretto, 1996).

2.3.2 Le peuplement du fond du golfe de Fos :

A Fos, la situation particulière du coralligène est d'une grande originalité. En effet des concrétions de plus d'un mètre d'épaisseur sont situées dans des fonds de moins de 7 m (Photo. n°13). Cette situation exceptionnelle à faible profondeur est probablement due aux conditions locales de turbidité comme nous le verrons par la suite (**partie III chap. 1**).

L'espèce algale dominante à l'origine des concrétions est le *Mesophyllum lichenoides* (détermination S. Sartoretto sur lame mince). La structure interne en feuillet plus ou moins lâches, succédant à des superpositions de feuillet très serrés, est semblable à celle des concrétions décrites par Sartoretto (1996) et Hong (1980) à la station de Bonnieu. Les concrétionnements de Fos appartiennent au type des coralligènes des plateaux, installé sur substrat dur (Got & Laubier, 1968).

Dans ce cas, le substrat est formé par la nappe des galets de Crau. La photo (n°14) permet de voir un concrétionnement installé sur le substrat. Des sédiments meubles, surtout des vases, ou la matrice morte d'herbiers de posidonies, fossilisent partiellement les affleurements. Cette fossilisation explique la conservation des concrétionnements les plus anciens malgré la forte activité érosive des organismes perforateurs et brouteurs.

Les peuplements de coralligènes du golfe de Fos sont situés à une profondeur bien moindre que dans toutes les stations observées à ce jour, puisque les concrétions les moins profondes sont situées sur l'isobathe de -7 m. Ces peuplements sont en grande partie fossiles : les thalles vivants sont extrêmement rares et leur porosité est supérieure à 30 %. Plusieurs datations les situent entre 5 000 ans (Ly-8027) et 2600 ans av. J.C. (Ly-8448) et pour la plus récente jusqu'à 1 300 av. J.C. (Ly-7594). Il est certain que la profondeur lors de la colonisation était encore moindre, compte tenu de la montée du niveau marin relatif depuis 6 000 ans.

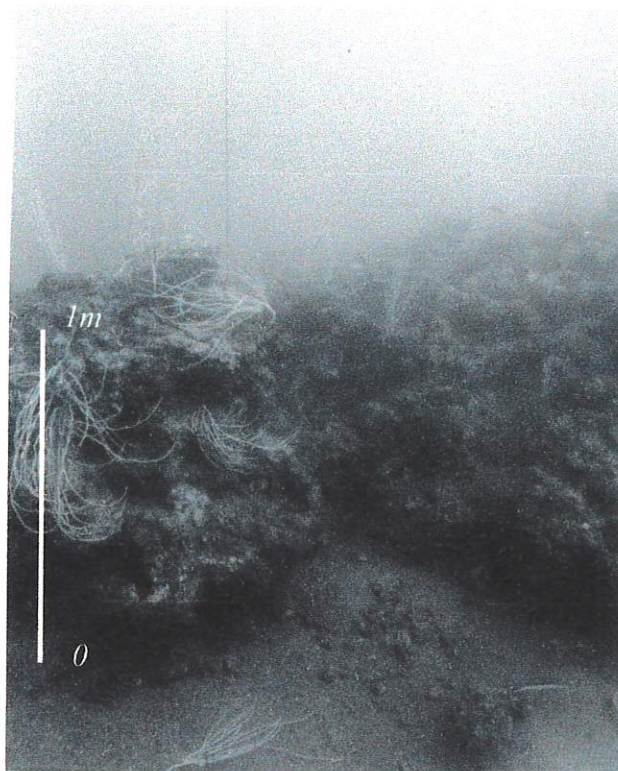
Il est intéressant de mettre en parallèle ces constructions avec celles de la pointe de Bonniou et de Carro, où la côte rocheuse à tombants offre des conditions de stations plus classiques. Elles ont été étudiées par Hong (1980) et Sartoretto (1996). Les peuplements beaucoup plus développés forment soit des encoffrancements soit des rampes parallèles à la côte. Ils se développent entre -12 et -20 m entre Port de Bouc et la pointe de Bonniou, puis sur des tombants de plus en plus profonds depuis Bonniou (-25 m) à la pointe de Carro (-35 m). Les datations (cf. annexe 1) réalisées à la pointe de Bonniou (Sartoretto, 1996) indiquent que la colonisation est de plus en plus tardive au fur et à mesure que l'on s'éloigne du fond du golfe de Fos : post 730 ap. J.C. (LGQ-985) à -10m, entre 2582 av. J.C. (LGQ-959) et 3730 av. J.C. (LGQ-960) à -15m (Calibration : Stuiver *et al.*, 1993 et correction de 400 ans : cf. P. I Chap. IV).

La turbidité du golfe de Fos a joué un rôle déterminant sur l'implantation de cette espèce sciaphile à faible profondeur. La charge turbide y varie actuellement de 0,005 à 0,87g/litre (Duboul-Razavet, 1956 ; Roux, 1983). On peut faire l'hypothèse qu'elle a varié au cours de l'Holocène, en fonction de la proximité des exutoires du Rhône et de la charge solide de ce dernier, favorisant la "remontée" vers l'ouest du coralligène.

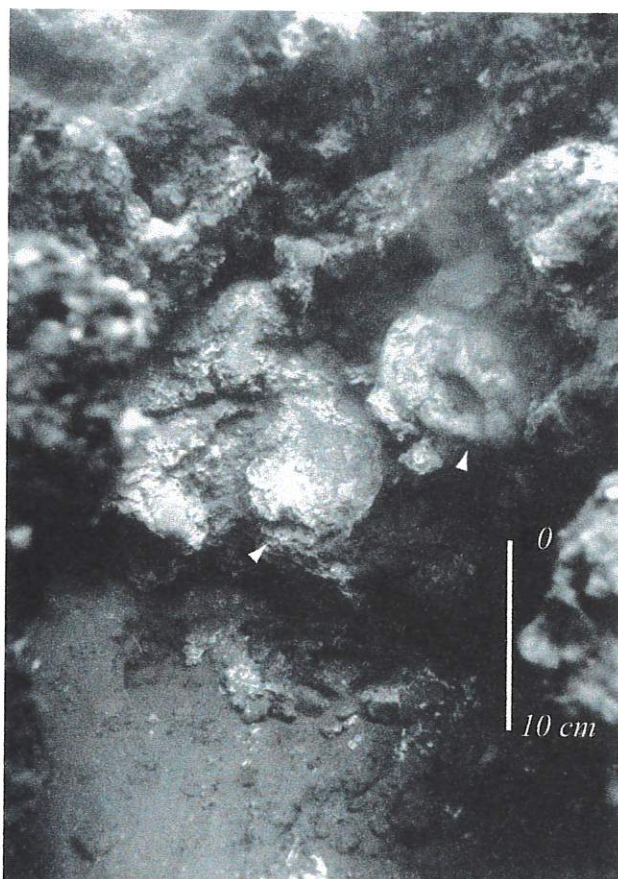
Conclusion § 2.3

Le "coralligène" est un marqueur indirect de la position du niveau marin. Dans certaines conditions de faible éclaircissement et dans la mesure où il existe un substrat dur, cette espèce a pu se développer à plus faible profondeur que ce que l'on pouvait penser jusqu'à présent. Mais sa fourchette paléobathymétrique reste importante au sein de l'étage infralittoral. Il peut être également utilisé pour évaluer la position du trait de côte : la présence de plusieurs stations dans le fond du golfe de Fos le long de l'isobathe -7 m permet de positionner par défaut une ligne de rivage obligatoirement située en amont des concrétions.

Enfin, la variabilité de la turbidité du golfe de Fos au cours de l'Holocène est en partie fonction de la proximité des embouchures ou de la charge du Rhône. Le développement des constructions coralligènes semble limité dans le temps entre 5039 av. J.C. (Ly-8027) et 1310 av. J.C. (Ly-7594). Il pourrait être relayé par le développement de l'herbier de posidonies (espèce héliophile), mis en évidence à entre 1457 et 1100 av. J.C. (Ly-8026). Nous utiliserons ces données, associées aux indicateurs sédimentaires, dans le chapitre II.



*Photo. n°13 Les concrétions coralligènes du Golfe de Fos
(concrétions du Cavaou par -6m de fond)*



*Photo. n°14 La concrétion est installée sur les galets de Crau
mis en évidence par ce sondage (concrétion du Cavaou)*

CONCLUSION CHAPITRE II

Sur la bordure orientale du delta du Rhône, les indicateurs faunistiques et floristiques permettent de décrire l'organisation spatiale et verticale de domaines paléoécologiques, dont les limites sont contrôlées par la position du niveau marin et du trait de côte. D'amont en aval, nous avons distingué :

- un domaine de marais doux et de tourbières, d'Arles jusqu'à Fos
- un domaine laguno-marin saumâtre
- un domaine littoral occupé par les dunes, plages et cordons littoraux fossiles et actuels
- les écosystèmes étagés des fonds marins.

La présence de puissants apports phréatiques liés aux cailloutis pleistocènes de Crau, fait l'originalité de la partie émergée du système. Ses relations avec la mobilité du niveau marin, qui induit celle du coin salé, commandent l'organisation des milieux au moins depuis 6 500 ans. La palynologie permet d'évaluer l'extension relative des milieux dulçaquicoles, psammophiles et halophiles : c'est donc un indicateur de la variabilité littorale, peu performant en termes de précision spatiale, mais généralement bien daté.

Dans le domaine marin et littoral, l'étagement biologique définit des limites bathymétriques, transposables dans les milieux fossiles. Leur fourchette d'incertitude est cependant importante, d'autant que les apports fins du fleuve perturbent irrégulièrement les conditions d'éclairement et la turbidité des eaux. Mais cette turbidité permet aussi la "remontée", au-dessus de leur domaine habituel, de concrétions coralligènes ancrées sur le substrat caillouteux de Crau. Cet indicateur permettra de compléter l'information paléo-bathymétrique.

Les indicateurs biologiques doivent donc être associés à d'autres marqueurs, que nous allons présenter.

Chap. III Les indicateurs sédimentologiques et minéralogiques des paléo-environnements littoraux

Introduction :

Sur les côtes mixtes, la présence de corps sédimentaires, même d'extension réduite, permet parfois de palier aux lacunes d'informations des secteurs rocheux, qui peuvent être dues à la lenteur des processus d'érosion ou à la fragilité des bioconstructions et des organismes fixés, exposés à la bioérosion ou à l'érosion météorique (Fouache & Dalongeville, 1998). Il faut bien souvent un concours de circonstances favorables pour que les marqueurs sur substrats durs soient protégés de l'érosion : ainsi, dans le golfe de Fos, la sédimentation et le développement de l'herbier de posidonies fossilisant les bioconstructions ont probablement favorisé la protection des concrétions coralligènes. Le recours aux marqueurs sédimentaires devient alors inévitable.

Sur la marge orientale du delta du Rhône, les affleurements rocheux de la Pointe Saint-Gervais et de la Côte Bleue, ainsi que la nappe pléistocène submergée de Crau ont permis l'utilisation de certains indicateurs généralement "réservés" aux substrats durs (carrières littorales, bioconstruction coralligènes). Mais, dans le golfe de Fos, ce sont les unités sédimentaires meubles qui ont permis la mise en place du schéma d'évolution du trait de côte et de la variation verticale du niveau marin. Nous allons voir quelles sont les conditions de leur utilisation et leur fourchette de précision.

Ces formations relèvent de **deux types de faciès** : les faciès terrigènes silico-clastiques littoraux (sables du prisme littoral, grèves caillouteuses, limons lagunaires) et les tourbes dulçaquicoles. Les limites spatiales entre ces deux types permettent, dans un premier temps, de déterminer la position du littoral.

Les faciès terrigènes, en particulier les sables du prisme littoral, présentent des variations sédimentologiques en fonction de la profondeur et peuvent constituer un indicateur paléobathymétrique. Mais l'exposition (battue/calme), l'intensité variable des processus météorologiques et la variabilité des sources sédimentaires introduisent des variations aléatoires. En outre, plusieurs facteurs perturbent l'image initiale du dépôt : bioturbation, compaction, soutirage, destruction par recul du trait de côte. L'analyse stratigraphique et sédimentologique des données (chapitre II) devra prendre en compte ces paramètres. **L'interprétation paléo-environnementale repose sur l'établissement préalable d'un référentiel sédimentologique dans les milieux actuels.** Les critères de comparaison utilisés sont classiquement ceux de la sédimentologie, c'est à dire les paramètres granulométriques (grain moyen, asymétrie, classement, texture), la minéralogie des sables et les structures sédimentaires. Dans le golfe de Fos, ce référentiel doit être utilisé avec d'autant plus de précaution que sa géographie actuelle a été acquise très récemment, avec la construction au XIXe siècle de la flèche de la Gracieuse. Le littoral est donc vraisemblablement plus abrité qu'il ne le fut au cours des millénaires précédents.

Les tourbes dulçaquicoles occupent, sur la marge orientale actuelle du delta du Rhône entre Arles et Fos, un espace intermédiaire entre les dépôts fluvio-deltaïques à l'ouest, littoraux au sud et les affleurements de cailloutis pléistocène à l'est. Elles se forment entre 0,15 m NGF et 0,7 m NGF

donc au-dessus du niveau marin actuel. Les faciès de prairies humides à grandes herbacées actuels sont comparables à ceux des tourbes fossiles. Nous discuterons ici des conditions de la mise en place de ces dernières et de leur utilisation comme marqueur paléobathymétrique et paléoenvironnemental.

3.1. Les plages et cordons sableux

3.1.1. Morphologie et morphométrie

Dans le Golfe de Fos, les milieux sédimentaires actuels ont fait l'objet de plusieurs études (Duboul-Razavet, 1956 ; Vernier, 1972 ; Roux & Vernier, 1977) antérieures aux aménagements industrialo-portuaires. Récemment, Bruzzi (1995) en a étudié le comportement durant les tempêtes. Ils sont soumis à des dynamiques marines dominantes d'est à est-sud-est, réfractées par la topographie du fond du golfe, qui répartit différemment l'énergie à la côte (Vernier, 1972)

La plage sous-marine peu pentue, proche de 1% à 1,15%, est marquée sur la plage actuelle du Cavaou à Fos, par l'existence d'une ride littorale parallèle à la côte (cf. fig. 2 p. 14). Le bas de l'estran est parfois caractérisé par un talus décimétrique, à grains grossiers, lié au dernier déferlement avant le jet de rive. Cette forme existe surtout sur les plages à matériel hétérogène ou en fin de période de mer agitée. Elle est un bon marqueur du niveau moyen de la mer, mais sa fossilisation est extrêmement rare (Morhange, 1994).

L'estran est d'extension réduite (1 à 2 m) compte tenu de la faible marée astronomique : un marnage de 15 à 30 cm est enregistré dans cette partie du golfe de Fos (Rapport du Port Autonome de Marseille, 1993) ; sa partie supérieure est formée par un bourrelet de plage de quelques décimètres de haut, détruit et étalé vers l'amont lors des tempêtes. La plage aérienne est moins large et plus pentue vers l'est (Anse de Saint-Gervais), où se dessine un talus pré littoral. Ces nuances topographiques, liées à la remontée du substrat rocheux à l'est, conditionnent les possibilités d'érosion et de submersion par les tempêtes (Bruzzi, 1995). A l'ouest, une dépression en arrière du bourrelet est occupée après les tempêtes et en hiver par une bache d'eau temporaire: des faciès fins, liés à la décantation, s'y développent.

Enfin une dune peu élevée, souvent inférieure à 5 m (Heurtaux, 1987) et fréquemment démantelée par l'érosion, sépare la plage d'une dépression d'arrière dune occupée par des lagunes ou étangs salés plus ou moins permanents. Ces milieux ont disparu dans le golfe de Fos après l'industrialisation du secteur dans les années 1960.

3.1.2. Granularité des plages du Golfe de Fos

Des profils granulométriques ont été réalisés à partir de prélèvements ponctuels de surface et par piégeage des sédiments en transit dans la partie supérieure du domaine infralittoral (entre -3m et -1m) sur la plage du Cavaou.

Les pièges ont été conçus selon le principe des pièges à particules en suspension dans la colonne d'eau (Butman, 1986). Il s'agit d'un simple tube vertical fixé au ras du fond par une tige en acier de 1,5 m. Le rapport Hauteur/Diamètre du tube est égal à 4 pour limiter les remis en suspension du sédiment piégé (photo n°15). Mais celles-ci ne sont pas exclues, compte tenu de la diminution de la hauteur disponible dans le piège au fur et à mesure de son remplissage. Les pièges ont été immergés à -3m (-2,91 m NGF), -2m (1,91 m NGF) et -1m (0,92 m NGF), le moins profond étant situé sur la ride pré littorale. Ils ont capturé les particules en suspension et en saltation sur le fond. Le choix de la période de mesure, du 23/11/96 au 11/03/97, a été motivé par la recherche de périodes de calme météorologique et de tempêtes hivernales : ce laps de temps a coïncidé

sédimentologique du profil. Cinquante prélèvements ont permis de dresser un profil granulométrique depuis le sommet de la plage aérienne à -3 m de profondeur.

Dans l'ensemble, les sables des plages de Fos sont fins. Les dépôts de tempête sur la plage du Cavaou, qui constituent théoriquement les dépôts les plus grossiers, ont un grain moyen variant de 441 μm à 165 μm (C. Bruzzi, 1995). Ces caractères sont liés à la position abritée du golfe et à l'éloignement des exutoires alluviaux, qui expliquent la disparité observée avec les plages de Camargue (Kruit & van Andel, 1955 ; Duboul-Razavet, 1956 ; Vernier, 1972 ; Suanez, 1997).

Le grain moyen (Folk & Ward, 1957) est le paramètre granulométrique qui montre la plus grande variabilité, conformément aux modèles sédimentologiques établis sur les côtes méditerranéennes (Rivière, 1952 ; Nesteroff, 1960 ; Degiovanni, 1971). La distribution transversale de la granularité observée sur le profil du Cavaou est comparable à celle des plages du Golfe des Saintes-Maries, mais ces dernières sont globalement plus grossières (Clairefond, 1977) (fig. 23). Au Cavaou, la plage émergée a un grain moyen de petite dimension (autour de 180 μm), mais toujours supérieur à celui de la plage sous-marine, qui est caractérisée par un affinement rapide vers l'aval (grain moyen entre 154 et 113 μm) (fig. 24). Le sédiment le plus grossier (grain moyen autour de 200 μm) se situe au niveau de la zone de ressac au pied du bourrelet.

Le tri (*standard deviation*) et l'asymétrie (*skweness*) présentent une moins grande variabilité, tous les sédiments étant bien classés ou assez bien classés. Mais on distingue des milieux bien triés (So entre 0,41 et 0,39) : la ride infralittorale (zone d'hydrodynamisme maximal) et le haut de la plage émergée (vannage éolien) ; et des milieux moins bien triés (So : 0,48 et 0,50) : à l'aval de la ride infralittorale et sur le bourrelet de plage. Ce dernier est également caractérisé par des sables plus grossiers (Grain moyen : 198 μm , sur une moyenne de 132 prélèvements), traduisant un dépôt par excès de charge à la limite du jet de rive. On retiendra donc que la zone du ressac, sur les estrans sableux, s'individualise par un moins bon tri et un sédiment plus grossier, conformément aux travaux de Degiovanni (1971).

3.1.3. Structures sédimentaires des plages du golfe de Fos

Cet indicateur est couramment utilisé (Granja & De Groot, 1996). Pour établir notre référentiel, nous avons relevé les structures sédimentaires de la plage émergée actuelle par réalisation de simples coupes à la pelle après les épisodes de submersion. Dans le milieu infralittoral, afin de résoudre les difficultés d'observation, j'ai réalisé des *micro-carottages* de 10 à 20 cm, sur lesquels des *lacquers* ont révélé les structures peu apparentes à l'oeil nu.

La plage aérienne et la plage sous-marine présentent des structures similaires, caractérisées par un litage subhorizontal et subparallèle. Sur la plage aérienne, jusqu'au bourrelet, elles sont soulignées par des micras ou des granules et restes végétaux. Le bourrelet comporte des lits parallèles à faible pendage (>à 5%) dirigés vers le large, parfois recoupés par quelques lits obliques.

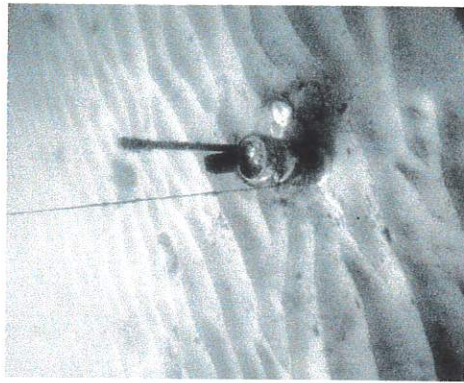


photo. n°15 Piège immergé (-2m) avant sa vidange

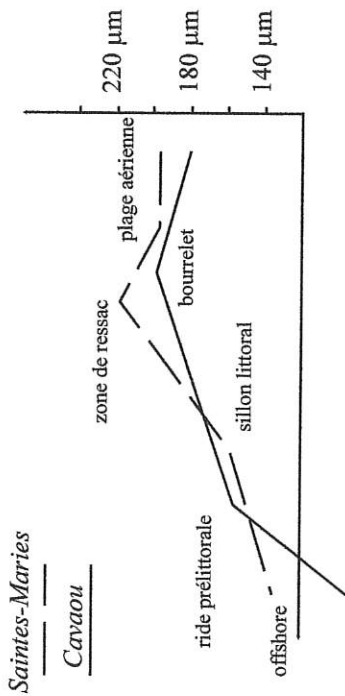


fig. 23 Comparaison du grain moyen sur le profil transversal des plages des Saintes-Maries et du Cavaou (d'après Clairefond 1977 modifié)

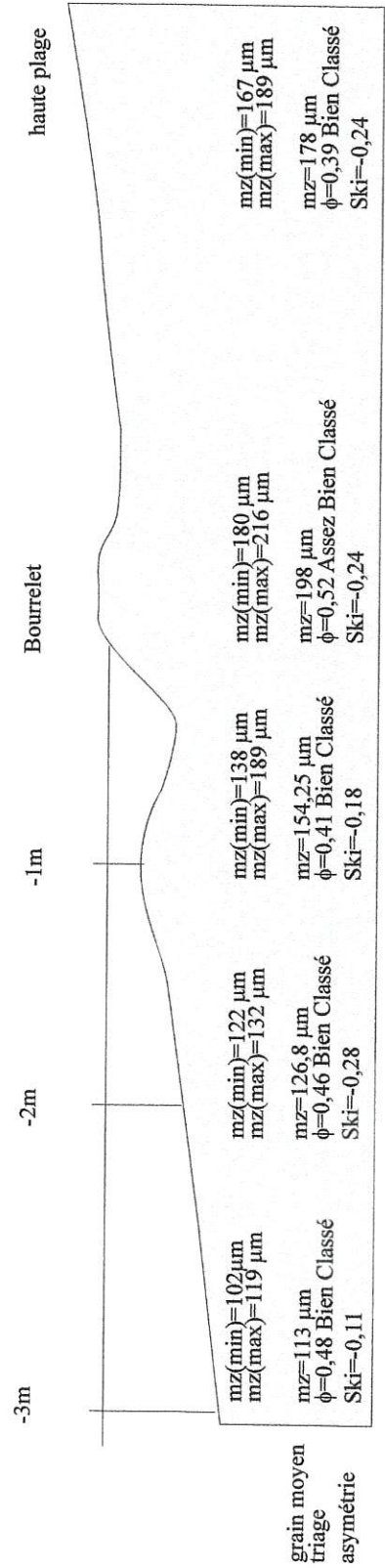


fig. 24 Variation des indices granulométriques sur le profil transversal de la plage actuelle du Cavaou

Les structures des rides sous-marines présentent une forte oblicité (<10%), des litages entrecroisés alternant avec des litages parallèles ; le pendage prédominant est dirigé vers le large. Entre les rides et jusque dans 2,5 m d'eau, les litages sub-parallèles ont un pendage couramment dirigé vers la côte.

Des terriers affectent parfois ces structures. Ces bioturbations ont été observées sur les couches superficielles depuis -3m jusqu'à -1m de fond.

On retiendra que les zones de forte énergie se caractérisent par des stratifications entrecroisées, essentiellement au niveau des rides sous-marines. Avec la baisse de l'intensité dynamique du milieu, liée soit à l'approfondissement soit à l'émersion, les structures deviennent parallèles et tendent vers l'horizontalité. Cette organisation décrite sur de nombreux estrans (Reineck & Singh, 1973), apparaît particulièrement rapide sur le littoral de Fos. Les structures parallèles sub-horizontales, à plus ou moins forts pendages, ne permettent pas, sur le seul critère de la structure, de séparer plages émergées et immergées. Mais, les stratifications entrecroisées à forte oblicité caractérisent bien la ride littorale, dont le sommet, au Cavaou, se situe à -1m de profondeur et à 60 m environ de la plage émergée.

3.1.4 Minéralogie du prisme littoral sableux

Les minéraux lourds des sables des plages actuelles et des dépôts fossiles ont fait l'objet de déterminations et de comptages. Il apparaissait en effet intéressant de comparer les cortèges identifiés à un corpus de données acquises particulièrement riche sur le delta du Rhône et le bassin-versant rhodanien (Kruit & van Andel, 1955 ; Arnaud-Fassetta, 1998). Par ailleurs, on sait que les concentrations de minéraux lourds sont indicatives de milieux de forte énergie. Les minéraux sont triés et concentrés en placers sur les hauts de plage (Chauris, 1991). Une spéciation précise s'effectue le long des profils de plage pouvant être utilisée comme marqueur bathymétrique (Frihy 1994) ou comme indicateur de milieu (Frihy *et al.*, 1998). Enfin, les minéraux lourds peuvent constituer un indicateur supplémentaire dans l'appréciation du bilan sédimentaire littoral (Badr, 1995).

Un profil de plage a été échantillonné ; les sables ont été préparés selon la méthode de séparation par liqueur dense (Duplaix, 1958). La fraction 160-50 μm a été la seule étudiée car elle représente compte tenu de la finesse des dépôts, plus de 90% de la fraction sableuse. 200 grains par lame (10 lames au total) ont été comptés sauf pour les lames extrêmement pauvres de la plage émergée. Les sédiments actuels de la plage du Cavaou se sont révélés particulièrement pauvres en minéraux lourds (moins de 1%), conformément aux observations déjà effectuées sur les plages de Saint-Gervais (Duboul-Razavet, 1956). La plage aérienne est particulièrement pauvre, seuls quelques grains ont pu être isolés (parfois moins d'une dizaine).

Les assemblages minéralogiques apparaissent différents de ceux des plages du delta du Rhône (tab.4), contrairement aux conclusions de Kruit & van Andel (1955). Celles-ci sont caractérisées par la fréquence de l'augite, l'épidote, la hornblende et les grenats, avec une sur-représentation de l'augite aux embouchures. A Fos, seule la staurotide est notablement représentée, ainsi que les biotites, très abondantes entre -1 et -3 m. Leur forme aplatie favorise probablement leur flottation et leur dispersion par la dérive et les courants sagittaux. La présence systématique de biotite dans la fraction lourde, malgré son caractère en lamelle favorisant la flottation, indique clairement sa densité supérieure à 2,9. Sa prédominance dans le sédiment nous a conduit à la comptabiliser, bien que l'on écarte généralement cette espèce des comptages. La diminution de la fréquence de représentation des minéraux caractéristiques du littoral du delta du Rhône (augite, épidote et glaucophane) sur les plages (aériennes ?) de Fos avait déjà été observée par Duboul-Razavet (1956). On retiendra que l'augite peut caractériser généralement la plage émergée et que les

biotites particulièrement abondantes sur la plage immergée deviennent de plus en plus abondante avec l'élévation de la profondeur.

Echantillon	Biotite	Staurotite	Augite	Epidote	Grenat	Zircon	Horblende	Poids en %
Bourrelets	-	-	+	+	+	+	-	-
-1m	79	8	2	5	1	-	-	0,07
-2m	77	10	1	3	1,5	0,5	-	0,6
-3m	82	4	1	1	0,5	0,5	-	0,28
Plage Kruit/van Andel 1955	?	2	38	6	17	-	26	?
Plage Duboul-Razavet 1956	?	?	3	1	?	?	?	?

Tab. 4 Fraction lourde depuis la plage émergée à la plage sous-marine

3.1.5. Conclusion (fig. 25)

Les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, structure et minéralogie) permettent donc de distinguer la plage aérienne caractérisée par une texture sableuse (99% de sables), un grain moyen nettement plus grossier (167 à 216 μm) que celui de la plage sous-marine (102 à 189 μm), la rareté des minéraux lourds et des litages subhorizontaux, à faible pendage (entre 5 et moins de 10 %) sur le bourrelet de plage (photo n°16). Les litages sub-parallèles et sub-horizontaux de l'arrière plage ne se distinguent de ceux de l'infralittoral que par leur granulométrie plus fine.

La plage sous-marine est sédimentologiquement plus variée. Mais, globalement, elle est plus riche en minéraux lourds et en biotite, et les sables qui la constituent sont fins ou très fins. On constate une décroissance rapide de la taille du grain moyen, de la ride pré-littorale (environ 150 μm) vers les zones plus profondes (110 μm à -3m). A partir de -2m de fond la part de sédiments limoneux est comprise entre 8% et 3%. Les structures sont très variées, sub-parallèles à pendage fort (10 % à 15 %), tantôt orienté vers la côte (sillon pré-littoral), tantôt orienté vers le large, entrecroisées avec une forte obliquité au niveau de la ride pré-littorale, et horizontale au de là de -3m.

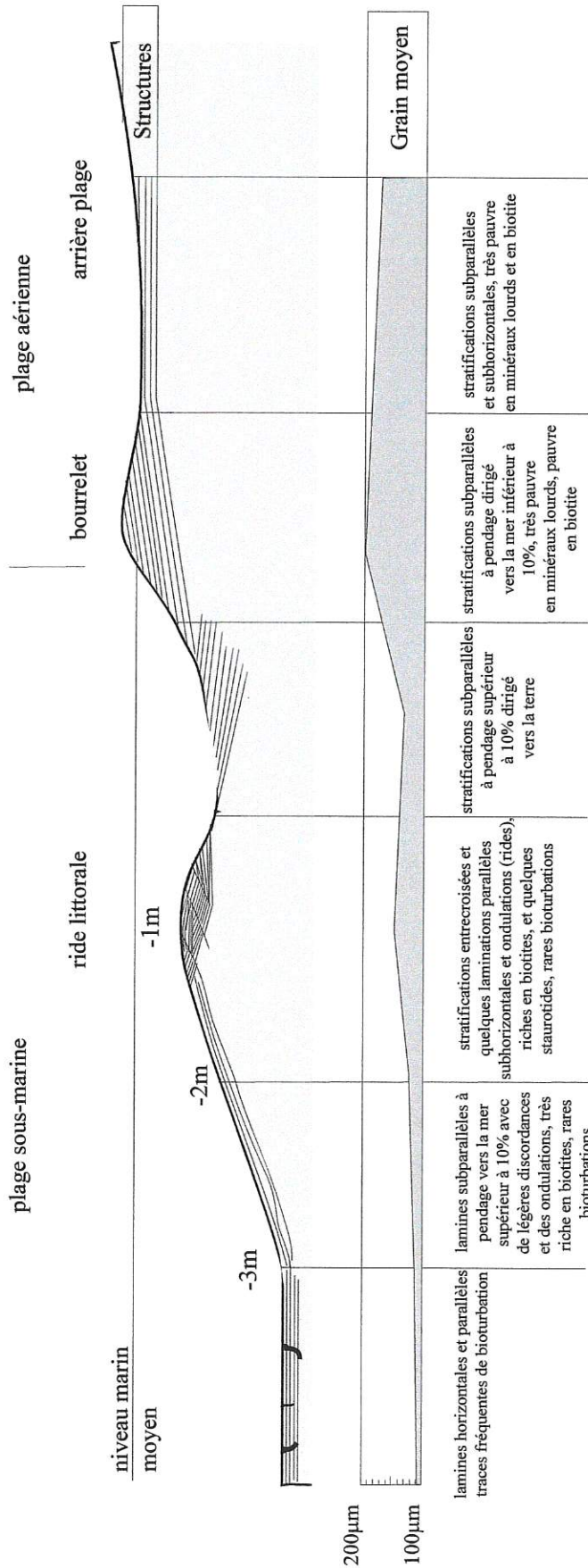


fig.25 *Physionomie sédimentaire de la plage des Cavaou le long d'un profil transversal*

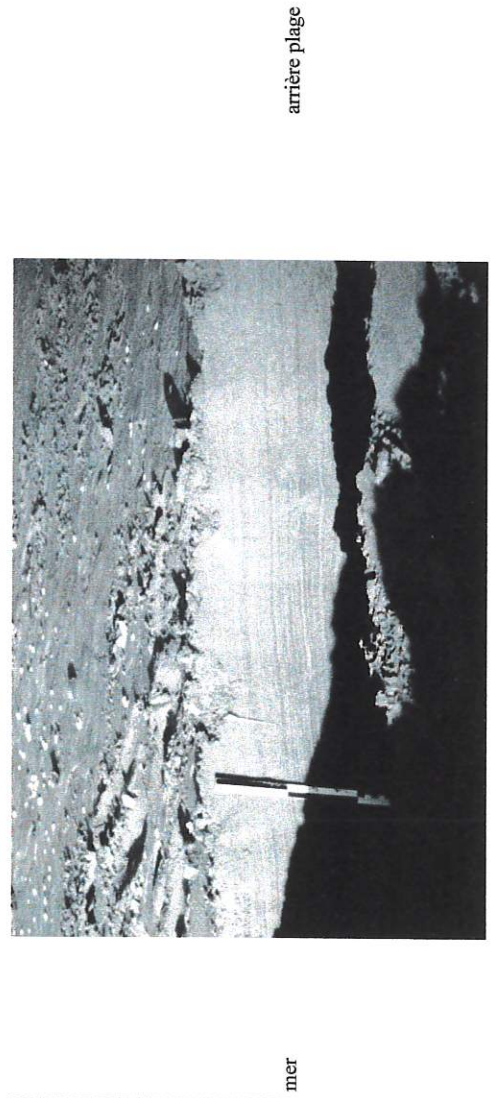


photo. n° 16 *litages sub-parallèles à pendage vers la mer du bourrelet de plage du Cavaou (janvier 1998) - mire : 30cm-*

3.2. Les plages et cordons de galets

Actuellement, deux formations de ce type occupent le littoral étudié : à l'est du golfe, des plages de galets sont alimentées par l'érosion de falaises bégudiennes constituées par des bancs de poudingue d'argiles ; à l'ouest de la plage du Cavaou, un cordon est formé essentiellement par des galets de Crau, dont l'éventail pétrographique varié est dominé par les roches siliceuses résistantes - quartzites, microconglomérats à faciès "verrucano", radiolarites, grès paléogènes, calcaires granitiques du Pelvoux, cortège des roches vertes alpines- (Colomb & Roux, 1978). L'origine de ce cordon n'est pas clairement définie : est-il édifié à partir de galets provenant de la nappe pléistocène immergée, affleurant entre -3 m et -4,5 m environ de la plage du Cavaou au port pétrolier ? est-il partiellement dû aux travaux d'aménagement du littoral effectués à la fin des années 60 qui auraient créé ce cordon par un apport artificiel depuis les carrières de Crau ? Quoi qu'il en soit, l'étude de ce cordon, actuellement soumis aux dynamiques marines, est un référentiel utile pour comprendre la mise en place de ses homologues holocènes (cf. Partie II).

Les mesures ont porté sur le profil du cordon et l'indice d'aplatissement des galets (Tricart et Cailleux, 1959 ; Roux, 1962). La morphologie du cordon a été établie par des profils réalisés à différentes périodes de l'année (de décembre à octobre), en particulier après des périodes de tempête, afin de connaître l'élévation maximale du cordon (fig. 26).

Les travaux sur ce type d'appareils sédimentaires (Nesteroff, 1960 ; Roux, 1962 ; Tricart & Cailleux, 1959 ; Cohen, 1996 ; Anthony, 1991 ; Dolique, 1998) le désignent comme un bon marqueur du sommet de l'étage médiolittoral et/ou de l'étage supralittoral. Les galets passent latéralement, à leur base, à la plage immergée sableuse. Leur extension en milieu immergé est conditionnée par la pente de la plage sous-marine : plus la pente est raide, plus les galets descendent profondément (Nesteroff, 1960). Dans le cas de la plage du Cavaou, la faible pente (1,25% à 1,1%) ne leur permet pas de descendre au-delà de -0,5 m.

Le cordon actuel (photo n°17 ; fig.27), peu large (environ 15 m), présente une crête bien dessinée, située entre 1,4 m (1,60 m NGF) et 1,8 m (2 m NGF) au-dessus du niveau marin moyen. Elle sépare deux versants dissymétriques, plus raide vers la mer (20 %) que vers l'intérieur (3,6 %). En surface, les galets sont en *openwork*, la matrice sableuse n'apparaît que dans les niveaux inférieurs surtout à partir de l'estran.

L'indice d'aplatissement (Tricart & Cailleux, 1959) :

$$i_p = (L + l) / 2E$$

ou L = longueur ; l = largeur et E = épaisseur

a été calculé sur 100 galets à différents niveaux du cordon (estran, berme, pente interne et externe, crête). Il est homogène pour chaque niveau du cordon et aux différentes périodes. On constate cependant que les galets les plus arrondis se situent au niveau de l'estran (photo. n°18), jusque vers 0,6 m environ (indice d'aplatissement proche de 1,8), alors qu'au sommet du cordon les galets sont plats (indice autour de 2,7). Ce paramètre permet donc d'identifier la zone de l'estran, les flancs et le sommet du cordon.

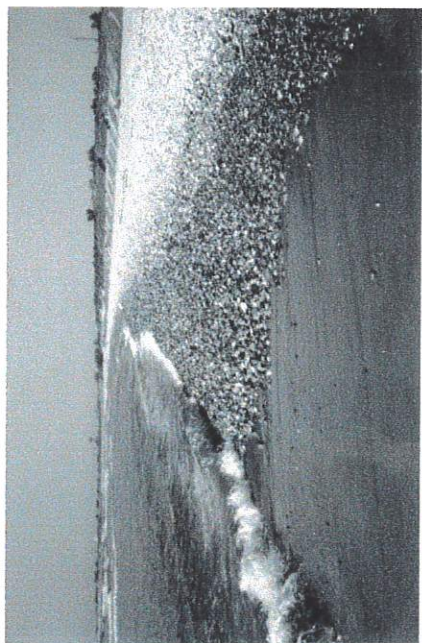


photo. n° 17 Le cordon de galet du Cavaou et sa base immergée sableuse

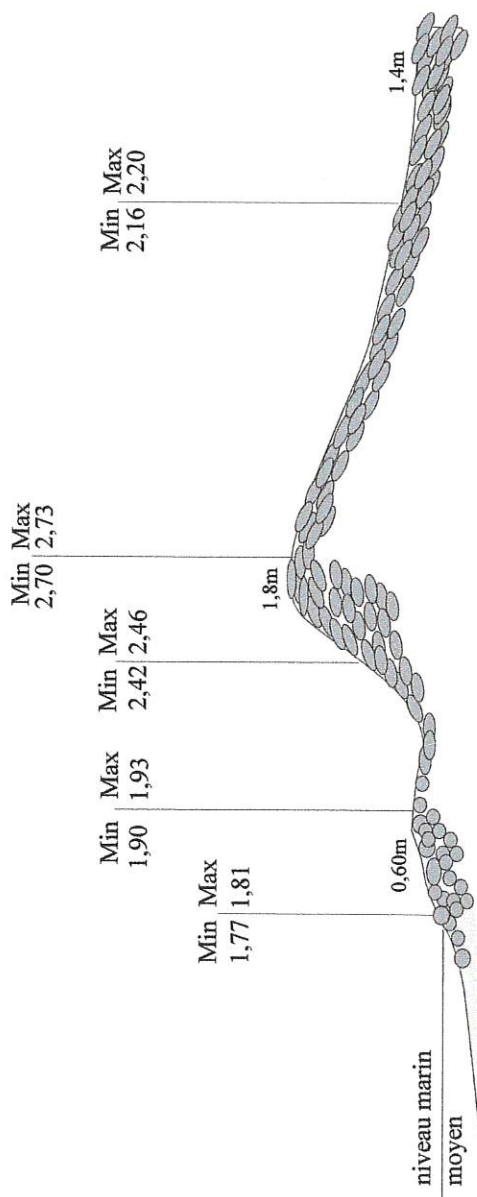
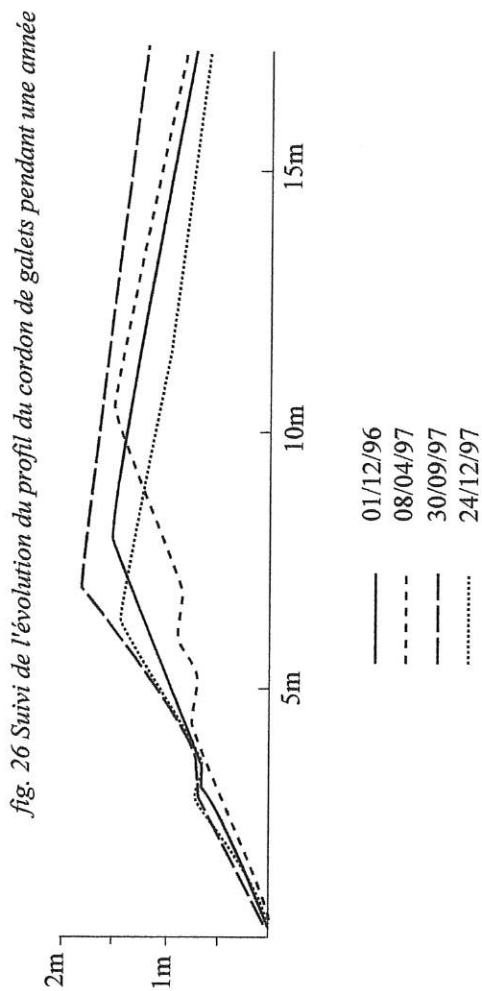


fig. 27 Morphologie et Indice d'aplatissement moyen du cordon des Cavaou



photo. n° 18 Détail des galets très arrondis de la zone de l'estran (mire de 30cm)

L'ensemble de ces données montre qu'il est possible d'identifier un faciès médiolittoral sur le cordon actuel de Fos : entre -0,6 et + 0,6 m environ, les galets, associés à une matrice sableuse, sont faiblement aplatis et sans litage en écaille. **La fourchette d'incertitude pour positionner le niveau marin moyen est donc au maximum de 1,2 m. Un matériel à très faible aplatissement sera estimé proche du niveau marin moyen à ± 60 cm.** L'existence d'une berme au sommet des galets les moins aplatis peut constituer un élément supplémentaire d'identification.

Deux cordons fossiles de galets ont été recoupés par nos carottages (cf. Partie II) et des galets remaniés, recoupés par des travaux récents, ont pu aussi être étudiés. Les carottages, espacés de plusieurs dizaines de mètres, ne permettent pas de reconstituer directement la morphologie du cordon fossile. Mais les critères d'identification sont suffisamment contrastés pour permettre la reconstitution de la morphologie du dépôt, et de la position latérale et verticale du trait de côte. La performance de ce marqueur sera confirmée par ailleurs par des marqueurs d'origine biologique.

3.3 Les lagunes

Les lagunes actuelles n'ont pas fait l'objet d'une étude comparative aux dépôts fossiles que nous étudierons au cours de la deuxième partie. Les faciès limoneux fossiles bien caractérisés par leur finesse et surtout leur faune n'ont pas nécessité le recours à un référentiel actuel. Nous nous bornerons à constater que la bathymétrie des lagunes et des étangs actuels observables sur le delta du Rhône est limitée à 2 m. C'est le cas pour le Vaccarès qui est sans aucun doute le plus profond, et dans le secteur oriental de l'étang du Landre (cf. fig. 17) qui aurait une profondeur sensiblement équivalente (rens. Oral, J.L. Lucchesi).

3.4. Les tourbes littorales

L'analyse des conditions de développement des tourbes littorales actuelles permet d'utiliser les tourbes fossiles comme indicateur paléobathymétrique.

3.4.1. Modalité de développement des tourbes actuelles.

Au contact des formations alluviales deltaïques à faible perméabilité, la nappe phréatique des cailloutis de Crau affleure et permet le développement de tourbières dulçaquicoles dans le marais du Capeau, les Grands Paluds et le Marais de Fos. Elles sont colonisées par des herbacées des prairies humides croissant à fleur d'eau ou légèrement submergées durant les périodes humides : scirpe en jonc (*Holoschoenus vulgaris*), marisques (*Mariscus serratus*) et laiches (*Carex acutiformis*) occupent les zones hautes, alors que les phragmites occupent les zones basses submergées en permanence autour des zones de surgissement de la nappe en charge, appelées localement "laurons".

La piézométrie de la nappe d'eau douce dépend de son débit, de la présence des faciès micro-poreux à l'aval, de la position verticale du niveau marin moyen et de l'éloignement du trait de côte. Ces facteurs conditionnent l'équilibre entre l'eau douce et l'eau salée sous-jacente, qui forme plusieurs niveaux superposés "en coin" (Bouteyre *et al.*, 1970). De l'aval vers l'amont, on peut donc délimiter une zone I entièrement soumise à la nappe salée (excepté les nappes lenticulaires dunaires cf. Chap II partie I), une zone II intermédiaire avec intercalation de nappes salées ou douces, une zone III entièrement douce (fig. 28A).

Actuellement, le toit de la nappe d'eau douce est situé entre 0,15 et 0,4 m (marais du Capeau et les Grands Paluds). Dans le Marais de Fos, localisé sur un paléo-tracé de la Durance (Colomb *et al.*, 1975) qui sert de drainage à une part importante de la nappe de Crau (L'Homer, 1975) et où la

perméabilité du cailloutis est très importante (10^{-2} m/s), le toit de la nappe est à 0,7 m. Une partie des écoulements phréatiques aboutit probablement en mer (fig. 28B), au toit plongeant des cailloutis de Crau et conditionne les assemblages biologiques infra-littoraux (cf. chapitre II). Le sommet des tourbes actuelles se situe légèrement au-dessus des niveaux de surgissement de la nappe en charge.

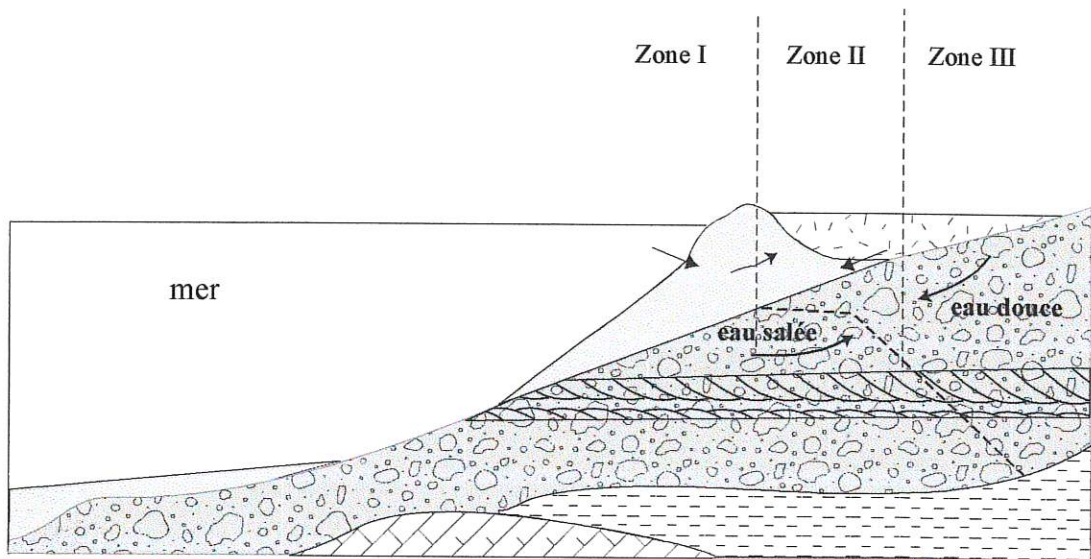


fig. 28A influences de la nappe salée et de la nappe de Crau sur les domaines littoraux

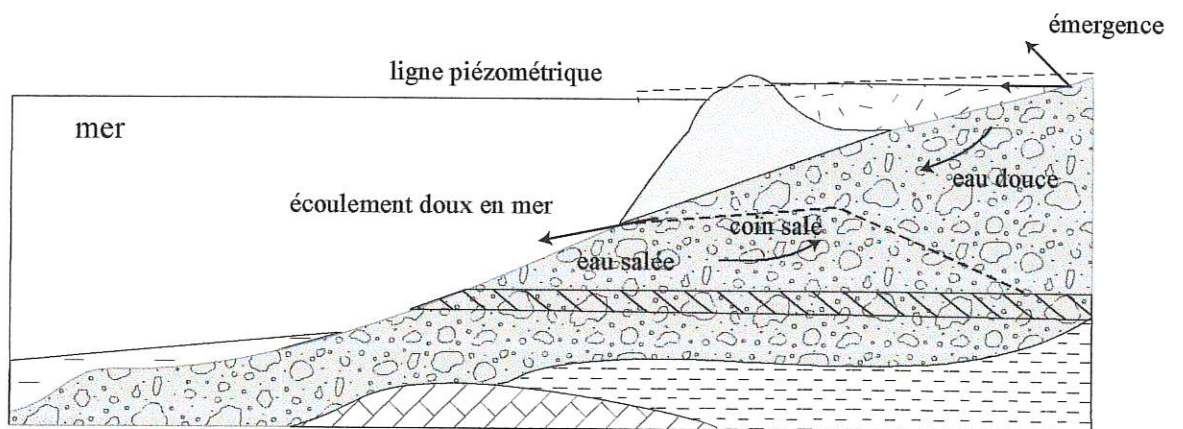


fig. 28B modalité des écoulements et des surgissements phréatiques







- | | |
|--|---|
|  tourbes |  poudingues plus ou moins perméables |
|  prisme sableux |  marnes bégudiennes imperméables |
|  cailloutis de Crau |  calcaire urgonien |

fig. 28B Modalités d'affleurement de la nappe phréatique et de la pénétration du coin salé

3.4.2. Les tourbes, indicateurs de la mobilité littorale.

Le débit de la nappe, l'élévation du niveau marin et la position du trait de côte, conditionnent la piézométrie des eaux douces et leur affleurement, dont dépend la croissance des tourbes. Toute modification de l'un de ces paramètres peut compromettre cette croissance. Un abaissement ou une hausse rapide du niveau marin modifiera donc la sédimentation de la tourbière. Mais toute extension de la tourbière sur les milieux lagunaires ou marins peut être induite soit par une régression marine, soit par une progradation du trait de côte et des milieux dulçaquicoles en arrière des dunes. Dans ce dernier cas, la tourbière peut devenir un indicateur indirect du bilan sédimentaire littoral.

Quatre cas peuvent se présenter :

- le niveau marin monte lentement et les équilibres hydrostatiques sont respectés ; le toit et les surfaces de contact de la nappe d'eau douce et du coin salé se déplacent parallèlement à elles-mêmes et la tourbière s'accroît verticalement. Compte tenu de la pente régulière et relativement faible du cailloutis de Crau, la décélération de la vitesse d'élévation du niveau marin depuis 6000 ans permet aux nappes d'être à l'équilibre et aux tourbes de croître, compte tenu de leur vitesse de croissance relativement lente (entre 0,14 cm/an et 0,16 cm/an) (fig. 29C).

- une variation brutale du niveau marin relatif modifie localement la pente de la surface piézométrique. Dans le cas d'une hausse relative la tourbière est partiellement submergée, la tourbification remplacée par une sédimentation lacustre (fig. 29D). Dans le cas d'une baisse, la tourbe est recouverte par des dépôts détritiques continentaux.

- un déplacement de la position du trait de côte ne modifie pas l'équilibre hydrostatique entre les nappes. La croissance de la tourbière n'est pas affectée, il n'y a pas de discontinuité de dépôt. Mais l'extension spatiale des domaines salés, saumâtres et doux peut être modifiée (Schéma 29E).

- les variations du débit de la nappe modifient les équilibres hydrostatiques. Si le changement est brutal la tourbière est submergée, sa formation est interrompue et remplacée par une sédimentation détritique. L'élévation de la surface piézométrique entraîne un approfondissement du coin salé, et inversement, modifiant la répartition des écosystèmes. Si cette variation est relativement lente la croissance de la tourbe peut compenser l'élévation de la nappe (Schéma 29F).

Les tourbes d'eau douce comme les tourbes d'eau saumâtres (Jelgersma, 1966 ; Pirazzoli, 1976) peuvent donc constituer un indicateur du niveau marin à condition de tenir compte du rôle des autres variables. Cependant, au vu des niveaux piézométriques observés dans le marais du Capeau, situé à 15 km à l'arrière de la ligne du rivage, la hauteur de la nappe et des tourbes dans ce contexte deltaïque très plat ne dépend moins de la distance à la mer que de l'altimétrie du niveau marin et du débit de la nappe.

L'analyse devra aussi prendre en compte les effets de tassement : conformément aux recherches déjà réalisées ailleurs sur ce matériel (Prigent, 1981) et grâce aux tests instrumentaux du Port Autonome de Marseille (Rapport Port Autonome de Marseille, 1971), nous avons tenu compte d'un coefficient maximum de tassement de 44%. De plus afin de limiter les erreurs d'évaluation du tassement nous avons mesuré et daté préférentiellement la base des dépôts tourbeux. Quatre datations font exception : elles ont été effectuées au sein des tourbes auxquels nous avons appliqué le même coefficient de 44 % compte tenu de leur aspect encore très vacuolaire et des mesures très faibles de poinçonnement.

fig. 29 Les modalités d'évolution de la tourbière en fonctions des modifications de la position de la mer ou de la nappe phréatique

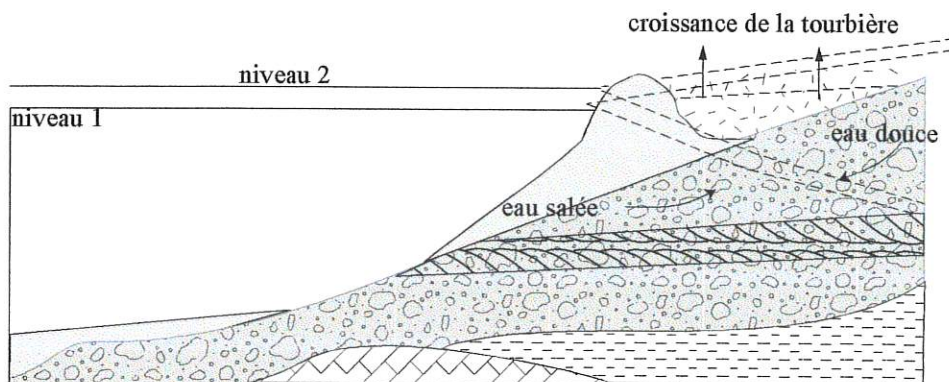


fig. 29 C élévation lente du niveau relatif marin avec conservation des équilibres et croissance de la tourbe

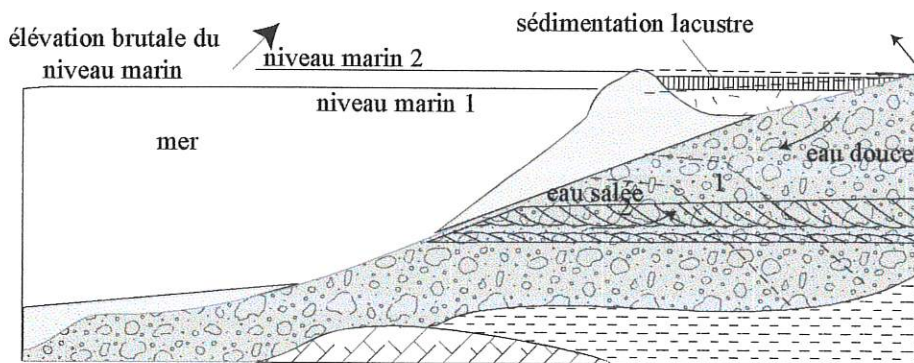


fig. 29D élévation rapide du niveau relatif marin engendrant une submersion de la tourbière

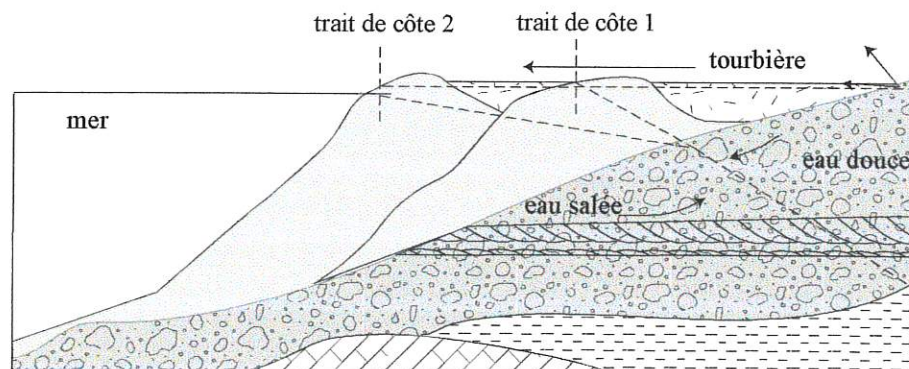


fig. 29E Progradation du trait de côte et extension latérale de la tourbière

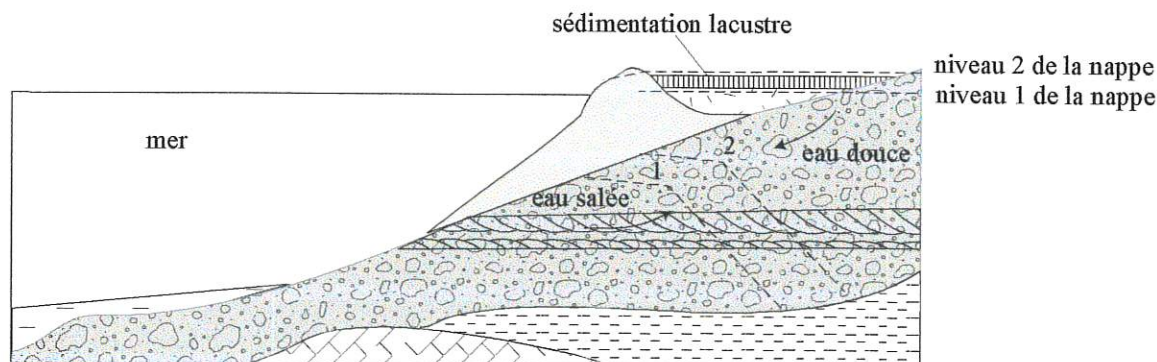


fig. 29F Modification de la hauteur de la nappe et submersion de la tourbière

3.4.3. Les tourbes fossiles de Fos

Colomb *et al.*, (1975), puis Triat-laval (1978), et Toni pour la Camargue (*in* Pons *et al.* 1979) décrivent ces milieux, individualisés depuis 6000 av. J.C. environ, en arrière de la zone des étangs salés et des lagunes : plusieurs carottages ont montré l'accumulation d'une tourbe à cypéracées peu évoluée, reposant en biseau sur des marnes grises et le cailloutis de Crau. Datée à l'aval entre 4774/4094 av. J.C. (Ly-364) à environ -3,5m NGF et à l'amont entre 733 av J.C. et 43 ap. J.C. (Ly-1494) à -1,30 m NGF, H. Triat-Laval constatant cet étagement lie la montée du système phréatique de bordure de Crau à l'élévation du niveau marin.

Les faunes rencontrées dans les carottages confirment le caractère dulçaquicole des tourbes, il s'agit de *Pseudammicola similis*, *Galba sp.*, *Succinea oblonga*, *Planorbis carinatus* (Muller), *Gyalus cf. laevis et radix (radix) limosa* trouvés à la base des tourbes.

Nos carottages ont également traversé ces faciès et atteint les marnes carbonatées de faible puissance (0,1 à 0,2 m) sous-jacentes, qui correspondent à des faciès lacustres ou lagunaires de faible profondeur. C'est le comblement de ces milieux qui a permis le développement de la tourbière. Mais les tourbes sont aussi parfois directement installées sur le cailloutis de Crau. Les faciès tourbeux sont dans le Marais de Fos homogènes sur plus de 4 m d'épaisseur et datés à la base entre 4 500 av. J.C. et 700 ap. J.C. au sommet. En aval le développement est même plus précoce (5 500 av. J.C.) mais sera interrompu à plusieurs reprises. Au sommet et en amont une modification importante interviendra postérieurement à 700 ap. J.C. (cf. Partie II Marais de Fos).

L'utilisation des tourbes dans l'évaluation de la mobilité littorale, verticale et latérale, nécessite, que pour chaque niveau, nous établissions la nature dulçaquicole du dépôt, sa mise en place à fleur d'eau et la hauteur de la nappe d'eau. Les faunes *Lymnosa stagnatus* (Linné) et *Planorbis carinatus* fréquentes à différents niveaux, les pollens et les macrorestes confirment le caractère dulçaquicole et la position à fleur d'eau du dépôt. Trois faciès ont été identifiés dans nos carottages :

- un faciès tourbeux noir, homogène, sans macrorestes végétaux mais parfois riche en malacofaune, et peu épais (10 cm) à la base des stratigraphies est probablement dû aux effets de la compaction.

- un faciès vacuolaire, formé de nombreux restes de tiges et de fragments végétaux (Cypéracées) ; épais de 4 m, il est saturé en eau, très vacuolaire et n'a pas permis un bon piégeage des pollens.

- un faciès marron clair constitué de nombreuses tiges de phragmite et de thypha associés à des dépôts lagunaires, généralement situé au sommet des stratigraphies. Ce dernier type n'a pas été retenu pour l'évaluation de la variation du niveau marin, compte tenu de l'écologie de ces espèces. L'appartenance des phragmites et des joncs massettes au groupement des plantes semi-aquatiques tolérant une submersion plus importante (quelques décimètres) induit une incertitude dans l'évaluation du niveau de la nappe à partir des restes végétaux.

Les baisses comme les rapides hausses relatives du niveau marin modifient la sédimentation de la tourbière. Mais, à Fos, de -3,8 m (4500 av. J.C.) à -0,5 m NGF (780 ap. J.C.) la tourbière connaît une croissance relativement régulière, probablement permise par une hausse modérée et continue du niveau marin relatif.

Conclusion § 3.4:

La présence de l'aquifère de Crau et la décélération de la montée du niveau marin ont permis aux tourbes de se développer sur le substrat de Crau ou sur des dépôts lagunaires holocènes. Ce type de faciès et de stratigraphie a souvent été observé sur les plaines littorales et mis en relation avec l'élévation du niveau marin relatif (Jelgersma, 1964 ; Denys & Beateman, 1995). La décélération de la montée relative du niveau marin à partir de 6000 ans av. J.C. environ a favorisé à partir de cette date le développement de ces faciès.

La détermination de la nature des restes végétaux et des faunes permet d'évaluer la position des échantillons prélevés et les possibilités de développement de la tourbière par rapport à la nappe (Tornqvist & van Ree, 1998).

La comparaison aux tourbières actuelles de la bordure orientale du delta du Rhône (Marais de Capeau, Grands Paluds et Marais de Fos), permet d'estimer le niveau de mise en place des tourbes fossiles. En effet, le sommet des tourbières actuelles se situe entre 0,15 m et 0,7 m NGF. Leurs flores (*Holoschoenus vulgaris*, *Mariscus serratus*, *Carex acutiformis*) sont comparables à celles des tourbières fossiles à l'origine de la tourbe traversée par les carottages. Si l'on tient compte que depuis l'établissement du 0 NGF le niveau marin s'est élevé d'environ 0,1 m (Guéry *et al.*, 1981), le niveau marin relatif, déduit des niveaux tourbeux dulçaquicoles fossiles sera donc situé au maximum entre 0,05 m et 0,6 m sous la base des dépôts datés.

CONCLUSION CHAPITRE III

Les indicateurs sédimentologiques permettent d'apprécier de façon variables la modification latérale et verticale de la position de la mer.

Latéralement, les dépôts terrigènes clastiques en associant minéralogie, granulométrie et structures permettent de distinguer les milieux immergés des milieux émergés. Les cordons littoraux permettent de positionner le trait de côte. L'extension des faciès tourbeux, lorsque leur caractère dulçaquicole est établi grâce à l'étude des fossiles qu'ils contiennent, délimitent quant à eux le domaine continental. Le trait de côte est estimé par défaut en aval des tourbes.

Verticalement, les dépôts sableux de plage sont probablement les moins précis. En associant minéraux lourds, structures et granulométrie, on parvient à distinguer la plage aérienne de la plage sous-marine. Au sein de cette dernière, la décroissance granulométrique rapide permet de distinguer une partie basse au-delà de -3 m. Ces indications sont nettement insuffisantes pour apprécier les variations modestes du niveau marin relatif. Les dépôts clastiques peuvent, dans ces conditions n'être utilisés qu'à titre de complément.

La morphométrie des galets dans l'environnement spécifique de ces plages à dominante sableuse et à faible pente paraît relativement plus précise et permet de caractériser la zone d'estran et le médio littoral. Mais on ne parvient pas à diminuer la fourchette d'évaluation du niveau marin en dessous du mètre ($\pm 0,60$ m)

Les faciès tourbeux malgré leur faible précision (incertitude de $0,6$ m) donne la limite inférieure du niveau marin relatif. Mais l'emploi de cet indicateur nécessite quelques précautions. Il s'agit de :

- déterminer la nature dulçaquicole des espèces floristiques

- reconnaître le faciès tourbeux des prairies humides à grandes herbacées qui se développent au niveau de l'affleurement de la nappe entre $0,10$ m et $0,70$ m NGF. Les tourbes à phragmites et à typha pouvant se développer dans une tranche d'eau plus importante seront écartées.

- tenir compte des effets de tassement. Un taux global de 44 % a été appliqué. On peut s'étonner de la faiblesse de cette valeur, mais nous nous appuyons sur des mesures instrumentales *in situ* qui semblent confirmées par la stabilité des ouvrages réalisés sur les sites à tourbes. Le tassement est même probablement plus faible vers le sommet des stratigraphies et dans les secteurs quasi essentiellement tourbeux, mais nous ne pouvons dans le cadre de ce travail apporter une précision du tassement pour chaque échantillon prélevé. Des mesures de mécanique des sols seraient envisageables afin de répondre à ces questions et pour permettre une amélioration de la mesure.

Comme pour les autres indicateurs, les indicateurs sédimentologiques définissent verticalement une position minimale (plage sous-marine) et une position maximale (plage aérienne et tourbes) de la mer. Seuls les cordons de galets, dans le contexte particulier des plages à faible pente du delta du Rhône, permet de localiser la position du trait de côte et d'estimer la position verticale du niveau marin relatif au sein d'une fourchette altimétrique importante de $\pm 0,6$ m.

Chapitre IV Les méthodes de datation

Différentes méthodes de datation ont été mises en œuvre dans le cadre de ce travail. La chronozonation pollinique déjà évoquée (chap. II de la partie I) n'a été utilisée que pour relier les résultats récents, obtenus en collaboration avec J.L. de Beaulieu, aux travaux plus anciens (Triat, 1975, Laval-Triat, 1978). Les deux principales méthodes de datation utilisées sont les données archéologiques et historiques et la datation radiocarbone.

4.1 La chronologie archéologique et historique

Pour la période antique, l'étude du mobilier archéologique et de la céramique permettent dans la plupart des cas de dater un niveau d'occupation ou une structure, avec une marge d'incertitude de quelques décennies.

4.1.1. Les marqueurs archéologiques

L'analyse doit prendre en compte la cohérence de l'ensemble du matériel, par une étude quantitative des artefacts trouvés en stratigraphie, en retenant les marqueurs archéologiques les plus récents.

Pour les couches archéologiques en place, non-remaniées, l'élément le plus récent constitue le terminus *post quem* de la couche dans laquelle il est inclus. La mise en place de la couche s'est produite obligatoirement après la date de création de l'objet.

Dans le cas de structures ou de couches superposées, l'élément le plus récent de la couche inférieure constitue le terminus *post quem* inférieur de la couche supérieure.

Pour les structures archéologiques non stratifiées, l'élément le plus récent constitue le terminus *post quem* supérieur de la couche dans laquelle il est inclus. Cette absence de stratigraphie induit une incertitude liée :

- aux remaniements des éléments datant qui, même lorsqu'ils sont inclus dans la structure, n'excluent pas le caractère résiduel des objets. Une couche remaniée est caractérisée par une hétérogénéité du mobilier et/ou son caractère résiduel. La datation proposée comporte alors un intervalle d'incertitude plus grand.

- à l'utilisation d'un objet pendant plusieurs générations. La durée de "vie" de l'objet reste cependant limitée, et dans le cas d'un lot de matériel, ces objets résiduels les plus anciens constituent la limite inférieure de datation d'une couche ou d'une structure.

Malgré cela, à partir de la nature de la couche, l'archéologue mesure le degré de fiabilité de la datation obtenue. Dans le cas d'une couche d'occupation ou d'un sol, on considère que l'intervalle d'incertitude entre le terminus *post quem* supérieur et la mise en place est nul mais un doute subsistera. Dans le cas des *navalia* de Fos, on a émis l'hypothèse malgré la présence de matériel plus récent que la structure est datée par le matériel le plus ancien Ier s. ap. J.C.. Car, en effet, le principe du terminus *post quem* n'exclut pas l'appréciation de l'archéologue sur la qualité de l'échantillon et de sa représentativité.

4.1.2. Les données historiques

La collaboration avec Philippe Leveau, professeur à l'Université Aix-Marseille I, nous a été indispensable sur ce thème et a donné lieu à une publication dont nous rappelons quelques éléments (Vella *et al.*, à paraître).

Les sources écrites et l'iconographie antique donnent des indications précises sur trois thèmes : le site portuaire de Fos, les embouchures du Rhône, les dynamiques fluviales.

- La construction de la *statio* de *Fossae Marianae* est attestée par l'*Itinéraire Maritime*, dit "périple de Rome à Arles", texte daté de la fin du I^{er} s. ap. J.C. (Lugand, 1926), qui en fait un *portus*. Cet aménagement figure également sur une vignette de la table de Peutinger, copie médiévale d'un document antique, où Fos paraît presque aussi important que le port d'Ostie.

- Les sources antiques varient beaucoup sur le nombre des embouchures au cours de l'Antiquité : sept ou cinq au IV-III^{ème} s. av. J.C. (Pythéas, Appolonius de Rhodes), deux à partir du II^{ème} av. J.C., selon Polybe. Au changement d'ère, apparaît une troisième bouche, décrite par Strabon et Pline, qui précise qu'au I^{er} s. ap. J.C., c'est la bouche massaliotique (à l'est) qui est la plus large. A partir du II^{ème} s. ap. J.C., Ptolémée ne voit plus que deux embouchures, mais Martianus Capella en cite trois au V^{ème} s. ap. J.C. Nous avons considéré, avec Ph. Leveau, que ces écrits ne sont pas contradictoires mais soulignent, au contraire, les états successifs d'un delta en évolution. Desjardin (1866) aboutissait déjà aux mêmes conclusions.

- les dynamiques fluviales et la construction du canal de Marius : Plutarque et Strabon au I^{er} s. ap. J.C. indiquent que le creusement du canal de Marius en 102 av. J.C. est réalisé afin de palier l'élévation de la barre d'embouchure qui constitue une gêne pour la navigation fluviale. Compte tenu des tirants d'eau des navires de l'époque, compris entre 1,2 et 3 m (Pomey, 1982 ; Roman, 1997), elle devait être plus haute que la barre actuelle située en été autour de 2,5 m (Port Autonome de Marseille, 1993).

La richesse et la précision des sources historiques complètent donc les datations isotopiques. Nous y reviendrons dans la troisième partie (discussion).

Marqueurs archéologiques et données historiques se réfèrent au calendrier chrétien. Leur emploi conjoint avec la datation radiocarbone nécessite la calibration de cette dernière et son expression en dates calibrées, dont nous évoquerons rapidement le principe plus loin.

4.2. Chronologie radiocarbone

Elle repose sur un corpus de 48 datations originales, qui viennent compléter les dates obtenues sur le cordon de Mornès au cœur du delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998), en bordure de l'étang de l'Estomac (Haag, 1992), sur les concrétions coralligènes de la pointe de Bonnieu (Sartoretto, 1996). Des dates plus anciennes, et à précision moindre, réalisées par H. Triat-Laval (1978) sur les tourbes et marais de Fos, par A. L'Homer (*in* Colomb *et al.*, 1975) sur le cordon du Relai et par P. Haag (1992) sur l'étang de l'Estomac ont aussi été utilisées.

Les datations et les calibrations ont été réalisées pour l'essentiel au Centre de Datation par le Radiocarbone de Lyon (code : Ly-) par la méthode classique, par scintillation liquide sur benzène actif. Deux datations ont été réalisées à l'accélérateur de particules au laboratoire d'Oxford. Un petit nombre de dates, sont issues du Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Luminy (code : LGQ-) sous la responsabilité de R. Laffont.

Les datations ont été effectuées sur des matériaux variés, organiques ou carbonatés, issus du milieu émergé ou immergé marin. Elles ont été corrigées en prenant en compte la valeur du $\delta^{13}\text{C}$, puis calibrées, en faisant intervenir si nécessaire, l'effet réservoir de l'eau de mer. Les dates B.P. sont donc toujours exprimées sans correction de l'effet réservoir.

La nature variée des matériaux et de leur milieu de vie pose des difficultés de correction et de calibration des résultats. Il s'agit de vérifier si l'effet réservoir de 400 ans généralement appliqué aux échantillons marins est valide dans le cas de Fos. Puis d'autre part, il s'agissait de vérifier les possibilités de détermination de la nature continentale ou marine des restes végétaux sur la base du $\delta^{13}\text{C}$.

Nous analyserons dans un premier temps les corrections apportées aux datations radiocarbones en fonction des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, puis l'effet réservoir du milieu marin, lors de la calibration des dates BP en années solaires. Enfin, nous discuterons de la fiabilité et des conditions d'utilisation des datations radiocarbones, liées aux remaniements, à l'échantillonnage et aux vitesses de croissance lentes des matériaux datés. Car la datation radiocarbone classique permet de limiter l'influence des remaniements en utilisant une quantité d'échantillon plus importante, certes peut-être "polluée" mais plus représentative de l'âge du dépôt qu'une coquille ou une feuille isolées si elles sont remaniées ; par contre, pour les matériaux issus des constructions biologiques (concrétions coralligènes) ou des tourbes, les datations avec spectromètre de masse permettent d'accroître la précision de la mesure, compte tenu des vitesses de croissance relativement lentes de ces organismes.

4.2.1. La correction par le $\delta^{13}\text{C}$

Le fractionnement isotopique du carbone par les végétaux au cours de la photosynthèse ou lors de la dissolution du gaz carbonique de l'atmosphère dans l'eau de mer conduit à des variations isotopiques au sein des organismes vivants. La teneur en ^{14}C des organismes n'est pas identique à la teneur en ^{14}C de l'atmosphère. Pour obtenir cette dernière, il faut d'abord mesurer par spectrométrie de masse la teneur en ^{13}C de l'organisme à dater que l'on exprime par une différence, $\delta^{13}\text{C}$ ‰, entre le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon et le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ d'un standard international.

Or il existe un rapport constant entre ^{13}C et ^{14}C qui permet de connaître l'abondance de ^{14}C à l'intérieur de chaque échantillon. Il suffit donc de connaître la concentration de ^{13}C pour obtenir celle de ^{14}C , due aux processus d'assimilation du carbone par les êtres vivants ou aux conditions du milieu (Délibrias, 1985). Ainsi, pour chaque échantillon, il faut calculer le $\delta^{13}\text{C}$ afin de tenir compte de la concentration en ^{14}C de l'échantillon.

Les variations des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont connues selon les milieux ou les organismes : il est proche de 0 pour les coquilles marines, compris entre -8 et -30 ‰ pour les végétaux marins et de -27 ‰ pour les plantes terrestres. Ces valeurs pourraient permettre de déterminer le milieu de vie des organismes fossiles, dont la connaissance est fondamentale pour l'application de la correction liée à l'effet réservoir de l'eau de mer. Mais, dans le cas des posidonies, nous verrons que l'application de l'effet réservoir ne peut être établie sur ce critère, compte tenu de la grande variabilité du $\delta^{13}\text{C}$ de ces végétaux marins.

Les nombreuses discussions avec C. Oberlin (Laboratoire du radiocarbone) ont permis le choix d'une correction appropriée à chaque échantillon, après détermination de l'origine du matériel par l'observation des macrorestes et de fossiles.

4.2.1.1. Les $\delta^{13}\text{C}$ des organismes marins datés

Le $\delta^{13}\text{C}$ des organismes marins à tests carbonatés ou des concrétions coralligènes fossiles est proche de zéro. Le $\delta^{13}\text{C}$ des concrétions du Golfe de Fos (SGV, LFG ; Tab. 5 et cf. Annexes 1B) sont comparables aux mesures effectuées par S. Sartoretto (1996) sur le même type des concrétions en Corse et dans le secteur de Marseille (Tab. 5). Pour les concrétions de *Lithophyllum lichenoïdes* (Laborel *et al.*, 1996) auxquels nos résultats seront comparés par la suite (cf. Partie III. Chap. I), les mesures du $\delta^{13}\text{C}$ sur quelques échantillons tests par J. Laborel ont révélé des valeurs proches de 0 ‰ (Laborel, information orale). Apparemment ni le substrat, ni le caractère médiolittoral de cette formation n'auraient d'influence sur le $\delta^{13}\text{C}$.

Sites	Echantillon	Profondeur	nature de l'échantillon	code labo	date BP corrigée	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
SGV golfe de Fos	SGV cora 1	7m	coralligènes	Ly-8024	5050 \pm 40	2,5
	SGV cora 2	7m	coralligènes	Ly-8025	5195 \pm 45	2,02
	SGV cora 3	6m	coralligènes	Ly-8448	4515 \pm 50	2,07
	cora Cavaou	7m	coralligènes	Ly-8027	6415 \pm 45	1,18
LFG golfe de Fos	LFC1	6m	coralligènes	Ly-7594	3500 \pm 45	2,45
Sartoretto (1996)	Bonnieu	14m	coralligènes	LGQ-985	1400 \pm 130	1,01
	Gaméou	5m	coralligènes	LGQ-765	3530 \pm 140	3,85
	La Loude	35m	coralligènes	LGQ-1087	3540 \pm 140	-4,91
	Scandola	50m	coralligènes	LGQ-959	4670 \pm 130	-0,18
	Grand Congloue	55m	coralligènes	LGQ-960	5030 \pm 150	1,71

Tab.5 Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des concrétions coralligènes du Golfe de Fos comparés aux données de Sartoretto (1996)

La disparité des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ (tableau 6) est faible entre les différents échantillons (coquilles de *Cerastoderma glaucum* vivant dans les lagunes, coquilles marines, et concrétions coralligènes), qu'ils soient issus d'environnements laguno-marins ou marins : elles sont comprises entre -1,82 (Ly-8023 ; cf. Annexes 1C) et +1,02 (Ly-7160). Elles sont comparables à celles qui ont été obtenues sur les coquilles de *Cerastoderma glaucum* du lac Maryut (delta du Nil), comprises entre +1,4 et -6,3 ‰ (Godfriends & Stanley, 1995).

Nombre d'échantillons mesurés	Nature	valeur haute $\delta^{13}\text{C}$	valeur basse $\delta^{13}\text{C}$
4	Coquilles marines	1,02‰	-1,82‰
3	Coquilles <i>Cerastoderma glaucum</i>	-0,28‰	-1,25‰
6	Coralligènes golfe de Fos	2,5‰	1,18‰
13	<i>Posidonia oceanica</i> vivantes méditerranéennes	-8,2‰	-16‰
2	<i>Posidonia oceanica</i> mattes fossiles	-13,29‰	-14,43‰
2	Phanérogames vivantes golfe de Fos	-11,56‰	-12,41‰
10	Phanérogames en banquettes ou en lits golfe de Fos	-17,91‰	-24,81‰

Tab. 6 Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des organismes marins de la marge orientale du delta du Rhône comparés aux données méditerranéennes mesurées sur *Posidonia oceanica*

Il existe par contre, une disparité entre les $\delta^{13}\text{C}$ mesurés sur les mattes fossiles ou les posidonies vivantes, et les dépôts fossiles de frondes. Afin de déterminer si cette variabilité était due aux conditions propres du golfe de Fos, des analyses complémentaires sur des échantillons de phanérogames vivantes ont été effectuées sur des échantillons provenant du golfe de Fos.

La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ est proche de -13‰ dans les mattes fossiles en place et les organismes vivants actuels (tab.7). Les rhizomes datés de deux mattes fossiles en place, étudiées dans le golfe de Fos et à Port Cros (Var), ont un $\delta^{13}\text{C}$ de $-13,29\text{‰}$ à Fos (Ly-8026) et de $-14,43\text{‰}$ à Port Cros (Ly-8684). Ces teneurs sont tout à fait comparables aux valeurs mesurées sur les phanérogames vivantes du golfe de Fos : $-12,41\text{‰}$ dans les posidonies vivantes prélevées au sein de l'herbier relicte au sud du Port de Saint-Gervais, $-11,56\text{‰}$ dans les zostères prélevées dans l'anse de Carreau. Elles sont proches des mesures effectuées sur les phanérogames vivantes de Port Cros et de Banyuls (Bricout *et al*, 1980 ; 1990) et en Corse (Dauby, 1989). Dans la baie de Calvi un gradient a été mis en évidence sur la déviation du $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en fonction de l'intensité lumineuse, elle-même fonction de la profondeur. En profondeur (-25m) le $\delta^{13}\text{C}$ peut atteindre -16‰ (Cooper & DeNiro, 1989). Mais dans la majorité des cas, les valeurs sont comprises entre 10 et 14 ‰.

Origine du matériel	Prélèvements	Profondeur	Nature de l'échantillon	^{13}C (‰)
Matériel fossile Fos	Mattes fossiles SGV32.50 (Ly-8026)	4m	Posidonies (rhizomes et frondes)	13,29
Matériel fossile Port Cros (Vella non publié)	Mattes fossiles Port1 (Ly-8684)	6m	Posidonies (rhizomes et frondes)	14,43
Matériel vivant Corse baie de Calvi (Dauby, 1989)	Calvi D1	15m	<i>Posidonia oceanica</i> HP	8,2
	Calvi D2	15m	<i>Posidonia oceanica</i> (rhizomes)	12,7
	Calvi D3	15m	<i>Posidonia oceanica</i> (rhizomes)	13,2
	Calvi D4	15m	<i>Posidonia oceanica</i> (épiphytes)	13,5
Matériel vivant Port Cros (Bricout <i>et al</i> , 1980)	P10	2m	<i>Posidonia oceanica</i>	11,6
	P11	2,5m	<i>Posidonia oceanica</i>	10,7
	P12	3m	<i>Posidonia oceanica</i>	10,9
	P13	2,5m	<i>Posidonia oceanica</i>	11,4
	P14	2m	<i>Posidonia oceanica</i>	10
	P15	12m	<i>Posidonia oceanica</i>	11,6
Matériel vivant Banyuls (Bricout <i>et al</i> , 1990)	Banyuls	?	<i>Posidonia oceanica</i>	12,6

Tab. 7 Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des *Posidonia oceanica*

Les accumulations de frondes de posidonies en banquette, ou les aëgagropiles fossilisés au sein des cordons sédimentaires ou en milieu immergé, ont des valeurs nettement supérieures aux phanérogames marines vivantes ou fossiles retrouvées en place. Souvent, leurs restes sont difficilement identifiables, mais ce n'est pas le cas pour les échantillons ES1.2 120/125 (Ly-7590) et ES1.3 160/165 (Ly-7861) du marais de Fos (Annexe 1A), dont les $\delta^{13}\text{C}$ sont respectivement de $-24,05$ et $-22,36\text{‰}$. Ces fortes valeurs absolues sont très disparates avec les faibles valeurs mesurées sur les mattes vivantes ou fossiles. Il en résulte que, pour ce matériel, le $\delta^{13}\text{C}$ ne peut pas être utilisé

comme critère d'identification, d'autant que l'aspect de boue organique de certains échantillons rend la confusion possible avec certains dépôts organiques d'origine continentale, dont le $\delta^{13}\text{C}$ présente une assez forte disparité de mesure.

4.2.1.2 Le $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux terrestres datés

Les $\delta^{13}\text{C}$ des bois et des tourbes présentent de faibles disparités ; ces mesures sont comparables aux $\delta^{13}\text{C}$ généralement observés sur les plantes terrestres à processus d'assimilation du CO_2 du type Calvin (Délibrias, 1985) ; les argiles et limons organiques où la matière organique diffuse est plus ou moins détritique ont une plus grande variabilité (Tab. 8).

Nombre d'échantillons mesurés	Nature	valeur haute $\delta^{13}\text{C}$	valeur basse $\delta^{13}\text{C}$
4	bois	-25,81‰	-29,05‰
14	tourbe	-26,73‰	-28,44‰
7	Mo diffuse	-19,88‰	-27,59‰

Tab. 8 Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux continentaux

Conclusion § 4.2.1 :

Mis à part le problème des phanérogames marines, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont donc homogènes pour des échantillons de même nature : coquilles marines, concrétions coralligènes, bois et tourbes. Ce constat permet d'estimer avec la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ d'échantillons issus de travaux plus anciens, afin de corriger, puis calibrer des dates radiocarbone plus anciennes, qui viennent compléter nos propres données.

4.2.2 La calibration des dates BP, l'effet réservoir du milieu marin

L'étude des cernes des arbres et la mesure de leur activité ^{14}C a prouvé que la teneur en ^{14}C de l'atmosphère n'était pas constante au cours du temps et a permis de quantifier sous la forme d'une courbe, la variation de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère au cours des dix derniers millénaires. Cette courbe permet de passer d'une chronologie radiocarbone à une chronologie en années solaires. Les dates ^{14}C réalisées dans le cadre de ce travail sont calibrées à partir du logiciel Calib. 3.0 (Stuiver *et al*, 1993). Afin de pouvoir les corrélérer avec les données archéologiques, les dates radiocarbone calibrées sont indiquées "avant/après J.-C" ou "avant/après notre ère" plutôt que Cal BP ou Cal BC/AD (Evin, 1989).

Pour les échantillons issus du milieu marin, d'autres corrections doivent intervenir à cause des conditions d'absorptions lentes du CO_2 de l'atmosphère par l'eau de mer appelé effet réservoir. On leur applique généralement un vieillissement systématique de 400 ans. Cet effet est probablement variable en fonction de la profondeur et des phénomènes favorisant les échanges entre les couches d'eau profondes et les couches superficielles (Delibrias, 1985 ; Pelc, 1995). Nous considérons cette variabilité comme négligeable dans notre cas, compte tenu de l'homogénéité des échantillons étudiés, qui relèvent toujours de milieux peu profonds (> à une dizaine de mètres).

Cependant, la faible profondeur facilite l'assimilation de l'oxygène et du carbone de l'atmosphère et réduit probablement l'effet réservoir à une valeur inférieure à 400 ans (Pelc, 1995). Les taux de carbone mesurés sur les posidonies et les zostères vivantes du golfe de Fos semblent indiquer effectivement une assimilation rapide du carbone. En effet, suite aux essais nucléaires dans l'atmosphère, le ^{14}C atmosphérique a augmenté de 90 % par rapport à 1950. Ce taux est aujourd'hui redescendu à 114 % (Evin, com. Pers.). Or le taux actuel des posidonies et des zostères du golfe de Fos est de respectivement 106,2 et 106,7 %, ce qui confirmerait l'assimilation rapide du carbone.

Par conséquent, en l'absence de données précises sur l'effet réservoir dans les milieux superficiels, et devant la nécessité de comparer les dates ^{14}C aux datations archéologiques, on a tenu

compte d'un vieillissement apparent de 400 ans pour les dates obtenues à partir des organismes marins, que ce soient les pelycypodes, le coralligène ou les phanérogames marines. La détermination de l'origine marine de l'organisme est basée sur l'observation et la détermination des restes à l'oeil nu ou à la loupe binoculaire, la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ ne pouvant être retenue comme critère de détermination comme nous l'avons vu précédemment.

Dans plusieurs cas, il s'est avéré nécessaire de dater des échantillons d'origine marine et continentale, associés latéralement ou verticalement. Dans le marais de Fos et du Cavaou, le recul du trait de côte a induit des modifications de la nappe d'eau douce dans la tourbière située en arrière. Cet événement est daté sur des matériaux d'origine différente, calibrés en fonction de leur caractère marin ou continental. Les dates obtenues sont concordantes : le cordon littoral est daté, à partir des fibres de posidonies, 780 à 995 ap. J.-C. (1530 ± 45 BP) (cf. Annexe 1A) et 793 à 995 ap. J.-C. (1520 ± 50 BP) Quelques centaines de mètres au nord, le début de la submersion de la tourbière correspond à des boues carbonatées palustres datées 700 à 965 ap. J.-C. (1200 ± 55 BP). Dans le marais du Cavaou, il semble que ce soit le même événement qui soit daté 614 à 775 ap. J.-C. (1360 ± 50 BP) sur un matériel continental (limon organique). Dans la carotte SGV 5, la datation des posidonies, calibrées en tenant compte de l'effet réservoir, est concordante avec l'âge du matériel archéologique ; elle justifie de conserver les dates obtenues sur posidonies remaniées, malgré l'écart observé de leur $\delta^{13}\text{C}$ (cf. 4.2.1.1).

4.2.3 Comparaison des résultats en âge BP.

La nécessité de calibrer les dates afin de comparer les résultats historiques et les résultats radiocarbones (cf. supra.) ne s'applique pas à la comparaison des résultats radiocarbones. Lors de la comparaison entre la courbe B.P. sur *Lithophyllum lichenoides* de la Ciotat (Laborel *et al.*, 1996) et la courbe sur tourbes de la marge orientale du delta du Rhône (cf. partie III. Chap. I) nous conserverons les dates B.P.. Nous tiendrons compte pour le *Lithophyllum lichenoides* d'un $\delta^{13}\text{C}$ estimée à 0 mais nous n'appliquerons pas dans un premier temps l'effet réservoir de 400 ans. Ce choix s'appuie sur la volonté des auteurs (Laborel *et al.*, 1996) de ne pas trancher sur cette question. En effet la position de la corniche dans le médiolittoral pourrait la soustraire de l'effet réservoir. De même Sartoretto ne tient pas compte de l'effet réservoir pour le *Mésophyllum lichenoides*. Pour ce type de bioconstructions appartenent à l'étage infralittoral nous ne faisons pas le même choix et nous tiendrons compte lors de la calibration de l'effet réservoir de 400 ans. Afin de pouvoir comparer les concrétions du golfe de Fos à celles de la pointe de Bonnieu nous nous tiendrons aux dates exprimées en âge B.P. pour les deux sites.

De même l'ensemble des régressions sera donc effectuée à partir de l'âge B.P. et cela pour deux raisons :

-les dates calibrées sont fournies à l'intérieur d'un intervalle de confiance, pour lequel la datation à 95 % de chance de se situer. L'intervalle n'est donc pas exhaustif.

-pour créer un nuage de points à partir des dates calibrées il faudrait calculer un âge moyen pour chacun des intervalles en divisant par 2 l'écart entre les deux bornes. Or l'âge moyen ainsi obtenu n'est pas forcément l'âge le plus probable.

Par conséquent nous choisirons de conserver les âges B.P. pour effectuer l'ensemble des calculs de régression. Les vitesses d'élévations théoriques calculées à partir des équations de régressions seront elles aussi exprimées en âge B.P. et seront par conséquent non transposables. Par contre un commentaire des résultats pourra être effectué en âge calibré sur les tendances générales des courbes.

4.2.4 Problèmes induits par la nature des matériaux. Méthodologie de l'échantillonnage.

Les datations effectuées sur des matériaux éminemment déplaçables (coquilles de pélécy-podes, bois flottés, frondes de phanérogames) posent le problème des risques de remaniements. La datation des tourbes et des concrétions coralligènes implique la prise en compte des taux de croissance et de l'effet des tassements.

4.2.4.1 Remaniements en milieu marin

Les coquilles datées sont choisies en fonction de la qualité de conservation des tests (faible usure, faible fragmentation), de leur milieu de vie et de la représentativité de l'espèce au sein de l'échantillon. Les faunes caractéristiques de l'étage médiolittoral ont été privilégiées afin de répondre au mieux à notre problématique. Ainsi, sur le cordon fossile du Vigueirat, ce sont les coquilles de *Mityllus galloprovincialis* qui furent datées pour leur abondance, leur bonne conservation et leur caractère marin et médiolittoral affirmé, plutôt que le *Cerastoderma glaucum* auxquelles elles étaient mélangées.

Les laisses de posidonies et de bois flottés sont nécessairement remaniés. Mais la faible résistance des débris végétaux à l'abrasion limite les remaniements trop nombreux ou lointains. Dans l'Anse Saint-Gervais, la concordance entre la datation radiocarbone sur posidonies (86 av. J.-C. et 156 ap. J.-C. ; 2315 ± 55 BP) et la datation archéologique sur céramiques, dont les divers éléments forment un assemblage cohérent compris entre -25 av. J.-C. et le Ier s. ap. J.-C., confirme la qualité des datations, corrigées d'un effet réservoir de 400 ans appliqué aux phanérogames.

4.2.4.2 Vitesses de croissance et effets de tassements

Sur les concrétions coralligènes, la datation par le procédé classique nécessite une quantité d'échantillon carbonaté comprise entre 10 et 20g. Un parallélépipède de 50 cm³ environ a été prélevé, généralement à la base des concrétions au contact du substrat. Quelques échantillons ont été datés près du sommet de la concrétion, afin de quantifier la vitesse de développement. La vitesse moyenne de 0,9 mm/an calculée à Fos implique un temps de croissance inférieur au demi-siècle pour l'échantillon prélevé. Cette valeur est proche de celles qui ont été calculées ailleurs (Sartoretto, 1996).

Un traitement manuel mécanique permet l'élimination des animaux fixés, et le lavage à l'eau, le dégageant des boues piégées ou produites par les lithophages. Enfin, une attaque à froid, à l'eau oxygénée diluée, permet l'élimination de la matière organique restante.

La vitesse de croissance relativement lente des tourbes et leur tassement syn- et post-sédimentaire produisent une contraction chronologique des séries stratigraphiques. Sur les tourbières atlantiques, la vitesse de croissance est estimée entre 0,5 à 0,2 mm/an (Prigent, 1981). La compaction, dont l'importance est fonction du temps et du faciès initial, peut atteindre 90%, surtout sous une couverture sédimentaire.

Dans l'hypothèse d'un tassement de 90% et d'une vitesse de croissance de 0,2 mm/an, 1cm de tourbe correspond à une durée de 5 siècles. Les 2 à 4 cm nécessaires pour la datation radiocarbone classique peuvent alors représenter 1 à 2 millénaires d'édification.

Deux types de dépôts tourbeux ont été mis en évidence sur la terminaison orientale du delta :

-un niveau tourbeux, épais d'environ 10 cm, à faciès de "pâte noire" humique, sans structure végétale apparente. Il repose directement sur le cailloutis de Crau et il est surmonté par des dépôts marins et laguno-marins.

-une épaisse formation tourbeuse (1 à 4m), noire, très riche en fibres et en macro-restes de *Typha* et autres fragments d'herbacés, à forte porosité et à teneur en eau très importante, à la limite orientale des limons alluviaux deltaïques holocènes. L'absence de charge sédimentaire détritique sur ces tourbes dans la partie nord du marais de Fos induit un faible tassement.

Nous avons appliqué sans distinction de faciès un taux de tassement maximal de 44%, calculé par tests instrumentaux (Port Autonome de Marseille, 1971). Nous estimons cette mesure fiable au vu des mesures de poinçonnement faible 250g/cm² et uniforme que nous avons mesuré sur les tourbes de la partie nord du marais de Fos sur le log stratigraphique ES4.

En tenant compte de cette valeur de tassement, nous avons estimé qu'une tourbe de 343 cm avait, avant compaction, 520 cm d'épaisseur. Datée entre 4452 et 4106 av. J.C. (Ly-8446) à sa base et 700 et 965 ap. J.C. (Ly-8447) à son sommet, elle s'édifie à une vitesse d'environ 0,1 cm/an : ainsi un échantillon de 4 cm d'épaisseur, ayant subi un taux de tassement équivalent, représentera 60 années de croissance.

Entre deux et quatre centimètres de sédiments ont été prélevés dans les carottages afin de disposer de suffisamment de carbone organique pour une datation classique. Dans le cas de sondages à la pelle mécanique (Canal des hérons), un lit de 1cm d'épaisseur a été prélevé pour limiter l'imprécision de la datation dès l'échantillonnage.

CONCLUSION CHAPITRE IV :

L'utilisation de deux chronologies, l'une radiocarbone, l'autre archéologique impliquait de corriger et calibrer les dates isotopiques. L'homogénéité du $\delta^{13}\text{C}$ des tourbes et des coquilles marines ou lagunaires permet d'envisager une correction des dates anciennes effectuées à partir de ces matériaux pour lesquelles le $\delta^{13}\text{C}$ n'avait pas été mesuré. De même, il était essentiel afin de pouvoir comparer les courbes obtenues par Laborel *et al.*, 1996, sur la variation du niveau marin relatif avec nos résultats d'apporter les mêmes corrections $\delta^{13}\text{C}$ et de vieillissement marin à l'ensemble des dates, ce qui a été fait par rapport aux dates publiées en 1996 par Laborel *et al.*. La seconde courbe radiocarbone à laquelle nous ferons le plus souvent référence est celle publiée par Dubar & Anthony (1994), la nature quasi essentiellement continentale des échantillons (à l'exception de 2 échantillons sur 31) permet d'exclure les problèmes liés à l'effet réservoir. Les $\delta^{13}\text{C}$ mesurés sont cohérents avec l'origine terrestre du matériel (entre 24,90 et 28,35 ‰) pour les autres échantillons, une correction estimée de 25 ‰ a probablement été appliquée comme cela se pratique dans la plupart des laboratoires.

Pour les datations effectuées à Fos, l'application d'un vieillissement de 400 ans aux dates obtenues sur les organismes issus du milieu marin est validée par la cohérence entre datations radiocarbone et datations archéologiques. Après correction $\delta^{13}\text{C}$ et calibration, aucune incohérence chronologique entre les dates radiocarbone et les datations archéologiques n'a été constatée ; la cohérence des résultats du radiocarbone avec la disposition stratigraphique nous a permis de conserver l'ensemble des datations.

Les remaniements sont difficilement estimables et seul l'état de conservation de l'échantillon peut donner une indication sur d'éventuelles reprises du matériel. Les vitesses d'édifications du coralligène et des tourbes sont suffisamment rapides dans notre zone d'étude pour réduire la marge d'erreur un à demi-siècle environ sur les échantillons datés.

CONCLUSION PARTIE I

Les indicateurs de la position de la mer évoqués aux cours des chapitres précédents permettent d'évaluer avec une faible précision et de façon variable les variations verticales et latérales du trait de côte. Cela est bien entendu lié au caractère meuble donc remobilisable du matériel mais dépend aussi de plusieurs autres facteurs.

Verticalement :

-les exigences écologiques des biocénoses des substrats meubles, notamment au niveau du médiolittoral, sont moindres que sur substrat dur.

-les caractéristiques sédimentologiques du médiolittoral sont d'autant plus rarement fossilisées qu'elles sont parfois peu marquées. Les difficultés d'identification granulométrique de l'étage médiolittoral et du talus pré littoral sur les plages sableuses fossiles, ont déjà été soulevées par Morhange (1994).

Dans le contexte sédimentaire des plages de Fos, à très faible hétérométrie du sédiment, de telles formes sont peu marquées. De plus, cette recherche n'a pas bénéficié de coupe stratigraphique mais essentiellement de carottages, par lesquels il est beaucoup plus aléatoire d'identifier précisément les micro-formes.

-la mobilité importante des milieux ouverts deltaïques favorisent les remaniements importants des appareils sédimentaires.

-Au cours de la seconde partie de l'Holocène (post 5000 ans av. J.C.) le contexte de faible variation verticale du niveau marin relatif contribue à des mouvements plus réduits donc plus difficilement perceptibles.

Seules les tourbes et les cordons de galets (d'après la morphométrie) fournissent une estimation du niveau marin relatif. Pour les premières, la mesure dépend d'une observation locale, interprétée en fonction du développement des tourbes actuelles, entre 0,1 et 0,7 m au-dessus du 0 NGF. Pour les seconds l'estimation est encore plus imprécise, la fourchette d'incertitude se situant dans un écart de 1,2 m, à $\pm 0,6$ m de part et d'autre du niveau marin fossile.

Latéralement :

-les déplacements du trait de côte ont une amplitude beaucoup plus importantes. L'importance de ces amplitudes est attestée depuis l'antiquité jusqu'à nos jours. Dans certains secteurs de la Camargue le rivage a reculé de 2 100 m depuis trois siècles (Blanc, 1996).

-la rapide succession des milieux permet de mesurer et de distinguer plus aisément les translations du trait de côte. Cordons littoraux, lagunes, et tourbières sont autant de milieux facilement identifiables par leur sédimentation et/ou par leur faune et sont révélateurs d'une position soit "exacte" (cordons) soit estimée (lagunes et tourbières) du trait de côte.

-les translations successives effacent malheureusement bien souvent les traces des anciens rivages.

-la variabilité des apports sédimentaires joue un rôle probablement d'amplification des mouvements de translation du littoral.

L'ensemble de ces indicateurs donnent donc une limite verticale ou latérale de type minimal ou maximal. Les tourbes, la partie aérienne des cordons sableux lorsqu'elle est identifiable, les niveaux de sols archéologiques, les carrières fournissent une limite maximale supérieure du domaine immergé. Ces zones sont au minimum émergées, et limitent donc la position maximale que pourrait occuper la mer. Au contraire les constructions coralligènes, les plages sous-marines, les épaves donnent une limite maximale inférieure du domaine continental, ces zones sont au minimum immergées.

Parmi ces indicateurs, les tourbes et les galets permettent d'obtenir une position verticale du niveau marin certes estimée mais non par défaut. Les cordons et les structures archéologiques semi-immergées (digues, hangars à bateaux) donnent une position exacte du trait de côte. Mais la mise en évidence de tels indicateurs reste malheureusement limitée. Pour palier la faiblesse du nombre d'observation et le positionnement seulement par défaut des traits de côte, il faut réaliser une récolte de données la plus exhaustive possible et les croiser.

Seuls les carottages pouvaient nous permettre aussi bien dans l'environnement sous-marin que dans l'environnement continental de récolter ces données. Nous allons donc détailler dans la seconde partie les stratigraphies obtenues ainsi que leurs caractéristiques sédimentologiques.

**PARTIE II - LA RIVE ORIENTALE DU
DELTA DU RHONE STRATIGRAPHIE ET
INTERPRETATION DE LA MOBILITE DU
TRAIT DE COTE**

PARTIE II. LA RIVE ORIENTALE DU DELTA DU RHONE STRATIGRAPHIE ET INTERPRETATION DE LA MOBILITE DU TRAIT DE COTE

Chapitre I - Description et analyse des données acquises par les carottages

Introduction

Les milieux sédimentaires actuels et fossiles sur la bordure orientale du delta appartiennent à trois domaines : continental (marais doux, alluvions fluviales), lagunaire et marin (fig. 30).

Les marais et tourbières dulçaquicoles actuels et holocènes longent le rebord sud-ouest de la Crau. Au sud, ils s'élargissent dans le Marais de Fos, où ils sont limités à l'aval par des cordons littoraux. Ils y gardent un caractère marqué de tourbière, malgré la proximité du domaine marin, en raison de l'influence accrue des circulations phréatiques dans ce secteur (cf. partie I chapitre III). Ces milieux ont été carottés du nord au sud, dans le marais du Vigueirat, le secteur des Ponts Clapets et le marais de Fos. Les stratigraphies obtenues complètent vers le nord la stratigraphie établie sur le prisme littoral dans l'anse de Saint-Gervais et fournissent un enregistrement continu inscrit dans le dépôt tourbeux **depuis 6000 ans environ**.

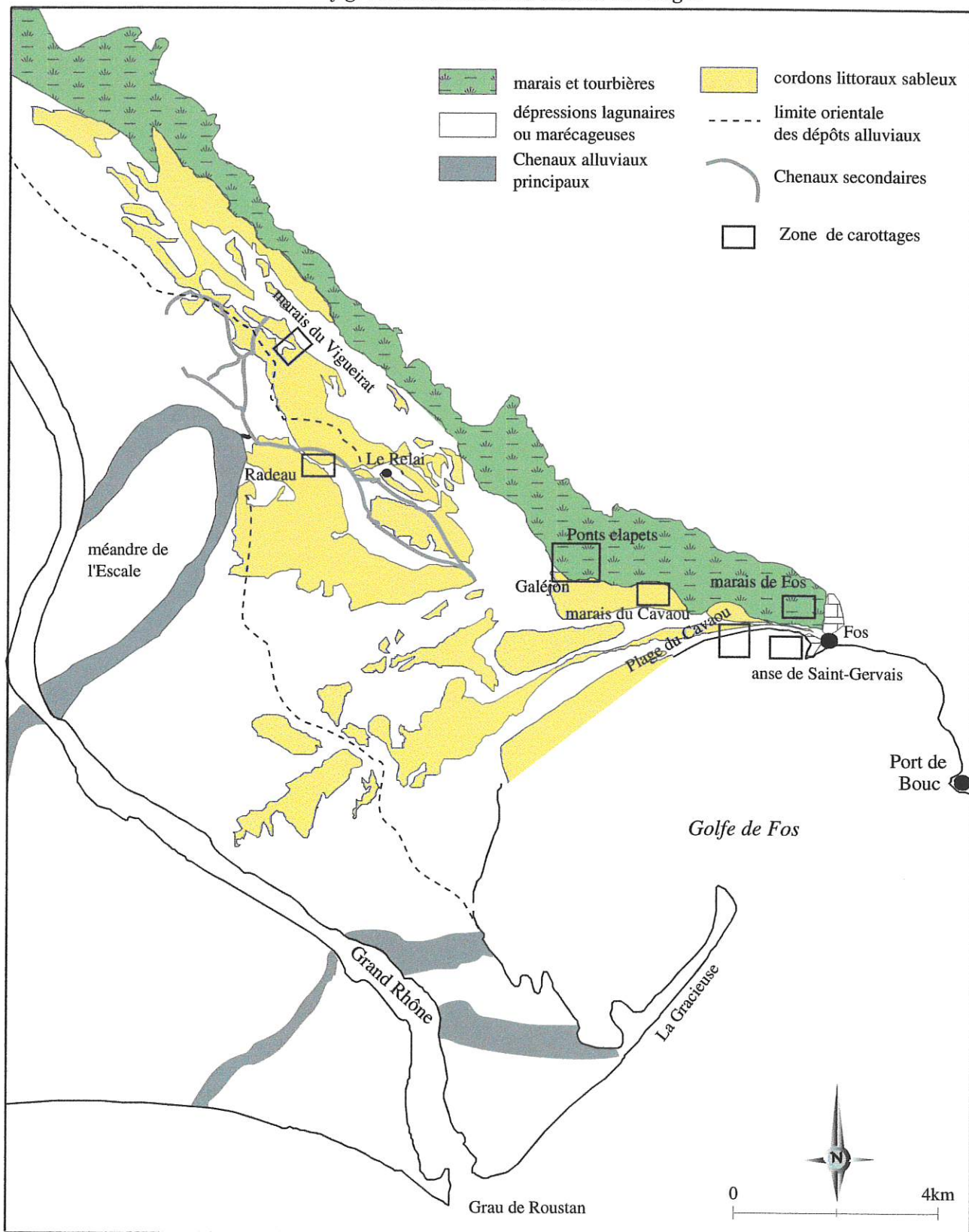
A l'ouest, **des cordons littoraux anciens** (L'Homer, *in* Colomb *et al*, 1975) sont colonisés par la Sansouire. Partiellement recouvertes par des dépôts fluviaux peu épais et dispersés ces accumulations sont liées probablement à des crevasses à fonctionnement court. Seul, le bras de l'Escale constitue un méandre encore très bien dessiné, dont l'apex dépasse la rive gauche du Grand Rhône actuel sur plusieurs centaines de mètres. Le méandre appartient au Rhône du Grand Passon actif durant la période moderne jusqu'en 1607. Mais l'activité fluviale dans le secteur serait postérieure au VI^{ème} s. ap. J.C. (Russel, 1942 ; Denizot, 1959). Ces milieux ont fait l'objet de carottages dans le secteur du radeau au sud-est du méandre de l'Escale

Les dépôts lagunaires des étangs salés récents sont colonisés actuellement par les sansouires dans les secteurs non conquis par l'agriculture irriguée ou l'industrie. Les photographies aériennes de mai 1944 (Aérophototèque centre Camille Julian) montrent qu'ils s'étendaient alors du marais de l'Escale jusqu'à la pointe de Saint-Gervais. Ils étaient fermés par des cordons littoraux ouverts sur la mer par des graus. L'histoire holocène de ces milieux de transition est rendue complexe par l'interstratification de dépôts marins, lagunaires ou marécageux. Ils ont été carottés dans le marais du Cavaou ou de la Foux, sur l'emprise industrielle du Port Autonome de Marseille et de la Sollac.

Le domaine littoral et marin des plages à l'infralittoral, est caractérisé par un prisme sédimentaire récent, peu épais et de nombreux vestiges archéologiques submergés, encore perçus par photographies aériennes d'il y a vingt ans. Il a été carotté au large de Fos autour des structures archéologiques du Cavaou, de Saint-Gervais. Ce secteur a été privilégié, dès l'origine, pour la faible épaisseur du prisme sédimentaire holocène immergé (inférieure à 2 m), offrant des séries condensées plus faciles à traverser entièrement, et sa richesse en vestiges archéologiques, utile à l'interprétation des milieux et à la chronologie stratigraphique.

Nous présenterons les données stratigraphiques et sédimentaires acquises par ces carottages, depuis le littoral vers la plaine deltaïque.

fig. 30 Localisation des sites de carottages



1.1. Le secteur littoral et marin (Anses du Cavaou et de Saint-Gervais, Marais de Fos).

En milieu marin, les carottages ont été effectués en plongée, par carottier à vibro-percussion. Ils ont permis de traverser le prisme littoral actuel et s'échelonnent depuis le haut de la plage sous-marine jusqu'à - 4 m de profondeur. Dans le domaine émergé, les carottages ont été effectués par carottier à piston stationnaire (CPS). Le Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement est le maître d'œuvre des carottages, sous la responsabilité de M. Guillemard.

Ces sondages sont associés à des vestiges archéologiques, dont l'intérêt a justifié l'aide financière et la participation active des Services Archéologiques (SRA, DRASM). Nous décrivons depuis le large vers la côte et de bas en haut, la stratigraphie établie au Cavaou, dans l'anse de Saint-Gervais puis dans le marais de Fos.

1.1.1 La plage du Cavaou

Les carottages forment un transect globalement nord-sud et atteint l'épave Saint-Gervais 3, à 600 m au large (fig. 31). Au-delà, le prisme sédimentaire holocène s'amincit rapidement et les cailloutis de Crau affleurent entre 5 m et 6 m de fond, avant d'être de nouveau recouverts par des sables puis des vases à environ 1,5 km de la côte (fig. 32). Les bioconstructions de coralligène occupent ces secteurs à mince couverture sédimentaire.

Les carottages ont tous atteint le substrat pleistocène. Ce dernier présente une topographie irrégulière : au niveau du sondage C6, les cailloutis sont sub-affleurants et portent l'une des stèles de la nécropole antique. Nous avons pu identifier et dater (Tab.9) VI formations sédimentaires et concrétions coralligènes dont nous allons détailler les caractéristiques.

N° cf. fig. 32 stratigraphie	Code labo	Code prélèvement	Profondeur prélèvement	Nature échantillon	Date BP	Calibration	$\delta^{13}C$
1	Ly-8027	cora-cavaou	660	<i>Mesophyllum lichenoides</i>	6415 \pm 45	-5039 ; -4805 ^{mar}	1,18
2	Ly-7020	C3.1	205	matière organique	6590 \pm 105	-5314 ; -4893 ^{mar}	-22,71
3	Ly-7021	C8.2	180	matière organique	6560 \pm 85	-5261 ; -4898 ^{mar}	-25,04
4	Ly-7159	C9.7	110	phanérogames marines	6120 \pm 55	-4728 ; -4458 ^{mar}	-24,81
5	Ly-7022	C8.11	100	coquilles	5440 \pm 55	-3969 ; -3720 ^{mar}	0,67
6	Ly-7160	C9.20	30	coquilles	845 \pm 45	+1425 ; +1548 ^{mar}	1,02
7	Ly-5249	plage de Fos	300 estimée	tourbe	3735 \pm 75	-2385 ; -1928 ^{atm}	-25 estimée
8	Ly-8150	Fos Cavaou	300 estimée	tourbe	4825 \pm 45	-3690 ; -3414 ^{atm}	-27,60
9	LGQ-744	L98 b3	1,70-175	posidonies	2110 \pm 140	-405 ; +223	?
10	Ly-7018	L100 S0n	198-203	limon organique	5135 \pm 75	-4138 ; -3767 ^{atm}	-27,25
V	LGQ-1064	L126 S3l	175-180,5	tourbe	3990 \pm 210	-3033 ; -1891 ^{atm}	?
V	LGQ-1058	L126 S3m	190-193,5	tourbe	3750 \pm 190	-2853 ; -1674 ^{atm}	?
V	LGQ-1057	L126 S2n	187-202	tourbe	3780 \pm 180	-2856 ; -1689 ^{atm}	?

Tab. 9 Datations radiocarbone de la stratigraphie des Cavaou

1.1.1.1. Une formation lagunaire isolée des entrées marines directes (I) (fig. 32)

Les carottages C8, C7, C3, C2, C1 (C9 a été bloqué avant d'atteindre cette formation) ont atteint une couche limoneuse ou sablo-limoneuse qui repose sur le substrat de Crau entre -6,9 m et -3,8 m NGF. Cette formation est épaisse au plus de 30 cm, mais on peut estimer son épaisseur initiale à 35 cm, du moins pour les niveaux les plus limoneux et les plus profonds, en prenant en compte un tassement de 15% environ, mesuré *in situ* et par essais pour le Port Autonome de Marseille (Rapport interne, 1971).

fig. 31 Plan des Carottages

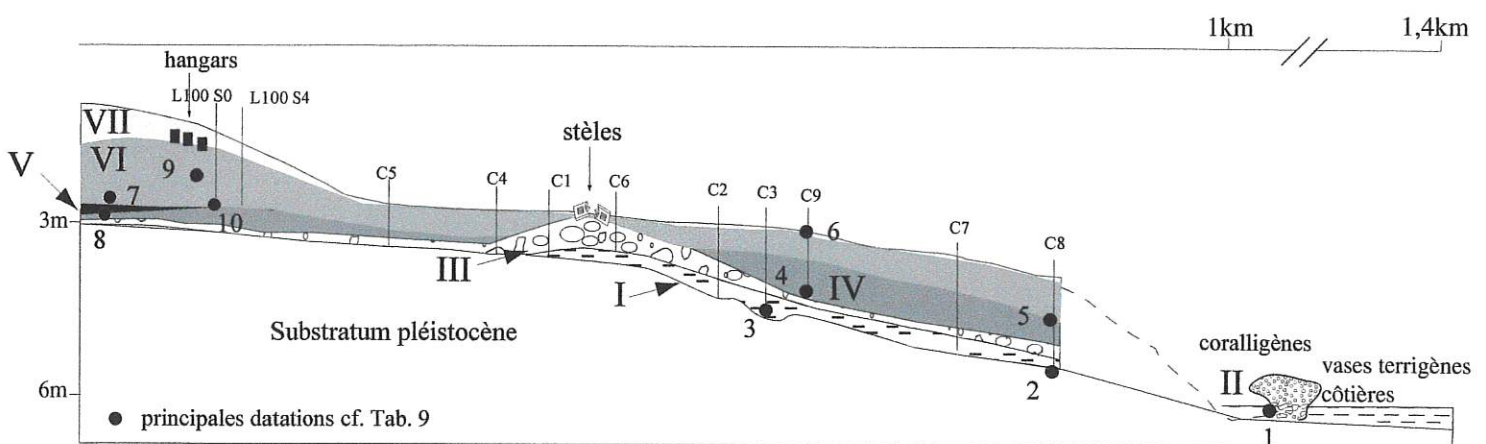
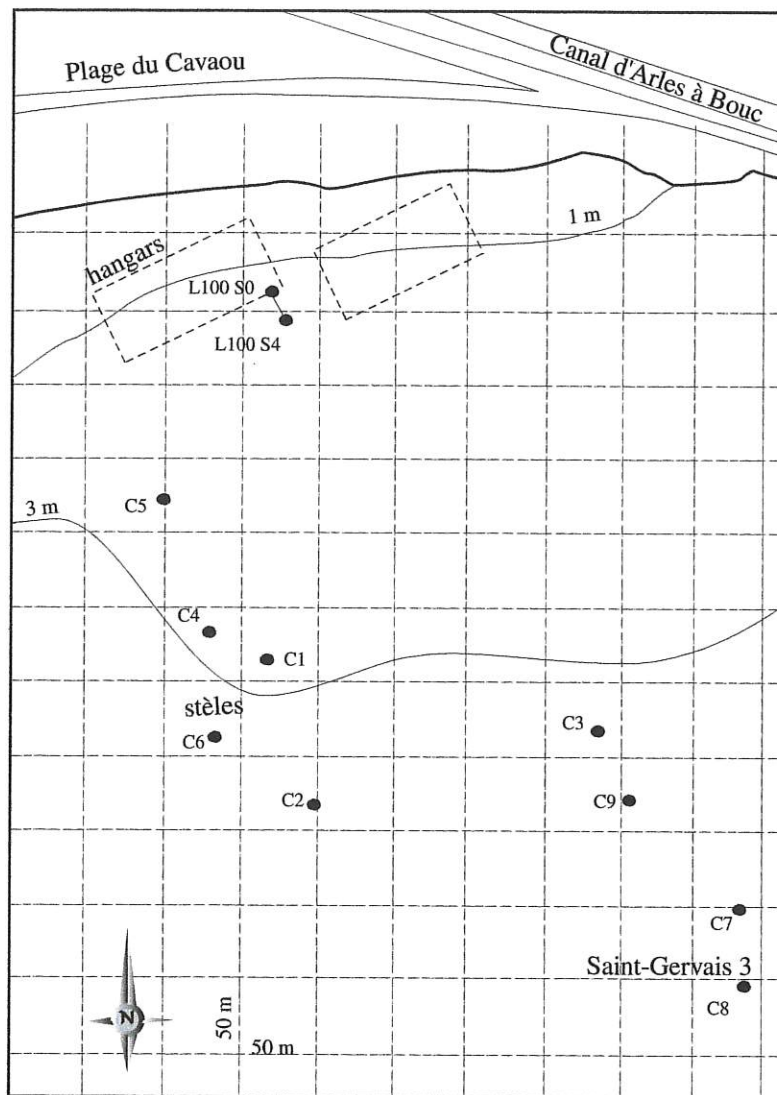


fig. 32 Coupe schématique du prisme sédimentaire côtier à Fos

* *Caractères granulométriques* (fig. 33)

Les carottes C8, C7, C3 sont situées au sud et à plus grande profondeur que les carottes C1 et C2.

Vers le sud, le sédiment est limoneux fin (grain moyen autour de 10 μm), à l'exception de C7, qui comprend une fraction grossière, essentiellement constituée par des tests de micro-organismes ou de macrofaune. Les sédiments sont très peu triés ($So > 2$) et présentent une forte asymétrie vers les petites tailles. Au sommet de C7 et C8, le grain moyen augmente (compris entre 50 et 120 μm) et la texture devient limono-sableuse.

Vers le nord, les carottes C1 et C2, de texture sablo-limoneuse, présentent une plus grande variabilité granulométrique : d'un niveau à l'autre, le grain moyen passe de 10 μm à 140 μm . La fraction limoneuse y reste forte (34% à 100%). La granulométrie s'affine vers le sommet.

La décroissance du grain moyen du nord (C1, C2) vers le sud (C3, C8) est interprétée comme significative d'une augmentation de la profondeur et d'un éloignement encore important du cordon littoral qui ferme la lagune. En effet, dans les lagunes du delta du Rhône, les faciès les plus grossiers sont associés à la barrière littorale externe, du fait des coups de mer entrant par les graus alors que la granulométrie décroît vers les parties internes du bassin (Bouteyre *et al.*, 1970 ; Carrio, 1988). La fraction sableuse est généralement plus importante sur la rive jouxtant le cordon littoral que sur la rive continentale. Mais sur cette dernière, le brassage par la houle sur les zones peu profondes peut favoriser néanmoins la sélection de fractions plus grossières (Carrio, 1988).

Ce dispositif est différent de celui des lagunes de la côte languedocienne, où la sédimentation est influencée par les apports fluviaux directs (étang de Vendres, du Canet, de Bages), responsables d'un colmatage rapide, malgré des profondeurs initiales souvent plus importantes (Duboul-Razavet & Martin, 1981 ; Aloisi & Gadel, 1992). La granulométrie de la phase détritique y atteint des valeurs fortes.

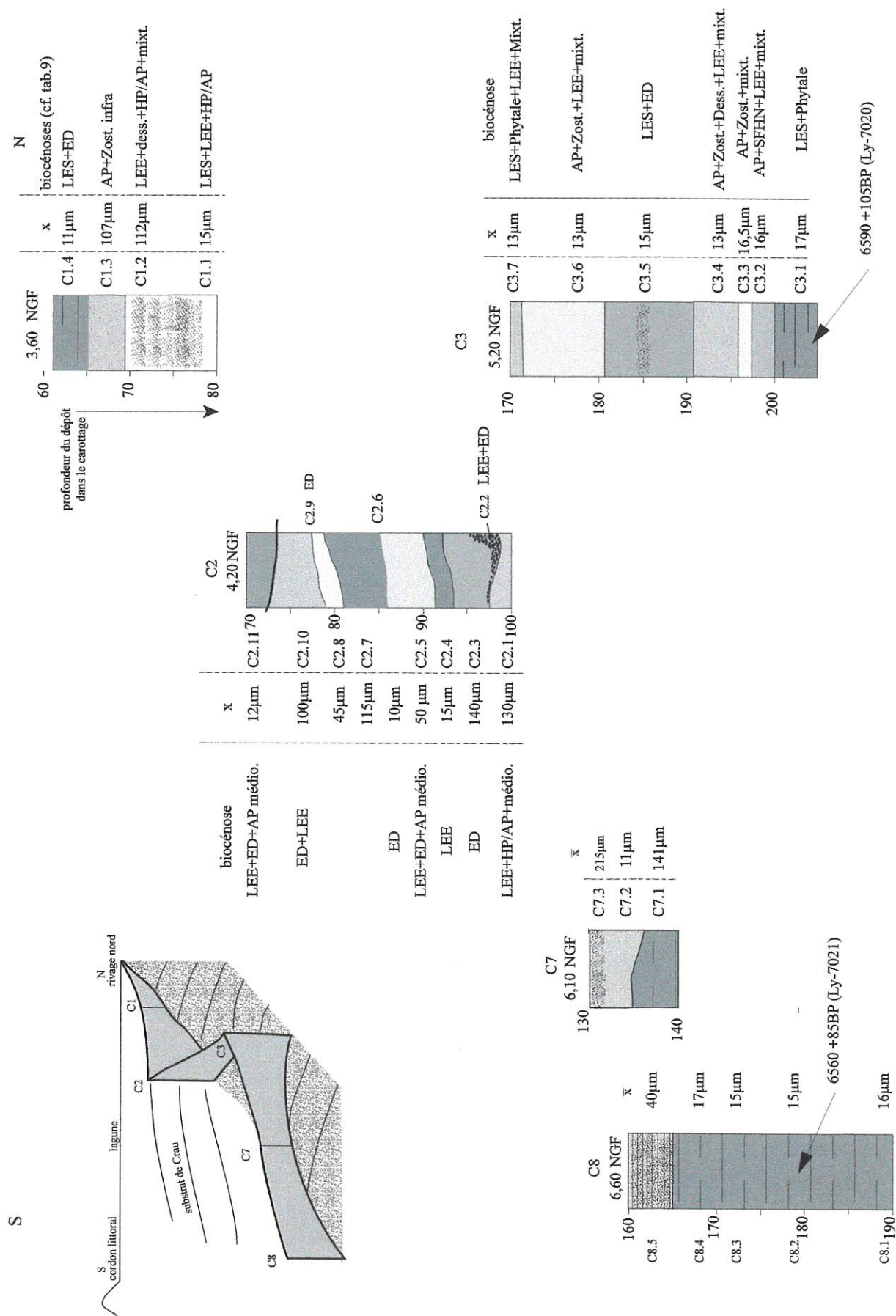
* *Les structures sédimentaires* en lamines millimétriques parallèles et horizontales sont bien marquées et souvent soulignées par une alternance de niveaux plus sombres et plus clairs, sur tous les carottages et sur toute l'épaisseur de la formation (cf. photo n°19)

* *La Faune* (fig.33 et Tab.10) appartient à un milieu lagunaire eurytherme et euryhalin infralittoral. Les déterminations ont été réalisées par M. Bourcier (Station Marine d'Endoume, centre d'océanologie de Marseille) et apparaissent de façon qualitative (très abondant, abondant, présent).

- La malacofaune appartient à l'étage infralittoral, marin ou laguno-marin (Picard, 1965 ; Bourcier, 1976 ; Bourcier *et al.*, 1979 ; Nodot *et al.*, 1984), à algues photophiles (*Cerithium rupestre*, *Crepidula desmoulinsis*). Elle indique un milieu lagunaire à fortes variations de salinité et de température (*Gastrana fragilis*, *Cerastoderma glaucum*, *Cerastoderma lamarckii*), où croît un herbier à zostères (*Rissoa monodonta*). Elle met en évidence des variations de profondeur du milieu de sédimentation entre (1) la base de la carotte C3, déposée en milieu plus profond (moindres variations de salinité et de température, présence de *Modiolus adriaticus*, typique d'un envasement) et (2) la carotte C2, moins profonde (faunes plus médiolittorales à *Gibbula varia* et *Mirella scripta* et accumulations biodétritiques de *Cerastoderma glaucum*) (Tab. 10).

Dans la carotte C2, deux niveaux (C2.2 à C2.3 et de C2.5 à C2.11) sont saumâtres à doux (*Theodoxus fluviatilis*), significatifs d'apports d'eaux continentales, sans doute issues de la nappe de Crau, et/ou d'une fermeture de la lagune par obturation temporaire des graus.

fig. 33 Caractéristiques granulométriques et malacofauniques des limons lagunaires de la base des carottes du Cavaou



Espèces	signification écologique	C1.1 bas	C1.2 haut	C1.3 bas	C3.2 bas	C3.3	C3.4	C3.6 haut	C3.7 bas	C2.1 bas	C2.2	C2.4	C2.5	C2.6	C2.9	C2.10	C2.11 haut
Gastéropodes																	
<i>Cerithium rupestre</i>	SD/HP/AP/infr	X	X					X		X							
<i>Crepidula desmoulinensis</i>	SD/AP/infr	XX	XX	XX	XX	X	XX										
<i>Tricolia speciosa</i>	AP et Maërl	XXX	XX	XX	XX	XX	XX										
<i>Bititium reticulatum</i>	AP									X							
<i>Rissoia monodonta</i>	Pel. à Zost./infra		X			X	X	X		X							
<i>Gibbula varia</i>	SD/AP médio/infr									X			X				X
<i>Mirella scripta</i>	SD/AP médio												X				X
<i>Theodoxus fluviatilis</i>	ED										X				X		
<i>Tricolia sp.</i>	sspr	XXX	XX	XXX	XX		XX	X	XX								
<i>Eulhria cornea</i>	sspr	X															
<i>Ptychostomidae ind.</i>	sspr				X	X											
Pelecypodes																	
<i>Cerastoderma glaucum</i>	LEE	XX	XX	X	X		X	X	XX	XX	XX		XX			XX	XX
<i>Cerastoderma lamarekii</i>	LEE	X	XX														
<i>Abra ovata</i>	LEE										X	X	X			X	X
<i>Loripes lacteus</i>	SVMC												X				
<i>Gastrana cf. fragilis</i>	Ind. dess.		X				X										
<i>Macoma tenuis</i>	SFHN			X	X												
<i>Modiolus cf. adriaticus</i>	Mixt		X	XX	XX	XXX	X	X									
<i>Pavicardium minimum</i>	Mixt						X										
<i>Pavicardium fasciatum</i>	sspr										X				X	X	X
<i>Cerastoderma cf. nodosum</i>	sspr			X	X												
nombre d'espèces		7	8	4	8	5	8	6	3	7	5	2	6	2	4	6	7

Biocénoses :

AP algues photophiles depuis le bas du médiolittoral au bas de l'infralittoral

SD substrat dur ou assimilé (base des frondes de l'herbier)

SFHN sables fins des hauts niveaux depuis le médiolittoral aux sables fins bien calibrés vers -3m environ,

cet étage porte souvent les pelouses de zostères

Pel. à Zost. pelouse à zostères, infralittoral sur substrat des sables fins peu ou pas vaseux

SFBC sables fins bien calibrés de -3m à l'herbier de posidonies ou des fonds détritiques côtiers

HP herbier de posidonies généralement au dessous des sables fins bien calibrés

Mixt. espèce accompagnatrice mixticole exigeant les trois substrats : les vases, les sables fins,

et les granules
espèces à forte signification écologique

LEE lagunaire eurytherme et euryhalin

SVMC sables vaseux en mode calme entre LEE et les

peuplements plus marins. Souvent colonisés

par les zostères

Ind. dess. indicatrice de dessalure

ED eau douce ou extrêmement dessalée

sspr sans signification écologique précise

X espèce présente

XX espèce abondante

XXX espèce très abondante

Tab. 10 Faune lagunaire de la base des carottages sud du Cavaou

- La microfaune (fig. 34) confirme le caractère lagunaire eurytherme et euryhalin et les dessalures marquées de certains niveaux :

La quasi totalité des ostracodes (100 à 90%) sont d'origine lagunaire (*Cyprideis torosa*, *Loxoconcha elliptica*, *Xestoliberis sp.*). L'influence marine est peu marquée, seules les espèces laguno-marines (*Cushmanidae elongata*, *Loxoconcha rhomboidea*) et phytiles côtières marines (*Cytheretta sp.*, *Heterocythereis sp.*) indiquent des entrées marines. Les niveaux à plus forte dessalure sont identifiables grâce à la présence d'espèces d'eau douce (*Cyprinotus sp.*, *Candona neglecta*) : dans les échantillons C1.4 et C3.2 et C3.5, elles représentent plus de 10% des espèces, le reste étant des espèces laguno-saumâtres (*Cyprideis torosa* *Xestoliberis sp.*).

Les foraminifères majoritairement infralittoraux montrent une nette prédominance (60%) d'*Ammonia beccarii* (Linné) var. *tepida*, espèce euryhaline des sables vaseux de lagunes et étangs littoraux. Ce diagnostic est confirmé par les espèces benthiques : 20% de *Nonion depressulum* (Walker et Jacob), 15 % de *Criboelphidium lidoense* (Cushman), 4% de *Quinqueloculina oblonga* (Montagu), on note toutefois des apports de quelques individus d'origine marine 0,5% de *Quinqueloculina sp.* et parmi les espèces planctoniques 0,5% de *Globorotalia inflata* (d'Orbigny).

* Datation (cf. Tab.9)

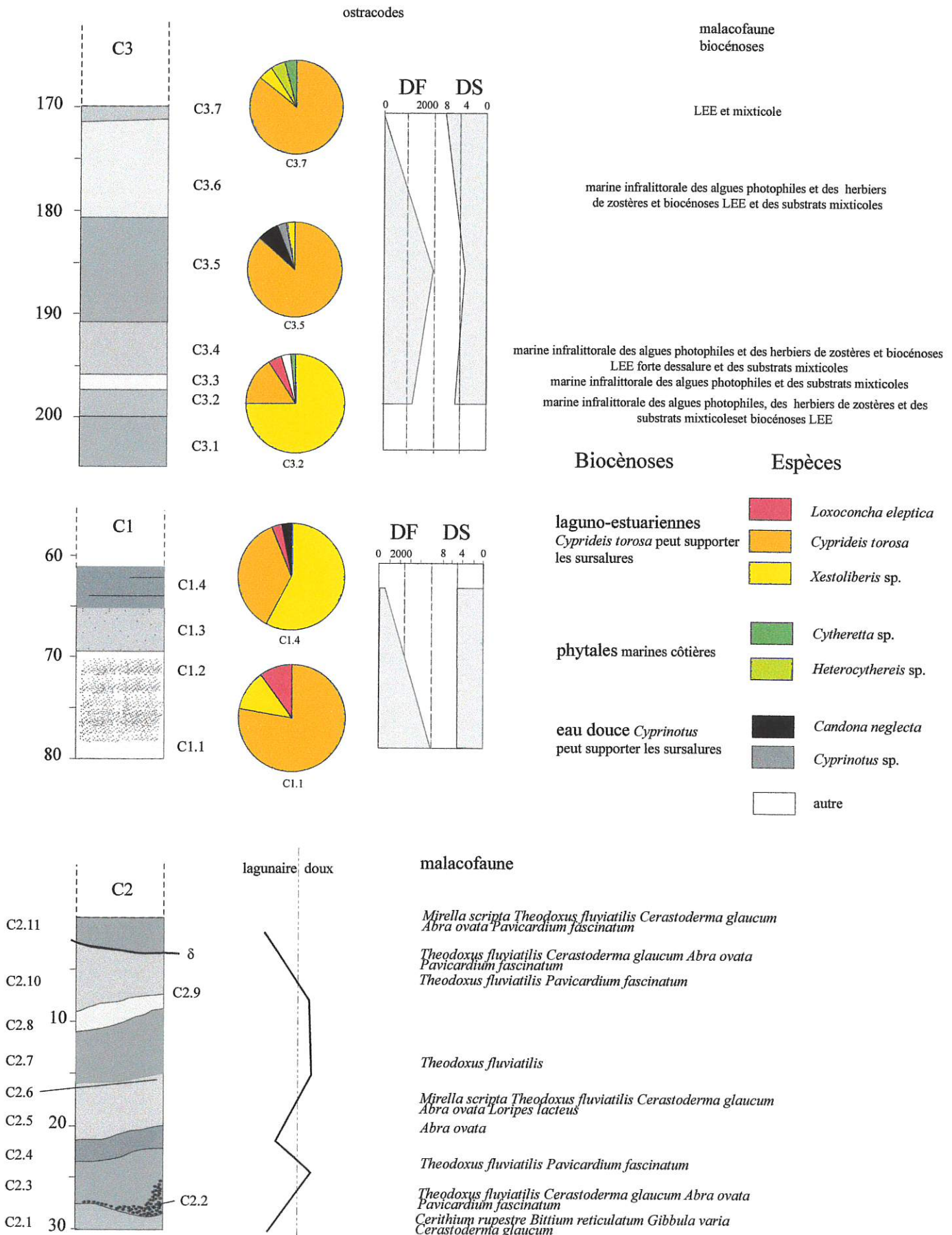
Deux datations ^{14}C ont été effectuées, à la base de la carotte C8 à -6,90 m NGF et à la base de la carotte C3 à -5,55 m NGF. L'échantillon C3.1 (Ly-7020) est daté 5314/4893 av. J.C., l'échantillon C8.2 (Ly-7021) est daté 5261/4898 av. J.C.. Ces dates confirment le caractère synchrone de la formation déposée à des profondeurs variables. Une date obtenue à la base du prisme sableux sus-jacent (4728/4458 av. J.C.) confirme que les limons sommitaux de C1 sont contemporains des faciès plus profonds. La lagune aurait ainsi plus de 3 m de profondeur.

*Interprétation paléogéographique

Les données granulométriques et biologiques décrivent donc un milieu lagunaire isolé de la mer ouverte : faciès à dominante limoneuse, adaptation des espèces aux fortes variations de température et de salinité, forte densité faunistique (DF) et faible diversité spécifique (DS) , reconnues de la macro et de la microfaune (cf. fig. 34 et Tab. 10), reconnues comme un des caractères des milieux lagunaires (Carbonnel, 1980 ; Guerloget & Perthuisot, 1983). La présence secondaire de microfaune marine et les variations de l'écologie des malacofaunes et des ostracodes, tantôt douces, tantôt euryhalines, traduisent l'existence de relations épisodiques avec la mer.

On peut, en outre, préciser l'extension et les limites de la lagune et quelques variations stratigraphiques verticales : la lagune est identifiée sur 200 m de large et plus de 300 m de long. Les carottes C1 et C2 sont proches de sa bordure nord : les figures 32 et 33 montrent que le dépôt s'affine au niveau de C1 puis s'interrompt. Le caractère plus doux du milieu et la granulométrie plus grossière de la base de ces carottes indiquent une faible profondeur, où l'influence de l'hydrodynamisme et de la stratification des eaux à salinité différente jouent un rôle important. On sait en effet que la stratification des eaux est un caractère courant des milieux lagunaires, les eaux douces de densité moindre occupant la surface et les faibles profondeurs près du rivage (Guerloget & Perthuisot, 1983). La présence de *Mirella scripta* (C2.5 ; C2.11) et *Gibbula varia* (C2.1) confirme le caractère moins profond du milieu et la proximité du médiolittoral (Tab. 10). La faible diversité spécifique de la malacofaune de la carotte C2 (1 à 5 espèces) est un indicateur supplémentaire de la proximité du rivage et de la faible profondeur. Pour C1 la plus grande diversité spécifique (4 à 8 espèces) peut être interprétée en terme de détritisme, compte tenu des traces d'usure de la malacofaune, la zone au plus proche de l'estran récoltant par brassage une plus grande diversité d'espèces. Mais l'ostracofaune montre au contraire une faible diversité spécifique et une prédominance des familles du domaine intertidal -*Cytherideinae*, *Xestoleberidinae* et *Loxoconchinae* (Peypouquet, 1979).

fig.34 Malacofaune et ostracofaune des limons lagunaires à la base de la stratigraphie des Cavaou



La lagune est limitée à l'aval par un cordon littoral situé au-delà du carottage C8, donc à plus de 500 m du rivage actuel. La nature du cordon et sa position exacte n'est pas connue ; mais l'arrivée de microfaune marine et les variations des espèces malacofauniques et ostracologiques traduisent l'existence de relations épisodiques avec la mer. Au niveau de C3 et C8, la granularité fine et homogène et les faunes indiquent un milieu soumis à de moindres variations de température et de salinité, probablement sous une lame d'eau qui permet une stabilité du caractère salé.

Quelle que soit la profondeur, la malacofaune et l'ostracofaune montrent que la lagune est soumise à des fortes variations de la salinité, probablement liées à des fermetures temporaires des graus. Les variations granulométriques plus grossières, indépendantes des variations écologiques, marines ou lagunaires, pourraient être liées à des décharges sédimentaires localisées, provenant du cordon ou des graus.

La vitesse de sédimentation a pu être calculée, en prenant en compte les dates de la base du dépôt et de la base de la formation sus-jacente (cf. supra). Elle intègre l'épaisseur maximale du dépôt avant compaction (0,35 m). Elle atteint environ 0,35 mm à 2 mm/an si on retient les dates calibrées, et 0,74 mm/an avec les dates non calibrées. Cette valeur est comparable à celle du bassin d'Arcachon, où les taux de sédimentation holocènes, calculés à partir de dates non calibrées, sont compris entre 0,6 mm/an et 1,3 mm/an (Caruesco, 1989).

**Interprétation paléobathymétrique*

Les dépôts lagunaires se sont déposés **entre -6,90 et -3,6 m NGF**. Les faunes et la granulométrie de C1 montrent que les faciès de cette carotte sont situés immédiatement à la base de l'étage médio-littoral, à proximité du rivage, à une profondeur **inférieure ou égale à -1 m**. On peut donc estimer le niveau marin correspondant entre **-3,30 m NGF et -2,30 m NGF vers 5300/4800 ans av. J.C.** (en tenant compte d'un marnage de 0,3m).

1.1.1.2. Les formations coralligènes de mer ouverte (II)

Les plus anciennes concrétions de coralligènes du golfe de Fos sont contemporaines de la lagune. L'échantillon cora-cavaou a été prélevé à 1 km du rivage actuel, environ 500m au sud-ouest du dépôt limoneux, à **- 6,6 m NGF m**. La datation, à la base de la concrétion (photo. n°20) directement au contact des cailloutis indique un âge de 5039/4805 av. J.C. (Ly-8027).

La présence du coralligène atteste d'un milieu marin et infralittoral et permet donc d'estimer la position du cordon littoral qui ferme la lagune, entre 550 m et 1 km du littoral actuel. Le niveau marin correspondant, estimé entre -3,30 m NGF et -2,30 m NGF au sommet des dépôts lagunaires de C1, implique que le coralligène s'est construit sous une tranche d'eau de 4 m environ. Compte tenu de la sciaphilie de l'espèce, seule une turbidité particulièrement importante du milieu peut expliquer la présence du coralligène à cette profondeur. Ceci pourrait confirmer l'existence de graus dans le cordon.

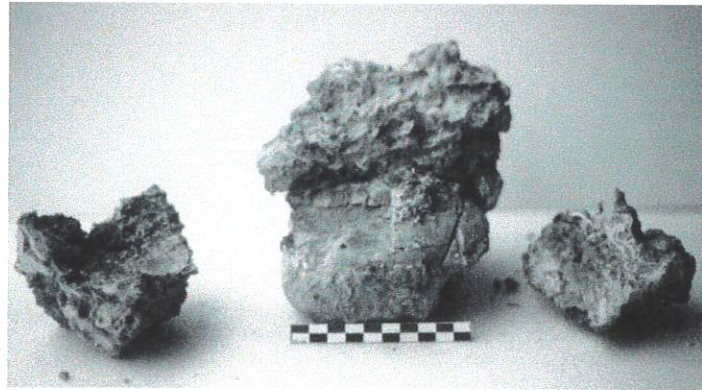


photo. n°20 Base de la concrétion coralligène du Cavaou moulant un galet du substrat (extrait par sondage en plongée) -mire : 10cm-

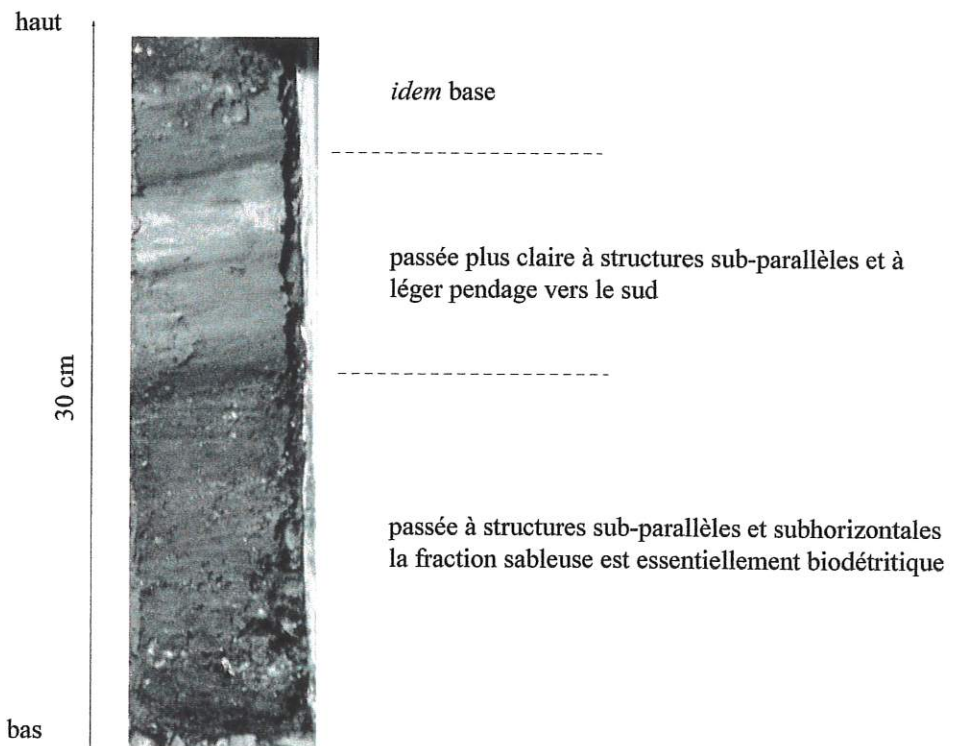


photo. n° 19 Les limons lagunaires des Cavaou marqués par des alternances de couleurs et de granulométries (base carottage C2)

1.1.1.3. Un cordon de galets situé en milieu supra et médio-littoral(III)

Les carottages C8, C7, C3, C2, C1, C6, ont traversé un niveau de galets d'une puissance de 10 (C3) à 65 cm (C1), étendue sur plus de 400 m de long. Son sommet est situé entre -3 m et -6,3 m NGF, sa base entre -3,65 et -6,40 NGF. Le carottage C9, probablement arrêté par un galet, n'a pas traversé ce dépôt. Le sommet de cette formation dessine, entre les carottes C1, C6 et C2, un bombement rappelant la morphologie d'un cordon littoral. Cette géomorphologie explique que les galets affleurent encore au niveau de la carotte C1. Le substrat pléistocène a été atteint et prélevé en C6. Sa remontée dans ce secteur (Colomb *et al.*, 1975) joue probablement un rôle dans l'ancrage et la morphologie du cordon.

* Granulométrie et pétrographie des galets (fig. 35)

L'origine alpine des galets (variolites, quartzites...) indique qu'ils sont remaniés du substrat alluvial pléistocène affleurant à leur base et au sud du secteur carotté. Cette formation doit donc être rapprochée des cordons littoraux à galets holocènes décrits L'Homer (*in* Colomb *et al.*, 1975) sous la plaine alluviale à l'est du delta du Rhône. Nous reviendrons plus loin sur les possibles relations stratigraphiques entre ces différents appareils.

La bathymétrie des dépôts et leurs faciès montrent deux ensembles :

- un ensemble inférieur (carottes C8, C7, C9 et C3) entre -4,70 et -6,40 m NGF. Les galets y sont enrobés dans une matrice sablo-limoneuse abondante. Leur diamètre est modeste (module 5 cm maximum). On peut séparer les galets arrondis de C8 infralittorales de ceux de C7 et C3, plus hétérométriques.

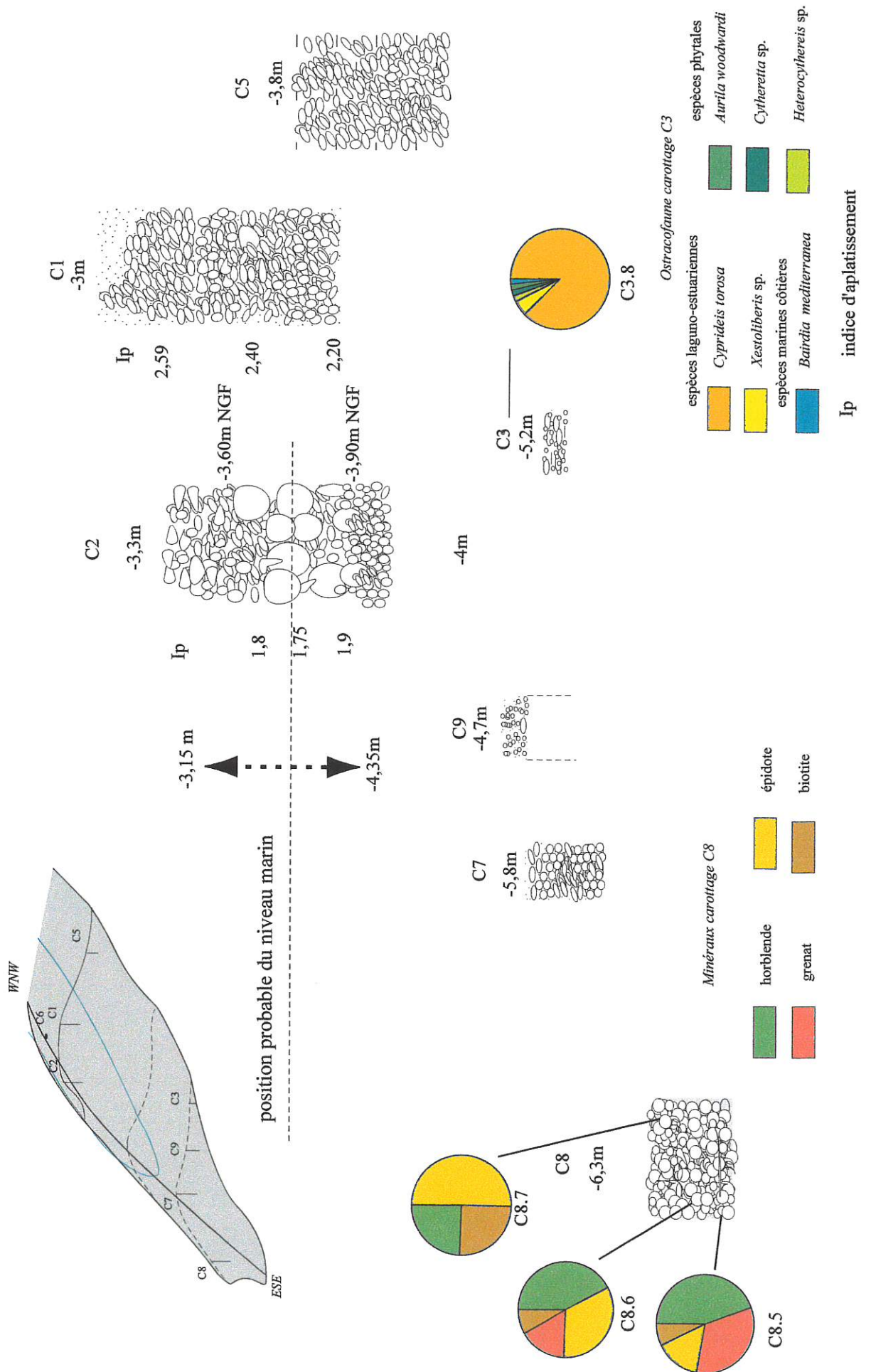
- un ensemble plus élevé (carottes C2, C1 et C5), entre -3 et -3,65 m NGF. Les galets y sont généralement dépourvus de matrice (structure *open work*). A la base de C2, les galets sont particulièrement gros (diamètre maximal 7 cm de diamètre) et très peu aplatis (Ip : 1,75 à 1,9) (photo n°21). Le sommet de C2 et les carottes C1 et C5 ne comportent que des galets aplatis (Ip 2,3) et de taille modeste (diamètre maximal 4cm).

Ces différents faciès évoquent clairement la répartition entre milieux émergés/immergés du modèle établi sur le cordon littoral actuel (cf. P.I Chap. III). On retiendra que le matériel est plus hétérométrique et arrondi et la matrice devient abondante vers le large et vers l'est (C3, C7, C8).

* *Le cortège minéralogique des sables* a été étudié sur la carotte C8, plus riche en matrice. Il est composé de l'association horblende, épidote, grenat et biotites. A l'exception de la biotite, ce cortège est comparable aux assemblages minéralogiques des sédiments littoraux rhodaniens. Mais les fortes proportions des grenats (33% à la base) et de l'épidote (50% au sommet) pourraient indiquer également le remaniement du substrat pléistocène de Crau (Kruit & Van Straten, 1955).

* *La Faune* est réduite, très brisée et usée dans l'ensemble supérieur ; elle est plus abondante à partir de C3 dans l'ensemble inférieur, riche en matrice. Une partie des faunes de la lagune a probablement été remaniée lors de la mise en place du cordon de galets (*Cerastoderma Glaucum* et *Pavicardium exiguum*). Mais les espèces identifiées appartiennent majoritairement aux biocénoses infralittorales des substrats durs et des algues photophiles (*Gibbula umbilicalis*, *Crepidula desmoulinis*, *Caliostoma striatus*, *Paracentrus lividus*). La faune ostracologique montre une absence totale des espèces d'eau douce : *Cyprideis torosa*, espèce laguno-estuarienne ou des milieux sursalés (Zaninetti L. & Tetart J., 1982), domine ; mais ici elle est accompagnée uniquement par des espèces lagunomarine ou phytale marine.

fig. 35 Caractéristiques sédimentologiques de la formation de galets



** Interprétation paléogéographique*

Cette accumulation de galets implique, par rapport au niveau limoneux précédent, un changement radical d'environnement, avec l'apparition de dynamiques littorales marines de forte énergie capables de remanier le substrat pléistocène. Elle correspond clairement à la mise en place d'un cordon littoral dont une partie seulement semble avoir été conservée. La direction de ce cordon est difficile à restituer, mais elle semble orientée W-N-W/E-S-E : à l'ouest le sommet du cordon suit à peu près l'isobathe - 3m, (C2, C5, C1) puis il s'effile et plonge vers le sud-est (C3, C7, C8) (fig. 36). Il s'interrompt vers l'amont. Les carottages ES1 et ES2 dans le Marais de Fos permettront de prolonger le tracé du littoral contemporain du cordon de galets.

** Datation*

L'absence de matériel datable ne permet qu'une datation relative du cordon, par rapport à la couche de limons précédents et au dépôt sableux qui l'ennoie. On obtient ainsi une fourchette chronologique étroite, comprise entre 5261/4898 av. J.C. (Ly-7021) et 4728/4458 av. J.C. (Ly-7159). Cette datation rapproche le cordon du Cavaou de celui du Relai, identifié quelques kilomètres au nord par L'Homer (1981) et daté 5253/4342 sur des coquilles de *Cerastoderma*.

** Interprétation paléobathymétrique*

La morphologie initiale du cordon a été altérée par les reculs successifs du trait de côte. L'écrêtement de sa partie haute et l'étalement du matériel vers le nord et le sud ont probablement contribué à sa fossilisation partielle. Pourtant la morphologie des galets, leur granulométrie et la géométrie, bien qu'incomplète, du dépôt fossile permettent de restituer partiellement la topographie de la partie haute du cordon (C2 C1 C5). Sur la base d'une comparaison avec les milieux actuels, nous estimons que l'estran fossile correspond à la couche de gros galets très arrondis de la carotte C2, située entre -3,60 et -3,90 m NGF. **Si on tient compte d'une incertitude de $\pm 0,6$ m, le niveau marin moyen se situe alors entre -3,15 m NGF et -4,35 m NGF.**

1.1.1.4. Une premier prisme littoral sableux (IV cf. fig.32)

Cette formation repose sur le cordon de galets sans l'envoyer totalement : elle n'existe pas dans les carottes C4, C1, C6 et C2. Vers l'amont les sables reposent sur une couche décimétrique de galets, qui provient soit de l'écrêtement du cordon de galets soit d'apports sporadiques depuis les affleurements du substratum comme il s'en produit encore aujourd'hui.

Compris entre **-6,3 m et -5,5 m NGF** en aval, le prisme sableux **culmine en amont à -2,9 m** (L100 S4 ; L100 S0). L'épaisseur du dépôt est relativement constante sur le transect, entre 0,5 m et 0,80 m.

** Les caractères sédimentologiques sont différents du sud vers le nord.*

- vers le sud et le large, (Carottes C8 à C2), le prisme sédimentaire se caractérise par une alternance rapide de lits de limons et de sables fins (grain moyen inférieur à 100 μm), des structures parallèles et horizontales, déformées uniquement à la base au contact de la formation à galets. Des passées plus grossières (grain moyen : 170 μm), mais peu épaisses, sont d'origine biodétritique. Elles sont liées à des accumulations de coquilles fractionnées, caractéristiques des accumulations des chenaux intermattes dans la zone infralittorale.

Les minéraux lourds des sables montrent une très forte proportion de biotites (parfois plus de 90 %). Il faut noter la présence de l'épidote, de la horblende, des grenats et occasionnellement de la staurotide. Cette dernière est issue soit des stocks locaux (poudingue pléistocène ou molasse miocène), soit d'apports duranciens holocènes (Kruit & van Andel, 1955). La présence des minéraux lourds de faible densité (amphiboles et épidotes) et de petites tailles (grenats) (Kruit & van Andel,

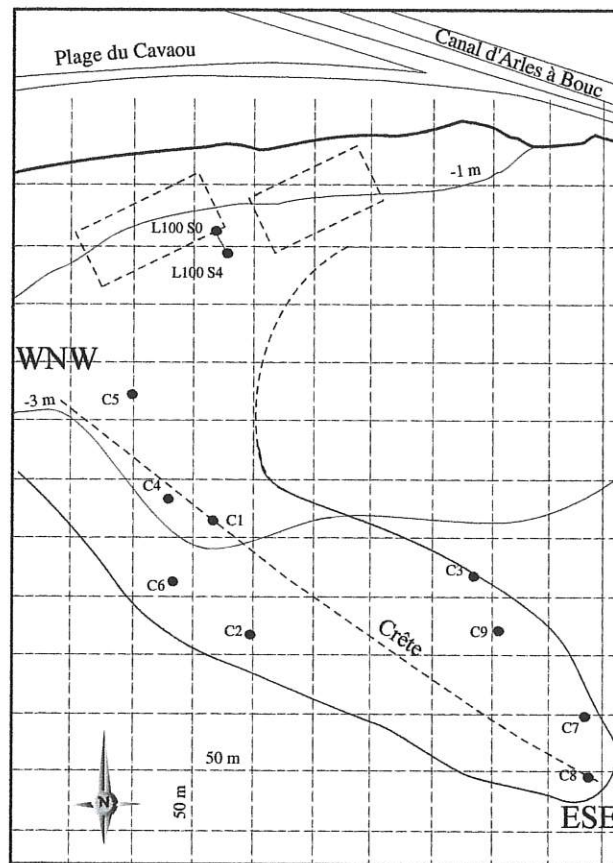


fig. 36 Disposition du cordon de galets

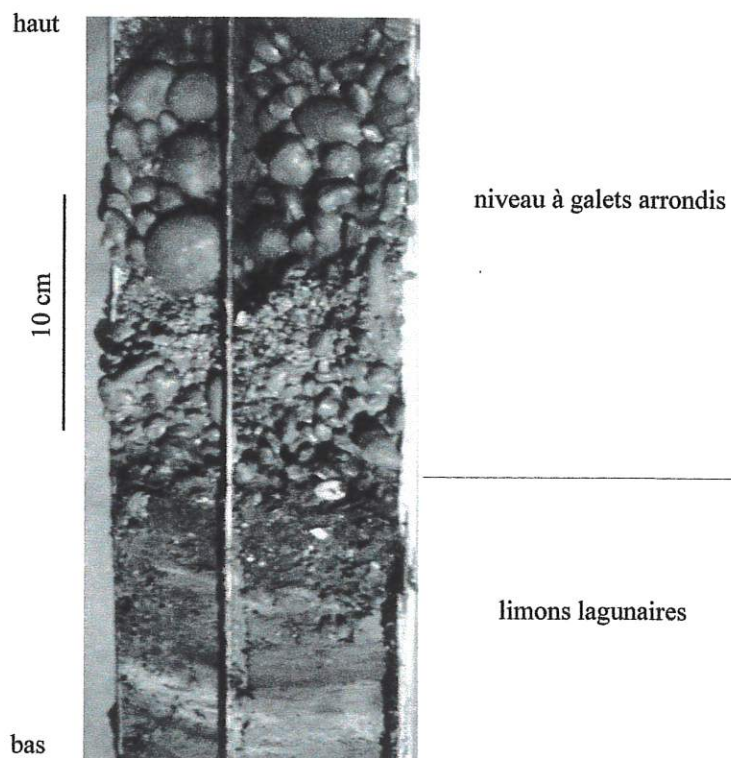


photo n°21 Base de la formation de galets dans le carottage C2 surmontant les limons lagunaires

1955) et des minéraux à feuilletés (biotites) peut être significative d'une zone de sédimentation calme (Duboul-Razavet, 1956) ou en accréation (Frihy, 1994) ou bien encore d'un éloignement de la zone de déferlement, recevant par les courants de retour les minéraux les plus légers.

Vers le haut, à partir des carottages C3 et C9, le sédiment est quasi essentiellement sableux, homogène granulométriquement (grain moyen compris entre 60 μm et 100 μm) et sans structure apparente. Les radiographies de ces niveaux confirment l'absence de structure. Ces caractéristiques semblent indiquer la faiblesse de l'hydrodynamisme ou une bioturbation importante.

- vers le nord et le rivage actuel (carottages C5, L100 S4, L100 S2, L100 S1, L100 S0), la granulométrie se caractérise par une hétérométrie marquée, avec présence de galets épars typiques des pavements de plages aériennes (Carter & Rihan, 1978). Les sables, largement dominants, ont un grain moyen compris entre 100 μm et 288 μm ; leur asymétrie négative, parfois très prononcée (Sk : -0,73 ; échantillon L100S4.2) montre la présence d'un stock de sables plus grossiers mal triés. Le tri, très hétérogène (So compris entre 0,28 et 1,63), indique un sédiment bien classé à très médiocrement classé. De fines passées limoneuses associées à des restes de posidonies sont interprétées comme des laisses ou des dépôts de décantation dans des bâches ou des sillons. Ces sables sont affectés de fins litages sub-horizontaux à obliques.

Vers le haut, à la base du carottage L100 S0 (échantillon L100 S0a), le cortège minéralogique est composé de hornblende (41 %), d'épidote (31 %) et d'augite (14 %), plus de nombreux autres minéraux dont les pourcentages sont proches de 1. Cet assemblage minéral est comparable à celui des plages actuelles de Camargue et du golfe de Fos (Kruit & van Andel, 1955)

La variation des faciès et les caractères granulométriques de l'aval vers l'amont au sein du prisme sableux sont conformes au modèle établi (cf. Partie I chap. III) sur les profils transversaux actuels, depuis la base de la plage sous-marine (C7, C8) au sommet de la plage émergée (L100 S0, S1, S2).

* *La Faune* est abondante, quels que soient les carottages, avec une grande diversité spécifique. Le caractère infralittoral marin ou phytal marin est prononcé, mais la présence d'espèces appartenant à des biocénoses très différentes, et parfois contradictoires, indique soit un remaniement probablement à partir des niveaux inférieurs lagunaires, soit des apports sporadiques à partir de milieux lagunaires contemporains du prisme.

- L'ostracofaune a été étudiée dans les carottes S4 et C3. Elle se distingue de celle des formations précédentes par la domination d'assemblages laguno-marins (*Loxoconcha rhomboidea*, *Cushmanidea elongata*) ou phytal marins (*Aurila woowardi*, *Aurila convexa*, *Heterocythereis* sp., *Cytheretta* sp.), les espèces strictement marines (*Carinocytheris carinata*, *Bairdia mediterranea*) étant peu abondantes. La présence sporadique d'espèces d'eau douce et d'espèces laguno-estuariennes, qui peuvent devenir très abondantes dans un niveau isolé (52% de *Cyprideis torosa* dans le niveau S4.4), serait significative soit d'apports externes, soit de remaniements ou de développements de populations en milieux temporaires.

- La malacofaune présente une densité faunistique faible, sauf pour *Bittium reticulatum* parfois très abondante, mais une grande diversité spécifique, jusqu'à 11 espèces par niveau. Elle est représentée essentiellement par des espèces infralittorales marines ; seule la présence de quelques rares *Cerastoderma glaucum* et *lamarckii* rappelle les conditions laguno-estuariennes évoquées par l'ostracofaune. Les espèces associées à l'herbier de posidonies (*Calliostoma striatus* et *dubium*, *Venus verrucosa* et *Bittium reticulatum*) semblent avoir remplacé celles de la pelouse à zostères, confirmant l'ouverture du milieu aux influences marines. Dans les carottes vers le rivage actuel (L100 S), la présence des espèces des sables fins bien calibrés et des sables fins des hauts niveaux indiquerait un milieu proche du haut de l'étage infralittoral.

* Datation

Trois datations ont été réalisées au sein de la formation : vers le sud, 4728/4458 av. J.C. (Ly-7159) à la base (-6,30m NGF), et 3969/3720 av. J.C. (Ly-7022) (-6,10 mNGF) au sein du dépôt. Au nord, une lamine de limons organiques (-3,20/-3m) est datée 4138/3767 av. J.C. (Ly-7018).

* Interprétation paléobathymétrique

On dispose donc d'informations contradictoires. La faune indique pour tous les échantillons un milieu marin ou laguno-marin infralittoral ; la présence d'espèces des biocénoses des sables fins indiquerait une paléo-bathymétrie comprise entre la base du médiolittoral et -3 m environ, ce qui placerait le niveau marin biologique correspondant près du 0 NGF. Mais les caractères sédimentologiques montrent que la partie amont du dépôt, (vers -3 m NGF), s'est effectuée au sommet de la plage immergée. Nous considérons donc que la faune, probablement remaniée, constitue une thanatocénose de transport. On retiendra donc que le niveau marin moyen est inférieur à -3m NGF.

* Interprétation paléogéographique

La sédimentologie et la faune décrivent un prisme littoral sableux, dont les faciès s'organisent, depuis le large vers la côte, conformément aux modèles granulométriques et minéralogiques actuels des profils de plage du golfe de Fos et du delta du Rhône (Partie Chap. III). La conservation des structures sédimentaires semble plus aléatoire du fait probable de l'activité biologique.

Cette formation correspond à l'apparition d'une sédimentation sableuse, jusqu'alors peu abondante, qui montre l'influence croissante des apports rhodaniens dans le secteur de Fos. Ce prisme littoral est transgressif sur le cordon de galets : il correspond donc, au niveau des carottages L100 S, à un recul du trait de côte de 400 m au moins par rapport à la formation précédente.

1.1.1.5. Une formation tourbeuse

Ce dépôt est épais de 30 cm et il s'étend vers l'aval jusqu'à plus de 130 m du rivage actuel. Il fossilise la partie amont de la formation précédente. Très noire et compacte, riche en tiges d'herbacées, la tourbe présente le même faciès que celle du Marais de Fos dont elle représente l'extrémité aval. La faune à *Lymnosa stagnatus* (Linné) atteste du caractère dulçaquicole du milieu.

* Datation

La base des tourbes à -3,2 m NGF est datée 4825 ± 45 B.P. (Ly-8150), leur sommet, à -2,70 m NGF, 3735 ± 75 B.P. (Ly-5249) ; ces dates sont confirmées par les dates obtenues pour les mêmes niveaux par le LGQ mais avec une marge statistique plus grande (entre 180 et 210 ans) (tab. datation). La marge d'incertitude chronologique liée au tassement du matériel, calculée sur la base des mesures du Port Autonome de Marseille, est inférieure au demi-siècle (cf. PI chap.IV).

* Interprétation paléobathymétrique

On estime que, pour la base du dépôt exempte de tassement, le niveau marin relatif est situé entre 0 et -0,7 m au dessous de la base des tourbes. Ce dernier se situe donc entre -3m et -3,7 m NGF vers 4825 BP. Leur sommet, compte tenu d'un taux de tassement de 44 % et donc d'une épaisseur initiale des tourbes de 0,45 m, indiquerait un niveau marin entre -2,55 m et -3,25 m vers 3735 BP.

* Interprétation paléogéographique

Le caractère dulçaquicole du milieu implique la présence d'un cordon littoral en aval, isolant la tourbière des entrées marines. Probablement remanié par les translations suivantes du trait de côte, ce cordon a aujourd'hui disparu. Sa position virtuelle, à au moins 130 m du rivage actuel, est induite d'après l'extension des tourbes vers l'aval. Elle signifie une ré-avancée du trait de côte par rapport à la situation précédente.

1.1.1. 6. Une épaisse formation sableuse antique (cf. Fig. 32 VI)

Elle a été traversée par les carottages L100 S, L98b et C3, C5, C7, C8, C9 et par un sondage à la pelle mécanique sur la plage actuelle. Son toit atteint -1,3 m NGF au niveau des hangars, l'extension totale du dépôt vers le nord et vers le sud n'étant pas déterminée. Elle forme un biseau, de 2 m d'épaisseur au niveau du littoral actuel, qui s'amincit vers la mer où, vers -5 m NGF il est de 0,7 m d'épaisseur.

* Caractères sédimentologiques

- A la base et vers le sud (carottes C3, C7, C8, C9), la granulométrie montre un matériel sablo-limoneux de petite taille au grain moyen compris entre 50 et 90 μm , typique de la plage immergée, éloignée de quelques centaines de mètres du trait de côte. Le sédiment devient quasi essentiellement sableux vers le sommet de la formation. La carotte C9 a recoupé entre 0,4 et 0,75 m du fond un niveau à structures entrecroisées typiques des milieux de forte énergie des rides infralittorales (photo n°22). Ces structures pourraient être mises en relation avec les conditions bathymétriques nécessaires pour l'échouement de l'épave Saint-Gervais 3 située à 100 m du carottage

- Vers le nord (carottes C5, L100 S0 et S4) le grain moyen s'accroît jusqu'à 130 à 140 μm . La présence de quelques galets en lits sub-horizontaux est interprétée comme un pavage de plage émergée. Les structures, dans l'ensemble peu apparentes, sont plutôt sub-horizontales.

Comme pour la première formation sableuse les critères sédimentologiques mettent donc en évidence un étagement dynamique, depuis les milieux immergés (carottages C...) jusqu'à la plage émergée (Carottages L100...).

Les minéraux lourds contrastent nettement avec ceux de la première formation sableuse : ils montrent une décroissance de la biotite, prépondérante à la base (93 %), au profit de l'augite (41 à 59 % au sommet). L'abondance de l'augite, associée à des minéraux de faible densité (épidote et amphibole) est caractéristique des secteurs en accréation (Frihy, 1994) et peut indiquer la proximité d'une source d'apports détritiques abondants (embouchure fluviale ?). Elle est corrélée ici à un déplacement vers l'aval du prisme littoral progradant et à son émergence à l'amont. Le cortège observé semble comparable à celui des plages émergées à proximité des embouchures du Rhône (Kruit & van Andel, 1955).

* La faune

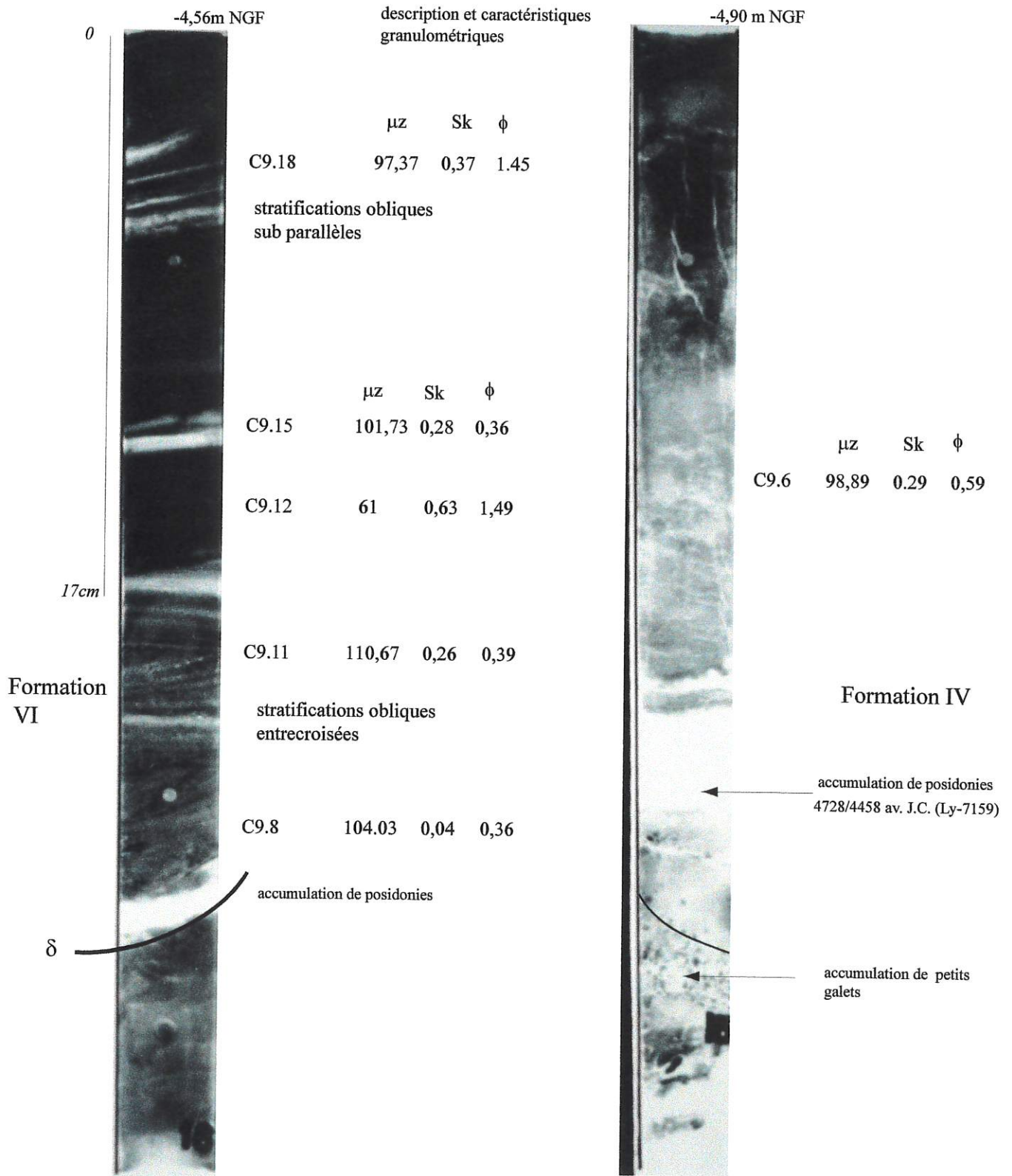
La microfaune ostracologique se caractérise par un assemblage de faunes laguno-estuariennes, laguno-marines et phytal-marines, toujours dominées par les *Cyprideis torosa*. Il faut noter en outre la présence d'espèces d'eau douce (4 %). Cette diversité indique un milieu proche du trait de côte, avec des mélanges de carapaces de petites tailles, issues des milieux lagunaires et marins.

La malacofaune paraît moins sensible à ces effets. L'échantillon C5.8 rend compte d'un milieu infralittoral marin surtout dominé par les espèces des biocénoses des sables fins bien calibrés (*Raphitoma attenuatum*, *Cerastoderma tuberculatum*, *Spisula subtruncata*, *Solinidae* ind.) de l'infralittoral.

* Datation et interprétation paléobathymétrique

La base de la formation est datée entre 405 av. J.C. et 203 ap. J.C. (2110 \pm 140 BP) ; son sommet supporte, vers -1,5 m NGF, une structure archéologique (hangars de navires), datée entre le Ier et IIème s. ap. J.C, qui constitue le *terminus ante quem* du dépôt. Cette construction confirme l'émergence probable de la partie nord de ce prisme sableux. Entre 405 av. J.C. et le IIe siècle ap. J.C., le niveau marin se situe donc entre le sommet du cordon (-1,5 m NGF) et le niveau infralittoral mis en évidence à -3m NGF dans la carotte C5.

photo. n°22 Positif d'une radiographie de la partie supérieure du carottage C9



* *Interprétation paléogéographique*

Comme pour la première formation sableuse, la sédimentologie et la faune indiquent la proximité du trait de côte, dans un environnement bien alimenté comparable à celui du Rhône actuel. Sa mise en place au-dessus des tourbes implique d'abord un déplacement transgressif des corps sédimentaires marins vers le nord. Le recul de la côte entraîne vraisemblablement la destruction et le remaniement du cordon littoral qui protégeait la tourbière. Au sommet du dépôt, la croissance du grain moyen vers l'amont, l'apparition de minéraux lourds caractéristiques de milieux en accrétion et l'installation de structures archéologiques décrivent l'épaississement de ce corps sédimentaire, sa progradation vers l'aval et l'émersion probable de sa partie nord, en aval du trait de côte actuel. Vers le sud, le grain moyen plus fin et les structures sédimentaires entrecroisées permettent de délimiter approximativement les secteurs immergés.

1.1.1.7. Le prisme sableux sommital

Peu épais en aval (0,5 m à 0,1 m), il recouvre partiellement les corps sédimentaires antérieurs. Il se caractérise par une mobilité importante, liée aux modifications des transferts sédimentaires à la suite des travaux de la zone portuaire de Fos (Roux & Vernier 1977). Il ennoie sous 0,6 m à 0,9 m de sable la plupart des structures archéologiques encore visibles dans les années 60.

* *Sédimentologie*

La granulométrie est marquée par la croissance du grain moyen du large (60 et 111 μm) vers la côte (98 et 136 μm). Le grain moyen le plus grossier appartient à la ride pré-littorale (carottes L100S4 et L100 S1). Cette disposition rappelle le modèle d'organisation sédimentaire du profil de plage actuel.

Le cortège minéralogique, dominé par les biotites (85 %), comprend les minéraux lourds représentatifs des plages du delta du Rhône (augite, épidote, amphibole).

La malacofaune peu abondante est dominée par les biocénoses infralittorales des algues photophiles (*Bittium reticulatum*), des espèces des substrats mixticoles (*Nucula nucleus*) et des sables fins bien calibrés (*Spisula subtruncata*).

* *Datation et interprétation paléogéographique*

Ce corps sédimentaire est daté à partir de coquilles marines, caractéristiques des dépôts détritiques côtiers. Il est postérieur à 1056 ap. J.C. et 1274 ap. J.C. (Ly-7160) et la datation 365 ± 52 BP (Ly-7019) confirme son âge moderne. La submersion des structures archéologiques met en évidence un nouveau recul du littoral. Les recherches dans le Marais de Fos vont permettre de préciser l'amplitude et la date de ce recul.

Conclusion

La stratigraphie de l'anse du Cavaou montre un ensemble de corps sédimentaires transgressifs de haut niveau, globalement rétrogradants jusqu'à l'époque actuelle. Ce mouvement est interrompu à deux reprises : entre 3700 et 1900 av. J.C. (développement de tourbières littorales) et au II^e siècle ap. J.C. (accrétion sableuse). La montée du niveau marin relatif est d'environ 3m en 5000 ans. Ces données peuvent être complétées par celles de deux autres secteurs littoraux, l'anse de Saint Gervais et les Marais de Fos.

1.1.2 L'anse de Saint-Gervais

L'implantation de carottages a été commandée par la présence de nombreux vestiges archéologiques. Les carottes SGV 7, 8, 9 ont été implantées vers le sud et en aval, autour de pierres et pieux épars. Les carottes SGV 2, 3, 6, 4, 5 sont situées autour de structures archéologiques supposées en place : les fondations d'un hangar, une poutre et du mobilier (2 Tonneaux). L'ensemble de ces structures sont datées entre le I^{er} et le II^{ème} s. de notre ère. Au nord ouest de ces vestiges, deux autres carottages complètent l'acquisition des données stratigraphiques.

Comme dans l'anse du Cavaou, les carottages ont été réalisés en vibro-percussion, mais le substrat pleistocène n'a jamais été atteint avec certitude. Des sondages sismiques, effectués plus au sud pour la création du port de plaisance de Fos, montrent un remplissage sédimentaire holocène plus épais qu'au cavaou (5 à 11 m), reposant directement sur le cailloutis de Crau ou la molasse miocène. La présence d'un paléo-canyon durancien, incisé dans le substrat cénozoïque et comblé par 35 m de cailloutis, démontre la persistance d'une dépression dans ce secteur.

Trois corps principaux ont été identifiés (fig. 37), dont les caractères varient selon les secteurs sondés. L'homogénéité de ces faciès entraîne, par rapport à l'anse du Cavaou, un appauvrissement en indicateurs sédimentaires. Nous en présenterons rapidement les caractères sédimentologiques et faunistiques, avant d'interpréter leur signification paléobathymétrique et paléogéographique.

1.1.2.1. Les carottes : SGV 7, 9, 8

A l'exception du carottage SGV 8, qui a été stoppé probablement par un bloc rocheux à 0,5 m sous la surface, les carottages SGV 7 et 9 ont atteint -4,6 et -3,9 m NGF. Ils établissent l'existence de trois grands corps sédimentaires distincts :

- à la base, un sable gris homogène (I), dont le grain moyen est compris entre 75 et 100 μm . Quelques lits plus grossiers (grain moyen 155 μm), biodétritiques, sont typiques d'un milieu infralittoral détritique. Le sédiment contient de nombreux débris de phanérogames marines. Il présente une structuration généralement sub-horizontale. A la base de la carotte SGV 7, entre -3,7 m et -3,5m, un litage entrecroisé en rides de petites tailles est caractéristique de ripple-marks ; ces structures s'observent à Fos dans les petits fonds, jusque vers -4m, mais aussi parfois dans les bâches d'arrière plage.

- une formation sableuse grise plus hétérogène (II) par sa granulométrie et ses structures, où alternent les lits biodétritiques, sableux et sablimoneux. Le grain moyen oscille entre 9,7 et 430 μm . cette formation présentent des structures sub-parallèles ou obliques, soulignées par un matériel biodétritique, qui semblent dessiner des rides décimétriques partiellement recoupées par le carottage.

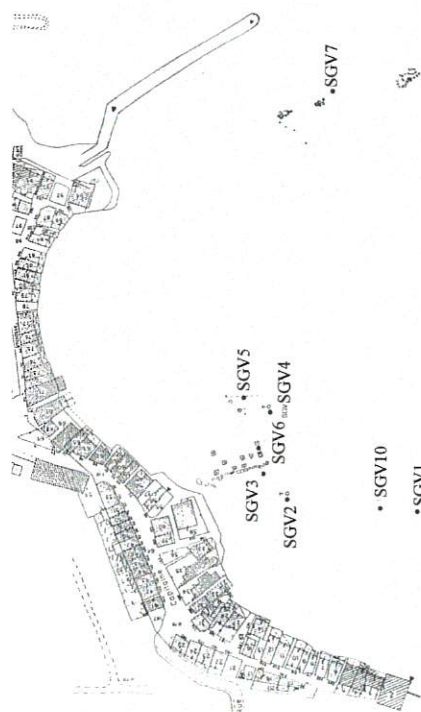
- au sommet, un sable clair (III) bioturbé, sans structures apparentes, est granulométriquement hétérogène (grain moyen entre 178 et 379 μm). La présence de lits biodétritiques contribue à l'hétérogénéité et à la grossièreté du matériel. Plus épais et plus grossier qu'au Cavaou, il repose sur le niveau inférieur par des contacts francs parfois ravinants. A sa base (carotte SGV7), des tessons d'amphore roulés indiquent le caractère post-antique du dépôt. Son caractère récent (moderne et actuel) ne fait aucun doute.

1.1.2.2. Les carottes: SGV 2, 3, 4, 5, 6.

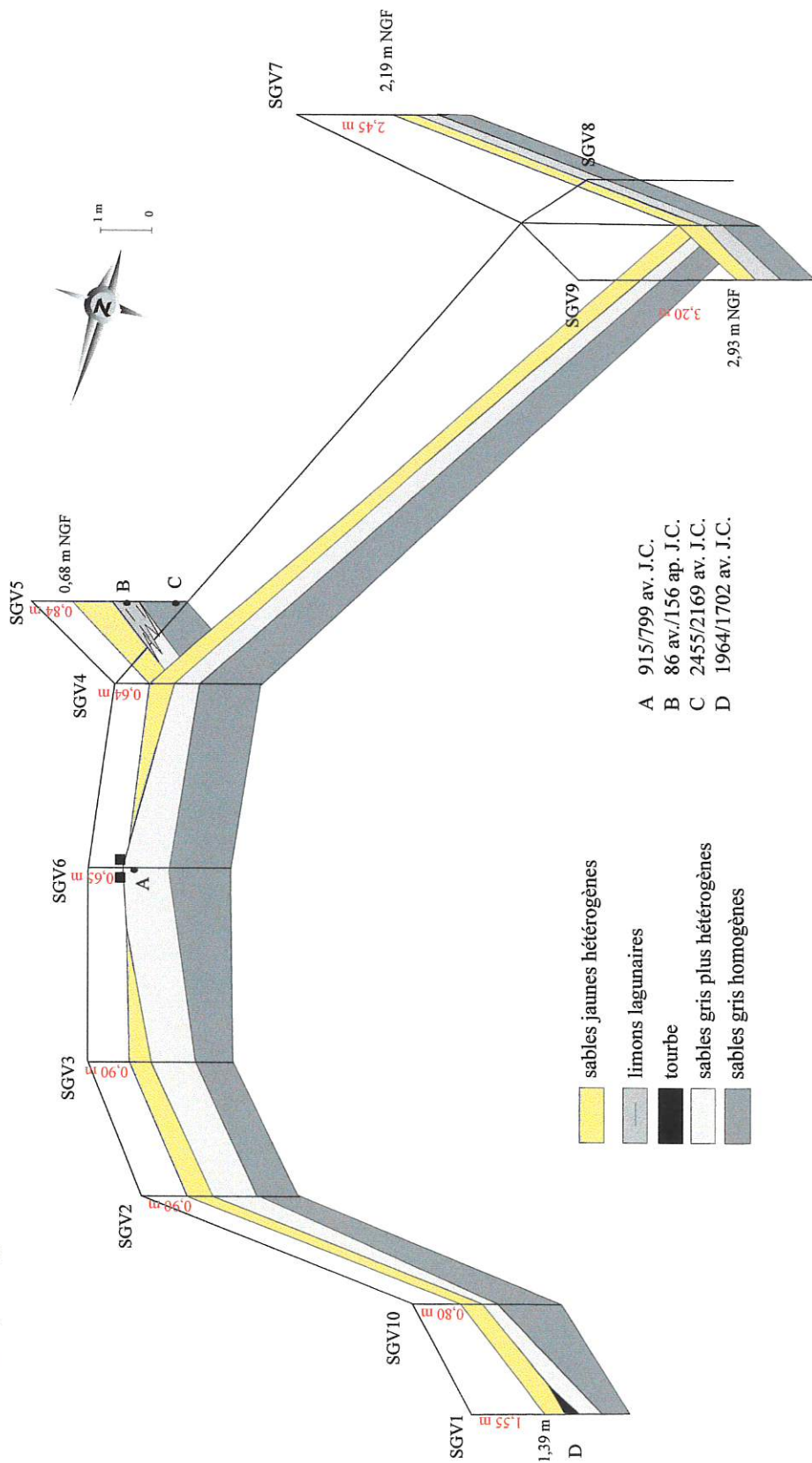
Les carottages d'une longueur de 2 m ont été foncés légèrement plus à l'est et en amont, entre -0,77 et -0,64 m NGF. Leurs stratigraphies sont proches de celles des carottages précédents, si ce n'est que les trois corps sédimentaires sont ici plus épais.

- les sables gris de base ont entre 0,7 m et 1,2 m d'épaisseur. Elle remonte à -1,45 m NGF au niveau de la carotte SGV6. Ils sont fins, homogènes et affectés d'un granoclassement inverse (grain moyen 89 μm à la base, 139 μm au sommet). A l'exception de nombreuses passées de posidonies, qui soulignent les structures sub-horizontales, les lits bio-détritiques sont rares, sauf à la base de la carotte SGV5. Ils sont pauvres en malacofaune. Un lit de fibres de posidonies, à 2,5 m NGF, a permis une datation entre 2455 et 2169 av. notre ère (Ly-7687).

fig. 37 Stratigraphie simplifiée des dépôts de l'anse de Saint-Gervais



Positionnement des carottages et levée des structures d'après Leffly R.



- la formation sableuse ou limono-sableuse intermédiaire est épaisse de 0,4 à 0,8 m et remonte à 0,65 m NGF au niveau du carottage SGV 6. Elle se caractérise par la fréquence de lits limoneux sub-horizontaux. Le grain moyen oscille entre 19 et 142 μm (SGV 6). Dans SGV 5, les limons deviennent dominants (grain moyen entre 10 et 19 μm). Des lits de débris de posidonies et des tessons remaniés sont fréquents. La malacofaune en place est abondante, particulièrement en SGV 6. Les bivalves sont en connexion et, pour certains en position de vie. Ils forment deux assemblages (tab. 11). L'un, est composé d'espèces laguno-estuariennes eurythermes et euryhalines, de substrats meubles et rocheux, avec des signes d'envasement important et de fort taux de matière organique naturelle ou anthropique. Le second est plus marin, médiolittoral ou infralittoral, issu de l'herbier de posidonies ou des fonds rocheux ou sableux. L'abondance d'espèces médiolittorales au sein de ces deux assemblages et la dominance des faunes saumâtres, eurythermes et euryhalines, indiquent sans ambiguïté la présence d'une lagune fermée, soumise à des apports marins peu nombreux. Les assemblages rendent compte avec fidélité de la mixité des fonds (proximité du substrat rocheux miocène).

Les datations radiocarbone sont cohérentes avec l'âge du matériel archéologique. Ce dernier est abondant et non usé : les carottes ont traversé de gros fragments ou des éléments complets d'amphores bétiques (Dressel 20), dont la période de production s'étend de 10 av. à 280 ap. J.C. (Lattara coll., 1993) ; la densité du matériel archéologique est importante en particulier dans la carotte SGV5 (Photo n°23), entre -1,88 et -1,58 m NGF, où les céramiques forment un assemblage cohérent, daté entre 25 av. J.C. et le Ier s. ap. J.C. (Oenochoée trilobée augustéenne à pâte grise, amphore de Tarraconaise, bord de coupelle de sigillée Drag;24/25b). On dispose de deux dates ^{14}C : l'une 86 av. J.C./156 ap. J.C. (Ly-7686) au sein du dépôt lagunaire à -1,68 m NGF (en SGV 5). La base du dépôt 30 cm plus bas n'est pas datée, la seconde date 915 av. J.C./799 av. J.C. (Ly-7863) à -1m NGF au dessus des dépôts lagunaires de SGV6 semble indiquer que les conditions lagunaires ont perduré beaucoup plus longtemps en SGV5.

- le prisme moderne, épais de 0,4 à 0,7 m, est composé de sables clairs, biodétritiques à la base. Son amincissement au niveau des structures archéologiques est probablement dû à la présence de blocs, qui interrompent la dérive littorale. Ce niveau est absent au sommet de SGV 6,

1.1.2.3. Les carottes SGV 1 et 10

Le carottage SGV10, entre -0,8 m et - 1,39m NGF, présente la même partition en trois corps sableux que les carottes précédentes.

Dans la carotte SGV 1, un niveau de tourbe noire compacte, épais de 10 cm, repose à -1,8 m NGF sans discordance marquée sur la première formation sableuse. Son faciès (fibres végétales apparentes) et sa faune dulçaquicole à *Lymnosa stagnatus* (Linné) et *Planorbis carinatus* (Muller) sont comparables à ceux des tourbes de l'anse du Cavaou (photo. n°24). Elle est surmontée en discordance nette par le prisme récent épais de 0,4 m. Des sondages à la lance à eau ont permis de montrer le prolongement des tourbes sur une dizaine de mètres au moins vers le nord, excluant le caractère anecdotique de ces dernières. Ces tourbes à une profondeur de -1,8m NGF sont datées 1964/1702 av. J.C. (Ly-7862) : elles sont donc contemporaines de celles du Cavaou.

De fines passées sableuses sont intercalées dans les tourbes ; l'analyse granulométrique de la plus épaisse d'entre elles, montre un grain moyen fin (106 μm), et un bon classement (So : 0,45). environ 10 % des grains de quartz, non usés ou émoussés luisants, ont des surfaces picotées, suggérant une origine partiellement éolienne à ces apports .

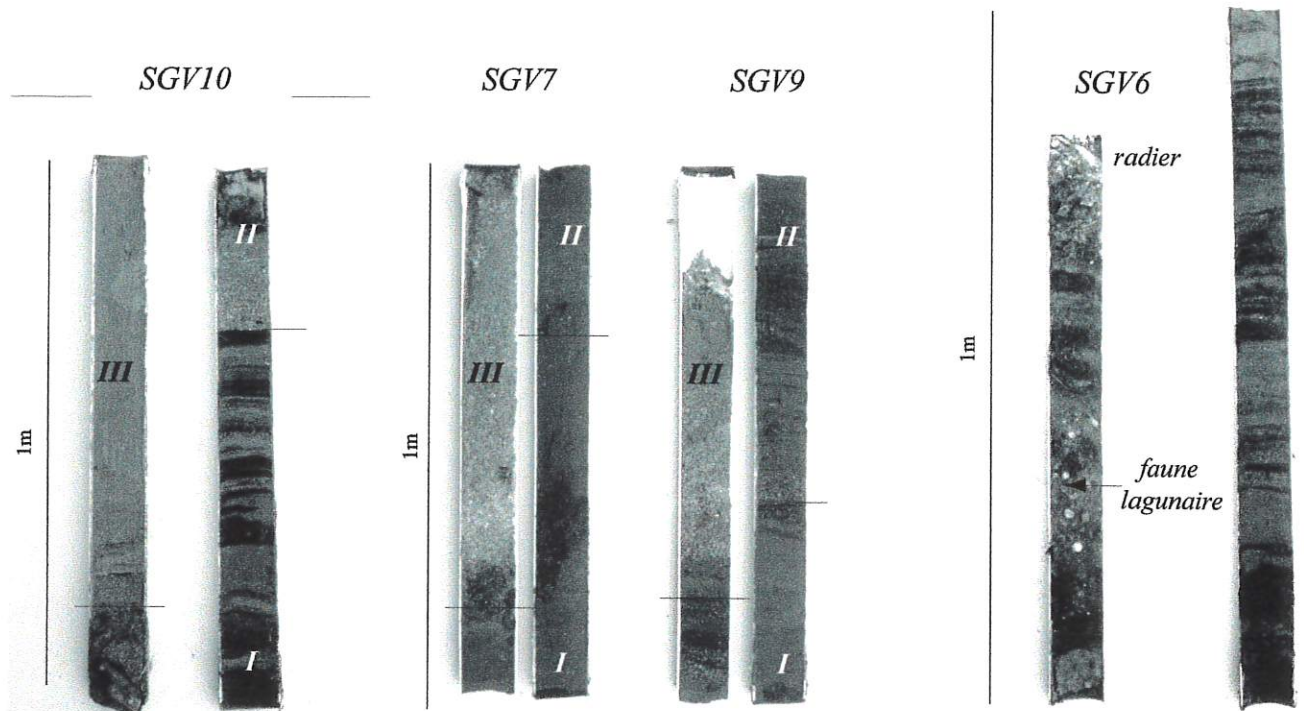


photo. n°25 et 26 Les 3 carottages SGV7,9 et 10 présentent la même stratigraphie les sables gris à la base aux lamines soulignées par les fibres de posidonies, une formation plus hétérométrique et les sables clairs modernes et actuels

photo. n°27 Les trois formations sédimentaires avec faciès lagunaire pour la deuxième au sommet on distingue le radier d'occupation du hangar de Saint-Gervais

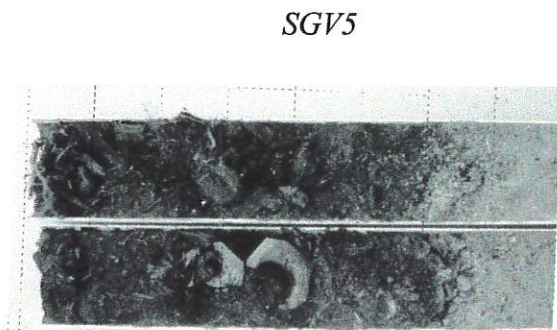


photo. n°23 Au sein du dépôt lagunaire très organique (en sombre) le matériel archéologique est abondant (col d'oenochée et tessons d'amphores)

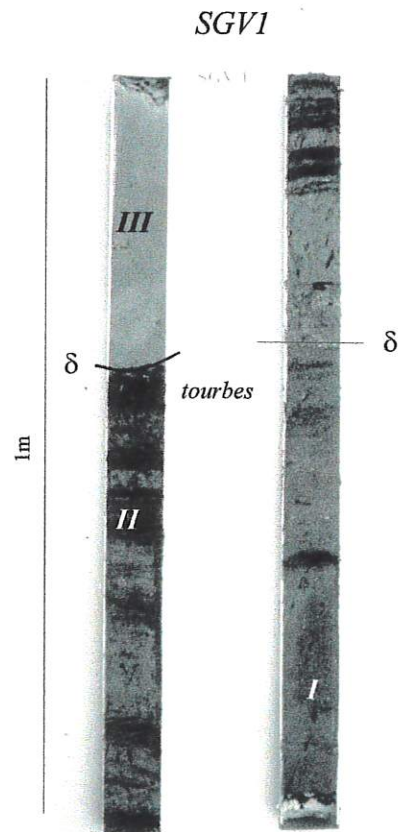


photo. n° 24 Les 3 corps sableux reconnus dans l'anse de Saint-Gervais à la base les sables fins gris, les sables gris plus hétérométriques une fine passée tourbeuse et les sédiments modernes et actuels jaunes clairs au sommet

1.1.2.4. Interprétation paléogéographique

La stratigraphie montre : vers le large (carottes SGV 7, 8, 9), l'identification paléo-environnementale des dépôts repose sur leurs caractères sédimentologiques, faute de faunes pertinentes. L'incertitude est donc plus importante. Les deux unités inférieures de SGV 7 et 9 présentent une grande similitude de faciès (alternance de passées biodétritiques et de niveaux sableux fins soulignés par des fibres végétales abondantes ou limonosableux – cf. photo. n°25 et 26 page précédente-) avec les deux prismes sableux de la partie sud du transect du Cavaou (carottes C7, 8, et 9). Les structures (rides centimétriques à décimétriques), et le biodétritisme alimenté par les herbiers ou les concrétions coralligènes, sembleraient confirmer, ici aussi, une mise en place en milieu marin infralittoral.

Vers la côte, la carotte SGV6 pourrait se positionner sur un point haut (cordon littoral ?) du premier prisme sableux. La partie amont de ce prisme aurait été conservée, contrairement au site du Cavaou. La granulométrie plus grossière, le tri et l'altimétrie plus élevé du dépôt (-1,50m NGF) pourraient confirmer cette hypothèse. Nous proposons d'associer ce cordon, daté entre 2455 et 2169 av. J.C. et dont le sommet, atteint 1,45 m NGF, aux dépôts tourbeux (-1,8 m NGF) situés sur sa face nord, datés entre 1964 et 1702 av. J.C. Le trait de côte correspondant au premier prisme sableux se positionnerait donc au niveau du carottage SGV6, entre le milieu infralittoral illustré par les carottes SGV7, 8, 9 et la tourbière.

Une lagune occupe l'emplacement des carottes SGV 5 et SGV 6. La carotte SGV6 se situerait sur un rivage au nord de la lagune. Compte tenu de son caractère plus sableux et des assemblages faunistiques franchement médiolittoraux. Au niveau de SGV5, les conditions lagunaires perdurent jusqu'à l'Antiquité. La vase, épaisse de 0,6 m, entre - 1,40 et - 2 m NGF (SGV5) passe latéralement et vers le haut à des faciès plus sableux. L'existence de cette lagune implique la présence d'un cordon au sud-ouest, faisant obstacle aux apports marins, mais la disposition exacte de ce dernier n'a pu être définie.

L'évolution verticale des assemblages malacofauniques semble indiquer une diminution des influences saumâtres (Tab. 11). Au sommet de SGV6 (cf. photo. n°27 page précédente), la disparition des faunes, la taille croissante du grain moyen, les structures subhorizontales avec alternances de lasses de posidonies indiqueraient une émergence. En SGV5, la lagune est plus profonde, comme l'attestent l'épaisseur de son remplissage et son faciès vaseux, et elle persiste jusqu'à la période de fonctionnement du hangar, entre 25 av. J.C. et le Ier s. ap. J.C. Son caractère envasé et "pollué" par des apports organiques et les rejets montre qu'elle est contemporaine de ce dernier et pourrait confirmer l'hypothèse de l'existence de rampes de halage (Partie I Chap. I).

Au sommet de SGV6, à -0,85 m NGF, le hangar confirme l'émergence de la partie haute du deuxième prisme sableux.

1.1.2.5. Interprétation paléobathymétrique

Le cordon littoral au sommet du premier prisme sableux daté entre 2455 et 2169 av. J.C., culmine à -1,45m NGF. Il permet le développement d'une tourbière, datée à la base vers -1,8m NGF entre 1964 av. J.C. 1702 av. J.C.. Avec une marge d'incertitude estimée à 0,7m, le niveau marin correspondant à la construction de la tourbière serait donc compris entre - 2,4 et -1,8 m NGF.

Entre -1,4 et -1,05 m NGF au niveau de la carotte SGV6, les faciès de rivages lagunaires (biocénoses médiolittorales associés à des faciès sablo-vaseux) rappellent les conditions mis en évidence au nord de la lagune du transect du Cavaou. Dans le cas de Saint-Gervais en tenant compte d'un marnage de $\pm 0,3$ m le niveau marin est estimé entre -1,7m et -0,75m.

Enfin, le hangar antique permet d'affirmer qu'au cours de la deuxième moitié du premier siècle ap. J.C., le sommet du second prisme littoral, à -0,95m NGF, est situé au-dessus du niveau marin.

Espèces	signification écologique	haut ←			bas
		SGV6 41-63	SGV6 63-73	SGV6 73-76	
Gastéropodes					
<i>Cerithium rupestre</i>	SD/HP/AP/infr				présence
<i>Bittium reticulatum</i>	AP infra herbier pos.				
<i>Tricolia pullus</i>	médio/infr sab/roch				absence
<i>Cythara paciamiana</i>	médio/infr rocheux				
<i>Hydrobia ventrosa</i>	médio/infra/sab saumâtre				
<i>Truncatella hammersmithi</i>	médio eaux saumâtre				
<i>Paludinella sicana</i>	eaux saumâtre rocheux				
<i>Tricolia sp.</i>	sspr				
<i>Cerithium vulgatum</i>	Lre				
Pelecypodes					
<i>Cerastoderma glaucum</i>	LEE				
<i>Scrobicularia plana</i>	LEE envasé				
<i>Loripes lacteus</i>	SVMC				
<i>Macoma tenuis</i>	SFHN				
<i>Pavicardium minimum</i>	Mixt				
<i>Pavicardium exiguum</i>	Bioindicatrice de pollution				
nombre d'espèces		9	9	6	

Tab. 11 Les faunes lagunaires de Saint-Gervais au niveau du sommet du carottage SGV6

Biocénoses :

AP algues photophiles depuis le bas du médiolittoral au bas de l'infralittoral

HP herbier de posidonies généralement au dessous des sables fins bien calibrés

Mixt. espèce accompagnatrice mixticole exige les trois substrats : les vases, les sables fins, et les granules

LEE lagunaire eurytherme et euryhalin

SVMC sables vaseux en mode calme entre LEE et les

peuplements plus marins. Souvent colonisés par zostères

SFHN sables fins des hauts niveaux depuis le médiolittoral aux sables fins bien calibrés vers -3m environ

cet étage porte souvent les pelouses de zostères

sspr sans signification écologique précise

Lre large répartition écologique

1.1.3 Le Marais de Fos

Situé dans la tourbière au nord du Canal d'Arles à Bouc, sur l'emprise de la raffinerie ESSO (photo. n°28), il permet de prolonger vers le nord la stratigraphie de l'anse du Cavaou et de Saint-Gervais, malgré une interruption de 200 m due aux routes et au canal. Quatre carottages sur un transect de 400m ont mis en évidence la stratigraphie suivante, du sud vers le nord et de bas en haut (fig. 38) :

- le cailloutis pléistocène a été atteint à -3,7 m NGF par la carotte ES1, à -4,10 m par ES4 et, sans certitude, à -3 m par ES 3. Les irrégularités du toit du cailloutis ont été observées par ailleurs (Triat-Laval, 1978 ; Rapport d'extension des tourbes Port Autonome) et peuvent expliquer ces différences.

- au-dessus du cailloutis, quelques décimètres de limons sableux au niveau des carottages ES1 et ES4.

- vers le sud, dans les carottes ES1, 2, 3 des sables grossiers et des galets, d'une épaisseur d'environ 1,80 m en aval, culminent à -1,75 m NGF. Vers le nord ce corps sédimentaire s'abaisse régulièrement. Son extension latérale est d'environ 200 m.

- un niveau de tourbe franche, saturée en eau, constituée de nombreuses tiges d'herbacées bien conservées, se développe sans discontinuité vers le nord. Vers le sud, il ennoie les sables et galets ; une passée sableuse de 0,1 m s'y interstratifie dans les carottes ES1 et ES2.

- des sables grossiers à stratification horizontale, de plus de 1,5m d'épaisseur, sont recoupés par les carottes ES1 et ES2. Des faciès tourbeux de prairies humides ennoient actuellement le sommet de la formation.

- une formation limoneuse occupe le sommet de la stratigraphie dans la partie nord de la tourbière.

Ces différents corps sédimentaires seront rapidement analysés.

1.1.3.1. Les limons sableux de base. :

Datés entre 5455 et 5286 av. notre ère (Ly-7593) l'absence de faune ne nous permet pas de déterminer l'origine de cette formation. Triat-Laval (1978) attribue ces faciès marneux mis en évidence au grand Paluds et au Pont Clapets à un environnement palustre comme l'indique les faunes dulçaquicoles de la base de ces sondages (Triat-Laval, 1978).

1.1.3.2. Les sables grossiers et galets : vestiges d'un cordon littoral

Le dépôt, à granoclassement inverse, est constitué de petits galets centimétriques issus du remaniement du substrat pléistocène. A son sommet, entre -2 et -1,75 m NGF, les galets sont aplatis et sans matrice sableuse. A sa base, entre -2,3 et -3,3 m NGF, les sables grossiers et graviers dominent. La faune est peu abondante est très usée, détritique. Les faunes identifiables sont marines infralittorales et appartiennent aux biocénoses des algues photophiles (échantillon ES 391-400 Tab 12).

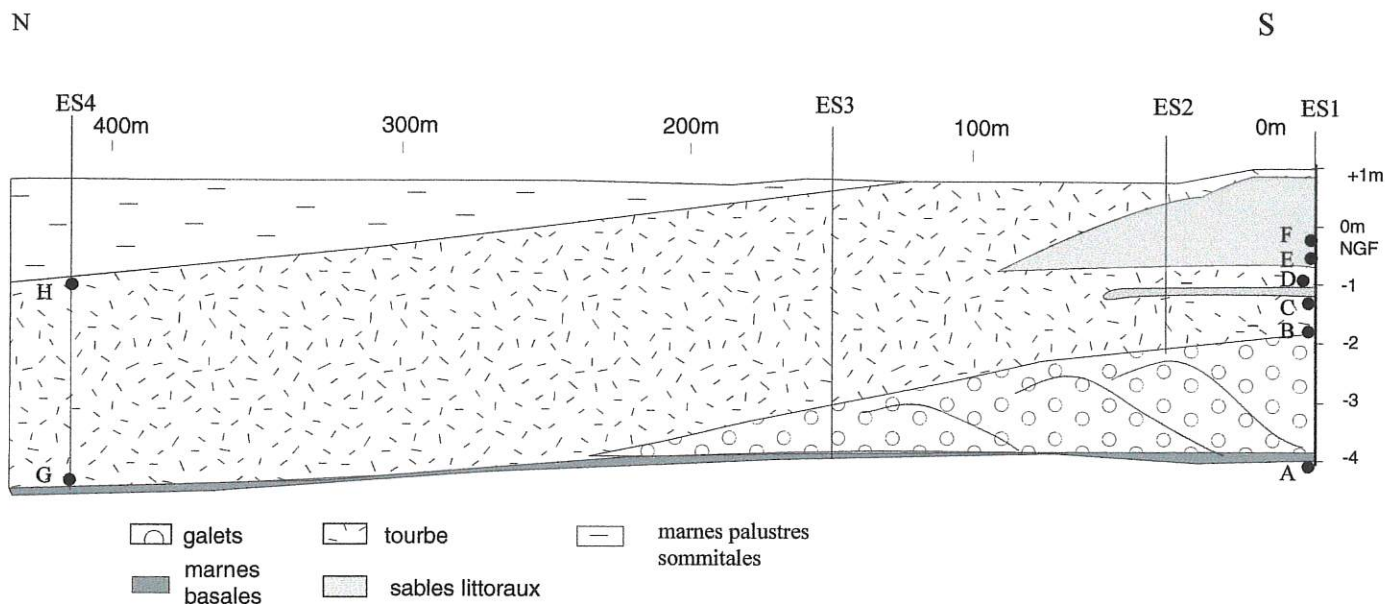
*interprétation paléogéographique

La morphologie du toit du dépôt, l'absence de matrice dans sa partie haute et l'assemblage faunique d'origine détritique permettent de l'interpréter comme un cordon littoral, dont la partie supérieure, entre -1,85 NGF et -2,20 m NGF environ, est émergée. L'étalement du cordon, sur plus de 200 m, ne peut être imputé au remaniement par des dynamiques marines postérieures, puisque la tourbe colonise son sommet en comblant les vides entre les galets. Le tassement ne peut pas non plus expliquer une déformation aussi importante. Il faut donc envisager un système de cordons, progradant vers le sud où leur sommet est le plus élevé.

* datation et interprétation paléobathymétrique

Ces cordons sont encadrés par deux datations, qui en fixent les bornes chronologiques : entre 5455 et 5286 av. J.C. (Ly-7593) à la base, entre 2858 et 2483 av.J.C. (Ly-7592) au sommet sur les tourbes. La datation de la base est proche de celle du cordon du Cavaou ; au sommet, la datation plus tardive des tourbes pourrait s'expliquer par une mise en place plus tardive, en relation avec un

fig. 38 Stratigraphie d'après les carottages du Marais de Fos



code labo.	code	profondeur	date BP	date calibrée	$\delta^{13}C$
Ly-7590	F	120-125	1530 + 45	+780 ; +995	-24,04
Ly-7861	E	160-165	1520 + 50	+793 ; +995	-22,36
Ly-7591	D	200-206	2100 +45	-305 ; +2	-27,30
Ly-7860	C	220-222	2120 +55	-342 ; 0	-28,36
Ly-7592	B	275-277	4085 +60	-2858 ; -2483	-27,67
Ly-7593	A	410-412	6465 +55	-5455 ; -5286	-20,24
Ly-8447	H	115-117	1200 +55	+700 ; +965	-28,44
Ly-8446	G	456-458	5450 +65	-4452 ; -4106	-27,42

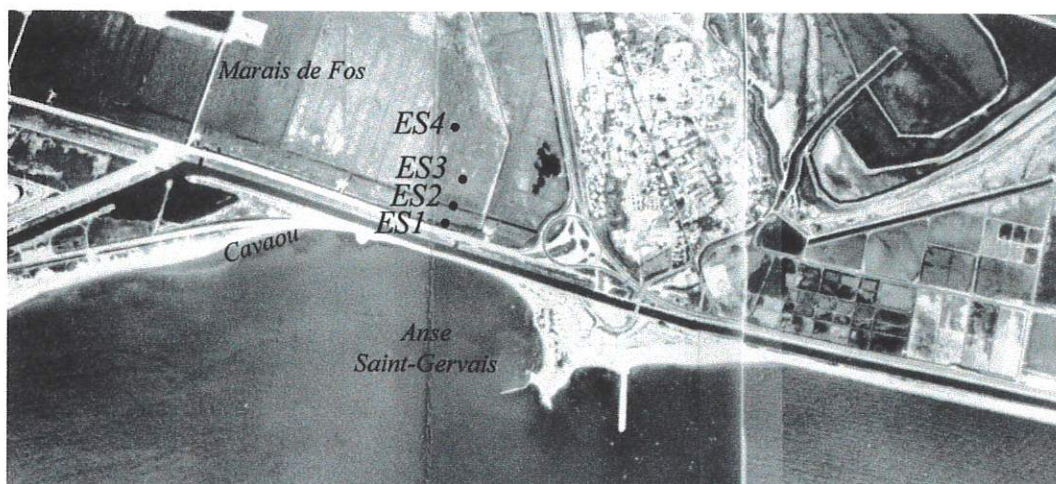


photo. n° 28 Localisation des sondages dans le Marais de Fos

niveau marin plus élevé, qui expliquerait la hauteur du cordon et le système de crêtes successives progradantes vers le sud.

La transition entre les faciès à matrice sableuse et les faciès en openwork, entre -2,3 et -2,5 m NGF, pourrait correspondre à la position de l'estran au sein d'une très grande fourchette chronologique (5455 et 2483 av. J.C).

1.1.3.3. Les tourbes

La tourbe, d'une épaisseur maximale de 3,65 m (ES4), est très vacuolaire, riche en faune (*Lymnosa stagnatus*) à certains niveaux (ES4, ES 2 et ES1). Le poinçonnement constant de 0,25 kg/cm², entre 1 et 4,3 m de profondeur le long du profil ES4 (fig. 39), montre le caractère peu compacté du matériau. Mais vers le sud, le poids de la formation sableuse qui surmonte les tourbes, induit une compaction probablement plus importante. Des sondages géotechniques antérieurs (archives BRGM) ont montré l'épaisseur du remplissage dans le marais de Fos. Les sondages ES sont situés dans le secteur proche de la zone d'épaisseur maximale (fig. 40). Les travaux d'aménagement de la zone industrielle ont, en partie comblés la zone où l'isopaque de la tourbe est de 5 m. Les secteurs non comblés sont en eau en permanence et ne permettent pas la réalisation de carottages, déjà difficiles dans les secteurs étudiés (photo n°29).

Le caractère dulçaquicole de la formation est attesté par les faunes, les macrorestes d'herbacées et les pollens (Cf. Partie I chap.II). Pour ces derniers l'importance des aulnes, des Cypéracées et de Typha, la faible représentation des chénopodes confirment le caractère doux du milieu.

Alors que vers le nord le développement des tourbes est continu entre -3,9 m et -0,6 m NGF (ES4), vers l'aval, il est interrompu par un lit sableux (entre -1,1 et -1,2 m NGF).

* Datation et interprétation paléobathymétrique (cf. Tab. in.fig.38)

La nature dulçaquicole des tourbes est confortée par les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, proche de 27 ‰. Elles ont été datées à 5 niveaux :

-à -3,86/-3,88 m NGF (base de ES4) : entre 4452 et 4106 av. J.C. (Ly-8446)

-à -1,75 /-1,77 m NGF au sommet du cordon de galets (ES1) : entre 2858 et 2483 av. J.C. (Ly-7592).

Les deux dates, obtenues à la base du dépôt, permettent d'échapper aux problèmes du tassement : le niveau marin se situe dans les deux cas entre 0 et -0,7 m au-dessous du niveau daté. Soit, à environ -3,90 et -4,6 m NGF entre 4452 et 4106 av. J.C. et entre -1,8 et -2,5 m NGF entre 2858 et 2483 av. J.C. (ES1). Il faut ajouter à ces deux niveaux, les tourbes datées dans la colonne stratigraphique des échantillons :

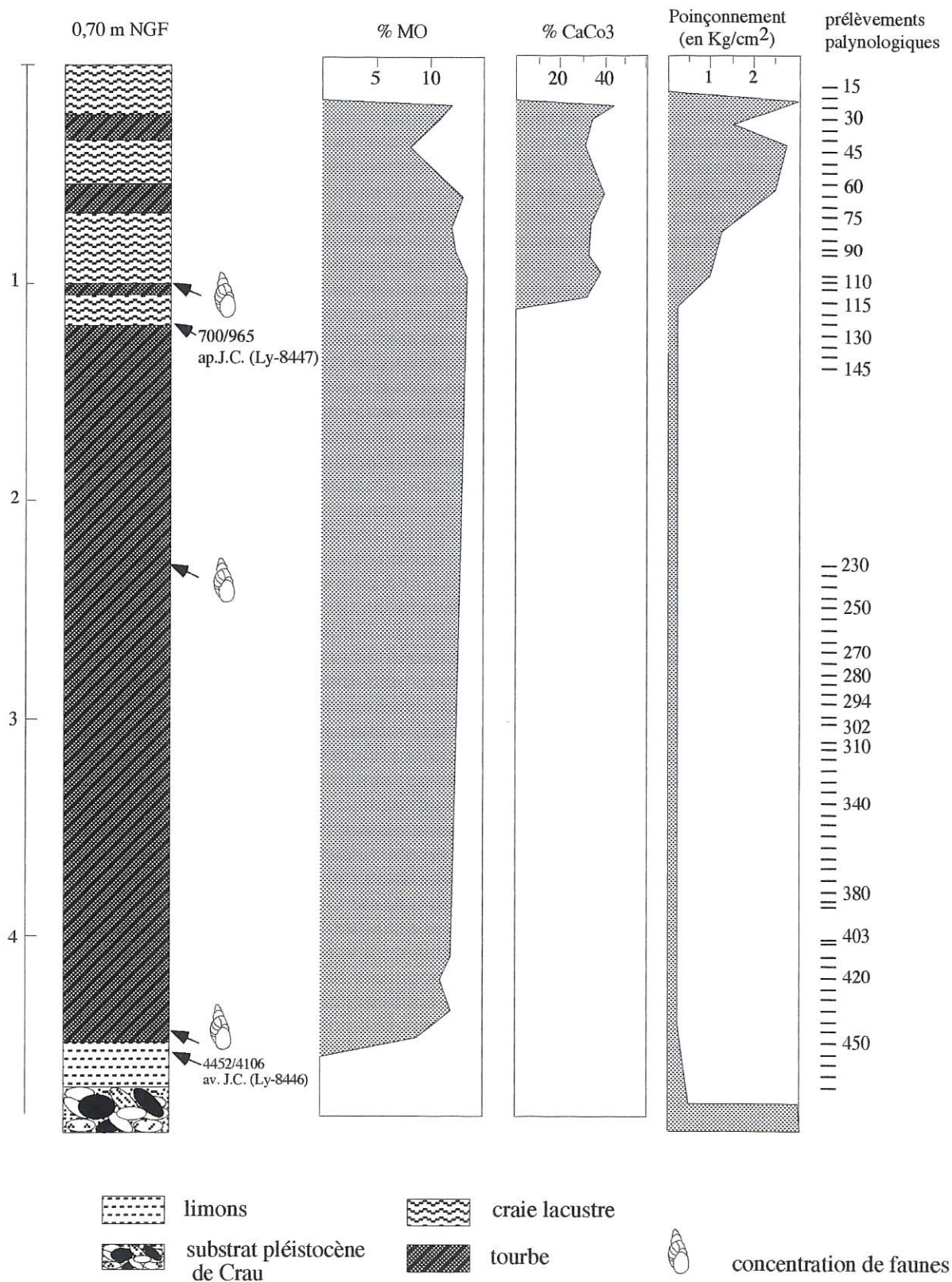
-à -1,05 m et -1,22 m NGF datés 305 av. /2 ap. J.C (Ly-7591) et 342 av./0 J.C. (Ly-7860) (carottage ES1)

-à -0,5 m NGF datés 700/965 ap. J.C. (Ly-8447)

Les deux dates qui encadrent la passée sableuse, interprétée comme un dépôt de tempête fournissent une donnée paléobathymétrique moins précise. Nous appliquerons un tassement de 0,30 m au dépôt tourbeux sous-jacent. En effet, pour une épaisseur actuelle du dépôt de 0,55 m l'épaisseur initiale était de 0,90 m avant son tassement estimé à 44 %. Pour le sommet de la tourbe au niveau du carottage ES4, nous appliquerons selon le même principe un tassement de 1,2 m.

Ainsi le niveau marin est estimé entre -0,90 m et -1,60 m durant la période de 342 av. J.C. et 0 (Ly-7860), entre -0,70 et -1,40 m NGF durant la période de 305 av. J.C. et 2 ap. J.C (Ly-7591) et entre +0,75 et +0,05 entre 700 et 965 ap. J.C.

fig. 39 Marais de Fos carottage ES. 4



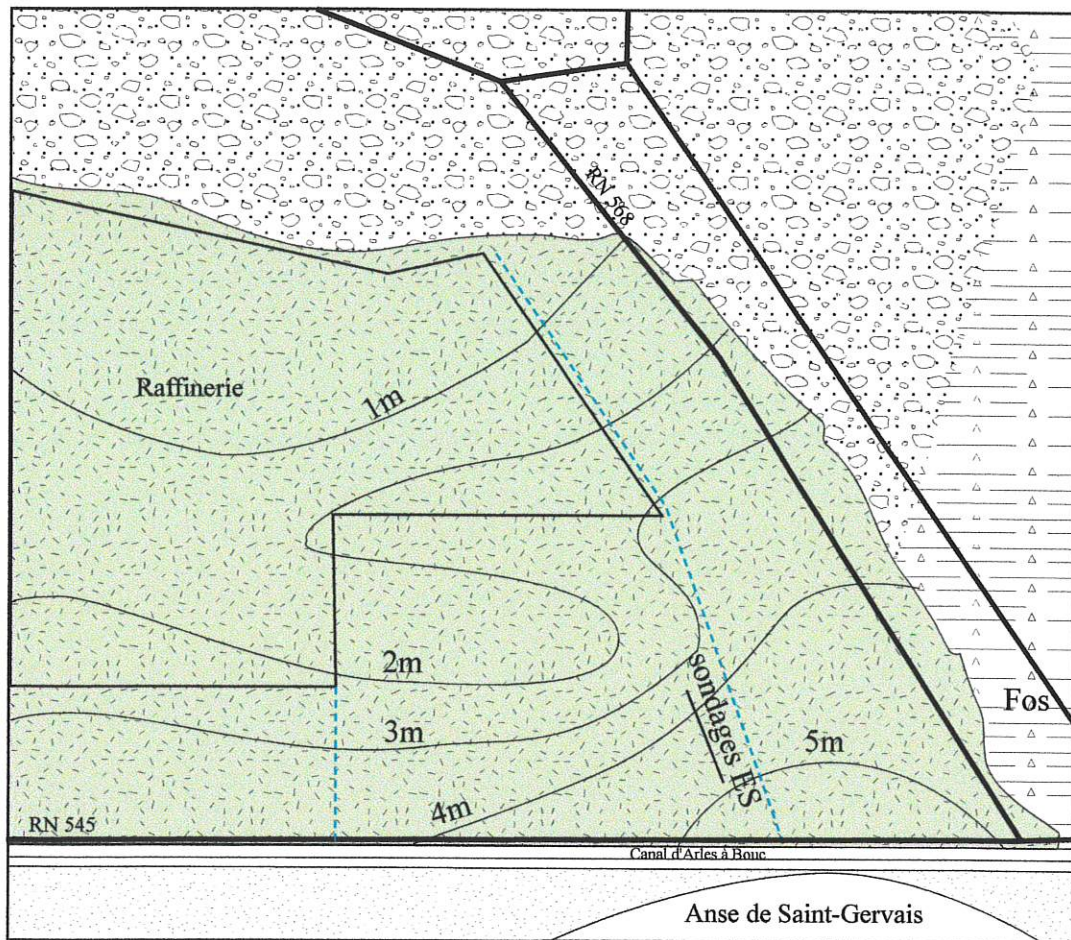


fig. 40 Isopaque de la tourbe dans le Marais de Fos en arrière de l'Anse de Saint-Gervais d'après les archives des sondages BRGM et les observations personnelles

- | | |
|---|--|
|  tourbe |  cailloutis pléistocène |
|  cordon littoral |  molasse |

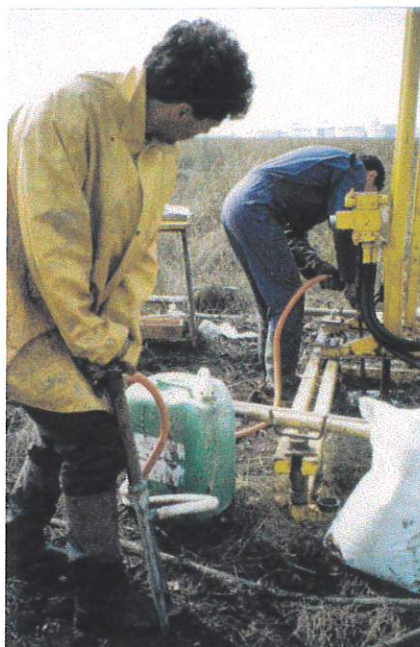


photo n°29 Opération de carottage CPS dans la tourbière avec injection de bentonite afin de conserver les matériaux tourbeux saturés en eau lors de l'extraction du carottier en évitant les phénomènes de succion

* *Interprétation paléogéographique*

A l'amont, le développement de la tourbière est continu entre 4452 et 4106 av. J.C. (5450 + 65 BP ; Ly-8446) et 700 et 900 ap. J.C. (1200 + 55 BP ; Ly-8447), de - 3,9 à - 0,5 m NGF. Cela exclut toutes possibilités de variation négative du plan d'eau, dont on peut au contraire supposer l'élévation suffisamment régulière pour que la tourbière puisse compenser par une croissance équivalente. Un abaissement du niveau marin ou de la nappe aurait engendré une interruption du dépôt.

A l'aval, la progression des milieux doux sur le cordon littoral implique une progradation du trait de côte. Elle se produit à trois reprises : à partir de 4085 + 60 BP, après 2100 + 45 BP Ly-7591 ; 305 av.J.C. et 2 ap. J.C.) et, au sommet de la tourbière, postérieurement à 1530+/-45 BP (Ly-7590 ; 780 à 995 ap. J.C.). Ces pulsations s'expliquent soit par un ralentissement de la montée du niveau marin, et/ou par un bilan sédimentaire littoral excédentaire.

1.1.3.4. Une mince passée sableuse de tempête (fig.41)

Recoupée par les carottages ES1 et 2, la passée sableuse de 10 cm d'épaisseur en contact franc avec la tourbe, est située entre -1,10 et -1,20 m NGF en aval, -1,3 et -1,4 m NGF en amont, avec un pendage de 0,2% vers le nord. Les sables, assez bien classés ($So=0,6$), ont un grain moyen de 266 μ m, donc une granularité importante pour le secteur de Fos. Les minéraux lourds représentent pour la première fois, une part notable (2,9% de la fraction minérale 160-50 μ m) dans les sédiments de Fos Parmi les minéraux lourds, la horblende domine largement ($\%>45\%$). En ES2, le sable emballe un tesson antique à pâte grise, roulé et associé à des *ægagropiles* de *posidonies*.

* *Datation et interprétation paléogéographique*

La discordance marquée à la base de la couche, sans remaniement de la tourbe sous-jacente et la forte granularité indiquent un dépôt par rupture de charge, vraisemblablement associé à un éventail de débordement mis en place lors d'une tempête. Le *placer* de minéraux lourds confirmerait cette hypothèse (Rao, 1964 ; Chauris, 1991). L'évènement est encadré par deux dates radiocarbone : 2120 + 55 BP dans les tourbes sous-jacentes, 2100 + 45 BP dans les tourbes sus-jacentes. Le tesson, bien que roulé, confirme la datation. Ce dépôt implique que le littoral est très près du point d'échantillonnage, au sud de la tourbière, peu avant ou au début de notre ère, soit dans une position probablement en amont de l'actuelle.

* *Interprétation paléobathymétrique*

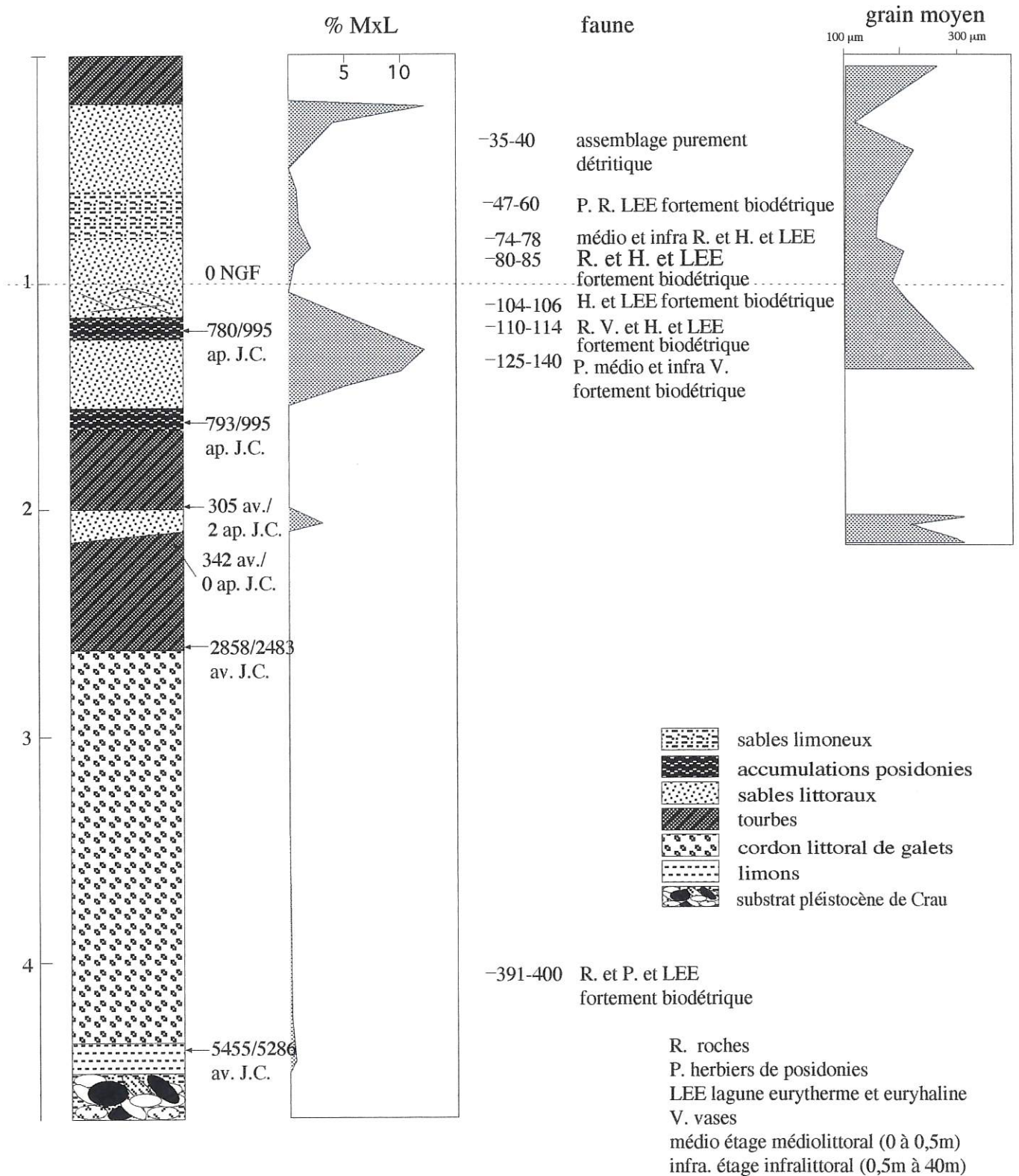
Ne connaissant pas l'amplitude de l'évènement, nous nous contenterons de dire que le niveau marin correspondant au dépôt de tempête se situe donc quelques décimètres à un mètre sous -1,10 m NGF.

1.1.3.5. Un cordon littoral sableux (fig.41)

Les carottes ES1 et 2 ont recoupé une formation sableuse épaisse de 1,70m environ en aval (ES1) et 1,20 m en amont. Le contact avec les tourbes basales s'effectue par un faciès de transition, organo-détritique. Son sommet se situe à 0,83 m NGF.

Le dépôt s'organise en lits parallèles et horizontaux, soulignés par des fibres et des *ægagropiles* de *posidonies*. Entre 0 m et 0,15m NGF, les structures sont faiblement obliques et entrecroisées. Les sables sont assez bien à mal classés ($0.62 < So < 2.18$) ; leur grain moyen est compris entre 331 μ m et 125 μ m, soit une granularité particulièrement grossière pour Fos. Des accumulations exceptionnelles de minéraux lourds en lits bien individualisés sur ce littoral jusqu'à présent très pauvre (0,5 à 14 % de la fraction 160-50 μ m) sont dominées par la horblende (40 à 70% des minéraux lourds), dont les prismes sont particulièrement gros.

fig. 41 Marais de Fos Carottage ES.1



Les faunes sont usées ou fragmentées. Elles présentent un mélange des biocénoses médiolittorales et infralittorales marines, issues de différents substrats, et des espèces d'eaux plus calmes eurythermes et euryhalines (Tab. 12). Il s'agit donc vraisemblablement de faunes détritiques. On observe cependant un accroissement des espèces médiolittorales vers 0,15 à 0,20 m, au sommet de la formation (ES 1 80-85). Bien qu'elles soient également remaniées, elles peuvent indiquer la proximité de la plage immergée.

** Datation*

Le matériel archéologique de l'Antiquité romaine est abondant, mais il est usé et parfois concrétionné par des organismes marins. Le dépôt est donc antique ou post-antique. La datation radiocarbone (sur posidonies) le situe dans le haut Moyen Age : à la base (-0,65 m NGF) entre 793 et 995 ap. J.C. (Ly-7861) et (0,25 m NGF) entre 780 et 995 ap. J.C. (Ly-7590). La proximité des deux dates indiquent la rapidité du processus de dépôt.

** Interprétation paléogéographique*

La structure et la granularité du dépôt, sa malacofaune détritique enrichie en espèces médiolittorales permettent de l'interpréter comme un cordon littoral, mis en place dans un contexte hydrodynamique actif. L'invasion et la destruction de la surface de la tourbière, la formation de placers de minéraux lourds issus du remaniement des précédents prismes littoraux indiquent son caractère transgressif et rétrogradant (Rao, 1964, Komar & Wang, 1984).

** Interprétation paléobathymétrique*

Le cordon quant à lui présente entre +0,25 m et -0,4 m NGF un matériel particulièrement grossier (grain moyen=331.5 μ m) et des structures légèrement obliques entre 0 m et -0,15m NGF. Les caractéristiques sédimentologiques de ce niveau sont interprétées comme une zone à fort hydrodynamisme située au niveau du médiolittoral. Compte tenu d'un tassement des tourbes sous-jacentes égal à 0,5 m, le niveau marin de mise en place du cordon est compris entre 0,75 m et -0,10 m NGF.

1.1.3.6. Des marnes lacustres

En amont et au sommet des carottes ES3 et ES4, des limons argileux gris surmontent les niveaux de tourbe. La transition de faciès est progressive, notamment en ES4 où de nouvelles passées tourbeuses s'intercalent entre les niveaux limoneux.

Le sédiment est fin (42mm < grain moyen < 9 mm), carbonaté (CaCO₃ :30 à 40%), avec un faible taux de matières organiques (entre 6 et 13 %). Dans la fraction supérieure à 50 mm, des agrégats en "fraises" de grains carbonatés et de matière organique, quelques plaques de carbonates moulées sur les feuilles des végétaux aquatiques (Magny, 1992) et de nombreuses oogones de characées témoignent d'une sédimentation en milieu marécageux de faible profondeur, où les tourbes peuvent se développer temporairement.

** Datation et interprétation paléogéographique*

La tourbe à la base des marnes est datée entre 700 et 965 ap. J.C. (Ly-8447). Le changement de sédimentation est lié à une mise en eau de la tourbière. Cette modification du milieu est contemporaine de l'invasion de la tourbière par le cordon littoral en aval. La dynamique de recul du littoral est donc associée à une élévation du système phréatique, elle-même liée à une montée du niveau de la mer. Cette évolution est vraisemblablement rapide puisqu'elle entraîne la disparition de la tourbière au profit du marais.

ESPECES/S.Ecol./Sta	Sign.Ecol	ES.1 35-40	ES.1 47-60	ES.1 60-63	ES.1 74-78	ES.1 80-85	ES.1 104-106	ES.1 100-114	ES.1 125-140	ES.1 391-400
ECHINODERME		Haut								Bas
Paracentrotus lividus	AP									
GASTEROPODES										
Truncatella subcylindrica	eau saumâtre									
Rissoa auriscalpium	Infr. H et D									
Bittium reticulatum	HP/AP, Infralit.									
Calliostoma Granulatum	Infr V.									
Cerithium rupestre	SD/HP/AP/Infr									
Cerithium vulgatum	Lre									
Cyclostremidae ind.	Sspr									
Rissoae opalina	Sspr									
Gibbula sp.	Sspr									
Architectonicidae	Sspr									
Rissoidae ind.	Sspr									
Gibbula guttatauri	Médio inf R. et HP									
Hydrobia ventrosa	médio/infr S et eau saumâtre									
Ovatella myosotis	médio/infra sous pierres									
Rissoa venustosa	médio et infr D									
Tricolia pullus	médio et infr S et R									
Tricolia tenuis	médio et infr S et R									
PELECYPODES										
Chama gryphoides	médio et infr R									
Ostrea edulis	médio rocheux									
Cerastoderma glaucum	LEE									
Loripes lacteus	SVMC et eau saumâtre									
Modiolus sp.	gravicolle chenaux intermattes									
Spisula subtrunca	R. et HP									
Chlamys cf opercularis	infr R									
Arca lactea	Lre									
Laevicardium crassum	Sspr									
								présence		absence

Tab. 12 Assemblages faunistiques du carottage ES1 du Marais de Fos

Conclusion

Les sondages du Marais de Fos ont permis, dans la partie sud, de confirmer l'existence d'un cordon de galets depuis le Cavaou jusqu'au Marais de Fos au début du Vème millénaire av. J.C.. Ils ont montré une extension de la tourbière colonisant le précédent cordon à partir de 2858 av. J.C.. Ce phénomène est synchrone de la période d'extension maximale de la tourbière au Cavaou et à Saint-Gervais. Au début de l'ère chrétienne la tourbière enregistre à nouveau la proximité du littoral. Enfin un recul important de trait de côte intervient après l'édification des cordons sableux qui furent occupés à l'antiquité. Le recul du trait de côte et les modifications des niveaux phréatiques réagissent de manière synchrone.

1.2. Les milieux lagunaires de la plaine deltaïque : Marais du Cavaou ou de la Foux, le Galéjon, le Radeau

Ces milieux étaient d'un abord difficile pour plusieurs raisons : très marécageux, ils se prêtaient difficilement à l'approche géomorphologique ; les carottages se heurtaient à la faible stabilité des sols pour les engins lourds ; enfin, l'industrialisation récente a masqué l'organisation primitive des systèmes naturels au sud et apporté localement des remblais complexes à traverser.

Ce secteur a néanmoins présenté dès l'origine un intérêt important pour nos collègues archéologues et nous mêmes : il recèle en effet, en principe, les vestiges du canal de Marius, creusé en 102 av. J.C., qui reliait le port antique de Fos au Rhône. Rappelons que ce canal, mentionné dans tous les textes antiques et considéré comme une des pièces majeures du "puzzle" archéologique local, n'a pas encore été mis à jour.

1.2.1. Le Marais du Cavaou ou de la Foux

Le marais se présentait sous la forme d'une dépression allongée NW-SE entre l'étang du Galéjon et l'anse du Cavaou. Vers le NW, il prend le nom de marais de la Foux. Ce terme est réservé en Camargue aux étangs peu profonds servant de communication entre la mer et les lagunes. L'examen de la carte de Cassini indique en effet que l'étang formait un diverticule, de l'étang de Galéjon vers Fos. Cette forme particulière, visible sur les photographies aériennes, a attiré l'attention des archéologues (J.M. Gassend,) dans le cadre de la recherche du canal de Marius.

La réalisation de sondages électriques par l'équipe de prospection géophysique de l'AFAN (Association des Fouilles Archéologiques Nationales) sous la direction G. Ducomet, devait fournir l'information stratigraphique nécessaire à la reconnaissance de la position du canal et de l'organisation des corps sédimentaires. Ces sondages mesurent la résistivité des sols, qui est fonction de la texture des sédiments (plus le sédiment est grossier et sec, plus la résistivité est importante), de leur teneur en eau (qui réduit la résistivité, la porosité favorisant la teneur en eau dans les milieux humides) et de la salinité de l'eau. A partir des résistivités mesurées tous les 5 m, le géophysicien établit des pseudo-sections qui correspondent à une image stratigraphique virtuelle. Un étalonnage par carottage est indispensable pour établir une stratigraphie réelle, en collaboration entre géophysicien, archéologue et géomorphologue (Vella *et al.*, 1997). Cette méthode a fourni un enregistrement quasi continu de la stratigraphie, qui a permis d'extrapoler les données des carottages.

Les résultats des sondages électriques dans le marais du Cavaou ont permis de confirmer le contact entre les remblais hydrauliques et les formations en place. Ils ont montré que les résistivités sont faibles dans les premiers mètres, en raison de la présence d'une nappe salée qui explique le développement des sansouires ; elles deviennent très importantes à la base (80 ohm.m). D'autre part, les courbes de résistivité montrent une double variation résistante/conductrice verticalement, à partir de - 2m, et latéralement du nord vers le sud. (Fig.42), liée à la superposition stratigraphique présentée ci-dessous.

Les carottages ont été implantés sur les deux zones aval à forte résistivité (à 20 et 150 m de l'origine) et sur la vaste zone à faible résistivité (à 76m) qui les sépare. Ils ont mis en évidence quatre corps sédimentaires, de bas en haut (fig.42):

1.2.1.1 *Les tourbes dulçaquicoles (I)*

Les carottages ont atteint le cailloutis de Crau à -6,06 m NGF vers le sud (MC150) et - 5,20 m NGF vers le nord. Le substrat de Crau correspond aux fortes valeurs de résistivité des sondages électriques. De fines (10 cm) passées tourbeuses reposent directement sur le cailloutis (MC150) ou succèdent à une mince couche marneuse (MC76). Ces faciès tourbeux ou lagunaires basaux enregistrent l'élévation progressive du système phréatique, lié à celui du niveau marin. Ils impliquent l'existence d'un paléo-rivage en aval.

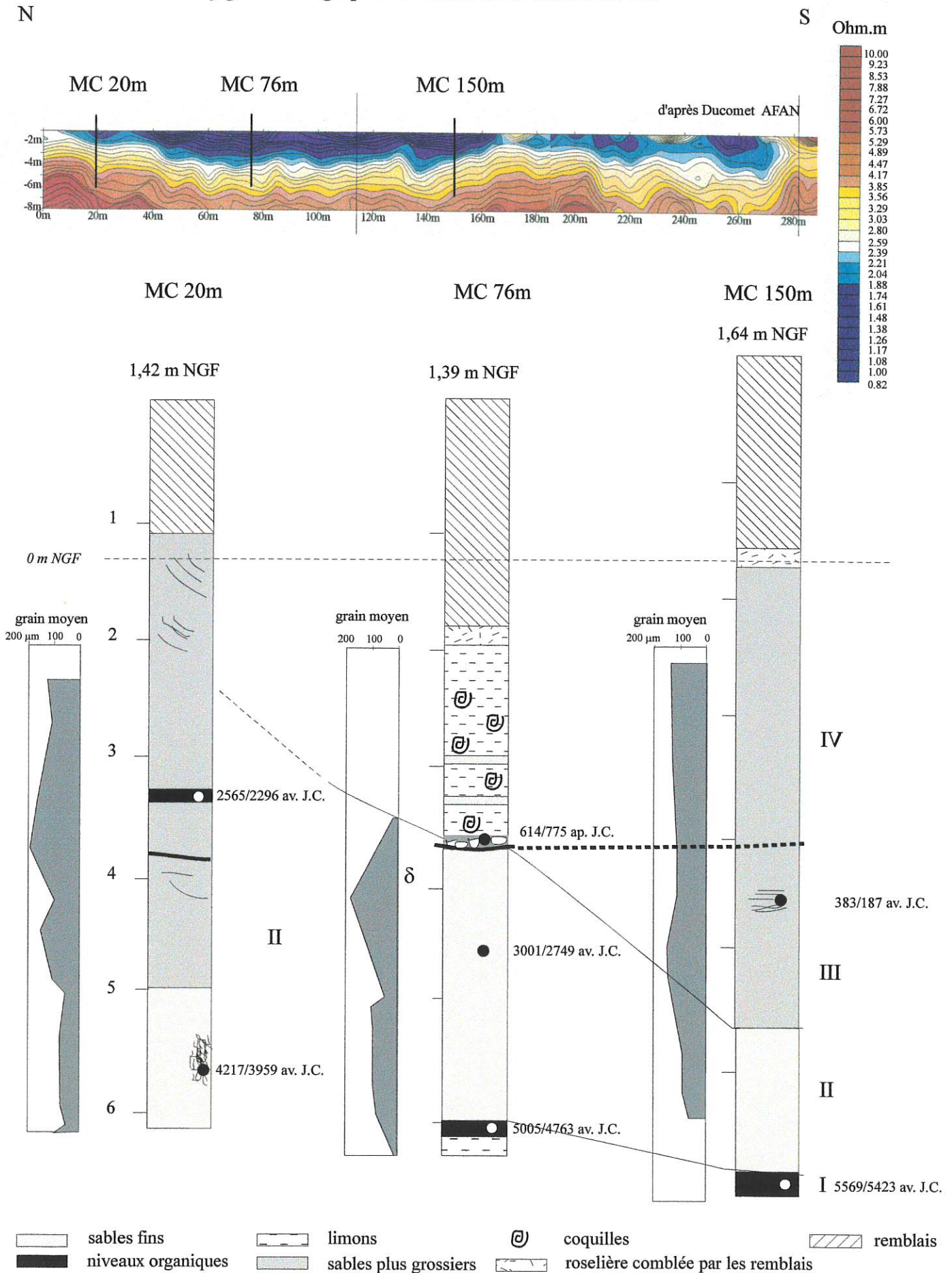
A la base de MC 150m, le dépôt organique est daté 5569 et 5423 av. J.C. (Ly-8681), mais présente un $\delta^{13}\text{C}$ (19,88 ‰) incompatible avec l'origine continentale des végétaux. Par ailleurs la présence de sables peut signifier un remaniement partiel. En l'absence de macrorestes végétaux nous ne rapprochons pas ce dépôt des formations tourbeuses continentales, mais elles restent chronologiquement significatives. Une seconde datation sur tourbe (MC 76m) entre 5005 et 4763 av. J.C. (5985 +55 BP ; Ly-8218) a un $\delta^{13}\text{C}$ satisfaisant (-27,09 ‰). Elle permet une estimation altimétrique du niveau marin contemporain : en tenant compte d'un tassement des limons à la base de 13 cm, le niveau daté serait à -4,76 m NGF, il implique un niveau marin relatif compris entre -4,76 m et -5,46 m NGF.

1.2.1.2 *Un premier prisme littoral sableux (II)*

Epais d'au moins 3,5 m au niveau du carottage MC20, il s'effile rapidement vers le sud. La formation est située à la base vers -5m NGF et au sommet entre -4,4 m NGF (MC150) et -1,60 m NGF au niveau du carottage MC20. En l'absence de malacofaune, nous nous appuyons sur les critères granulométriques (Tab. 13) pour la détermination des milieux. Le découpage stratigraphique est basé sur les faciès granulométriques et les datations radiocarbone. Depuis la base vers le sommet et du sud vers le nord, la granulométrie rend compte d'un accroissement du grain moyen que nous interprétons en terme de formation littorale progradante, d'abord immergée au niveau des trois carottages puis émergeant au niveau du carottage MC20. En effet le grain moyen atteint alors 200 μm et l'on constate les traces d'un réseau racinaire fossile entre -1,88 et -2,28 m NGF avec oxydation du sable en tâche à différents. Vers le sud et les carottages MC76 et MC150, le grain moyen s'accroît lui aussi mais dans des proportions moindres. La taille inférieure à 100 μm au niveau du carottage MC 150 est interprétée comme la partie immergée d'une plage. En l'absence de faunes, nous ne pouvons pas certifier ces hypothèses.

La formation est datée entre 4217/3959 av. J.C. vers 4,30 m NGF et 2565/2296 vers 2,10 m NGF. Au niveau du carottage MC76 la datation d'un niveau intermédiaire à 3,3 m NGF indique un âge de 3001/2749 av. J.C..

fig. 42 Stratigraphie et résistivité du Marais de Fos



formations	échantillon	médiane	P1	grain moyen	SK	ϕ	%sables	% limons	% ballast
II	MC 150 650-655	75,65	595,33	63,23	0,53	1,14	74	26	0
	MC 150 625-633	107,61	1219,79	97,21	0,42	1,02	82	11	7
	MC 150 570-575	101,55	186,36	92,41	0,55	0,63	89	11	0
III	MC 150 545-552	145,9	583,87	145,25	0,01	0,47	95	4	1
	MC 150 535-540	170,28	378,48	163,11	0,19	0,55	93	6	1
IV	MC 150 445-450	113,53	950	116,99	-0,3	0,37	94	6	0
	MC 150 415-420	118,54	241,08	121,92	-0,13	0,32	94	6	0
	MC 150 345-350	140,79	307,47	141,69	-0,1	0,36	98	2	0
	MC 150 245-250	152,85	313,86	152,87	-0,04	0,38	95	5	0

	échantillon	médiane	P1	grain moyen	SK	ϕ	%sables	% limons	% ballast
II	MC 20 637-642	107,81	1383,13	99,09	0,27	1,41	18	16	66
	MC 20 625-630	71,86	194,65	49,48	0,59	1,56	72	28	0
	MC 20 580-657	84,92	232,84	55,67	0,74	1,38	86	14	0
	MC 20 555-570	92,48	193,19	55,73	0,8	1,51	100	0	0
	MC 20 505-510	70,58	277,91	45,58	0,56	1,74	59	41	0
	MC 20 475-480	112,91	248,96	110,7	0,05	0,46	91	9	0
	MC 20 442-450	139,55	382,41	142,43	-0,05	0,55	95	5	0
	MC 20 420-425	111,24	274,89	108,93	0,09	0,39	91	9	0
	MC 20 384-390	203,87	370,9	199,5	0,15	0,43	88	12	0
IV	MC 20 336-342	170,9	368,52	170,9	0	0,46	92	8	0
	MC 20 285-290	114,28	237,5	116,69	-0,02	0,3	93	7	0
	MC 20 262-266	123,86	438,18	129,44	-0,29	0,42	91	9	0

	échantillon	médiane	P1	grain moyen	SK	ϕ	%sables	% limons	% ballast
II	MC 76 650-651	7,43	48,63	7,06	0,28	2,57	0	100	0
	MC 76 617-622	79,2	194,67	83,15	-0,19	0,41	72	28	0
	MC 76 588-592	100,92	836,07	95,22	0,12	0,42	84	13	3
	MC 76 550-555	91,98	282,5	90,53	0,1	0,33	88	12	0
	MC 76 540-545	113,84	364,11	112,14	-0,02	0,54	89	11	0
	MC 76 522-526	54,83	237,9	44,46	0,39	1,54	52	48	0
IV	MC 76 412-419	184,36	396,54	189,29	-0,08	0,49	97	3	0
	MC 76 336-338	13,39	49,03	9,72	0,44	2,18	0	100	0

Tab. 13 Caractéristiques granulométriques des formations sédimentaires du Marais du Cavaou

1.2.1.3 Un second prisme littoral sableux (III)

Recoupé essentiellement par le carottage MC150 ce corps sédimentaire paraît tronqué par la formation supérieure. Il se situe – 3,90m et –2,70m NGF au niveau de la carotte MC 150m et disparaît vers le nord. Il présente un grain moyen relativement important (par rapport aux formations littorales sableuses mises en évidence à Fos) compris entre 163 et 145 μm . Ce faciès évoque un milieu à forte compétence évacuant les particules les plus fines, du type des rides littorales ou de l'estran. En l'absence d'une étude des faunes, il est plus difficile d'établir une paléobathymétrie sur le seul critère granulométrique. En effet, un sédiment mis en place par vannage en milieu dunaire pourrait posséder les mêmes caractéristiques.

Le niveau daté sur ces fibres entre 383 et 187 av. J.C. (Ly-8680) est situé à -2,56m NGF (tassement inclus de 0,13 cm des tourbes à la base). Cette date et le schéma général des corps sédimentaires du Cavaou et de Saint-Gervais, permettent de rapprocher cette sédimentation des niveaux de plage sous-marine à faible profondeur (entre -1 et -2m).

Si ces caractéristiques permettent seulement une hypothèse très vague en terme paléobathymétrique, le caractère tronqué de la formation confirme les remaniements importants, du littoral contemporains ou postérieurs à la période antique.

1.2.1.4. Une formation marine et laguno-marine discordante

Une formation de 2,5 m d'épaisseur, dont le sommet atteint -1m NGF, occupe le centre du transect (MC 76m). Elle repose en discordance sur le premier prisme sableux. Le contact entre les deux formations à –3,20 m NGF s'effectue par un niveau détritique de 10 cm d'épaisseur, formé de galets épars, de sables biodétritiques (grain moyen=189 μm) et de fragments de concrétions coralligènes. Cette couche est scellée par un niveau organique de 10cm d'épaisseur, daté 614 et 775 ap. J.C.. De fines passées sableuses alternent par la suite avec des niveaux limoneux, puis la formation devient essentiellement limoneuse. La texture de plus en plus limoneuse semble indiquer une fermeture du milieu.

La faune (*Cerastoderma glaucum* et *Scrobicularia plana*) confirme le caractère fermé et lagunaire du dépôt.

Deux formations sableuses nettement surélevées par rapport à la base du dépôt limoneux délimitent la dépression comblée par les limons. Vers le nord, l'âge de la formation n'est pas connu, vers le sud elle est obligatoirement postérieure à la formation III datée 383/187 av. J.C.. Le sédiment de la formation sableuse située au sud est caractérisé par un grain moyen de 153 μm .

1.2.1.5. Interprétation paléodynamique et paléogéographique de la stratigraphie du Marais du Cavaou

A la base, les tourbes (II) installées sur le cailloutis de Crau, enregistrent la montée du système phréatique et du niveau marin. Le littoral est alors situé en aval, le niveau marin est compris entre -4,76 m et -5,46 m NGF.

Entre 4217 et 3559 av. J.C., le littoral s'établit au nord du transect, puis prograde et émerge entre 2565 et 2296 av. J.C. au niveau du Carottage MC20 (II). Le niveau marin est situé obligatoirement au-dessous de -2,3 m NGF.

Vers 383 et 187 av. J.C. un second prisme sableux (III), semble tronquer la partie aval de la précédente formation mais aucun contact discordant n'a pu être mis en évidence, seul l'amincissement rapide de la formation sous-jacente semble indiquer ce recul du rivage. Puis un second recul du trait de côte, au cours du haut Moyen Age, remanie à nouveau les dépôts. Seule la partie basse du second prisme a été conservée. Après cette dernière phase de recul contemporaine de la mise en place du cordon littoral dans la tourbière du Marais de Fos, le littoral prograde à nouveau et isole une lagune au sein des barrières sableuses. Vers le sud, le profil de résistivité signale une nouvelle dépression alors que le sommet de la stratigraphie semble perturber par les

remblais hydrauliques et des aménagements de salines antérieures aux années 1960 visibles sur les photographies aériennes de cette période.

1.2.2. Le Galéjon

Deux sondages (H et G) à la pelle mécanique ont été réalisés par JM Gassend et B. Maillet en 1994 au nord et sud du canal d'Arles à Bouc entre l'ancien étang du Galéjon et les Ponts clapets. Leurs stratigraphies ont été relevées par M. Provansal et S. Suanez (DEA). Le sondage G a mis en évidence un niveau de tourbe daté 2615 et 1689 av. J.C. (3760 ± 170 ; LGQ-1055) compris entre -2,56 et -2,69 m. Les tourbes reposaient sur des sables marins. Le niveau marin, lors de la mise en place, se situerait entre -2,63 et -3,33 m NGF.

Le sondage H met en évidence un niveau (30 cm) plus grossier à sables et galets, interprété comme un niveau de plage émergée ; sa position altimétrique entre -0,90 m et -0,70 NGF pourrait en effet correspondre à un milieu émergé à l'époque de mise en place située entre 823 av. JC et 60 ap. JC (2330 ± 180 BP ; LGQ-1056) grâce à la datation d'un niveau organique situé immédiatement à la base.

Compte tenu de l'incertitude statistique importante de ces dates et de l'incertitude stratigraphique des dépôts sous-jacents il est difficile d'interpréter en terme paléobathymétrique ces résultats. Mais il semble à priori que le niveau de tourbe et le niveau émergé concordent avec nos observations.

Par contre en terme paléogéographique ces résultats confirment la progradation du milieu dulçaquicole sur le milieu marin au début de la protohistoire et confirme la position septentrionale du trait de côte avant le début de notre ère.

1.2.3 Le secteur Radeau- méandre de l'Escale

Un carottage sur 3 m de profondeur, a été réalisé à proximité du méandre de l'Escale, qui fut fonctionnel au cours de la période historique, sur le tracé d'un ancien chenal dit chenal du Bras Mort. Il n'a pas atteint les cailloutis pléistocènes.

Le carottage a traversé à la base 1 mètre de sable, sans en atteindre le mur. Leur granulométrie est caractérisée par un grain moyen compris entre 228 et 182 μm , avec un granoclassement normal. Les rares mollusques (*Bittium reticulatum*) ainsi que des fragments de concrétions coralligènes remaniées indiquent une origine marine plutôt infralittorale du dépôt. Le sommet de la formation (-1,50 m NGF) est daté entre 2452 et 2195 av. J.C. (Ly-8679) sur des fibres de bois. Celles-ci sont fréquentes dans les dépôts marins aussi bien au niveau des laisses sur la plage aérienne que sur les plages sous-marines et dans l'offshore et ne constituent pas un marqueur infaillible de l'émergence.

Des limons sableux, gris à gris bleus, épais de 1,15 m surmontent la formation précédente. Leur assemblage faunistique, dominé par *Cerastoderma glaucum*, est de type lagunaire.

Au sommet, une couche de limons marrons de 0,80 à 1,2 m d'épaisseur, marqués par des alternances rapides de sables fins (grain moyen : $5 < \text{grain moyen} < 124 \mu\text{m}$), très oxydés. Les lamines millimétriques sont souvent interrompues par des lentilles, argileuses ou sableuses. Un lit organique millimétrique riche en faune palustre d'eau douce (*Oxiloma elegans* et *Planorbis carinatus*) peut être interprété comme l'indice d'un marécage persistant dans le champ d'inondation fluvial. Cette formation doit être attribuée aux apports alluviaux de la plaine d'inondation du Rhône (Arnaud-Fassetta, 1998).

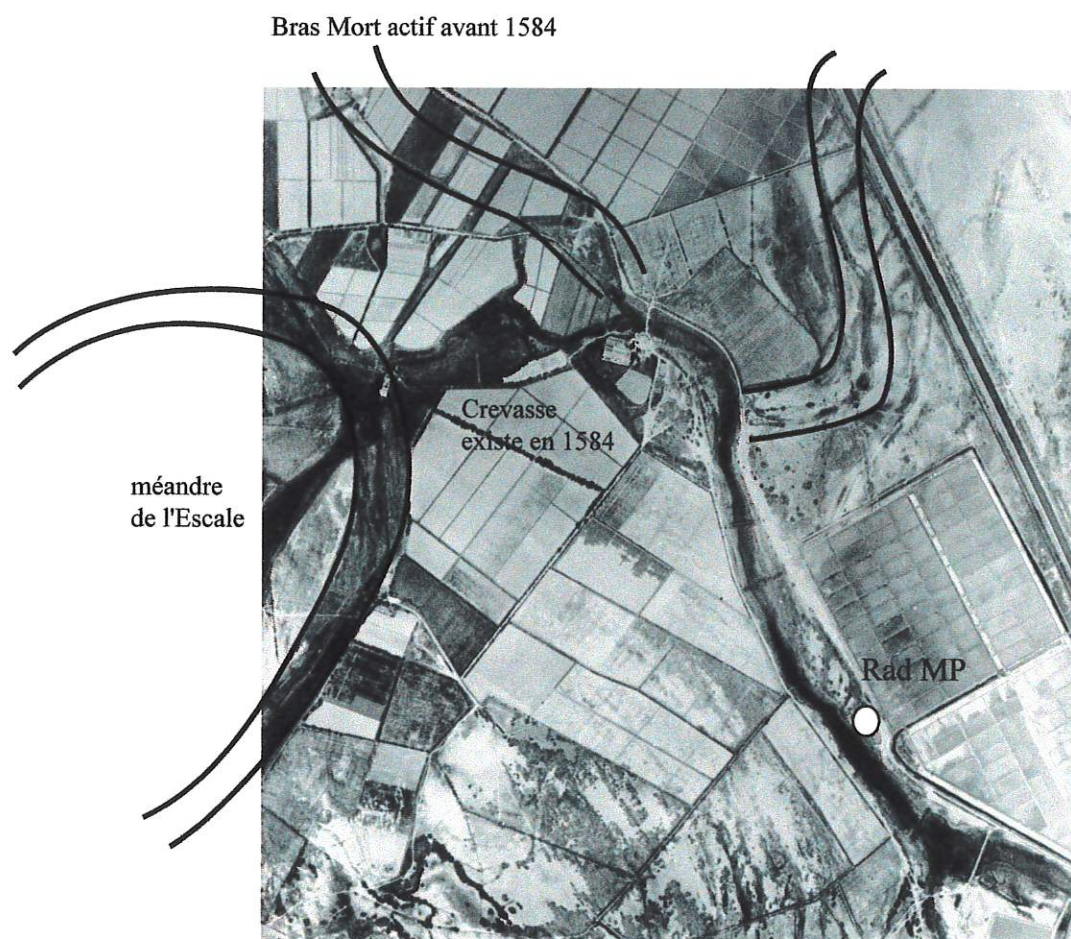


photo. n°30 Le Bras Mort prend son origine au nord du méandre de l'Escale et longe les marais du Vigueirat on voit clairement le caractère postérieur de la crevasse

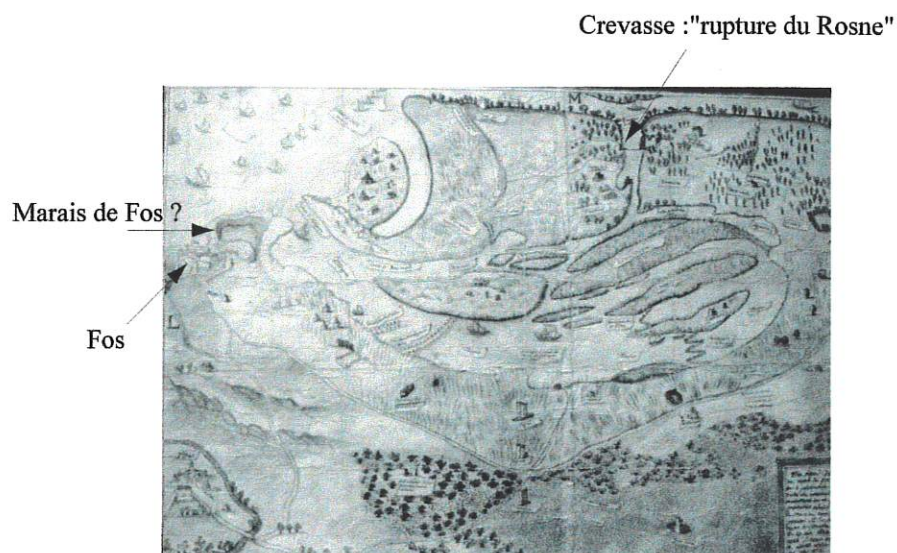


photo. n°31 vue figurée de 1584 (Archives d'Arles) représentant les étangs du Galéjon et les étangs sur le bras Mort (au nord ouest) alors que le bras n'est plus connecté au Rhône les étangs sont alimentés par la crevasse

*Interprétation paléogéographique

Le sondage a mis en évidence le caractère marin des dépôts à faible profondeur confirmant les résultats des études antérieures (Kruit, 1955 ; Oomkens, 1970). Ce carottage permet de dater le sommet de la formation à partir de 2452 et 2195 av. J.C. (Ly-8679) à une altitude de -1,48m NGF.

En l'absence d'indicateur paléobathymétrique fiable, nous n'interpréterons pas ce dépôt ; nous noterons tout de même la relative grossièreté du matériel qui pourrait indiquer un milieu de forte énergie à faible profondeur et/ou la proximité des sources sédimentaires.

Le sommet du sondage enregistre le rapprochement d'un bras du Rhône sans qu'on puisse préciser à partir de quelle époque. Les dépôts observés correspondent vraisemblablement aux apports du Bras mort, puis à une crevasse de crue au fonctionnement temporaire. Les photographies aériennes et les cartes anciennes montrent clairement les deux sources à fonctionnement diachrone (cf. page précédente photo n°30). Le Bras Mort, séparé en deux bras, recoupe les cordons littoraux anciens (Duboul Razavet, 1955 ; Molinier, 1964) ou les isolent, comme pour l'île Lansac située au sud-est du sondage. Son origine, en amont du méandre de l'Escale, est clairement établie. En 1584 (Photo. n°31) le bras est déjà déconnecté du chenal du Grand Rhône comme le montre un plan figuré de 1584 (Archives municipales d'Arles). Les lagunes au sein desquelles nous avons réalisé le carottage sont alors alimentées par une dérivation du méandre, dite "rupture du Rosne". Elles sont à l'époque encore bien ouvertes sur la mer et occupent une vaste partie du grand plan du Bourg.

1.2.4 Le Marais du Vigueirat

Un transect est/ouest a été réalisé par trois carottages (VIG1, 2, 3), du canal du Vigueirat au marais du Ligagneau. Un quatrième carottage (VIG4), de 2 m seulement, a été réalisé plus au nord dans une zone où des travaux avaient mis en évidence des galets et une faune marine abondante. Des sondages à la pelle mécanique ont permis de confirmer les observations issues des carottages.

1.2.4.1 Observations stratigraphiques

Les trois carottages (VIG1, 2, 3) ont atteint le substrat de Crau entre -6, m et -2,76 m NGF. Les carottages VIG1 et 2 très proches présentent à peu près la même stratigraphie (fig. 43) :

A leur base, un niveau de tourbes repose sur 10 à 20 cm de marnes palustres, conformément aux observations de Laval-Triat (1978). Les tourbes sont peu épaisses (10 à 25 cm), compactes et associées à des faunes d'eau douce (*Planorbis carinatus* et *Lymonsa stagnatus*).

Elles sont surmontées vers l'est par des limons argileux bleutés (de 90 à 30 cm d'épaisseur) très riches en *Cerastoderma glaucum* et *Cerastoderma lamarckii*, caractéristiques des lagunes eurythermes et euryhalines de la bordure de Crau.

Entre -2,3 et -1m, les faciès plus sableux sont caractérisés par de nombreuses lentilles argileuses, puis de fines lamines limoneuses et argilo-limoneuses. Ces dernières traduisent des apports alluviaux distaux fréquents (Arnaud-Fassetta, 1998). Les microfaunes fossiles (ostracodes) étudiées dans le secteur au sein de faciès sableux identiques (Kruit & van Andel, 1955) confirment l'influence importante des apports d'eau douce dans un contexte laguno-estuarien : les espèces estuariennes mesohalines ou oligohalines (*Cypridopsis aculeata* Costa, 25%), voire franchement douces (*Herpetocypris chevreuxi* Sars 35%) et *Candona sp.* (30%) y dominent sur les espèces plus littorales (*Cyprideis torosa* 10%), nettement moins abondantes que dans les lagunes littorales du Cavaou ou de Saint-Gervais.

A l'ouest au niveau du carottage VIG3, les tourbes sont immédiatement surmontées par des faciès sableux marins et laguno-marins depuis -5,65 m -1,15 m NGF. La texture plus sableuse traduit une influence marine accrue. Les foraminifères, *Ammonia Beccarii* (70%) et *Nonion Depressulum* (30%) indiquent cependant un milieu plus lagunaire que marin.

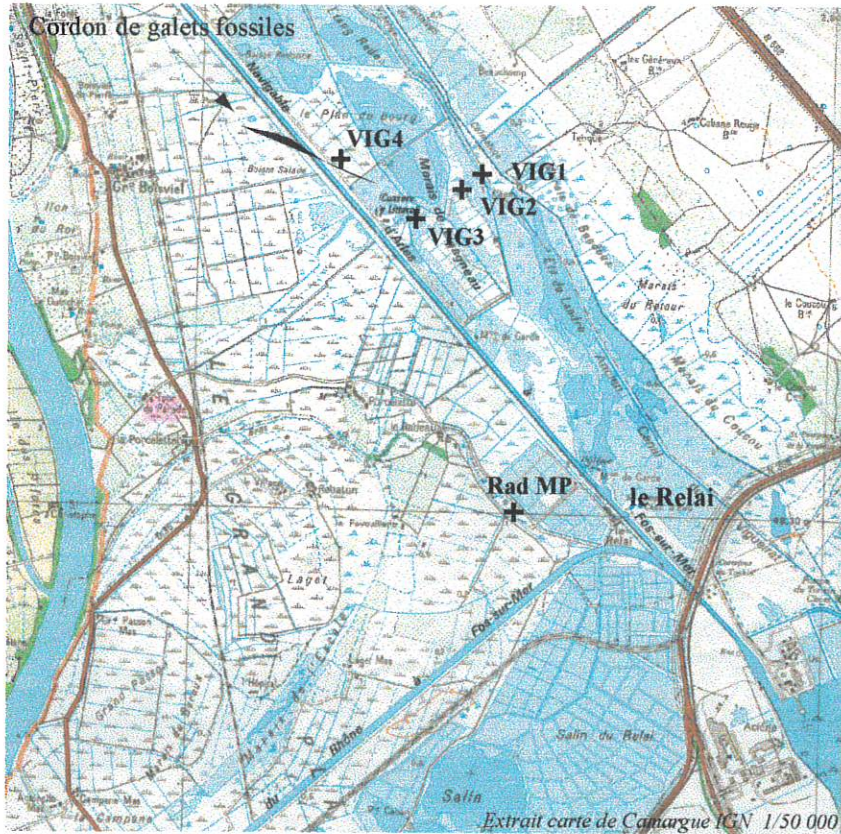
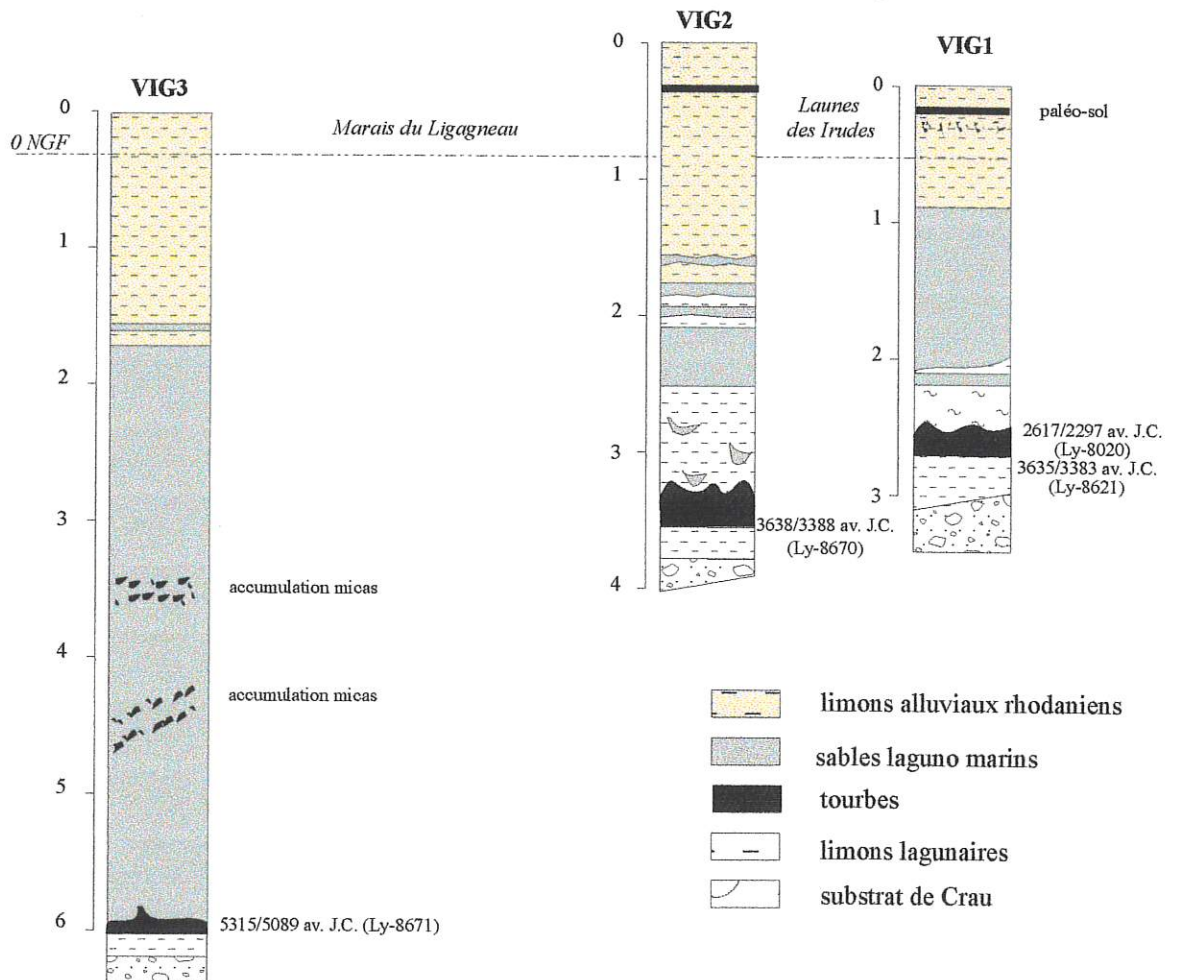


fig. 43 Localisation des sondages sur le Grand Plan du Bourg



Le sommet des trois carottages est franchement limoneux sur 1 à 1,5 m d'épaisseur : limons jaunes compacts, oxydés, en micro-lamines. Un sol organique, surmontant un horizon d'accumulation carbonaté de 10 à 20 cm a été mis en évidence au sommet des carottes VIG1 et 2, à -0,3/0,5 m sous la surface. Ces limons sont issus des apports fluviaux rhodaniens dans la plaine d'inondation.

Leur épaisseur décroissante vers l'est, semble indiquer des apports depuis l'ouest où le Rhône semble s'être cantonné.

* *Datation et interprétation paléobathymétrique*

La stratigraphie s'organise de façon proche pour les trois carottages, un sondage à la pelle mécanique (canal des hérons) réalisé 1,5 km au nord confirme exactement la stratigraphie des carottages VIG1 et 2. Sur la marge du delta, les faciès tourbeux dulçaquicoles, dont l'altimétrie est liée à la montée du niveau marin et du système phréatique, remontent le long du profil du toit des cailloutis de Crau incliné vers le sud-ouest.

Mais les tourbières dans un contexte transgressif lagunaire sont mises en eau face à une élévation trop rapide du niveau marin relatif et/ou dans un contexte sédimentaire déficitaire.

Plusieurs niveaux de tourbes datés à la base des stratigraphies permettent d'évaluer la paléobathymétrie, le tableau suivant rappelle les différents résultats :

Sites	Code échantillon	Niveau en mètre NGF au sommet des tourbes après tassement	Paléo-niveau bathymétrique en m NGF	Age calibré	Age BP	Code laboratoire
Ligagne au	VIG3 605-615	-5,69 m	-5,64 m/-6,34 m	5315/5089 av. J.C	6295 ± 50	Ly-8671
Ligagne au	VIG2 335-340	-2,98 m	-2,88 m/-3,58 m	3638/3388 av. J.C.	4770 ± 45	Ly-8670
Ligagne au	VIG1 280-281	-2,26 m	-2,26 m/-2,96 m	3635/3383 av. J.C.	4755 ± 50	Ly-8621
Ligagne au	VIG1 258-261	-2,04 m	-1,89 m/-2,59	2617/2297 av. J.C.	3975 ± 60	Ly-8020
Marais de L'étang Redon	Canal des hérons	-2,10 m	-1,95 m/2,65	3488/3112 av. J.C.	4585 ± 45	Ly-8731

Tab. 14 Datations radiocarbone du Marais du Vigueirat

1 2.4.2. Un cordon littoral de galets

Le carottage (VIG4) a mis en évidence, entre -1,25 et -1,55 m NGF, un lit de galets de 30 cm d'épaisseur. Il est surmonté par 1,20 m de limons lagunaires à *Cerastoderma glaucum* et repose sur des sables également riches en *Cerastoderma glaucum*.

Le cortège minéralogique des galets (d'origine alpine) est semblable à celui de la Crau de Miramas (Colomb & Roux, 1978 ;1986). Leur indice d'aplatissement est de 1,90. Ils sont englobés dans une matrice limoneuse abondante, qui provient probablement en grande partie des limons supérieurs. Au sein des galets, une faune abondante et diversifiée, est composée de deux stocks (Tab.15) :

-un stock marin infralittoral et médiolittoral des substrats sableux, rocheux ou de l'herbier de posidonies.

-un stock lagunaire vivant en eau peu profonde sur substrat envasé et pouvant supporter des variations thermiques et des dessalures importantes (*Gastrancistrana fragilis*, *Theodoxus fluviatilis*).

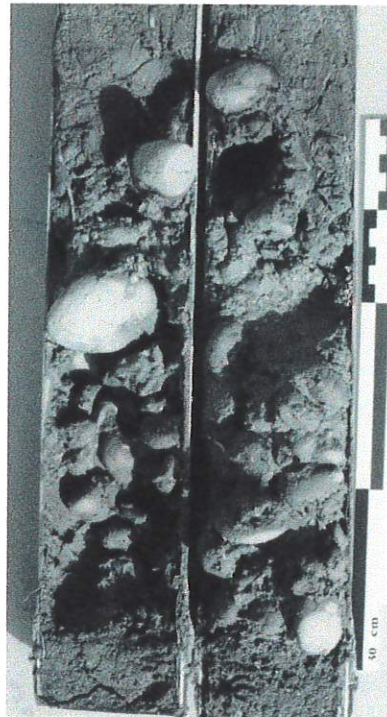


photo n°32 Les galets arrondis du cordon fossile du Marais du Vigueirat, la matrice abondante et la faiblesse d'épaisseur de la formation indique une mise en place probable proche de l'estran

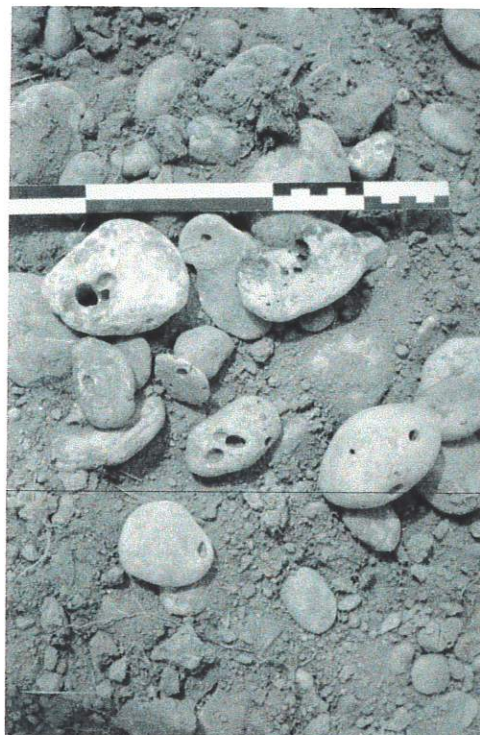


photo n°33 Les galets calcaires du cordon littoral fossile percés par les pholades mais remaniés par les travaux du canal -mire environ 25 cm-

* Datation et interprétation paléobathymétrique

L'abondance des espèces médiolittorales, le caractère peu aplati des galets (photo. n°32), la faible épaisseur du dépôt indiquent une mise en place probable au niveau de l'estran. Une datation sur coquilles de *Mytillus galloprovincialis* entre -1,26 et -1,3 m NGF permet d'estimer le niveau marin entre -0,65 m et -2,05 m pour un âge compris entre 787 et 549 av. J.C. (Ly-8023).

1.2.4.3 Le prolongement du cordon vers le nord-ouest

Le cordon de galets a pu être suivi vers le nord-ouest grâce à la démolition d'une levée artificielle le long du canal d'Arles à Bouc. Cette levée était constituée par les remblais issus du creusement du canal ou du contre-canal. Déjà L'Homer (*In Colomb et al.*, 1975) avait mis en évidence cette formation et en l'absence de datation et d'indications stratigraphiques, elle fut supposée antérieure au cordon du Relai. Le caractère remanié des dépôts est évident, mais les remblais déposés immédiatement sur le bord du canal ont été peu déplacés par rapport à leur zone d'extraction. Une enquête auprès des riverains, et en particulier chez Mr De Michelis au Mas du Grand Bois Vieil, a permis de confirmer l'existence d'un cordon de galets mis en évidence lors de nombreux terrassements effectués sur sa propriété et alignés sur les points précédents de sondage. Le cordon est perceptible sur les photographies aériennes de mai 1944. Nous avons pu ainsi restituer une portion de son tracé, entre le sondage VIG4 et indiquer la direction du rivage très parallèle à la bordure de Crau. Cette structure s'oriente globalement nord-ouest/sud-est.

Le matériel extrait des remblais montre un indice d'aplatissement très important, compris entre 3,7 et 4,1 supérieur ou égal aux aplatissements maximaux calculés sur les plages marines (Tricart & Cailleux, 1963). Une proportion importante (10 %) de galets calcaires, est perforée par les pholades. (cf. photo. n°33 page précédente)

En raison du remaniement, il est impossible de restituer une paléobathymétrie, mais il est très probable que le matériel soit issu du sommet d'un cordon littoral.

* Interprétation paléogéographique

La mise en place du cordon s'effectue en milieu lagunaire et remanie une partie du stock malacologique. Il témoigne d'un déplacement transgressif rétrogradant du trait de côte et de l'apparition d'un hydrodynamisme actif. Le caractère marin de cette dynamique est confirmé par l'origine médiolittorale ou infralittorale supérieure des mollusques (*Ostrea edulis*, *Mytillus galloprovincialis*).

Les assemblages détritiques présents dans les cordons littoraux actuels et fossiles sont issus des biocénoses des étages médio et infralittoral proches (Tab. 15). Dans le contexte sédimentaire des plaines littorales deltaïques, ces cordons à faible extension dans le domaine immergée sont particulièrement influencés par les faunes des substrats sableux ou vaseux.

Ainsi, les assemblages du cordon actuel du Golfe de Fos, sont formés d'espèces médio et infralittorales communes des substrats durs (moules et huîtres) à faible diversité spécifique mais à forte densité faunistique et aussi par de nombreuses espèces des sables fins bien calibrés (*Mactra corallina* et *Acanthocardia tuberculata*), milieu qui succède immédiatement au cordon dans le domaine immergé.

Pour les cordons fossiles, au Cavaou et dans le Marais de Fos, les assemblages sont dominés par les espèces des substrats durs et celles des algues photophiles de l'herbier (*Ostrea edulis*, *Mytillus galloprovincialis*).

Espèces	signification écologique	Vig.4 cordon	Cordon fossile	Cordon actuel
		fossile	remblai	golfe de Fos
Gastéropodes				
<i>Cerithium rupestre</i>	SD/HP/AP/infr			
<i>Bittium reticulatum</i>	AP			présence
<i>Tornus subcarinatus</i>	infr/HP			
<i>Gibbula guttadoroi</i>	infr/R./HP			absence
<i>Jujubinus militaris</i>	infr/R./HP			
<i>Littorina neritoides</i>	infr/R./HP			
<i>Fusinus syracusanus</i>	infr/R./Sab.			
<i>Charonia nodifer</i>	R./chenaux intermattes			
<i>Rissoela opalina</i>	Fond Vaseux			
<i>Calliostoma granulatum</i>	Fond Vaseux/sableux			
<i>Theodoxus fluviatilis</i>	ED			
<i>Truncatella subcylindracea</i>	eau saumâtre			
<i>Cerithium vulgatum</i>	Lre			
<i>Rissoa lineolata</i>	sspr			
<i>Buccinum monterosatoi</i>	sspr			
<i>Cymatium corrugatum</i>	sspr			
<i>Gibbula magnus</i>	sspr			
<i>Ptychostomidae</i> ind.	sspr			
<i>Trochus erythraeus</i>	sspr			
<i>Ocenebra erinacea</i>	sspr			
<i>Himia nassa reticulata</i>	SFBC			
<i>Neverita josephinia</i>	SFBC			
<i>Patella coerulea</i>	Supra rocheux à -10m			
<i>Patella vulgatum</i>	Supra rocheux à -10m			
<i>Trunculariopsis trunculus</i>	Roche infr/Circa			
Pelecypodes				
<i>Gastrana cf. fragilis</i>	Ind. dess.			
<i>Cerastoderma glaucum</i>	LEE			
<i>Cerastoderma lamarckii</i>	LEE			
<i>Abra ovata</i>	LEE			
<i>Loripes lacteus</i>	SVMC			
<i>Venerupis aureus</i>	SVMC			
<i>Laevicardium oblungum</i>	SVMC			
<i>Venerupis decussatus</i>	SVMC			
<i>Donax semistriatus</i>	SFHN			
<i>Spisula subtruncata</i>	SFBC			
<i>Acanthocardia tuberculata</i>	SFBC			
<i>Ensis siliqua</i>	SFBC			
<i>Maetra corallina</i>	SFBC			
<i>Maetra corallina variété lignaria</i>	SFBC			
<i>Chanelea (Venus) gallina</i>	SFBC			
<i>Pavicardium minimum</i>	Mixt			
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	R. médio			
<i>Ostrea edulis</i>	R. médio/infr.			
<i>Ostrea cf. stentina</i>	R. Infra			
<i>Chlamys glabra</i>	R. Infra			
<i>Barnea parva (Pholadidae)</i>	perforatrice roches infr.			
<i>Spondylus gaederopus</i>	R. Infra/Circa.			
<i>Arca noae</i>	R. Infra			
<i>Pavicardium papillosum</i>	bioindicatrice de pollution			
<i>Pavicardium exiguum</i>	Lre préférentielle du DC			
<i>Modiolus sp.</i>	sspr			
<i>Chlamys multistriata</i>	sspr			
Crustacé				
<i>Ballanus sp.</i>	supra et médio rocheux			
nombre d'espèces		24	13	20

Tab. 15 Comparaison des faunes fossiles des cordons de galets aux faunes actuelles des cordons du Golfe de Fos

Dans le marais du Vigueirat (carotte VIG4), s'y ajoutent les espèces des substrats meubles envasés (*Loripes lacteus*, *Venerupis aureus*) ; celles des substrats rocheux restent en densité faunistique les mieux représentées. Cette caractéristique est cohérente avec les observations de terrains, qui montrent l'abondance des galets.

Les assemblages des cordons de galets sont donc marqués par un caractère détritique mais qui rend compte d'un environnement proche, et par un assemblage des substrats en place ou peu remanié.

Au total, la sédimentologie et les faunes des carottes VIG1, 2 et 3, et des sondages ou observations réalisés dans ce secteur, permettent de proposer un schéma de l'évolution dynamique du milieu dans le marais du Vigueirat. Au dessus des tourbes basales, le développement des faciès lagunaires et laguno-marins le long de la bordure de Crau confirme les études antérieures (Kruit & van Andel, 1955 ; Oomkens, 1970 ; L'Homer, 1974) et traduit la montée générale du système phréatique. Des apports détritiques permettent ensuite la mise en place d'un système de cordon sableux, occupé par des lagunes plus ou moins envasées. Mais, entre 787 et 549 av. J.C., un recul du littoral, resté probablement proche, envahit les lagunes. Le tracé NW-SE du littoral reste toujours parallèle à la bordure de Crau. L'influence du domaine marin reste donc importante tardivement, soulignant la lenteur du comblement estuarien. Les modifications de la sédimentation semblent mettre en évidence une élévation rapide du niveau marin relatif entre la fin de l'Antiquité et le haut Moyen Age.

Conclusion § 1.2

Plusieurs niveaux de tourbes ont été mis en évidence à la base des stratigraphies. Ils complètent les données collectées dans les secteurs proches du littoral actuel. D'autre part, la mise en évidence de traits de côte et de conditions laguno-marines ou marines exercées sur la plaine deltaïque du Grand Plan du Bourg marquent le prolongement tardif de l'influence marine dans ce secteur. En effet, le cordon de galets mis en évidence dans le marais du Vigueirat et vers le grand Bois Vieil à 14 Km au nord du littoral actuel et de direction nord-ouest/sud-est indique un comblement tardif du sommet de la plaine deltaïque. Mais ces sondages sur la marge du delta rendent seulement compte d'un état de remplissage de surface.

Conclusion Chapitre I :

Comme pour les indicateurs archéologiques ces données stratigraphiques permettent de positionner verticalement et latéralement le niveau de la mer à des degrés de précision divers. Latéralement sur les sites géographiquement proches, les corps sédimentaires ont pu parfois être suivis de façon continue. La confrontation des données devrait permettre à une échelle locale d'apporter une grande précision dans les translations du rivage autour des sites archéologiques de Fos Saint-Gervais. A l'échelle de la marge orientale depuis Fos à Mas Thybert la précision, compte tenu de l'espace concerné et du faible nombre de sondage, devrait être bien moindre.

Verticalement, les résultats devraient être moins hétérogènes compte tenu du nombre important de faciès tourbeux identifiés depuis le domaine littoral jusqu'aux tourbières dulçaquicoles en bordure de la plaine deltaïque.

Chapitre II. Mobilité du niveau marin sur la marge orientale du delta du Rhône

L'ensemble des données acquises permet de proposer une synthèse des variations du niveau marin relatif dans le golfe de Fos et un scénario de la mobilité latérale du littoral. Ces deux mouvements seront présentés et analysés successivement.

2.1. Les variations verticales du niveau marin relatif

L'analyse sédimentologique et faunistique permet de définir une paléobathymétrie pour chaque corps sédimentaire, avec une fourchette d'incertitude variable.

Nous rappellerons les principaux résultats acquis, en regroupant les indicateurs en trois catégories, lesquels fournissent chacun des résultats homogènes analysés séparément. La première catégorie est formée par les vestiges archéologiques. Les deux autres (les tourbes et les sédiments clastiques marins ou lagunaires) définissent des paléo-environnements ; le degré d'incertitude et la fiabilité de leurs indications sont très inégaux. Rappelons en outre que nos données ont été recueillies, à la fois sur le littoral lui-même, en milieu immergé et émergé, et sur la plaine deltaïque.

Chaque catégorie permet de dresser un diagramme âge/profondeur des niveaux marins fossiles mesurés ou déduits.

Pour les carottages et sondages terrestres, la mesure altimétrique a été acquise avec une lunette de nivellement SLOM, à partir de points NGF amenés sur les sites par théodolite à visée laser. Pour les carottages marins et les structures archéologiques immergées, la bathymétrie a été calculée au moyen d'une sonde, par rapport à la surface de la mer à un instant T, puis calée en NGF grâce aux marégraphes du port pétrolier, situés entre 2 km et 4 km des sites.

2.1.1. Préalables méthodologiques

Certains corps sédimentaires ne sont datés que de façon relative par leur position dans la succession stratigraphique, dans la logique d'une montée uni-directionnelle du niveau marin relatif (Laborel *et al*, 1996, Morhange, 1994). Ils sont encadrés par des dates obtenues sur des formations antérieures et postérieures. La fourchette d'incertitude chronologique est donc importante, d'autant que nous avons mis en évidence l'existence de lacunes stratigraphiques. La logique de la superposition des unités permet cependant de déterminer, pour chacune d'elle, le niveau maximum atteint par la mer.

Dans plusieurs cas, il est seulement possible d'établir une position originelle immergée ou émergée, sans autre précision. Le vestige daté ne fournit donc qu'une estimation d'une position maximale ou minimale du niveau marin. L'imprécision est telle qu'elle ne permet pas alors d'intégrer ces points dans les diagrammes. Ainsi, bien que la partie émergée de plusieurs cordons littoraux soit positionnée et datée, elle ne permet de définir qu'une position maximale du niveau marin correspondant, avec une incertitude de plusieurs mètres.

Les indicateurs archéologiques émergés ou immergés ne fournissent que des informations localisées dans l'espace et le temps : situés dans le golfe de Fos, ils appartiennent tous aux premiers siècles de notre ère. Cette homogénéité ne permet pas de calculer une tendance. Par ailleurs, la datation se heurte parfois à la dispersion chronologique des indices archéologiques et nous avons dû

nous contenter d'une chronologie de type *postquem* (Cf. Part. I/Chap. IV), du fait de la l'absence des niveaux archéologiques superposés. Dans chacun de ces cas l'absence de l'une des bornes chronologique ou altimétrique ne permet pas une représentation graphique en nuage de points.

Par contre, les tourbes dulçaquicoles s'avèrent un indicateur paléobathymétrique performant. Les restitutions les plus récentes de la variation relative du niveau marin dans les plaines littorales s'appuient d'ailleurs sur la base des corps tourbeux considérés comme une donnée des plus fiables (Jelgersma, 1966 ; Ters, 1973 ; van de Plassche, 1982 ; Denys & Baeteman, 1995 ; Baeteman, Törnqvist *et al.*, 1998).

A partir de la mesure des milieux actuels, nous avons considéré que la construction des tourbes est active entre 0 et +0,7 m au-dessus du 0 NGF. Chaque prélèvement a été daté par le radiocarbone, mais l'incertitude statistique de la date obtenue est variable selon les échantillons et les laboratoires. Seulement deux laboratoires sont à l'origine des données ce qui réduit les sources d'erreurs liées aux protocoles de préparations dont 80% des résultats proviennent du Laboratoire de datation par le Radiocarbone de Lyon et 20% du Laboratoire de géologie du quaternaire (LGQ). Par ailleurs, nous avons utilisé et calibré, quatre dates réalisées pour Triat-Laval (1978) dans les tourbières de Pont Clapet et des Grands Paluds par le Laboratoire du Radiocarbone de Lyon : leur signification paléobathymétrique est cohérente avec celle des autres dates.

L'effet des tassements par compaction a été estimé à partir des mesures instrumentales effectuées par le Port Autonome de Marseille. Dans la mesure du possible, nous avons toujours privilégié les niveaux situés à la base, sur le substrat non compressible.

2.1.2. La variation relative du niveau marin, estimée d'après les tourbes dulçaquicoles

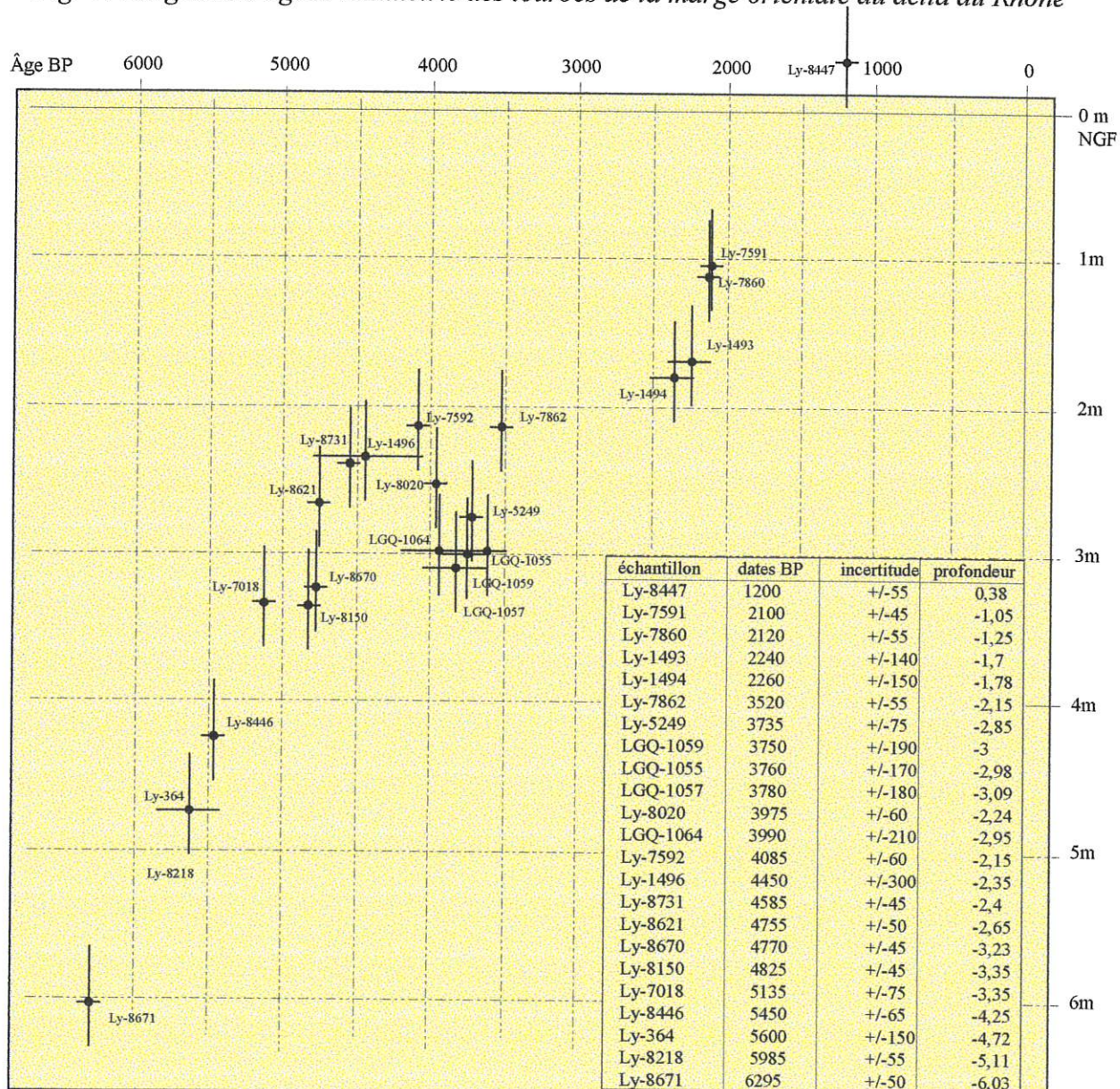
La relation âge/altimétrie de l'ensemble des niveaux datés est représentée sur la figure 44. Elle reflète l'élévation du système phréatique dépendante du niveau marin, dans le cas particulier de la plaine littorale deltaïque de la marge orientale du delta du Rhône. Les datations figurent en âges BP car, pour une question de comparaison avec les résultats obtenus par Laborel *et al.*, (1996) nous préférons conserver l'âge radiocarbone (cf. Partie I Chap. IV). Le diagramme intègre les fourchettes d'incertitude chronologique des datations, la fourchette d'incertitude altimétrique (0 à 0,7 m) et le tassement. Ces variations sont selon les résultats obtenus à partir des sites littoraux (Anse de Saint-Gervais, Marais de Fos, Cavaou et Marais du Cavaou) sont cohérents avec ceux des sites plus internes (marais du Vigueirat). Ils s'organisent en trois ensembles de points :

-entre 6295 et 4085 BP., le niveau du plan d'eau monte de -6m à -2m environ. Les points s'alignent selon une pente régulière.

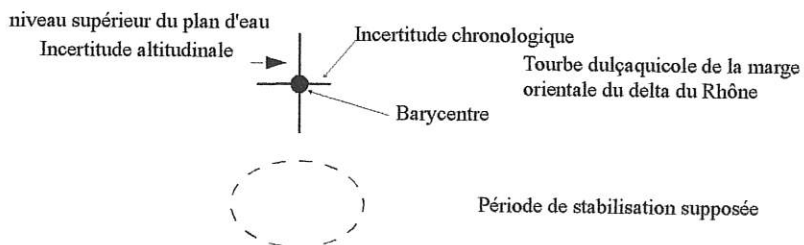
-entre 3999 et 3520 B.P., on remarque deux ensembles de points. Les plus bas proviennent de sondages anciens dans le marais du Cavaou (1990), dont nous n'avons pas observé ni mesuré nous-mêmes les stratigraphies. Leur position paraît *a priori* suspecte et nous n'en tiendrons pas compte. Les autres points enregistrent une montée lente, voire un stationnement vers -2 m NGF pendant plus d'un millénaire.

-entre 2260 B.P. et 1200 B.P., le plan d'eau monte de 1,5 m environ. L'espacement entre les points est plus important, leur distribution est moins régulière que dans la partie basse de la figure. Ce manque de points qui affecte la courbe à partir de 3000 BP nuit à l'appréciation claire de la tendance.

Fig. 44 Diagramme âgeBP/altimétrie des tourbes de la marge orientale du delta du Rhône



Datations des tourbes de la marge orientale du delta du Rhône



Cette allure générale décomposée en trois périodes est favorable à une modélisation par régressions linéaires. Ces dernières permettent à partir des équations de droite de régression (Niveau marin = $a \cdot \text{temps} - b$) de calculer des vitesses de montée théorique du niveau marin relatif.

A partir de deux dates d_1 et d_2 , on peut obtenir deux niveaux théoriques de position du plan d'eau p_1 et p_2 en fixant successivement dans l'équation de régression deux dates (variable temps). La vitesse théorique d'élévation est obtenue par la division de l'écart altitudinal ou élévation théorique brute entre p_1 et p_2 par l'écart entre les deux dates d_1 et d_2 .

Cette méthode permet aussi de comparer nos résultats avec ceux de Morhange (1994) et Laborel *et al.*, (1996) à partir de bioindicateurs sur les substrats résistants des littoraux de Provence occidentale auxquels nous avons appliqué les mêmes principes de calcul de vitesse théorique d'élévation. Les régressions sont effectuées en prenant en compte les âges BP.

Le graphe du nuage de points âge BP/profondeur s'organise en trois périodes, dont les limites sont proches de celles du diagramme âges/profondeur (cf. fig. 44). La régression linéaire sur l'ensemble de la série satisfait à une partie des conditions de validité statistique (fig. 45):

- forte part d'information (83%) prise en compte par le modèle (exprimée par la valeur du R^2)
- supériorité du coefficient de corrélation (r) au seuil défini par Bravais & Pearson pour un risque d'erreurs de 2% (le même risque d'erreurs est retenu pour les régressions suivantes).

Mais compte tenu de la forme du nuage et afin de satisfaire au mieux aux conditions de linéarité et d'inclinaison de celui-ci dans le plan cartésien nous proposons de le regrouper en deux ensembles, entre 6295 et 4450 BP et entre 4085 et 1200 BP. Malgré la faible élévation, de 4085 à 3520 BP mise en évidence graphiquement, nous ne séparons pas les points de la partie haute de la courbe. Car en effet, scinder à nouveau le nuage réduirait considérablement le nombre d'observations et affaiblirait la validité de la modélisation. Par contre, nous effectuerons deux régressions pour l'ensemble supérieur, l'une incluant les données 1990 du marais du Cavaou, l'autre les excluant.

La première partie de la courbe (fig. 46) entre 6295 BP (Ly-8671) et 4450 BP (Ly-1496) présente une forte inclinaison, et les points, régulièrement espacés, s'alignent parfaitement. Le coefficient de détermination est très élevé ($R^2=0,96$) et le coefficient de corrélation ($r=0,98$) largement au-dessus du seuil de significativité ($r > |0,71|$) pour les 10 observations constituant la série.

A partir de l'équation de la droite, nous obtenons une vitesse d'élévation brute de 0,20 cm/années BP.

La deuxième partie de la courbe entre 4085 et 1200 BP (fig. 47), dans le cas incluant les données 1990 du marais du Cavaou, présente une plus forte dispersion des points et une obliquité et une linéarité plus faible. Le coefficient de détermination est élevé ($R^2=0,79$) et le coefficient de corrélation ($r=0,89$) largement au-dessus du seuil de significativité ($r > |0,68|$), pour 11 des observations constituant la série. La vitesse d'élévation brute est de 0,09 cm/années BP.

Si nous excluons de la régression les données du Cavaou (fig. 48), l'ajustement linéaire au nuage de points est sensiblement modifié pour la même période. Le coefficient de corrélation ($r=0,85$) est largement supérieur au seuil de significativité ($r > |0,78|$; pour 8 observations) mais la part d'information expliquée par la régression linéaire diminue sensiblement ($R^2=0,73$), l'élévation brute théorique pour la période est de 2 m et la vitesse d'élévation théorique est de 0,07 cm/années BP. Compte tenu de la différence notable entre ces deux valeurs et des erreurs

Echantillon	Dates BP	Profondeur (barycentre)
Ly-8447	1200	0,38
Ly-7591	2100	-1,05
Ly-7860	2120	-1,25
Ly-1493	2240	-1,7
Ly-1494	2260	-1,78
Ly-7862	3520	-2,15
Ly-5249	3735	-2,85
LGQ-1059	3750	-3
LGQ-1055	3760	-2,98
LGQ-1057	3780	-3,09
Ly-8020	3975	-2,24
LGQ-1064	3990	-2,95
Ly-7592	4085	-2,15
Ly-1496	4450	-2,35
Ly-8731	4585	-2,4
Ly-8621	4755	-2,65
Ly-8670	4770	-3,23
Ly-8150	4825	-3,35
Ly-7018	5135	-3,35
Ly-8446	5450	-4,25
Ly-364	5600	-4,72
Ly-8218	5985	-5,11
Ly-8671	6295	-6,03

totalité de la série en Âge BP

Echantillon	Dates BP	Profondeur (barycentre)
Ly-8671	6295	-6,03
Ly-8218	5985	-5,11
Ly-364	5600	-4,72
Ly-8446	5450	-4,25
Ly-7018	5135	-3,35
Ly-8150	4825	-3,35
Ly-8670	4770	-3,23
Ly-8621	4755	-2,65
Ly-8731	4585	-2,4
Ly-1496	4450	-2,35

fig. 45 Représentation Âge/Profondeur des niveaux de tourbe sur la marge orientale du delta du Rhône

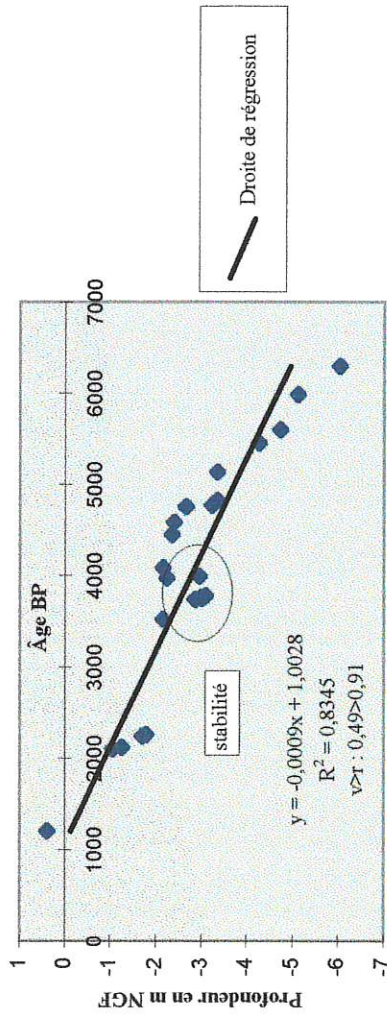
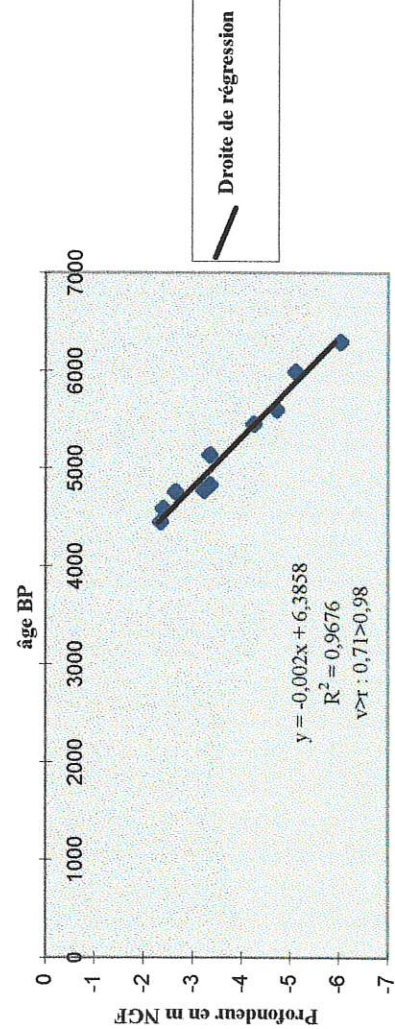
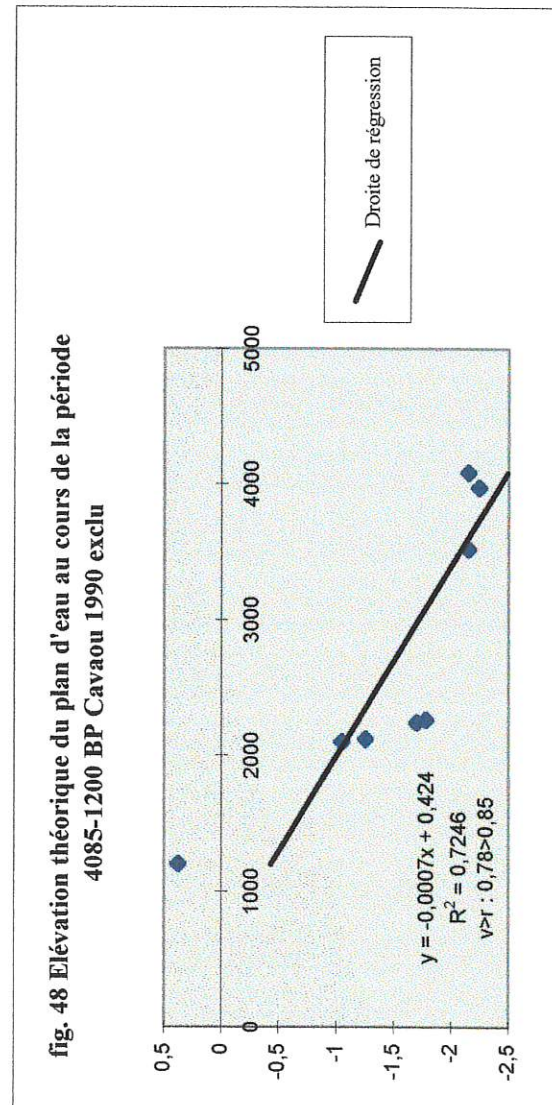
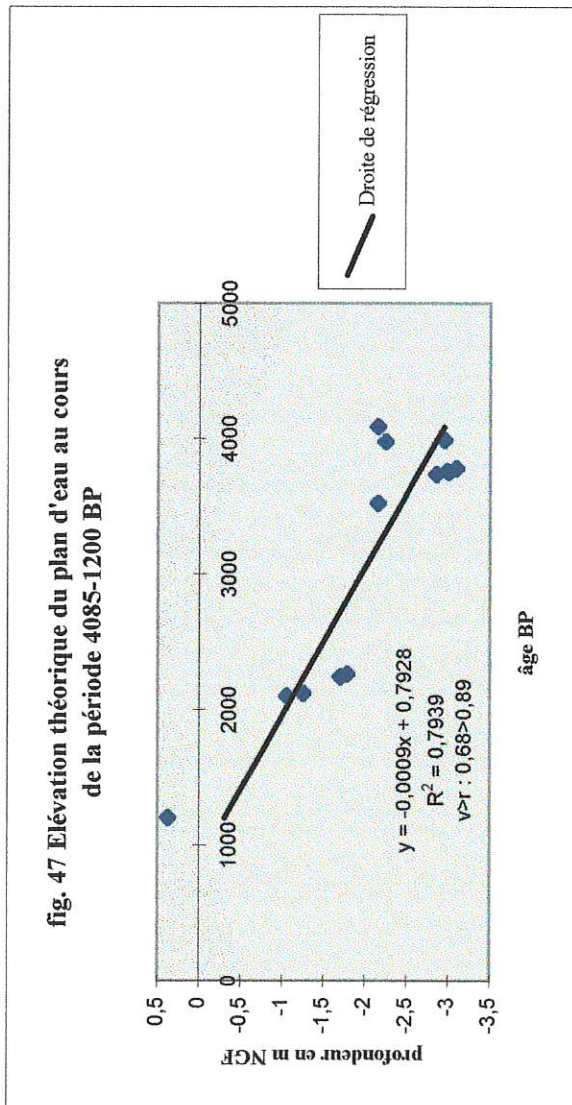


fig. 46 Elevation théorique du plan d'eau au cours de la période 6295-4450 BP



Echantillon	Dates BP	Profondeur (barycentre)
Ly-8447	1200	0,38
Ly-7591	2100	-1,05
Ly-7860	2120	-1,25
Ly-1493	2240	-1,7
Ly-1494	2260	-1,78
Ly-7862	3520	-2,15
Ly-5249	3735	-2,85
LGQ-1059	3750	-3
LGQ-1055	3760	-2,98
LGQ-1057	3780	-3,09
Ly-8020	3975	-2,24
LGQ-1064	3990	-2,95
Ly-7592	4085	-2,15

Echantillon	Dates BP	Profondeur (barycentre)
Ly-8447	1200	0,38
Ly-7591	2100	-1,05
Ly-7860	2120	-1,25
Ly-1493	2240	-1,7
Ly-1494	2260	-1,78
Ly-7862	3520	-2,15
Ly-8020	3975	-2,24
Ly-7592	4085	-2,15



vraisemblables qui entachent les données du Cavaou de 1990, nous retiendrons pour la période 4085-1200 BP, une vitesse d'élévation de 0,07 cm/années BP.

Deux périodes d'élévation rapide du niveau marin relatif sont donc séparées par une période de stabilisation. Le nombre d'observations encore réduit (23 niveaux) ne permet pas de décomposer à outrance le nuage de points. Mais il est clair que la montée relative du niveau marin sur la marge orientale du delta présente un profil irrégulier avec une rupture de pente entre 4085 à 3520 BP (cf. fig. 44).

Les vitesses d'élévations brutes du niveau marin sont de 0,20 cm/années BP de 6295 à 4450 BP et de 0,07 cm/années BP entre 4085 et 1200 BP.

En âge calibré, les trois tendances se répartissent comme suit (fig.49) :

-entre 5300 et 3100 av. J.C., le niveau du plan d'eau monte de -6m à -2m environ. L'intervalle chronologique entre les points est régulier.

-entre 3100 et 2000 av. J.C., les points enregistrent une montée lente, voire un stationnement vers -2 m NGF pendant plus d'un millénaire. Les points du Cavaou enregistrent la même tendance mais sont simplement décalés vers le bas de 0,5m environ.

-entre 2000 av. J.C. et le Xème s. ap. J.C., le plan d'eau monte de 1,5 m environ. Mais le corpus de données est moins important. L'espacement entre les points est plus grand, leur distribution est moins régulière que dans la partie basse de la figure.

2.1.3. La variation relative du niveau marin, estimée d'après formations littorales détritiques

La figure 50 compare les principaux résultats (extension verticale et âge des corps sédimentaires détritiques, Tab 16) à ceux obtenus à partir des tourbes. La sédimentologie et les faunes fournissent une indication paléobathymétrique avec deux types d'incertitudes :

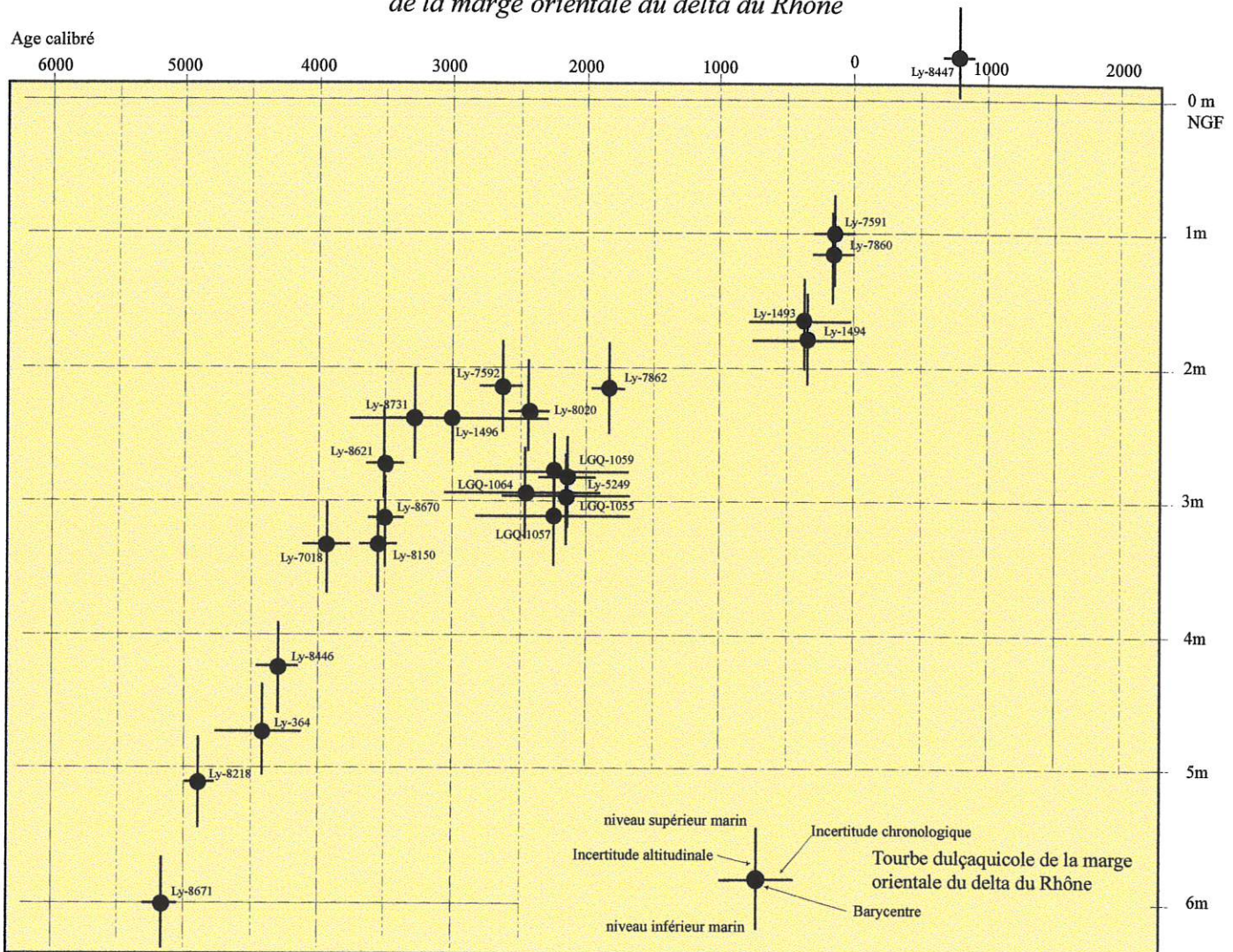
- soit ils permettent une estimation de la position maximale ou minimale du niveau marin, avec une faible précision, à partir de milieux immergés ou émergés identifiés.

Dans le cas de sédiments de la plage immergée, associés à des faunes infralittorales, une flèche vers le haut indique l'altitude minimale du niveau marin, compte tenu de l'exigence des espèces, si elle a pu être clairement déterminée.

Dans le cas de plages émergées ou de la partie haute de cordon de galets, l'altitude minimale de la partie émergée du corps sédimentaire est indiquée par une ligne en traits tirés. Le niveau marin est obligatoirement inférieur à cette limite.

- soit ils permettent une estimation plus précise du niveau marin relatif, à partir d'environnements proches de l'estran. C'est le cas des corps sédimentaires traduisant un hydrodynamisme fort, souvent grossiers et mal triés, à faible aplatissement pour les galets. Leurs assemblages fauniques comprennent une forte proportion d'éléments détritiques, où dominent les espèces médiolittorales, parfois à affinités saumâtres, associées aux espèces du sommet de l'étage infralittoral. Une double flèche indique alors l'intervalle dans lequel le niveau marin se situe.

fig. 49 Diagramme âge calibré/altimétrie des tourbes dulçaquicoles de la marge orientale du delta du Rhône



code labo	position estimée du plan d'eau	date BP	calibration
Ly-8447	+0,75/+0,05	1200 +/- 55	700/965 ap. J.C.
Ly-7591	-0,7/-1,4	2100 +/-45	-305 av. J.C./2 ap. J.C.
Ly-7860	-0,9/-1,60	2120 +/-55	342 av. J.C./0
Ly-1493	-1,35/-2,05	2240 +/-140	747 av/46 ap. J.C.
Ly-1494	-1,43/-2,13	2260 +/-150	743 av./43 ap. J.C.
Ly-7862	-1,8/-2,4	3520 +/-55	1964/1702 av. J.C.
Ly-5249	-2,5/-3,2	3735 +/-75	2385/1928 av. J.C.
LGQ-1059	-2,65/-3,35	3750 +/-190	2853/1674 av. J.C.
LGQ-1055	-2,63/-3,33	3760 +/-170	2615/1689 av. J.C.
LGQ-1057	-2,74/-3,40	3780 +/-180	2856/1689 av. J.C.
Ly-8020	-1,89/-2,59	3975 +/-60	2617/2297 av. J.C.
LGQ-1064	-2,60/-3,30	3990 +/-210	3033/1891 av. J.C.
Ly-7592	-1,8/-2,40	4085 +/-60	2858/2483 av. J.C.
Ly-1496	-2,0/-2,70	4450 +/-300	3807/2294 av. J.C.
Ly-8731	-2,05/-2,75	4585 +/-45	3488/3112 av. J.C.
Ly-8621	-2,3/-3	4755 +/-50	3635/3383 av. J.C.
Ly-8670	-2,88/-3,58	4770 +/-45	3638/3388 av. J.C.
Ly-8150	-3/-3,7	4825 +/-45	3690/3414 av. J.C.
Ly-7018	-3/-3,7	5135 +/-75	4138/3767 av. J.C.
Ly-8446	-3,9/-4,6	5450 +/-65	4452/4106 av. J.C.
Ly-364	-4,37/-5,07	5600 +/-150	4774/4094 av. J.C.
Ly-8218	-4,76/-5,46	5985 +/-55	5005/4789 av. J.C.
Ly-8671	-5,68/-6,38	6295 +/-50	5315/5089 av. J.C.

La comparaison avec les résultats obtenus sur les tourbes (fig.50) appelle plusieurs remarques :

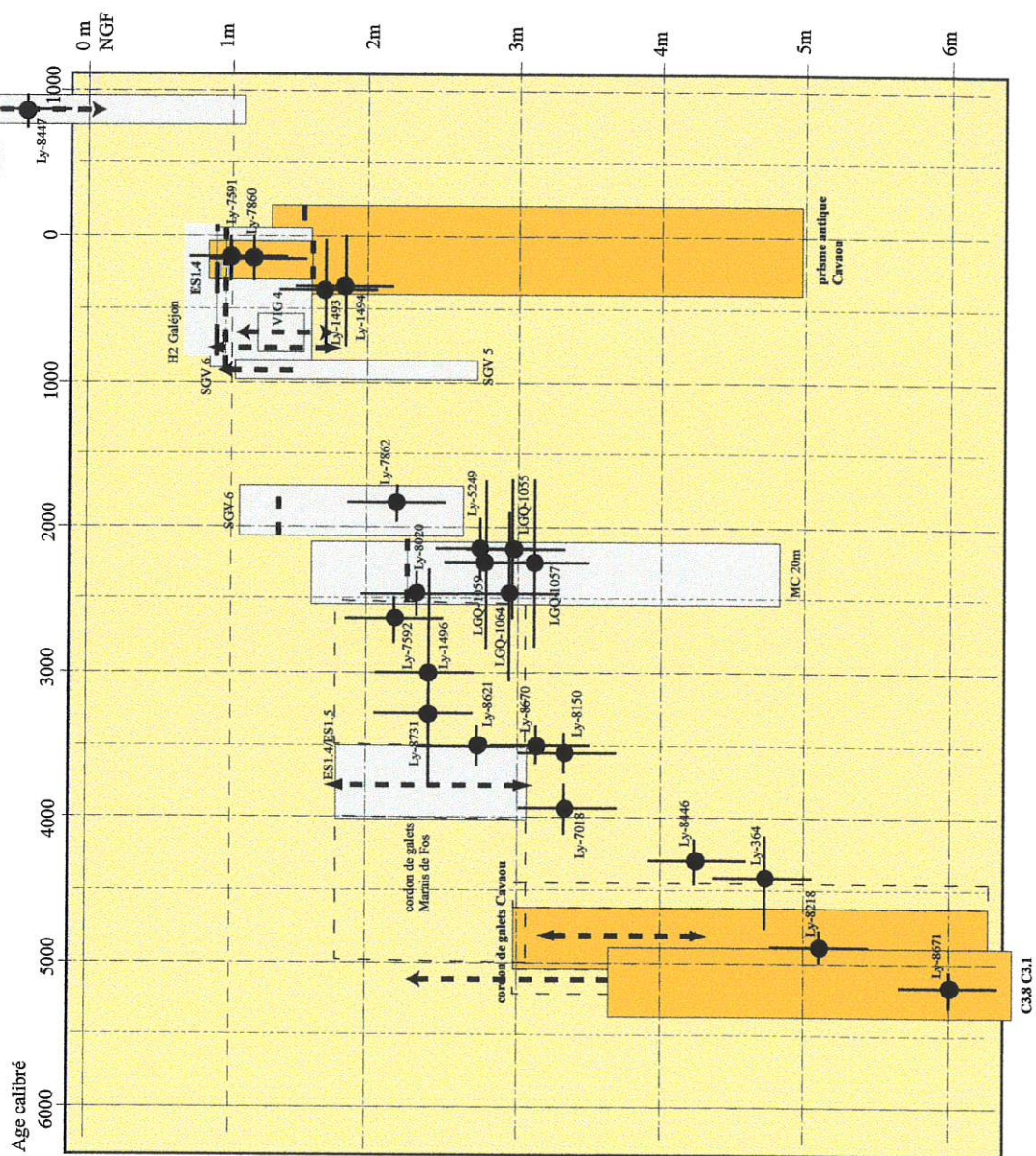
- les positions des points correspondants aux corps sédimentaires non tourbeux sont généralement compatibles avec celles issues des tourbes. Les hypothèses paléo-bathymétriques émises à leur sujet sont ainsi partiellement justifiées. Cette remarque générale souffre cependant de deux exceptions :

- dans l'anse du Cavaou, les faciès infralittoraux de la lagune 5300/4800 av. J.C. et du cordon de galets qui la submerge sont situés au-dessus du niveau marin, indiqué par les tourbes de trois sites différents (Vigueirat, marais des Grands Paluds et du Cavaou). Les tourbes utilisées proviennent exclusivement de la base des stratigraphies et ne sont pas sujettes à déformations. Nous privilégierons donc l'hypothèse d'une surestimation du niveau marin à partir des corps sédimentaires.

- le sommet du prisme littoral sableux antique du Cavaou et le dépôt de tempête du Marais de Fos (ES1.4) paraissent surbaissés de quelques décimètres. Ils ne peuvent pourtant en aucun cas, s'être déposés en milieu infralittoral : le dépôt de tempête, mis en place sur la tourbière, est bien caractérisé par sa granulométrie et sa richesse en minéraux lourds ; le sommet du prisme du Cavaou est scellé par un bâtiment romain construit au moins partiellement hors d'eau. Dans l'hypothèse, émise par J.M. Gassend, de hangars à bateaux situés sur l'estran, on peut admettre l'immersion de la partie aval du sommet du prisme ; mais la totalité du bâtiment ne peut, en aucun cas, se situer sous le niveau marin. Les pavages de galets et la granulométrie des sables confirment d'ailleurs le caractère émergé de ce secteur.

D'autres facteurs doivent donc être évoqués pour expliquer la position anormale des niveaux marins relatifs déduits de ces corps sédimentaires (cf. partie III).

fig. 50 Comparaison des niveaux marins relatifs estimés à partir des indicateurs sédimentaires aux niveaux altimétriques des tourbes dulçaquicoles de la marge orientale du delta du Rhône



chronologie relative
 - - - - -
 niveau minimal
 supralittoral
 ————
 position estimée
 du niveau marin
 Extension du corps sédimentaire

●
 Tourbe dulçaquicole de la marge
 orientale du delta du Rhône

■
 indicateurs sédimentaires
 incompatibles avec les résultats
 obtenus par les tourbes

Echantillon	Code labo	sites	Niveau corps sédimentaire sup.	Niveau corps sédimentaire inf.	Position estimée du niveau marin	Nature de la formation	Date BP	Calibration
MC 20 346-353	Ly-8219	marais du Cavaou	-1,88	-4,58	nivmar<-2,3	cordon sableux	4285 ±50	2565/2296 av. J.C.
ES 1,1	Ly-7861	marais de Fos	-1,2	1,5	-0,2 à +0,75	cordon sableux	1520 ±50	793/995 ap. J.C.
cordon de galets ES1.4/ES1.5	Ly-7593/Ly-7592	marais de Fos	-1,75	-3,35	-1,70/-3,10	cordon de galets	entre 6465 ±55 et 4085 ±60	5455/5286 av. J.C. 2858/2483 av. J.C.
ES 1.4	Ly-7860	marais de Fos	-0,85	-1,65	-2,2/-1,5	dépôt tempête	entre 2120 ±55 et 2100 ±45	342 av. J.C./0 305 av./2 ap. J.C.
SGV 6	Ly-7687/Ly-7862	Saint-Gervais	-1,45	-2,55	nivmar<-1,5	cordon sableux 1	entre 4195 ±50 et 3520 ±40	2455/2169 av. J.C. et 1964/1702 av. J.C.
SGV6	Ly-7863	Saint-Gervais	-1,1	-2,7	-0,75/-1,70	Lagune	2690 ±45	915/791 av. J.C.
	chronologie archéologique	Saint-Gervais	-0,85	-1,45	nivmar<-0,95	cordon sableux antique	entre 2690 ±45 et post 50 ap. J.C.	915/791 av. J.C. post 50 ap. J.C.
C8.2/C3.1	Ly-7020/Ly-7021	Cavaou	-4,3	-6,9	-3,2/-2,3	lagune	entre 6560 ±85 et 6120 ±55	5314/4893 av. J.C. 4728/4458 av. J.C.
Cavaou galets	Ly-7021/Ly-7159	Cavaou	-3	-6,6	-3,15/-4,35	cordon galets	entre 6560 ±85 et 6120 ±55	5314/4893 av. J.C. 4728/4458 av. J.C.
	chronologie archéologique	Cavaou	-1,3	-5	nivmar<-1,5	prisme antique		1er/IIe s. ap.
H2	LQ-1056	Galéjon	-0,7	-0,9	nivmar<-0,9	plage	2330 ±180	823 av./63 ap. J.C.
VIG4	Ly-8023	Vigueirat	-1,24	-1,55	-1,09/-1,65	cordon galets	2886 ±40	787/549 av. J.C.

Tab. 16 Liste et caractéristiques des indicateurs sédimentaires de la marge orientale du delta du Rhône permettant une estimation du niveau marin relatif

2.1.4. La variation relative du niveau marin dans le Golfe de Fos, estimée d'après les indicateurs archéologiques

Elle est nécessairement réduite à quelques siècles (entre IV^{ème} s. av. J.C. et II^{ème} s. ap. J.C.). Pour les comparer aux résultats obtenus à partir des données paléoenvironnementales, en particulier les tourbes, et compte tenu du peu de données sédimentaires disponibles pour les deux premiers siècles de notre ère, nous avons estimé le niveau marin théorique à partir de l'équation de la droite de régression de la période 4085-1200 BP. Pour un âge estimé de 1900 BP, couvrant à peu près les deux premiers siècles de notre ère, il se situe vers -1,12 m.

Deux cas apparaissent:

- des vestiges, émergés à l'origine, en position submergée, totalement anormale,
- des vestiges en position normale : soit construits sur l'estran et inclus dans les fourchettes bathymétriques déduites des tourbes, soit conformes à la paléobathymétrie supposée des corps sédimentaires sur lesquels ils reposent, soit situés largement au-dessus du niveau marin estimé.

2.1.4.1 Les vestiges en position "anormale"(fig. 51)

Les stèles (*n° 10 et 5*), situées entre -2m et -3m sous le niveau marin déduit des tourbes, sont dans le premier cas. Leur position suggère deux hypothèses : (1) leur réemploi, vraisemblable pour les stèles de la Marronède (*n°10*) situées dans le secteur d'une digue, (2), leur déplacement vertical par soutirage. Cette seconde hypothèse est très probable pour les stèles du Cavaou (*n°5*), dont la disposition espacée, alignée et non associée à une autre structure permet difficilement d'envisager un réemploi. L'absence de sépultures associées aux monuments funéraires renforce la probabilité d'un déplacement. Aujourd'hui, ces stèles reposent directement sur les affleurements de cailloutis de Crau à -4m NGF ou sur le cordon de galets sub-affleurant, antérieur à 4500 av. J.C.. Seule une puissante érosion, génératrice de phénomènes de soutirage, peut permettre d'expliquer la bathymétrie aussi basse de ces stèles. Dans le chapitre 2 de cette deuxième partie, nous mettrons en évidence la concordance de ces processus avec l'évolution du rivage.

Les soutirages ne peuvent cependant pas être évoqués pour les structures bâties restées en place après leur submersion. C'est notamment le cas pour les bâtiments de l'anse du Cavaou, interprétés en terme de hangars ou *Navalia* (4). Nous avons souligné la continuité topographique entre les plots, qui s'organisent selon une pente de 1,5% vers l'aval, et évoqué leur similitude avec les rampes de halages décrites ailleurs en Méditerranée. Leur position au sommet du prisme littoral antique serait de nature à conforter cette hypothèse.

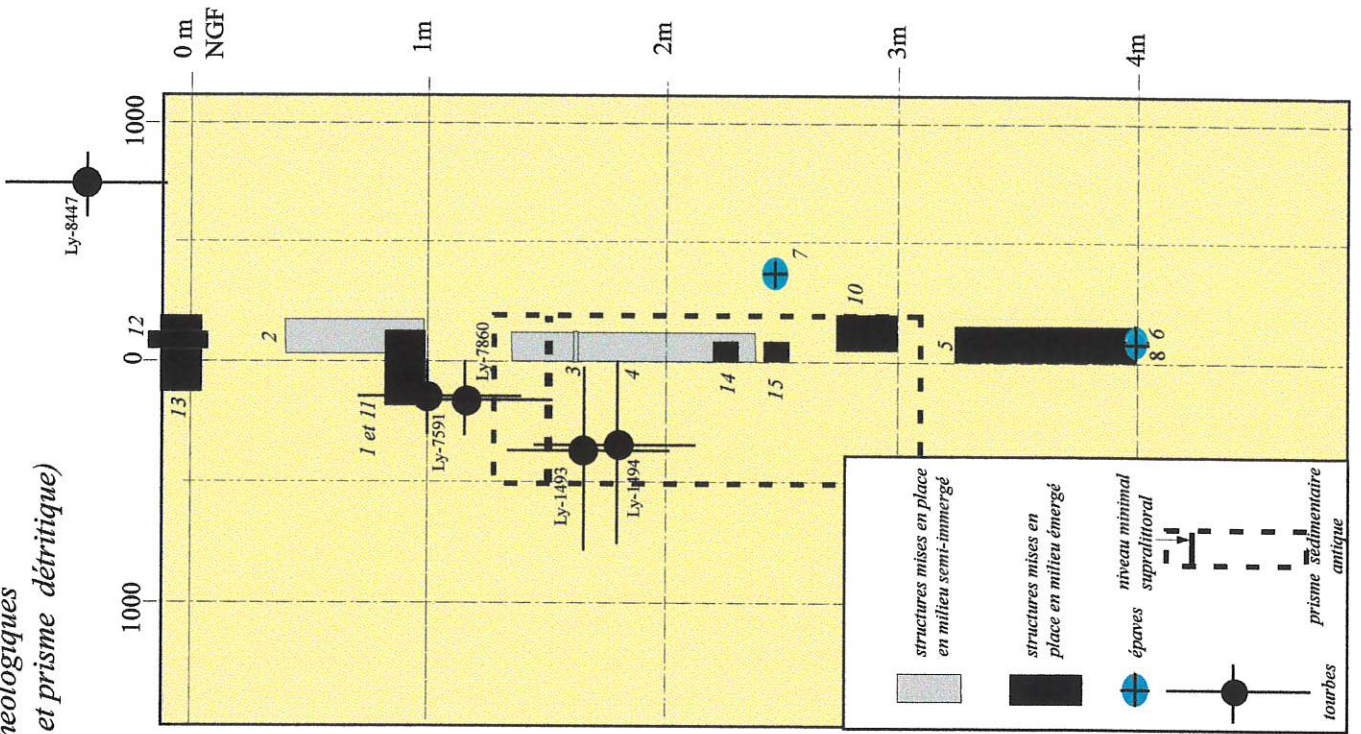
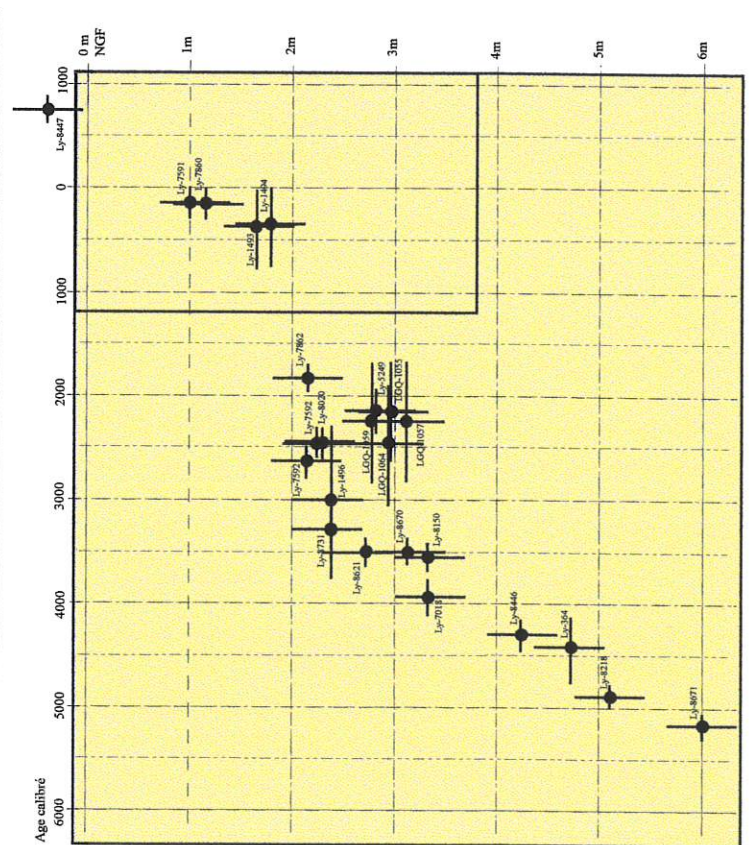
Les plots sont situés entre -1,5 et -2,5 m NGF. Les plus hauts d'entre eux, entre -1,5 et -2 m, sont compris dans la partie basse de la fourchette altimétrique du niveau marin, fournie par le prisme sédimentaire de l'antiquité.

Les plus bas, entre -2 m et -2,5 m posent question : ils auraient pu être déplacés par le soutirage ou l'érosion littorale, et se trouver par conséquent en position anormalement basse par rapport à leur construction d'origine. Cette hypothèse ne peut pas être retenue en raison de l'homogénéité de leur alignement dans l'espace et de la régularité altimétrique de leur sommet. On doit donc admettre que la partie aval du bâtiment a été construite au sommet de la plage immergée, ce qui renforce une interprétation en terme de *Navalia*.

Mais l'altitude de la structure, comme celle du sommet du prisme sableux, paraissent incompatibles avec les résultats obtenus à partir du niveau théorique des tourbes d'environ 1,55 m NGF.

fig. 51 Comparaison de la position des structures archéologiques aux indicateurs sédimentaires du niveau marin relatif (tourbes et prisme détritique)

Sites	Âge	Nature de l'artefact	Altitude en m NGF
1	antiquité romaine	carrières	-1,à la base
2	post 50 ap. J.C.	hangars	-1,6 à la base
3	8/205 ap. J.C.	poutre	-1,6 à la base
4	Ier/IIème s. ap. J.C.	hangars/navalia	-1,5/-2 à la base
5	II/IIIème ap. J.C.	stèles/autels	-4 à la base
6	139/140 ap. J.C.	épave Saint-Gervais	-4
7	VIIème s. ap. J.C.	épave Saint-Gervais	-2,5
8	Ier s. ap. J.C.	épave Saint-Gervais	-4
9	Maronnède	-	-3 à la base
10	Maronnède	digue	-1,73/-2,08 au sommet
11	Botai	antiquité romaine carrières	-0,9 à la base
12	Pte Baumasse	Iers/IIème s. ap. J.C. villa	-0,05 à la base
13	pointe Vella	antiquité romaine carrières	-0,1 à la base
14	Saint-Gervais	Ier/IIème s. ap. J.C. mur	-2, 3 à la base
15	Cavaou	Ier/IIème s. ap. J.C. palissade	-2,5 à la base



Enfin, le mur situé par $-2,3$ m de fond dans l'anse du Cavaou pose une question non-résolue. Il n'est pas affecté par le soutirage, mais se trouve en position anormalement basse par rapport aux autres données. Sa fonction énigmatique ne permet pas de le retenir comme un indicateur fiable du niveau marin.

2.1.4.2 Les vestiges en position conforme aux fourchettes bathymétriques et à la paléobathymétrie.

Il s'agit de structures, à l'origine, semi-immergées ou immergées.

La digue de la Marronède semi-immergée à l'origine, et dont le sommet n'aurait pas été conservé est située $0,60$ m en dessous de la limite inférieure du niveau marin estimé.

Trois des structures émergées, les hangars de l'anse de Saint-Gervais (2) et les carrières de Botaï et de Saint-Gervais (1 et 11) sont dans la fourchette bathymétrique des données des tourbes et donc compatibles avec elles. L'exploitation des carrières, avec un niveau marin si proche des niveaux d'extraction (entre $0,50$ m au dessous et $0,65$ m au dessus) paraît tout de même difficile compte tenu de l'absence de "digue" de protection. Le hangar de Saint-Gervais, proche du zéro de l'époque, pourrait même se situer partiellement sous le niveau marin : l'hypothèse de rampes de halage, similaires aux *Navalia*, de l'anse du Cavaou expliquerait cette situation à fleur d'eau.

Les épaves SGV1 et 3 gisent à -4 m NGF environ. Dans le cas de l'épave Saint-Gervais 3, la bonne conservation de la coque a permis d'estimer son tirant d'eau à $2,10$ m (Liou *et al*, 1990). La profondeur en ce point au II^{ème} s. ap. J.C., lors de l'échouement, est obligatoirement inférieure à $-1,90$ m NGF. Or, le niveau marin théorique défini à la même époque à partir des tourbes est compris entre $-0,75$ m et $-1,35$ m NGF. L'érosion littorale postérieure ou l'enfoncement de l'épave dans le sédiment peuvent expliquer le décalage entre les deux niveaux marins relatifs estimés. Quoi qu'il en soit, le décalage minimal de $0,45$ m semble indiquer la cohérence de l'hypothèse d'échouement.

Enfin les murs de la villa de la Baumasse et le plancher de la carrière de la pointe de Vella entre $1,4$ m et $0,7$ m au dessus du niveau marin théorique sont en situation normale.

Conclusion :

La comparaison des données archéologiques et paléo-environnementales conduit à ne retenir qu'avec prudence les indicateurs archéologiques comme des marqueurs du niveau marin relatif sur les littoraux meubles. Les remaniements affectent particulièrement les structures archéologiques, par phénomène de soutirage compte tenu de la faiblesse ou de l'absence de fondations. Mais la trace durable, même remaniée, de la structure archéologique favorise peut être ce constat, alors que les remaniements des stocks sédimentaires sont plus difficiles à mettre en évidence au sein de formations polygéniques.

Trois structures (n°4, 14, 15) au moins paraissent nettement au-dessous des estimations du niveau marin fournies par les tourbes. La conservation des hangars/*Navalia* et du mur du Cavaou exclut l'hypothèse du soutirage. La palissade, quant à elle, compte tenu de son état de conservation, a pu subir un remaniement. Le corps sédimentaire qui les porte (prisme sableux antique) est lui aussi en position particulièrement basse. Mais il est vrai que le niveau supra littoral de ce corps a été partiellement délimité sur des critères archéologiques....En l'état des données archéologiques, du faible nombre de dépôts tourbeux datés dans la période d'occupation antique de ces sites, nous ne pouvons trancher sur l'origine de la position déprimée de ces structures archéologiques.

Mais une interprétation critique de chaque structure archéologique par rapport aux données sédimentaires permet cependant d'aboutir à une restitution cohérente du niveau marin relatif au cours de l'Antiquité romaine : les indicateurs sédimentaires aboutissaient à une fourchette

Mais une interprétation critique de chaque structure archéologique par rapport aux données sédimentaires permet cependant d'aboutir à une restitution cohérente du niveau marin relatif au cours de l'Antiquité romaine : les indicateurs sédimentaires aboutissaient à une fourchette paléobathymétrique entre $-1,50$ m et $-0,75$ m. Les indicateurs archéologiques (I, II, 2) nous incitent à ne retenir que la partie basse de cette fourchette entre $-1,5$ m et -1 m.

Les données archéologiques de Fos présentent un intérêt particulier compte tenu de la submersion importante dont elles restent les témoins même si les valeurs apportées par ce travail modèrent considérablement les données archéologiques anciennes qui ne distinguaient pas les structures en place, des structures ayant pu subir un remaniement.

Conclusion § 2.1.

Le nuage de points obtenu à partir des positions réelles des niveaux marins relatifs de l'ensemble des indicateurs dessinent une "courbe" discontinue de la montée relative du niveau marin. D'abord rapide jusque vers 3500 av. J.C., l'élévation du niveau marin subit un fort ralentissement, voire une stabilisation, entre 3500 et environ 2000 av. J.C.. Enfin, les données sédimentologiques, complétées par les indicateurs archéologiques, montrent une reprise de la montée plus ou moins rapide du niveau marin relatif à partir du premier millénaire av. J.C.. Les données polliniques acquises dans le marais d'Esso (Partie I, Chap. II) confirment ce caractère discontinu. Les influences diffuses de la salinité sur la végétation de la tourbière se manifestent seulement à la base du diagramme (cf. fig. 20) après 4000 av. J.C. environ puis seront très limitées jusqu'au sommet. Mais le passage à une végétation aquatique à partir de 700/965 ap. J.C. indique un niveau marin relatif proche de l'actuel à partir de cette période.

La courbe théorique du niveau marin est caractérisée par une ascension rapide avec une vitesse d'élévation théorique de $0,20$ cm/années BP de 6295 à 4450 BP et de $0,07$ cm/années BP entre 4085 et 1200 BP.

Ces données paraissent originales par rapport aux observations effectuées sur le littoral provençal et feront l'objet d'une comparaison au cours de la troisième partie de ce travail.

2.2 Les variations latérales du trait de côte

L'organisation des corps sédimentaires permet de proposer un scénario de la mobilité littorale. Cependant la quantité inégale d'informations accumulées entre le secteur de Fos proprement dit et le Grand Plan du Bourg, ainsi que les différences de résolution spatiales entre ces deux secteurs nous amènent à les présenter séparément. Nous aborderons ensuite la question de la variation granulométrique des corps sédimentaires et de sa signification paléogéographique.

2.2.1 Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos.

Les données sédimentaires et archéologiques ne concernent que la deuxième moitié de l'Holocène, leur position sur la marge du delta au-dessus de l'isobathe, 10 m du toit du cailloutis, ne permet pas un enregistrement antérieur à 5300 av. J.C..

Les concrétions coralligènes profitent au contraire de ce faible remplissage sédimentaire et de la surface sub-affleurante du cailloutis de Crau servant de substrat dur pour son installation. Elles constituent un corpus de données complémentaires encore inexploitées. Nous proposons de les considérer comme un marqueur de la transgression dans le golfe de Fos. Elles ont déjà été

utilisées par ailleurs dans ce but (Sartoretto, 1996), mais leurs exigences écologiques semblent particulièrement adaptées aux conditions de faible éclaircissement du secteur que nous étudions.

2.2.1.1. Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des concrétions coralligènes

Ces concrétions ont permis de préciser la position du rivage vers 6500 BP au large de l'anse du Cavaou et de Saint-Gervais. Sartoretto (1996) a proposé d'utiliser le coralligène comme indicateur direct de la variation du niveau marin relatif, dont il enregistre l'élévation avec un décalage dans le temps et l'espace vertical. Ce retard est induit par la sciaphilie de l'espèce qui nécessite une tranche d'eau suffisante pour permettre l'installation de la colonie. Nous avons vu que dans le cas de Fos, l'installation est précoce, dès 5039/4805 av. J.C., à faible profondeur (-6,6m NGF).

Nos observations, réalisées au cours de nombreuses plongées à l'aide des indications fournies par les pêcheurs sous-marins locaux et aux cartes du Service Hydrographique de la Marine, permettent de proposer une cartographie encore incomplète des bioconstructions du Golfe de Fos à la passe de Port de Bouc ; elles se développent en longues bandes discontinues épousant la forme du golfe, à quatre niveaux : -7m, -10 m, -14 m et -17 m (fig.52).

La plus haute, vers -7 m, est la plus continue, reconnue sur 5 km à partir de 6 sites différents. Elle est datée entre 5039/4805 av. J.C. (Ly-8448) à la base et 1515/1310 av. J.C. (Ly-7594) au sommet. Lors de l'installation du peuplement au Cavaou, le rivage est situé entre ces bioconstructions et les limons lagunaires, soit entre 600 m et 1000 m au sud du rivage actuel.

Code labo	Echantillon	Niveau du prélèvement en cm	Niveau NGF en mètres	Nature de l'échantillon	Date BP	Date calibrée	$\delta^{13}\text{C}$
Ly-8024	SGV cora 1	20	-7,00m	coralligènes	5050 \pm 40	-3545/-3336 mar	2,5
Ly-8025	SGV cora 2	10	-7,10m	coralligènes	5195 \pm 45	-3684/-3504 mar	2,02
Ly-8448	SGV cora 3	10	-6,10m	coralligènes	4515 \pm 50	-2874/-2584 mar	2,07
Ly-8027	cora Cavaou	60	-6,60m	coralligènes	6415 \pm 45	-5039/-4805 mar	1,18
Ly-7594	LFC1	50	-6,50m	coralligènes	3500 \pm 45	-1515/-1310 mar	2,45

Tab.17 Les datations coralligènes obtenues dans la partie nord du golfe de Fos

Les trois autres bandes ont été reconnues plus à l'est, en face de la passe de Bouc. La plus profonde, à -17 m, a été suivie sur trois sites différents, distants entre eux de 3 km. Les deux autres ont été identifiées sur une plus faible distance. Elles n'ont pas encore fait l'objet de datation, mais compte tenu de leur disposition isobathymétrique et de leur proximité de l'exutoire de l'étang de Berre et du Rhône, il est probable que la turbidité ait favorisé une installation et un développement précoce à des profondeurs faibles, dès la mise en eau par la montée de la mer. Ces bandes marqueraient alors un stationnement du rivage antérieur à la bande -7 m.

Sartoretto, 6 km au sud, sur la terminaison du massif de la Nerthe, a analysé des encorbellements plus tardifs et plus profonds : 1400 \pm 130 BP à -10 m, 3540 \pm 140 BP à -13 m et 5030 + 150 BP à -15 m. Ces dates ont été calibrées, mais les corrections en $\delta^{13}\text{C}$ identiques permettent aussi une comparaison en âge BP. L'éloignement des sources d'apports terrigènes explique sans doute l'approfondissement des concrétions vers le sud. Le (ou les 2) plus profonds, à -13 et -15 m, sont contemporains de la bande située à -7 m dans le golfe de Fos.

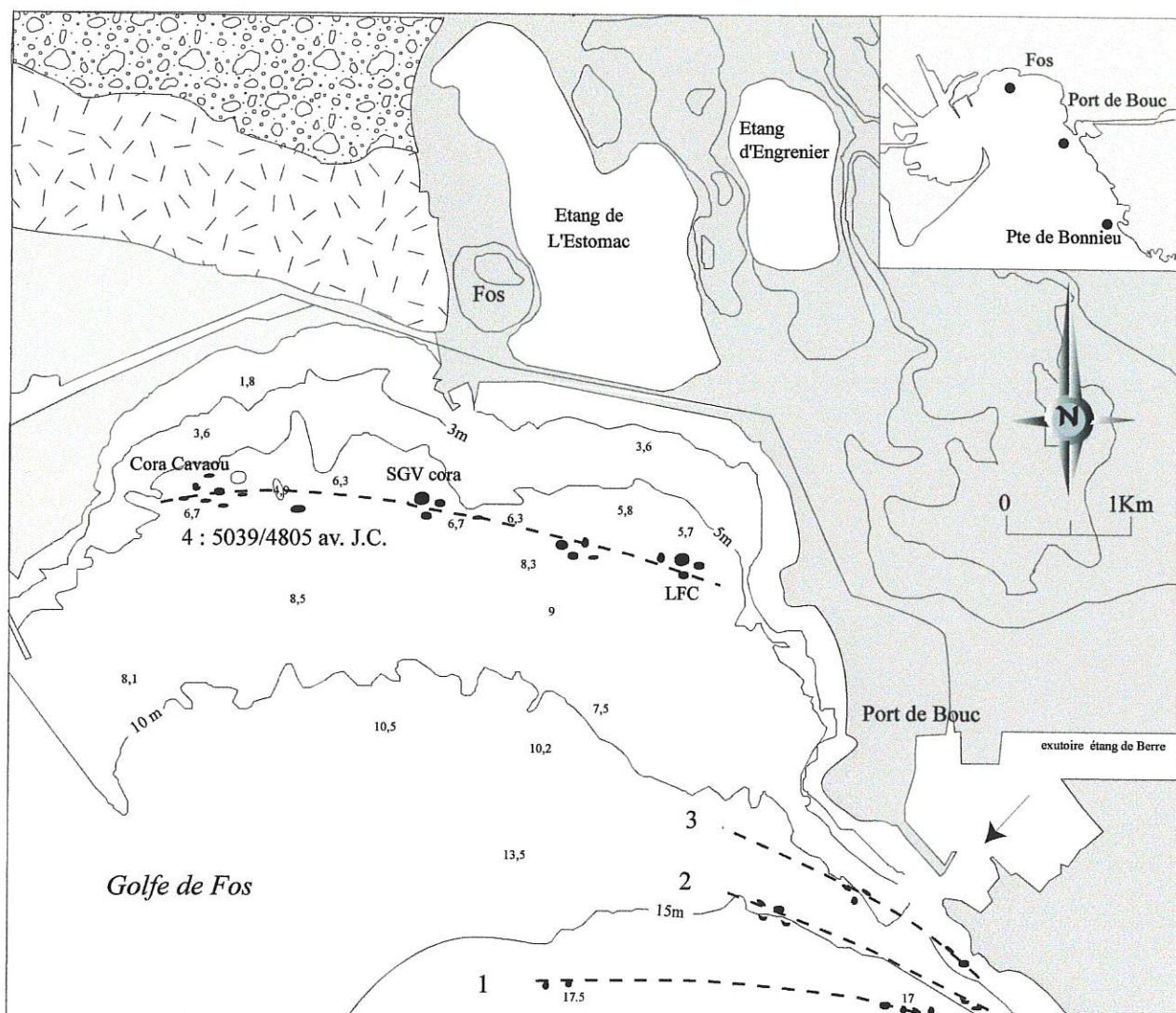


fig. 52 Position des constructions coralligènes esquissant des positions successives du rivage

- | | | | |
|--|--|--|----------------------------|
| | formations alluviales pleistocènes (Crau de Miramas) | | constructions coralligènes |
| | tourbes | | |
| | formations holocènes deltaïques | | |
| | substratum antéquatenaire | | |

photo. n° 34 Prélèvement par carottier à percussion sur une concrétion coralligène à Saint-Gervais par -6m de fond le carottier ; est à moitié enfoncé dans la concrétion lors du cliché



Code labo	Echantillon	Profondeur en cm	Niveau NGF en mètres	Nature de l'échantillon	Date BP	Date calibrée	$\delta^{13}\text{C}$
LGQ-985	B1	10	10m	coralligènes	1400 \pm 130	+729/+1282mar	1,01
LGQ-1088	B2	40	13,30m estimé	coralligènes	3530 \pm 140	-1771/-1109mar	0 estimé
LGQ-1087	B3	50	13,30m estimé	coralligènes	3540 \pm 140	-1787/-1119mar	0 estimé
LGQ-959	B4	30	15,30m estimé	coralligènes	4670 \pm 130	-3318/-2582mar	0 estimé
LGQ-960	B4	40	15,30m estimé	coralligènes	5030 \pm 150	-3730/2999mar	0 estimé

Tab.18 Les datations coralligènes obtenues dans la partie sud du golfe de Fos par Sartoretto (1996)

Les sites de la passe de Port de Bouc sont équidistants de la pointe de Bonnieu et du fond du Golfe de Fos. Il est donc difficile de trancher sur leur raccordement au système précoce du fond du golfe ou au système tardif de la pointe de Bonnieu. Rappelons que Sartoretto (1996) a étudié des encorbellements, alors que nous avons observé et daté des concrétionnements de plateau à Fos et à Port de Bouc. Ces différences morphologiques peuvent-elles expliquer le décalage chronologique ? D'autre part, les protocoles de prélèvements (carottages à percussion manuelle –photo n°34- sur des constructions horizontales de gros volume, prélèvements manuels utilisés par Sartoretto) peuvent-ils aussi être à l'origine de cette différence ?

Nous proposons une cartographie chronologique relative des bandes de coralligènes (fig. 52). Elle serait le reflet du déplacement vers le nord du trait de côte.

2.2.1.2. Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des données archéologiques

La carte (fig. 53) de localisation des données archéologiques dans l'anse de Saint-Gervais et dans le fond du golfe de Fos met en évidence un nombre important de vestiges construits à l'origine en milieu émergé ou semi-émergé. La précision spatiale par rapport à la position contemporaine du trait de côte est très variable selon les vestiges.

Elle est forte dans le cas des bâtiments de l'anse du Cavaou dont les caractéristiques évoquent des hangars à bateaux. Celui de l'anse de Saint-Gervais, malgré une moins bonne conservation dans sa partie méridionale, semble lui aussi avoir servi pour le halage des bateaux : une poutre fixée au sol par des pieux, perpendiculairement au grand axe du bâtiment, pourrait avoir été utilisée à cette fin. La date de la structure est imprécise au Cavaou, car elle est basée sur un petit lot de céramiques photographiées. Dans l'anse Saint-Gervais, par contre, la structure est postérieure à 50 ap. J.C., datée par la céramique et 8/205 ap. J.C. par le ^{14}C sur le bois de la poutre (Ly-7684). Ces structures chronologiquement proches et peu éloignées du littoral actuel indiquent la position du trait de côte au Ier siècle ap. J.C..

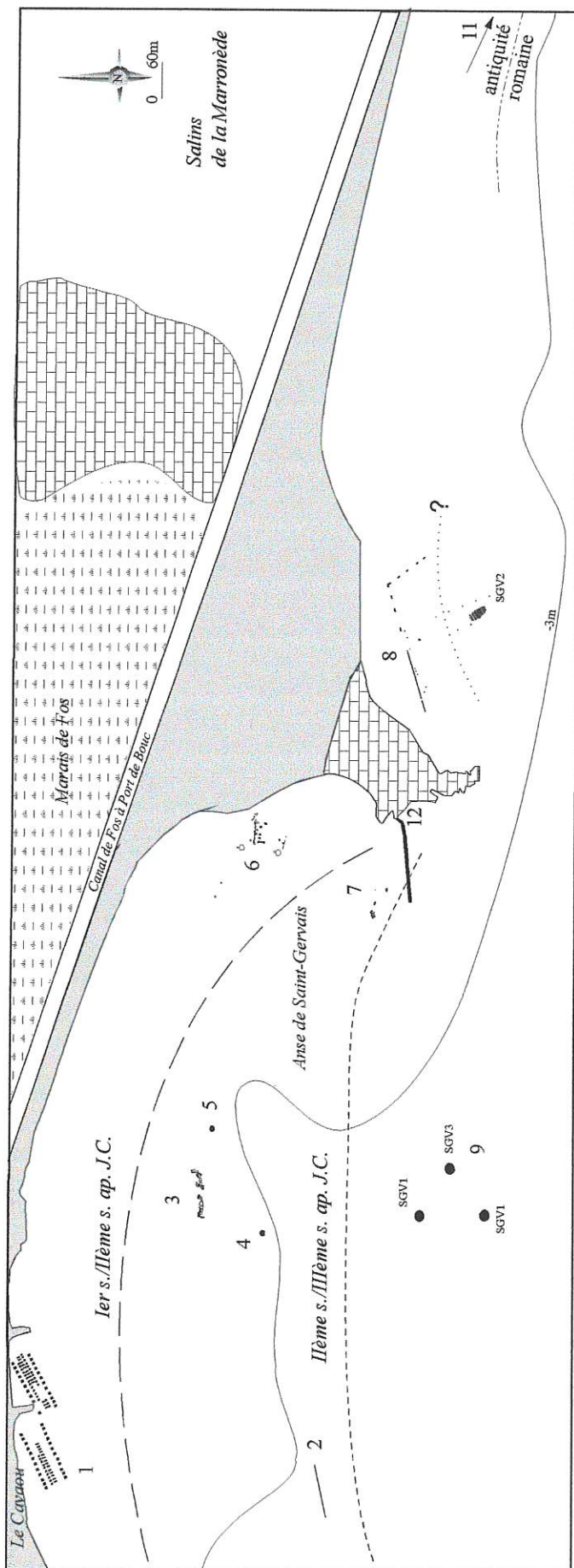


fig. 53 Position probable du trait de côte d'après les structures archéologiques

- | | |
|--|--|
| 1 hangars ou <i>navalia</i> (Gassend, Maillet, 1990) | 7 pieux et blocs (Dovis <i>et al.</i> , 1991) |
| 2 néropole (Liou <i>et al.</i> , 1977) | 8 pieux et épave Saint-Gervais 2 (Jezegou, 1983) |
| 3 mur relevé Moerman 1988 (non publié) | 9 pieux et blocs (Dovis <i>et al.</i> , 1991) |
| 4 palissade relevé Moerman 1988 (non publié) | 10 épave Saint-Gervais 1 et 3 (Gassend & Liou, 1990) |
| 5 SD Bitume relevé Ximènes/Moerman 1988 (non publié) | 11 digue immergée de la Marronnède (non fouillé) |
| 6 troisième hangar (Sciallano <i>et al.</i> , 1992) | 12 carrière de Saint-Gervais |

La précision est moins forte pour les autres structures :

Des pieux et des blocs non datés, vers Saint-Gervais (Dovis, 1991), un mur, une palissade, situés en aval, semblent indiquer une position du rivage un peu plus méridionale.

Les stèles et les petits autels, appartenant à une nécropole située à 400 m au large, sont datés par la stylistique : les stèles entre le I^{er} et le III^{ème} siècle ap. J.C; (Liou, 1977), les autels du II^{ème} s. ap. J.C. (identification Pierre Gros, d'après Gamer, 1989). L'absence de sépulture a fait planer un doute sur leur position initiale. Nous verrons que l'évolution du trait de côte, restituée à partir des corps sédimentaires, permet d'expliquer cette configuration. La nécropole autorise la restitution d'un trait de côte situé environ 400 m en avant de l'actuel.

Les épaves SGV1, SGV3 confirment d'ailleurs l'existence de ce rivage : elles se sont probablement échouées à la côte, si l'on en juge par les avaries de SGV1, coupée en deux, et par la récupération de la cargaison de SGV3 (Liou & Gassend, 1990). Situées à 175 et 200m en aval des stèles, elles se seraient échouées sur les rides littorales selon le mode observé par ailleurs en Camargue (Illouze, 1988, Long, 1997). L'épave SGV2 est empalée sur un pieux qui a traversé la coque (Jézégou, 1983), elle n'est donc pas, à proprement parlé, échouée bien que probablement proche du rivage.

La digue de la Marronède, bien qu'on ne sache pas précisément s'il s'agit d'un brise-lames ou d'un enrochement du rivage, permet de prolonger le trait de côte de la période romaine vers l'est à 120 m en aval du rivage actuel.

Les structures archéologiques permettent donc de situer deux traits de côtes : l'un à 100 m au sud du rivage actuel daté entre la deuxième moitié du I^{er} siècle ap. J.C et le deuxième, l'autre, à 400 m de la côte actuelle et daté entre le II^{ème} et le III^{ème} s. ap. J.C.,.

2.2.1.3. Les variations latérales du trait de côte dans le secteur de Fos à partir des corps sédimentaires détritiques

L'analyse sédimentologique et faunistique met en évidence une évolution dont les étapes sont les suivantes (fig. 54) :

-vers 5000 av. J.C., le trait de côte (A) est situé entre 800 m et 1500 m du littoral actuel. Il limite en arrière une lagune profonde probablement de moins de trois mètres (Cavaou). Les apports terrigènes sont fins, essentiellement limoneux mais assez abondants pour permettre, en aval du cordon, le développement du coralligène au-dessus de son biotope habituel.

-entre 5000 et environ 4500 av. J.C., la transgression marine met en place un cordon de galets (B), le littoral se déplace vers le nord de 400 m à 800 m environ. Son tracé est sinueux puisque le cordon de galets dessine une avancée vers le sud, au droit de la plage du Cavaou, et une anse dans le marais de Fos. Cette morphologie est liée aux irrégularités du substrat pléistocène, matérialisées par les isobathes du toit du cailloutis de Crau : atteint par les carottages à -5 m de profondeur au Cavaou, le cailloutis plonge en dessous de -5 m entre ce dernier et la pointe Saint-Gervais (fig. 55). On notera que le matériel sédimentaire du cordon de galets est issu du remaniement du cailloutis de Crau : les apports rhodaniens n'influencent pas encore la sédimentation dans le golfe ; mais la mer qui remonte rapidement sur le substrat en pente relativement forte sur les marges par rapport à la zone deltaïque, agit efficacement pour déplacer le matériel grossier vers le haut (Anthony, 1990).

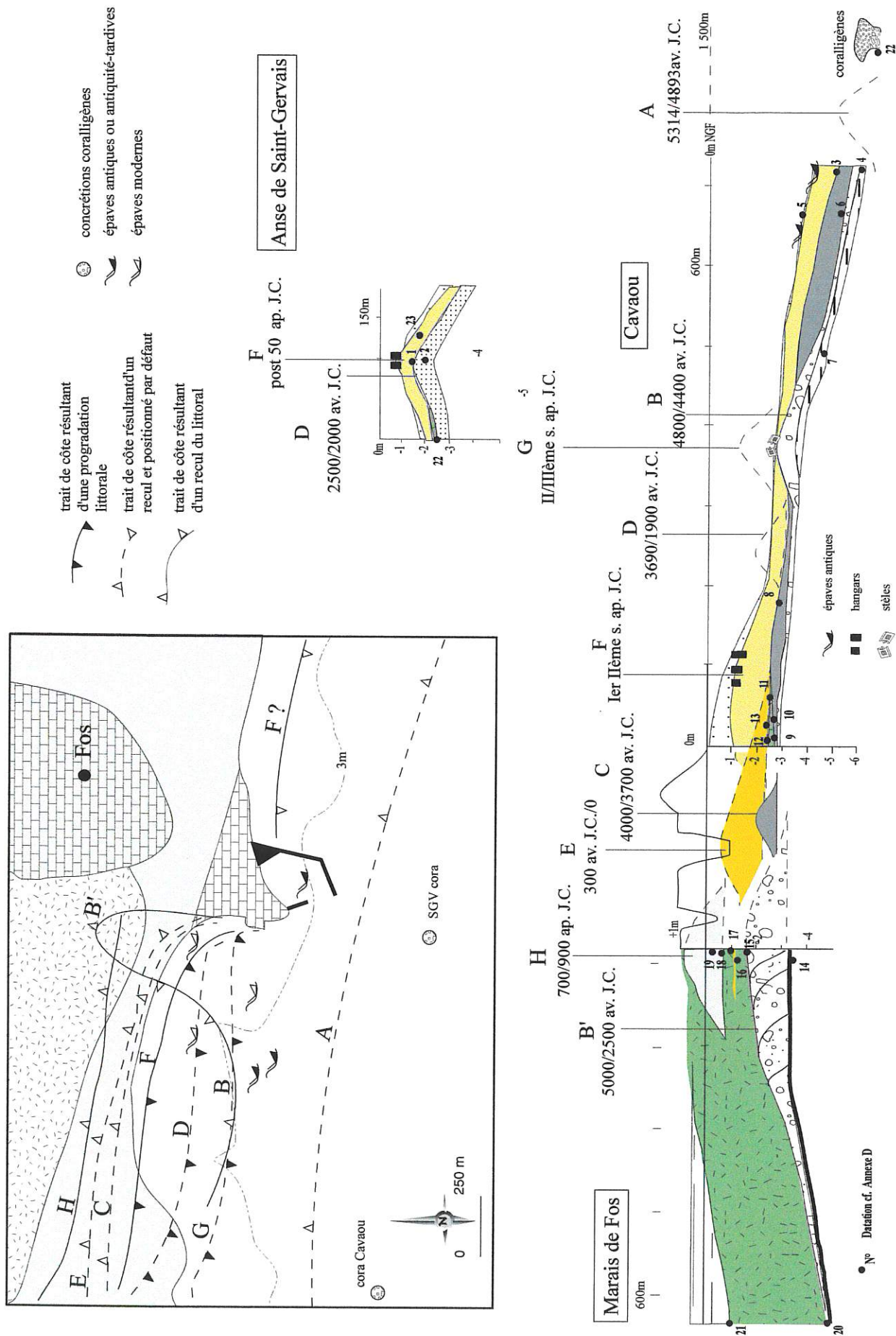


fig. 54 Evolution du tracé du Littoral dans le secteur de Fos Saint-Gervais

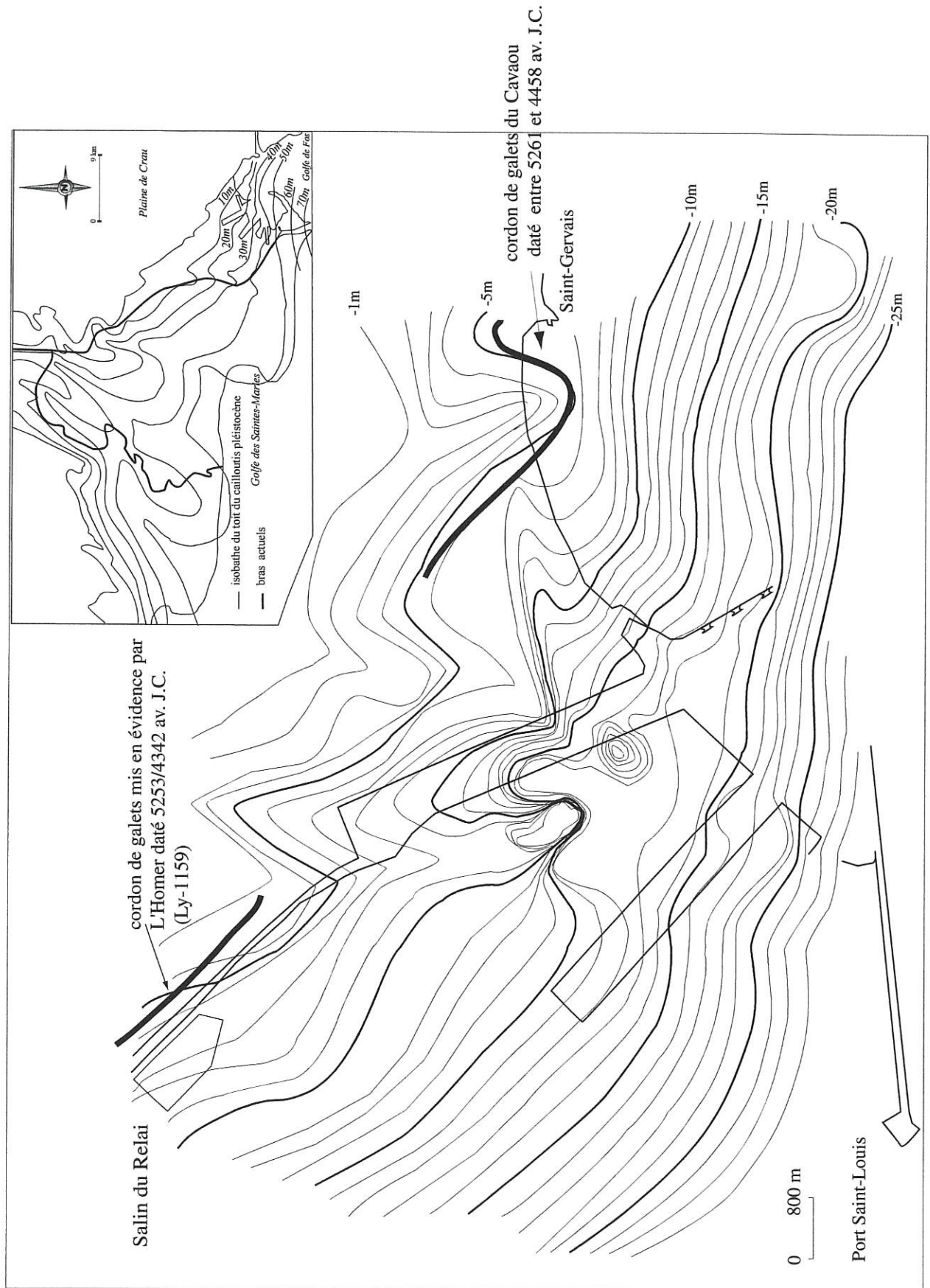


fig. 55 Rôle de l'isobathe -5m du toit des cailloutis pléistocènes dans la morphologie littorale 5000 ans avant J.C.

-de 4 500 à 3 700 ans av. J.C., un prisme littoral sableux (C) épais submerge le cordon de galets à l'ouest et déplace le trait de côte de 400 m au moins vers le nord dans le secteur du Cavaou. Dans le Marais de Fos, il semblerait que le trait de côte reste stable : le tracé du littoral se régularise donc. Cet épisode marque l'arrivée des sédiments rhodaniens dans le golfe de Fos. La granulométrie des sables de l'estran, dont le grain moyen est inférieur à 100 mm, laisse supposer que l'embouchure du fleuve est à plusieurs km du site, par référence aux données actuelles des plages du delta (Blanc, 1977 ; Suanez 1997 ; Bruzzi 1998).

-de 3 700 à 1 900 ans av. J.C., une tourbière occupe le secteur littoral de Saint-Gervais et du Cavaou. Elle suppose l'existence d'un cordon aval (D) qui la sépare de la mer. La restitution de l'épaisseur initiale des dépôts et les dates ^{14}C nous renseignent sur l'accrétion verticale de la tourbe liée à la montée du système phréatique et du niveau marin relatif : on a mis en évidence que ce dernier connaît au moins un ralentissement, sinon une stabilisation, de 3 500 à 2 000 ans av. J.C. Dans ce contexte eustatique favorable, le littoral avance : les tourbières ennoient le cordon de galets du Marais de Fos, progradent jusque dans l'anse de Saint-Gervais et sur le premier prisme sableux du secteur du Cavaou. Nous verrons que cette évolution est commune au domaine littoral de Fos, au Galéjon.

-il ne subsiste aucun vestige de la période comprise entre 2 000 et 300 ans av. J.C. environ. Nous faisons l'hypothèse que ces dépôts ont été érodés et remaniés par le recul du rivage. En effet, entre le III^{ème} s. av. J.C. et le début de notre ère, le trait de côte se situe au nord de sa position actuelle : des dépôts de tempêtes viennent s'interstratifier dans les tourbes du Marais de Fos, indiquant la proximité du littoral, alors qu'en aval se déposent des sédiments infralittoraux (Marais du Cavaou et Cavaou). Seuls les cordons appuyés contre la pointe de Saint-Gervais subsistent entre 900 et 800 av. J.C. Ce recul coïncide avec la reprise de l'élévation du niveau marin mis en évidence autour du V^{ème} s. av. J.C.

La fourchette d'incertitude des dates radiocarbone permet peu de précision chronologique pour le début de cette période. En effet, un hiatus d'environ 1000 ans sépare le sommet de l'édification des tourbes et la reprise de l'élévation du niveau marin relatif. Ce manque de données pourrait être pallié par des prélèvements systématiques le long des profils de tourbe, en tenant compte du tassement.

-entre le début de notre ère et le II^{ème} siècle ap. J.C., le paysage se transforme à nouveau : le dépôt d'un corps sédimentaire sableux antique amorce une nouvelle progradation du trait de côte. Au I^{er}/II^{ème} s. ap. J.C., un gain de 200 mètres vers le sud permet d'installer les hangars au sommet émergé du prisme littoral. Au II et III^{ème} s. ap. J.C., la nécropole est construite sur un cordon situé à 400 m au sud des hangars. L'échouement des épaves SGV 1 et 3 sur des hauts fonds en aval du cordon souligne nettement la forte tendance à l'aggradation du système sédimentaire dans le fond du golfe à cette période. Ces processus sont liés soit au rapprochement de l'embouchure du fleuve soit à une dérive littorale plus rapide et plus chargée. Nous discuterons de ces points dans la troisième partie de ce travail.

Le paysage littoral antique a fait l'objet de nombreuses spéculations paléogéographiques (Liou, 1985 ; Gassend & Maillet, 1993). Pour Gassend et Maillet (1993) il était constitué de cordons successifs séparant des lagunes, ce type de disposition étant favorable à l'installation d'un port abrité. Pour notre part, nous n'avons pu observer de dépôts lagunaires qu'à proximité de la

pointe de Saint-Gervais ; plus à l'ouest, il reste impossible de trancher entre l'image de lagunes et celle de cordons progradants jointifs .

-entre le III^e s ap. J.C. et le haut moyen âge (780/995 ap. J.C.), le littoral recule de 600 à 800 m et adopte, dans tout le secteur des marais de la Foux et de Fos, une direction WNW à ESE. Son histoire ultérieure n'est pas précisément connue. L'Homer (*in* Colomb *et al.*, 1975) propose un tracé en aval de l'actuel au XVIII^e s., sur la base de la carte de Cassini. Les épaves des XVIII-
XIX^e s. confirment cette hypothèse, puisqu'elles se situent entre 50 m et 322 m en aval du trait de côte actuel (inf. orale A. Illouze).

Conclusion § 2.2.1

Dans le secteur de Fos, les variations latérales du trait de côte sont globalement corrélées aux rythmes de la montée du niveau marin relatif, puisque, au total, entre 5300 av. J.C. et aujourd'hui, le littoral recule de 1200 m, pendant que le niveau marin relatif s'élève de 6m environ. On doit néanmoins séparer plusieurs phases (fig. 56) :

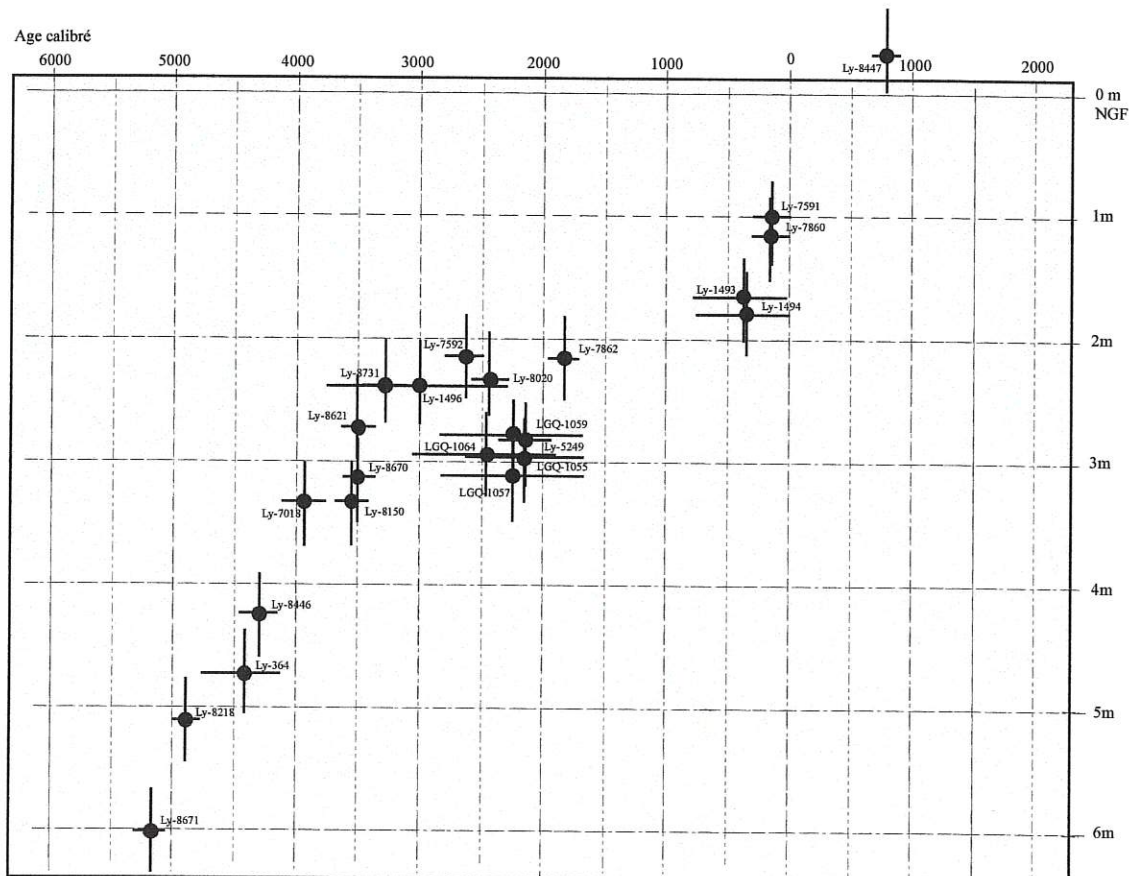
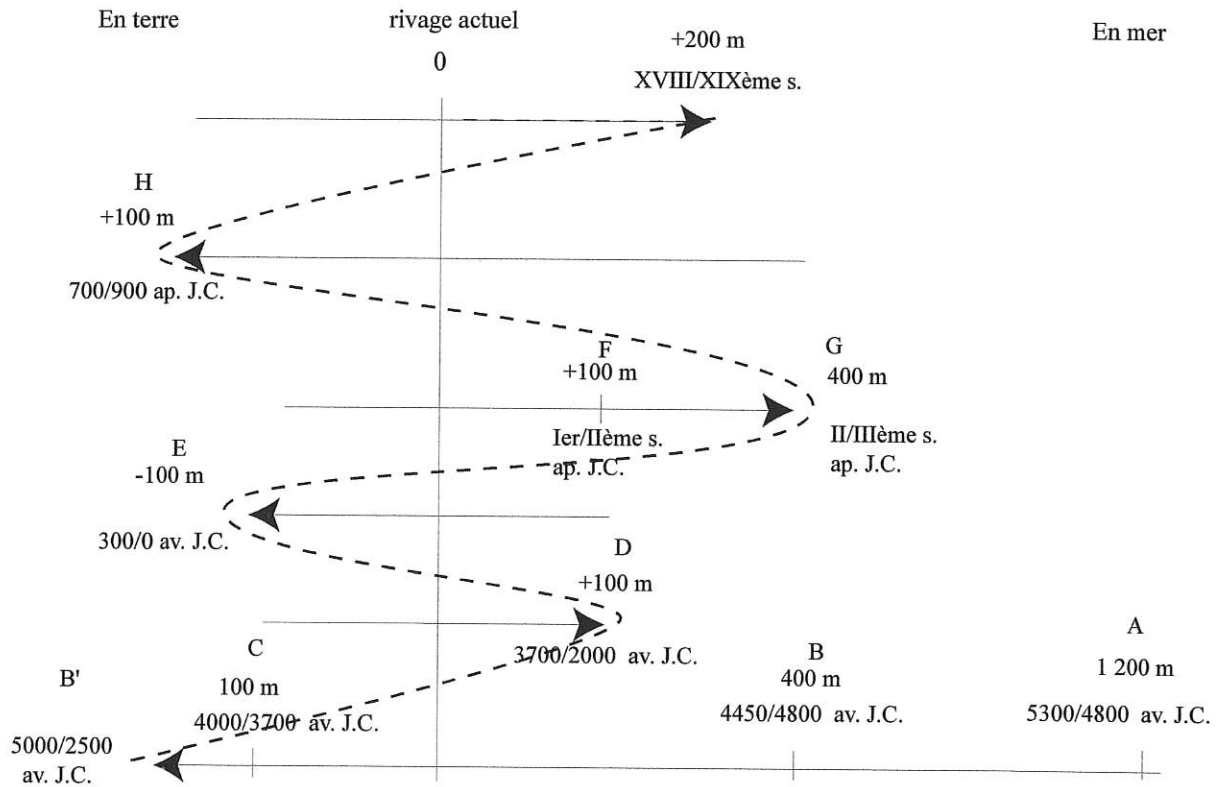
Entre 5300 av. J.C. et 3700 av. J.C., dans un contexte d'élévation rapide du niveau marin, le trait de côte recule globalement de 1000 à 1300 m en 2 000 ans, soit environ de 0,65m/an. Ce calcul, très sommaire car il dépend des seules observations extrêmes de la série, traduit néanmoins une érosion littorale faible au regard des taux mesurés au cours des périodes récentes sur le delta du Rhône. La dynamique de recul est cependant confirmée dans les différents sites en position plus internes, marais du Cavaou et du Vigueirat. Dans le marais du Vigueirat, les tourbières dulçaquicoles sont envahies par les dépôts laguno-marins, et les limites de la tourbière reculent de 1000 m en 3000 ans.

Entre 3700 et 2000 av. J.C., durant la période de ralentissement de la montée du niveau marin relatif, le littoral prograde. La progradation est observée à partir de la tourbière du Marais de Fos qui ennoie le cordon de galets précédent et les avancées maximales des dépôts tourbeux sur le domaine marin sont mises en évidence dans l'anse de Saint-Gervais et dans le Marais de Fos.

La reprise d'une ascension rapide du plan d'eau avant le V^e s. av. J.C., correspond d'abord à un recul du littoral d'environ 200 m puis les déplacements du trait de côte apparaissent ensuite plus indépendants des variations verticales du niveau marin relatif. En effet si les variations latérales du trait de côte sont cohérentes avec la courbe d'élévation du niveau marin relatif jusqu'au début de notre ère, malgré son élévation rapide à partir du V^e s. av. J.C. (élévation théorique 0,07 cm/an) le littoral prograde de plus de 600 m environ entre le début de notre ère et le III^e siècle ap. J.C..

Entre le III^e et le X^e s. ap. J.C., un recul de 600 à 800 m intervient. A partir du Moyen Age et des Temps Modernes, le littoral ré-avance. Il est probablement en aval de 200 mètres environ vers le sud à la fin du XVIII^e s. ap. J.C. (L'Homer *in* Colomb *et al.*, 1975). Ces pulsations rapides de progradation et de recul, avec des vitesses de déplacement d'environ 100m/an impliquent l'intervention d'autres forçages. Le budget sédimentaire littoral joue sans doute un rôle important, dont nous discuterons dans la troisième partie. Il est directement conditionné par la proximité du Rhône (position des embouchures) et les variations de sa charge solide. On se contentera de constater, pour l'instant, que les deux épisodes majeurs de progradation sont associés à une arrivée massive de sables rhodaniens.

fig. 56 Comparaison de l'évolution de la position du rivage avec la courbe d'élévation du niveau marin relatif d'après les tourbes



2.2.2 Les variations latérales du trait de côte sur le Grand plan du Bourg

Elles ne concernent également que la deuxième moitié de l'Holocène. On séparera les informations fournies par les tourbes et par les sédiments terrigènes.

2.2.2.1 Les variations latérales du trait de côte sur le Grand Plan du Bourg à partir des tourbes

L'étude des faciès dans le marais du Vigueirat, aux Ponts Clapets, dans les Marais de Fos, de la Foux et du Cavaou jusqu'aux carottages en mer, a permis de mettre en évidence trois systèmes de mise en place :

- A la limite NW des alluvions deltaïques, sur le cailloutis de Crau ou sur une mince couche de marnes lacustres, se développent des tourbes d'eau douce épaisses de plusieurs mètres, limitées en aval par des cordons littoraux ou lagunaires. L'accrétion s'effectue de façon continue, en liaison avec l'engorgement du système phréatique soumis à la montée du niveau de base. Les tourbières du marais de Fos (cf. fig.), de l'Audience, des Grands Paluds ou du marais de Capeau (Triat-Laval, 1978) appartiennent à ce système. Leur base est située vers $-4,15\text{m NGF}$ et leur sommet atteint aujourd'hui $+0,70\text{ m environ}$. Ces faciès, généralement trop éloignés du littoral, ne rendent pas compte du déplacement du trait de côte.

- Dans les marais du Cavaou ou du Vigueirat, des tourbes d'eau douce de très faible épaisseur ($0,1$ à $0,3\text{ m}$) reposent directement sur le cailloutis entre $-5,80\text{ m}$ et -2m NGF . Elles sont surmontées par des dépôts marins ou laguno-marins. Elles se sont mises en place avec la montée relative du niveau marin et sont de plus en plus récentes vers l'amont, puisqu'elles fossilisent progressivement le toit en pente du cailloutis de Crau. Leur limite aval permet de positionner par défaut le trait de côte qui les isole des influences marines. Ces tourbes sont significatives du déplacement latéral du trait de côte.

- Au Cavaou, à Saint-Gervais, dans la partie sud du Marais de Fos, au Galéjon et aux Ponts Clapets les tourbes s'interstratifient au sein des dépôts marins ou laguno-marins. Toujours situées entre $-3,20$ et $-1,80\text{ m NGF}$ et toutes datées entre 3690/3414 et 1964/1702 ans av. J.C., elles montrent une nette progradation du milieu dulçaquicole sur le milieu marin.

Les tourbes constituent un indicateur à priori facilement identifiable, qui favorise la comparaison de nos résultats avec des travaux nombreux, plus anciens dont elles ont fait l'objet : recherches palynologiques (Triat-Laval, 1978), sondages archivés au BRGM et études réalisées par le Port Autonome lors de la création de la zone industrielle de Fos.

Bien sûr, pour les sondages issus des reconnaissances géotechniques ou géologiques, il existe un doute sur la similitude des faciès décrits avec ceux que nous avons observés, d'autant que nous nous sommes toujours assurés d'une identification précise de leur caractère dulçaquicole. Nos critères biogéographiques ne correspondent pas obligatoirement aux critères géotechniques privilégiés par les études des sols. Or l'étude des tourbes fait aujourd'hui l'objet de protocoles d'identifications précises dans le cadre des études paléogéographiques (Laplace-Dolonde, 1994 ; Törnqvist *et al*, 1998). Ces difficultés sont en partie compensées par nos sondages ponctuels qui permettent une vérification, une datation et une identification des faciès du marais de Fos au Vigueirat .

La localisation des tourbes a fait l'objet d'une étude précise par le Port Autonome de Marseille (Rapport PAM, 1970) à l'est et au nord du Canal d'Arles à Bouc, depuis les cabanes de l'Etourneau au sud de Mas Thybert jusqu'à Fos. Une cartographie au 1/5 000ème et une stratigraphie au 1/200ème des dépôts ont été réalisées afin d'identifier les fortes épaisseurs de tourbe, qui pouvaient être une contrainte géotechnique importante. Des sondages à la tarière espacés de 100 m, ont traversé l'ensemble des dépôts holocènes jusqu'au cailloutis de Crau. Ces travaux n'ont jamais été utilisés pour l'étude des paléopaysages, même si L'Homer (1975) et Triat-Laval (1978) avaient déjà reconnu une partie des terrains et proposé une interprétation sur l'édification des tourbières. Triat-Laval (1978), en particulier, constate que la base des tourbes aux Grands Paluds est de plus en plus récente, au fur et à mesure que le toit du cailloutis de Crau s'élève et propose de lier le phénomène à l'élévation du niveau de la mer. A partir du même constat, nous avons proposé (cf. supra) une courbe de la variation relative du niveau marin à partir des altitudes de la base des tourbes reposant sur le cailloutis. Nous proposons maintenant d'utiliser ces données pour retracer l'évolution du trait de côte.

La progradation du domaine dulçaquicole sur les prismes sableux marins entre 3690/3414 (Ly-5249) et 1964/1702 av. J.C. (Ly-7862), entre -3,5 m et -1,80 m NGF, a été mis en évidence par nos sondages/carottages dans l'anse de Saint-Gervais et au Cavaou, le Marais de Fos et au Galéjon. Ce niveau de tourbe a été identifié dans les sondages BRGM suivants :

- au sud-ouest du Marais de Fos (1019/7/97 ; x=9.050 ; y=9.550 ; z=1.62), tourbe entre -2,32 et -3,28 m NGF,
- dans le marais de la Foux (1 et 1 bis, 1019/7/98 ; x=5.800 ; y=0.150 ; z=1.62), tourbe entre -3.08 et 3.48 m NGF,
- aux Ponts Clapets (sept sondages 1019/7/26 ; x=5.240 ; y=0.340 ; z=1.8), tourbe entre -2.50/-2.80 et -3.05/-3.80m NGF
- entre les Ponts Clapets et le Grand Palud au nord (1019/7/74 ; x=4.120 ; y=2.240 ; z=0.6), tourbes entre 3,9 et 4,9 m NGF.

Dans ces sondages, les tourbes surmontent toutes des corps sédimentaires sableux ou graveleux pour lesquels la présence de coquilles est parfois mentionnée. Leurs observations peuvent être complétées par les sondages réalisés par le Port Autonome de Marseille, qui montrent deux types de succession stratigraphique.

Dans les zones amont suffisamment éloignées du littoral comme le marais du Vigueirat ou dans la zone à forts apports phréatiques du Marais de Fos (et du marais de l'Audience plus à l'ouest), la stratigraphie est caractérisée par un corps continu de tourbe depuis la base au sommet, ponctuellement surmonté par des limons lacustres. Les tourbes peuvent parfois non pas reposer directement sur le cailloutis mais être précédées par des marnes probablement lacustres.

Dans les zones aval deux dispositions stratigraphiques ont été mises en évidence :

- soit les tourbes surmontent un prisme sableux épais, comme à l'extrémité sud-est du marais de l'Audience. Compte tenu de la proximité des sondages des Marais de Fos et du Cavaou, nous interprétons cette stratigraphie comme liée à la progradation du milieu dulçaquicole sur le prisme sédimentaire sableux, identifié et daté dans le marais du Cavaou.

- soit les tourbes sont surmontées par des prismes sablo-limoneux de plus en plus épais et puissants au fur et à mesure que l'on s'éloigne de Fos et que l'on s'approche du fleuve vers le marais du Vigueirat. Les tourbes se développent à la faveur d'irrégularités du substrat et, au fur et à mesure que le niveau marin s'élève, remontent sur le toit du cailloutis. Le transect de nos sondages dans le marais du Vigueirat a permis de dater ces tourbes basales. Ce dispositif sédimentaire semble refléter à la fois une accrétion sédimentaire tardive sur la rive gauche du Rhône et une influence directe du système transgressif marin sur la marge sud de la plaine de Crau.

La synthèse de ces données permet de proposer une limite de l'influence marine, au-delà de laquelle le milieu a toujours conservé son caractère doux. Cette limite est corrélée avec le ralentissement de l'élévation du niveau marin à partir de 3700 av J.C. et par l'importance des apports sédimentaires, susceptibles d'édifier des cordons limitant les tourbières vers l'aval et les protégeant de l'action marine. Elle sera portée sur la figure 57 qui fait la synthèse des données relatives au trait de côte sur le Grand Plan du Bourg.

Entre 3700 et 1700 av. J.C., une progradation de la tourbière d'au moins 250 m sur le domaine marin a été mise en évidence entre Fos et le Galéjon.

2.2.2.2 Les variations latérales du trait de côte sur le Grand Plan du Bourg à partir des sédiments terrigènes

On dispose, comme ci-dessus, des données sédimentaires acquises par nous-mêmes et par les études antérieures.

A partir des cordons littoraux reconnus par L'Homer (*in* Colomb *et al.*, 1975) à l'affleurement ou à faible profondeur, de nos sondages et des photographies aériennes de 1944 (secteur du Radeau), nous pouvons proposer une cartographie et une chronologie de mise en place des cordons littoraux sur la rive gauche du grand Rhône entre Fos et Mas Thybert (fig. 57).

Les affleurements sableux correspondent à des cordons littoraux (L'Homer, 1975) disposés en faisceaux divergeants vers le NW à partir de Fos. D'abord parallèles à la bordure de Crau, ils sont à l'origine des lagunes et des tourbières juxtalittorales qu'ils isolent.

D'autres corps sédimentaires enfouis ont une disposition similaire : deux cordons de galets ont été recoupés par les travaux du réaménagement du Canal d'Arles à Bouc dans les années 70, le premier à l'est du Grand Boisviel et le second à la station du Relai. Seul ce dernier a été observé en place à 2,3 m sous la surface et a fait l'objet de prélèvements par L'Homer (1975), qui le considère alors comme postérieur au cordon du Boisviel, sur la base de sa position en aval et de son apparente surélévation. Le cordon du Boisviel est supposé se situer entre 2,5 m et 3 m sous la surface. Sa datation, entre 5253 et 4342 av. J.C. (Ly-1159), fournissait la seule position datée du rivage dans le secteur, même si la forte incertitude statistique de cette date et l'origine marine non confirmée des coquilles (*Cerastoderma* ind.) conduisait L'Homer à la prudence (L'Homer oral). Nous avons démontré l'existence d'un cordon de galets contemporain dans le secteur de Fos et nous n'avons donc aucune raison de ne pas retenir la validité de la datation de ce corps sédimentaire, qui dessine donc un golfe profond, il y a environ 7000 ans dans le Grand Plan du Bourg. La disposition légèrement oblique et sub-parallèle à la bordure de Crau de ce rivage conduisait déjà L'Homer (1975) et L'Homer *et al.*, (1981) ont évoqué une paléogéographie de ce type.

Le carottage VIG.4 dans le Marais du Vigueirat, en recoupant le cordon le plus au nord du système, entre -1,24 m et -1,55 m NGF, a permis de compléter cette reconstitution paléogéographique. Des travaux sur les remblais le long du canal ont facilité le réexamen du matériel que L'Homer n'avait pu examiner. Les faunes issues des carottages ont montré des faciès mixtes, marins et lagunaires, probablement remaniés (cf. Partie II. Chap.I), mais les faunes issues des remblais (cf. tab. 15) ont un caractère marin nettement marqué : aux espèces des sables vaseux des modes calmes (donc non saumâtres), s'ajoutent un grand nombre d'espèces médio et infralittorales marines (*Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*, *Ostrea cf. stentina*, *Clamys glabra*, *Arca noae*, *Barnea parva*) qui confirment l'environnement marin de ce cordon. Leur mise en place a pu s'effectuer sur la marge d'environnements lagunaires, comme cela semble être le cas au niveau du carottage VIG4 (cf. partie II chap. I).

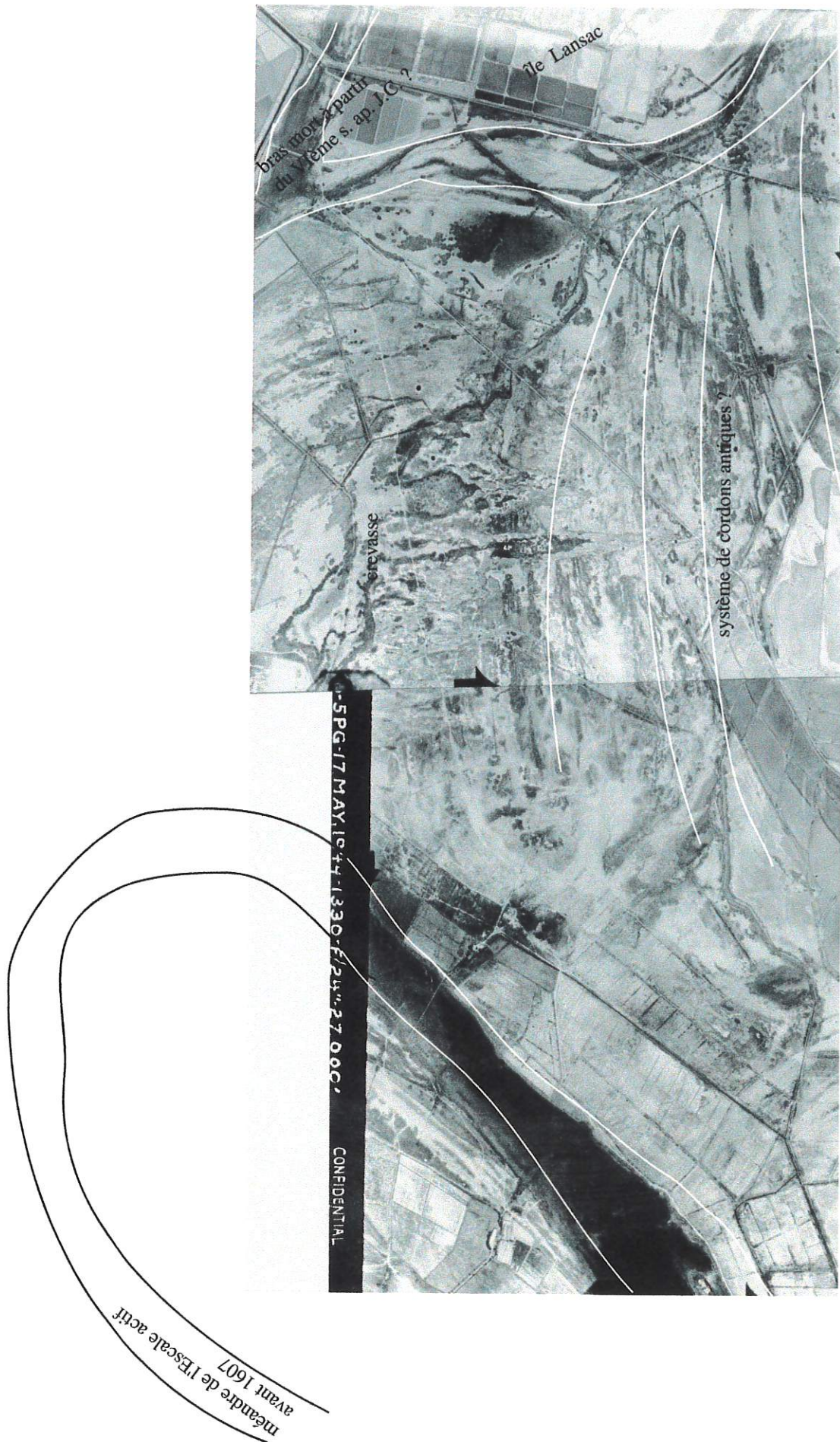


Photo n° 35 Le méandre de l'Escale et le Bras Mort recoupant les cordons littoraux probablement mis en place à l'Antiquité Romaine

La datation 787 et 549 av. J.C. (Ly-8023) de coquilles de *Mytilus galloprovincialis* (espèces marine) associées aux galets dans le carottage VIG4 implique que :

-le rivage est en position très septentrionale au début du premier millénaire av. J.C., formant un golfe profond. Les apports fluviaux directs sont donc réduits sur la marge orientale du delta.

- le cordon du Relai, qui lui est antérieur au sud du Vigueirat, est probablement très proche de la bordure de la Crau et sub-parallèle à cette dernière. Il dessine 4500 ans avant le cordon du Boisviel/Vigueirat une paléogéographie à peu près similaire. A l'ouest de ces littoraux le sondage du Radeau a montré les caractéristiques marines des dépôts vers 2500 av. J.C. (Ly-8679) à -1,5 m NGF. La limite sud des tourbes progradantes entre Fos et le Galéjon permet de situer par défaut la ligne de rivage entre 3700 et 1700 av. J.C..

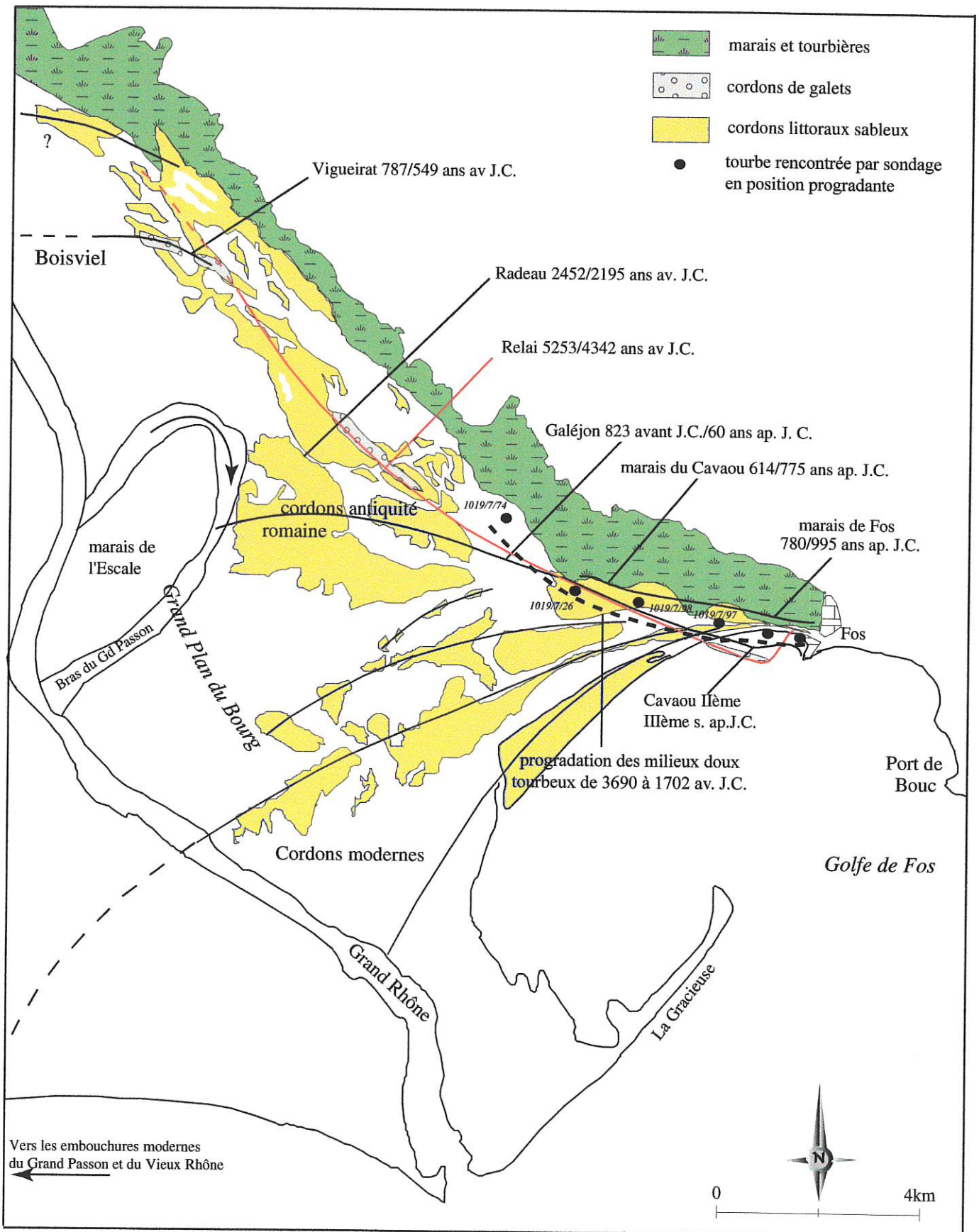
La succession chronologique de ces différents rivages est très lacunaire elle semble indiquer la présence d'un paléo-golfe sur le Grand Plan du Bourg et un détritisme réduit, qui se serait prolongé jusqu'à environ 500 av. J.C.. Le comblement du paléo-golfe interviendrait tardivement sur la rive est du delta du Rhône. Cette vision est probablement partielle et correspond seulement à certaines étapes du processus d'édification de la plaine deltaïque dont les rares témoignages sont dus au nombre restreint de sondages et des remaniements éventuels qui interviennent lors des phases de recul.

Les photographies aériennes permettent ensuite de tracer une ligne de rivage plus récente dans le secteur du Radeau/méandre de l'Escale. Les cordons de plus en plus apparents sont désormais constitués d'une succession de crêtes, en faisceaux rapprochés, soulignés par la végétation. Ces puissants édifices traduisent une modification totale des budgets sédimentaires et prennent une orientation est-ouest. Dans l'hypothèse d'un régime de houle d'ouest dominant comparable à l'actuel (Bruzzi, 1998), la vitesse de la dérive littorale est probablement accrue par la plus forte obliquité du littoral acquise au cours de l'Antiquité romaine. Datés entre 823 av. J.C. et 60 ap. J.C., au niveau du Galéjon, les cordons achèvent de se constituer au début de l'Antiquité romaine. Ils sont particulièrement apparents sur les clichés au niveau du méandre de l'Escale et du Salin du Relai (Photo n°35).

Dans ce secteur, la datation repose sur la chronologie relative des corps sédimentaires. En effet, les cordons littoraux sont obligatoirement antérieurs aux chenaux fluviaux qui les recourent. Or le méandre de l'Escale, bloqué en partie par l'édifice sableux, recoupe vers l'ouest les crêtes en faisceau du cordon. Ce méandre actif jusqu'en 1607, appartient au bras du Grand Passon. Il est rattaché à la branche orientale du Grand Rhône, supposé actif à partir du VIème s. ap. J.C (Rossiaud, 1994), dont il constituerait un des tracés modernes. D'autres chenaux plus anciens, rattachés au Grand Rhône recourent aussi le cordon littoral : le chenal du Bras Mort, fonctionnel du VIème s. ap. J.C. (cette date n'a pas pu être confirmée par le sondage du Radeau cf. Partie Chap. I) en 1559 (Russel, 1942 ; Denizot, 1959) et des crevasses plus récentes. Le cordon serait donc antérieur au VIème s. ap. J.C.

Les cordons suivants sont rattachés facilement à la période moderne puisqu'on peut suivre leur tracé jusqu'à l'embouchure moderne du Rhône du Grand Passon et du Vieux Rhône.

fig. 57 Position des lignes de rivage depuis le Vème millénaire avant J.C. sur la marge orientale du delta du Rhône



Conclusion § 2.2 :

Les lignes de rivages fossiles dessinent donc l'histoire suivante :

- au début du cinquième millénaire av. J.C., un golfe très échancré se situe à l'emplacement du Grand Plan du Bourg. L'isobathe -5 m du toit du cailloutis de Crau, relativement régulier, est le point d'ancrage de cordons de galets dans un environnement marin vers Fos et plus laguno-marins vers le nord. Sur sa rive orientale, le trait de côte semble rester très proche et parallèle à la bordure de Crau pendant plusieurs millénaires.

- vers le sud, le littoral dessine une avancée (secteur du Cavaou), puis, un golfe secondaire (secteur de Fos). Ces sinuosités épousent les irrégularités du toit du substrat pléistocène. Le trait de côte est ici plus mobile, marqué par des périodes de progradation et de recul de plusieurs centaines de mètres.

- à partir de l'Antiquité romaine, le littoral se régularise sous l'effet de puissants apports sableux qui construisent des cordons en faisceaux convergents vers Fos. L'occupation romaine s'effectue dans un golfe en cours d'accrétion rapide, où ne subsistent des lagunes qu'à l'est, près de la Pointe Saint-Gervais. Ce rythme à progradation rapide de la côte semble traduire l'existence d'une embouchure progradante du fleuve immédiatement à l'ouest. Le rôle de l'orientation du trait de côte par rapport à la dérive dominante amplifie probablement ce phénomène.

Conclusion Partie II

Le rythme d'élévation du niveau marin relatif semble avoir été déterminant sur l'évolution du trait de côte jusqu'au début de notre ère, en l'absence d'apports sédimentaires sableux rhodaniens importants.

En effet, la "courbe" locale du niveau marin relatif est globalement de forme discontinue. Son élévation d'abord rapide (élévation théorique brute de 3,70 m pour une vitesse théorique d'élévation 0,20 cm/années BP de 6295 à 4450 BP) coïncide avec un recul continu du trait de côte entre 5 300 et 3 700 ans av. J.C. environ. Plusieurs datations sur différents sites confirment ce recul, à Fos en particulier où il est de 1000 à 1300 m pour une période de 800 à 1600 ans.

Entre 3 700 av. J.C. et 2 000 ans av. J.C. environ, le ralentissement de l'élévation, voire sa stabilisation, permet une progradation de plus de 200 m du trait de côte (phase de progradation des tourbières).

Enfin, même si l'on la perçoit mal, du fait du manque de données entre 2 000 ans av. et 500 ans av. J.C., la reprise de l'élévation du niveau marin relatif vers le Vème siècle av. J.C. coïncide avec un nouveau recul du littoral de Fos.

Par la suite, la dynamique littorale semble beaucoup moins influencée par la tendance à l'élévation du niveau marin relatif. En effet, malgré une élévation théorique globale de 0,07 cm/années BP entre 4085 et 1200 BP, le littoral prograde, dans un premier temps, de 200 m entre le début de notre ère et le Ier s. ap. J.C., puis à nouveau de 300m jusqu'au IIIèm s. ap. J.C. Dans ce contexte de relative indépendance de la dynamique littorale avec le rythme d'élévation du niveau marin, il faut envisager que les apports sédimentaires sont suffisants pour compenser l'élévation. Ces apports importants peuvent être liés au rapprochement des bras du fleuve du secteur oriental mais aussi à la morphologie côtière favorisant plus ou moins le transit littoral. Le comblement du paléo-golfe permet au littoral d'adopter un tracé plus est/ouest beaucoup plus oblique aux houles dominantes d'ouest (Bruzzi, 1998), ce qui accélère les effets de dérive vers l'ouest.

Ce schéma permet de répondre aux multiples questions dont avaient fait l'objet les vestiges archéologiques antiques du littoral de Fos (Monguillan, 1977 ; Liou, 1985) et de comprendre des données archéologiques qui semblaient jusqu'à ce jour aberrantes.

La plus énigmatique était la nécropole, proche des épaves, dont on doutait qu'elle soit proche de sa position initiale. Il est toujours impossible de trancher sur la question de l'existence d'un port à l'intérieur de l'anse. Les dépôts étudiés n'ont pas permis de mettre en évidence un milieu fermé à l'époque supposée, d'une occupation portuaire. Le cordon supportant la nécropole a bien pu isoler une lagune, comme cela s'est produit à deux reprises antérieurement, mais le recul puissant qui survient après le troisième siècle ap. J.C. a remanié totalement une partie des corps sédimentaires antiques. Ce recul a eu pour conséquence le déplacement vertical des stèles par soutirage, la disparition des sépultures qui les accompagnaient et l'invasion de la tourbière par le cordon littoral.

Sur la plaine deltaïque, le tracé littoral sub-parallèle à la bordure de la Crau actuelle implique l'existence d'un golfe profond entre la région de Fos et le lobe deltaïque d'Ulmét. L'activité des bras orientaux du fleuve semble donc très limitée vers 1000 av. J.C. L'influence sédimentaire du fleuve deviendrait manifeste avec la mise en place du cordon du Marais du Vigueirat entre 787 et 549 av. J.C. L'une des embouchures du bras du Rhône d'Ulmét, actif au moins à partir du début du premier millénaire av. J.C., est supposée se situer alors vers l'étang du Fournelet, où l'on perd la trace de son chenal (L'Homer *et al.*, 1975). La part grandissante des apports rhodaniens à partir de cette période va être décisive sur la progradation de la partie orientale du delta.

**PARTIE III - COMPARAISON ET
INTERPRETATION DE LA MOBILITE DU
TRAIT DE COTE**

Partie III. Comparaison et interprétation de la mobilité du trait de côte

La courbe de la montée du niveau marin relatif, à laquelle nous aboutissons sur le site de Fos, apparaît originale par son allure en palier. Sa signification doit être discutée par comparaison avec les autres courbes actuellement disponibles, en particulier sur les littoraux de Méditerranée occidentale, en tenant compte des contraintes et des indicateurs propres à chaque site. Cette démarche nous amènera à poser la question de la mobilité du sol sur la marge orientale du delta du Rhône. Ces deux points seront abordés dans le chapitre I.

Les déplacements latéraux du trait de côte sont importants depuis 5000 ans : on passe d'une paléogéographie de golfe profond initial au littoral régularisé actuel, avec plusieurs variations en sens contraire. Cette évolution ne dépend donc pas que de la montée du niveau marin relatif ; elle lui est même antithétique à plusieurs reprises. Il faut donc poser la question du bilan détritique, lié à la proximité des embouchures du Rhône et au volume détritique apporté par ce dernier. Ce sera l'objet du chapitre II

Chapitre I. La montée du niveau marin relatif, discussion : la part des facteurs globaux et locaux

1.1 Les courbes de référence en Méditerranée occidentale

On dispose, en Méditerranée occidentale de plusieurs courbes de la variation relative du niveau marin, dont certaines débutent au Pléniglaciaire supérieur ou au Tardiglaciaire. Elles ont été précisées depuis quelques années, pour les derniers millénaires, par l'utilisation des bioindicateurs sur les côtes rocheuses et par l'approche paléo-environnementale de sites archéologiques côtiers. Enfin, nos propres observations, et les nouvelles données acquises dans le delta du Rhône par le programme archéologique delta du Rhône, fournissent des éléments de comparaison supplémentaires.

1.1.1. Les courbes de référence depuis le dernier maximum glaciaire

A l'échelle de notre étude nous n'avons retenu que les données issues du littoral méditerranéen français. Ces travaux ont des échelles de résolution verticales ou chronologiques très variables, ce qui ne facilite pas la comparaison entre eux. Ils reposent sur l'utilisation d'indicateurs différents : reconnaissance par la sismique des corps sédimentaires de bas niveau puis transgressifs, géomorphologie des cordons de la plaine littorale. Dans plusieurs cas (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Dubar & Anthony, 1995) une partie des courbes sont tracées à partir de la reconnaissance de la limite supérieure du domaine marin infralittoral, ou lagunaire, ou de la limite inférieure du domaine continental dulçaquicole défini par les tourbes. Ces travaux permettent de situer nos résultats dans la dynamique globale de la variation relative du niveau marin relatif en Méditerranée occidentale ; leur expression en âge BP facilite la confrontation.

Plusieurs courbes "longues" ont été élaborées (Labeyrie *et al.*, 1976, Aloïsi, 1978 et sous presse, L'Homer *et al.*, 1981) auxquelles on peut ajouter les recherches en stratigraphie séquentielle sur le plateau continental du golfe du Lion (Tesson et Allen, Gensous, Got, Berné, 1998). Pirazzoli (1991) a proposé une synthèse des données de la variation du niveau marin relatif dans le monde. Nous en avons extrait certaines courbes issues de la Méditerranée centrale, que nous avons regroupées dans une figure de synthèse.

Les courbes (fig. 58) montrent une élévation très rapide du niveau marin, de -60m jusqu'à -15m/-20m, entre 12000 et 8000 BP, suivie d'une décélération progressive, conformément à un modèle très largement représenté à l'échelle globale (Jegerlsma, 1966 ; van de Plassche, 1982 ; Lighty *et al.*, 1982 ; Fairbank, 1989 ; Bar *et al.*, 1993 ; Baeteman & de Gans, 1993 ; Jegerlsma, 1994 ; Montaggioni, 1997). Même si de légers effets tectoniques affectent certaines des courbes issues des travaux précédemment cités, les tendances qu'elles expriment sont comparables. Aux environs de 7000 BP ou légèrement après, toutes ces courbes indiquent un ralentissement de l'élévation du niveau marin relatif. Ce phénomène serait à l'origine de la formation de la plupart des grands deltas dans le monde (Stanley & Warne, 1994) et des interstratifications des dépôts tourbeux dans les remplissages de plaines alluviales (Baeteman, 1996). Les courbes de la Méditerranée française ne font donc pas exception.

Après 7 000 BP, sur la Riviera française (Dubar & Anthony, 1994), le niveau marin monte de -10 m à -2 m entre 7000 et 4000 BP, soit une vitesse d'environ 0,26 cm/an, comparable à celle que nous avons mesurée à Fos pour la même période (0,20 cm/an de 6 295 à 4 450 BP), puis de 2 m durant les trois mille ans restants, soit 0,056 cm/an (0,07 cm/an entre 4 085 et 1200 BP à Fos). L'Homer *et al.*, (1981) proposent une courbe de la variation relative du niveau marin établie à partir d'observations surtout effectuées en Camargue ou en petite Camargue à l'ouest du delta du Rhône ; la pente de sa courbe d'abord très forte atteint -3m vers 7000 BP et oscille autour du zéro actuel durant les 7 derniers millénaires.

Trois courbes indiquent une élévation du niveau marin supérieure de 1 à 3 m au niveau actuel entre 6000 et 3000 BP, dans le Golfe du Lion (Aloisi, 1978), en Camargue (L'Homer *et al.*, 1981) et sur le littoral de Nice (Dubar & Anthony, 1995). Les niveaux marins ont été déterminés à partir de l'altitude de cordons sableux émergés ou de tourbes de plaines alluviales.

En Camargue, la courbe présente plusieurs petites fluctuations régressives ou transgressives d'ampleur limitée (L'Homer *et al.*, 1981). Comme le fait remarquer Pirazzoli (1991), l'élévation des barrières littorales dépendrait plus du niveau d'énergie de la mer, que de véritables variations eustatiques. Les fréquentes translations du trait de côte, pourraient être à l'origine de la succession des cordons semblant dessiner des pulsations du niveau marin relatif. La conservation de ces cordons aurait été assurée dans un contexte sédimentaire plus favorable qu'à Fos. Quant aux tourbes du littoral de Nice (Dubar & Anthony, 1993), leur relation avec des niveaux de base locaux pourrait aussi expliquer leur position élevée. Seule une encoche de falaise située au pied du cap Romarin sur la côte languedocienne constituait, jusqu'à il y a peu, un indice probable d'un niveau marin relatif supérieur à l'actuel. Or, son âge pléistocène est aujourd'hui attesté de façon indiscutable (Laborel *et al.*, 1998). Quelques traces de niveaux marins relatifs supérieurs à l'actuel ne sont donc pas exclues mais restent hypothétiques et pourraient être dans quelques cas imputables à des mouvements du sol (Ambert, 1980 ; L'Homer, 1989 ; 1992).

Par contre, de la côte de la Nerthe aux îles d'Hyères, il semble que le niveau marin n'ait jamais dépassé son niveau actuel. La limite inférieure des peintures rupestres de la grotte Cosquer, partiellement effacées par le battement du niveau marin actuel, indique que la mer n'est pas montée plus haut (Clottes & Courtin, 1992). Seuls des mouvements du sol de sens opposé pourraient alors expliquer la préservation des peintures jusqu'au niveau marin actuel : dans un premier temps un soulèvement du substrat aurait épargné les peintures de la transgression puis un affaissement aurait ramené les peintures au niveau marin actuel ou au-dessous. Cette hypothèse d'une tectonique active holocène dans le secteur a été jusqu'à présent infirmée (Laborel *et al.*, 1994 ; Collina-Girard, 1997).

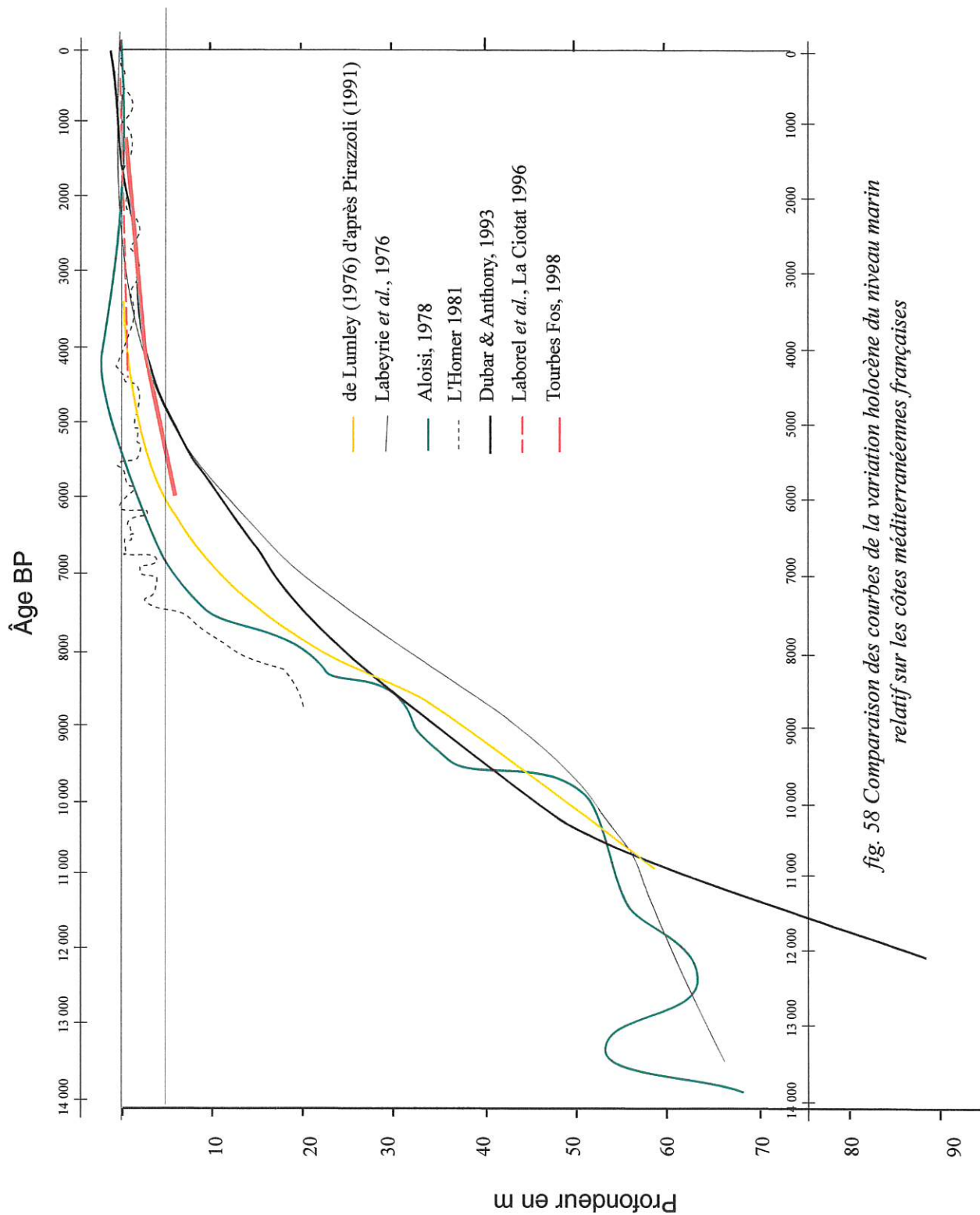


fig. 58 Comparaison des courbes de la variation holocène du niveau marin relatif sur les côtes méditerranéennes françaises

1.1.2. Les courbes de la variation du niveau marin relatif depuis 6000 BP

Les résultats obtenus à partir des bioindicateurs sur les côtes rocheuses de Provence et de Corse par Laborel *et al.* (1996) et Morhange (1994) constituent pour nous la référence la plus fiable et la plus proche. Ils reposent sur la datation des corniches fossiles de *Lithophyllum lichenoides*, qui fournit la position du niveau marin moyen biologique avec une fourchette d'incertitude de +/- 15 cm.

Les corniches de *Lithophyllum lichenoides* indiquent une élévation du niveau marin de 4500 B.P à nos jours par décélération régulière. Aucune construction biologique ou trace de faunes fixées holocènes n'a été mise en évidence au-dessus du niveau marin actuel, sur le littoral provençal. Mais il est important de noter que la conservation de ces indicateurs dans l'étage supra littoral est rendue difficile du fait de leur fragilité et de l'intense érosion que subit cet étage (Laborel *et al.*, 1994). Cette seule absence ne peut donc être retenue comme une certitude de la non existence d'un niveau marin relatif supérieur à l'actuel.

La courbe établie sur les falaises de La Ciotat (Laborel *et al.*, 1994 ; 1996), débute à partir de 4750 ans BP. Nous rappelons que nous avons tenu compte d'un $\delta^{13}\text{C}$ de 0 ‰, par rapport aux dates publiées par Laborel *et al.* La vitesse d'élévation du niveau marin calculée par régression linéaire à partir des données du *Lithophyllum lichenoides* (fig. 59), est relativement lente (0,027 cm/an) entre 4000 et 1200 BP (0,07 cm/an entre 4085 et 1200 BP à Fos). La dispersion des points autour de la droite en début de période (3000/4000 BP) rappelle la stabilité du plan d'eau perçue à Fos durant à peu près la même période.

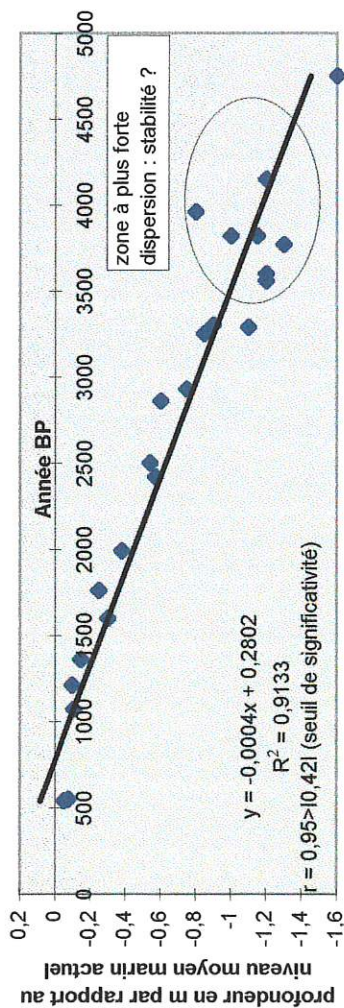
La figure 60 compare en âge B.P. les tourbes aux corniches médiolittorales (fig. 60) de la Ciotat. L'ensemble des points de Fos, à l'exception du plus récent, se situe au-dessous des points de La Ciotat. L'écart est de 1,20 m vers 4 000 BP et se réduit à 0,5 m vers 2000 BP. Les droites se rejoignent entre 2000 et 1000 BP. Elles expriment le rattrapage très rapide du décalage constaté entre les données de Fos et celles de La Ciotat. Malheureusement, la partie supérieure de la courbe de Fos est encore incomplète et affectée par le problème d'échantillonnage de 1990.

D'autre part, la stabilisation du niveau marin évoqué à Fos lors de la progradation des tourbières sur le domaine marin, confirmée par les comparaisons âge/profondeur, est aussi visible sur les corniches marines.

Pendant presque un millénaire, entre 4 150 et 3 300 ans BP environ, les corniches de *Lithophyllum lichenoides* se développent à une altitude proche de -1m (entre -0,8 et -1,2). Probablement attribuée jusqu'à présent à une plus forte dispersion liée aux difficultés de mesure, d'échantillonnage ou de contamination par des carbonates étrangers à la bioconstruction, cette stabilisation ne fut jamais évoquée par les auteurs. La quasi-absence de données antérieures à cette période sur les corniches peut contribuer à une image tronquée de la montée relative du niveau marin. Enfin, il faut peut-être voir dans la vitesse d'élévation plus rapide avant 4 500 ans BP, l'origine de l'absence de restes de corniches avant cette date. Les corniches peu développées du fait de leur rapide submersion auraient été effacées plus facilement par l'érosion.

Sur les littoraux de la mer Tyrrhénienne, à partir de l'analyse des cyclothèmes karstiques submergés, Alessio *et al.*, (1994) observent une stabilisation beaucoup plus longue de (6000 à 2500 BP) qui recouvre la période observée à Fos.

fig. 59 Position des corniches de *Lithophyllum lichenoides* à la Ciotat en fonction de leur âge d'après Laborel et al, 1996 (modifié)

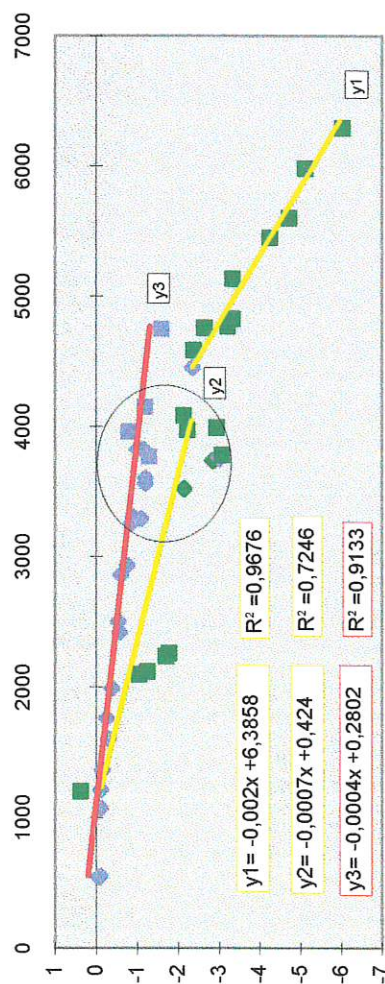


Age BP estimé à partir d'un $\delta^{13}C$ estimé à 0 pour mille

échantillon	profondeur	dates BP	incertitude
LGQ-804	-0,05	540	+/-110
LGQ-803	-0,08	550	+/-120
LGQ-802	-0,11	1070	+/-120
LGQ-773	-0,1	1210	+/-120
LGQ-801	-0,15	1360	+/-120
LGQ-798	-0,3	1600	+/-120
LGQ-800	-0,25	1760	+/-120
LGQ-769	-0,38	1990	+/-130
LGQ-1081	-0,57	2420	+/-130
LGQ-1080	-0,54	2500	+/-130
LGQ-1082	-0,6	2860	+/-130
LGQ-768	-0,75	2930	+/-120
LGQ-764	-0,85	3250	+/-130
LGQ-1084	-1,1	3290	+/-130
LGQ-770	-0,9	3300	+/-130
LGQ-766	-1,2	3660	+/-130
LGQ-761	-1,2	3600	+/-130
LGQ-767	-1,3	3770	+/-140
LGQ-760	-1	3820	+/-130
LGQ-763	-1,15	3820	+/-130
LGQ-1083	-0,8	3960	+/-140
LGQ-765	-1,2	4150	+/-130
LGQ-762	-1,6	4750	+/-130

dates à plus forte dispersion (stabilité?)

fig. 60 Comparaison de la position des tourbes de la marge orientale du delta du Rhône à la corniche de *Lithophyllum lichenoides* de La Ciotat



Les tourbes dulçaquicoles de Fos corroborent ces différents résultats. Cette stabilité est synchrone de la stabilisation du plan d'eau à Fos vers -2 m et de l'extension de la tourbière sur le domaine marin. Leur développement continu dans le Marais de Fos de 5450 BP à 1200 BP indique que l'élévation relative du niveau marin s'est maintenue au-dessous du niveau marin actuel et a toujours été compensée par l'accrétion verticale de la tourbe. Ce qui implique une élévation du plan d'eau suffisamment lente. Ce n'est que vers 700/1000 ap. J.C. que la montée du plan, soit par sa brutalité soit par son importance, ne peut être compensée par l'accrétion de la tourbe : la tourbière se transforme alors en une étendue d'eau libre comme en témoigne le passage des faciès à tourbe aux boues carbonatées.

Nous retiendrons que les droites de régression tracées à Fos à partir du barycentre des fourchettes d'incertitude chronologique et altimétrique des tourbes dulçaquicoles se situent nettement au-dessous de l'ensemble des courbes du niveau marin relatif des côtes méditerranéenne françaises. Pourtant le caractère doux du milieu de mise en place des tourbes favorise a priori une position de ce marqueur au-dessus du niveau marin. Le rattrapage entre le niveau marin relatif de Fos et les courbes obtenues sur substrat rocheux s'effectue entre 2000 et 1000 BP. A partir du Haut Moyen Âge le niveau marin est proche du niveau actuel.

Le tableau suivant rappelle les vitesses théoriques d'élévation du niveau marin relatif à La Ciotat et à Fos. On constate qu'elles sont toujours plus rapides à Fos.

Vitesse théorique d'élévation	Sites	Calculée à partir d'observation sur la période
0,04 cm/années BP	La Ciotat d'après Laborel <i>et al</i> , 1996 (modifié)	4750-750 BP
0,11 cm/années BP	Marge orientale du delta du Rhône	6295-1200 BP
0,20 cm/années BP	Marge orientale du delta du Rhône	6295-4450 BP
cm/années BP	Marge orientale du delta du Rhône	4085-1200 BP

Tab.19 Comparaison des vitesses d'élévations du niveau marin relatif entre La Ciotat et la partie orientale du delta du Rhône à différentes périodes

Cette différence ne peut être attribuée qu'à des mouvements négatifs verticaux du sol qui affectent le secteur oriental du delta du Rhône. L'élévation plus rapide y compense ces mouvements.

Nous en examinerons la possibilité plus loin.

1.1.3. Les courbes de la variation du niveau marin relatif à partir des données archéologiques depuis 2500 BP environ

Un premier inventaire effectué par Pirazzoli (1976) sur les sites des côtes provençales et tyrrhéniennes concerne la période du III^{ème} av. J.C. au I^{er} ap. J.C. Il synthétise sous la forme de deux droites de régression à peu près parallèles, correspondant à une hypothèse haute et une hypothèse basse, la variation relative du niveau marin. Ce travail avait permis de mettre en évidence le caractère mal daté de certains sites provençaux et leur interprétation difficile en termes bathymétriques. Les apports des fouilles récentes sur les sites languedociens et provençaux, de part et d'autre de notre secteur, permettent de réviser et de compléter cet inventaire.

Le littoral du Languedoc a fait l'objet pour l'époque romaine d'un bilan partiel (Ambert *et al*, 1993). Les sites de l'époque romaine en position inférieure au niveau actuel sont rares. La plupart des submersions seraient dues aux tassements ou à l'érosion du trait de côte. Seul celui de la pointe du Barrou à Sète (I^{er} et IV^{ème} s. ap. J.C.) pourrait indiquer une légère submersion, mais l'absence de lien direct entre les niveaux submergés et les structures bâties ou les sols d'occupation ne donne aucune certitude quant à une élévation du niveau marin relatif depuis cette période. D'autre part, le site du Bourbou, composé d'un établissement destiné probablement au stockage portuaire sur le

rivage nord de l'étang de Thau, semble indiquer au contraire une position du niveau marin relatif supérieure au niveau actuel : le recouvrement des couches archéologiques, datées entre le Ier s. et le IVème s. ap. J.C., par des dépôts de tempête successifs ou des dépôts médiolittoraux pourrait indiquer une position du plan d'eau comprise entre 0 et 0,20 m NGF au cours des quatre premiers siècles de notre ère (Lugand *et al.*, 1997).

Sur les côtes de Provence, de la Camargue à Marseille, les vestiges archéologiques permettent d'obtenir une image précise du niveau marin entre le Vème s. av J.C. et le VIème ap. J.C. Les données les plus précises et les plus nombreuses sont issues des fouilles de Marseille : chantiers de la Bourse (Pirazzoli & Thommeret, 1973), de César et Jules Vernes (Morhange, 1994 ; Morhange *et al.*, 1998). La position théorique du niveau marin est déduite de l'altimétrie des structures et de leur fonction. Ce recensement concerne les sites de Camargue, du Golfe de Fos, de Martigues-l'île, de Martigues-Laurons, de la Côte bleue (carrières) et de Marseille (fig. 61 et Tab. 20).

Les structures mises en place en milieu émergé regroupent les sols d'occupation, les foyers domestiques ou les bases de fosses d'inhumation. N'admettant pas de submersion durable, elles délimitent le niveau maximal du plan d'eau. D'autres structures théoriquement moins exigeantes car elles peuvent tolérer des submersions plus fréquentes (planchers de carrières, bases de murs de fondation) complètent les données précédentes. Les vestiges des Laurons (Moerman, 1994) et de l'île à Martigues (Chausserie-Laprée, 1988), les carrières littorales de la Côte Bleue entre Port de Bouc et Sausset les Pins constituent des éléments de comparaison avec les sites de Fos tout proches.

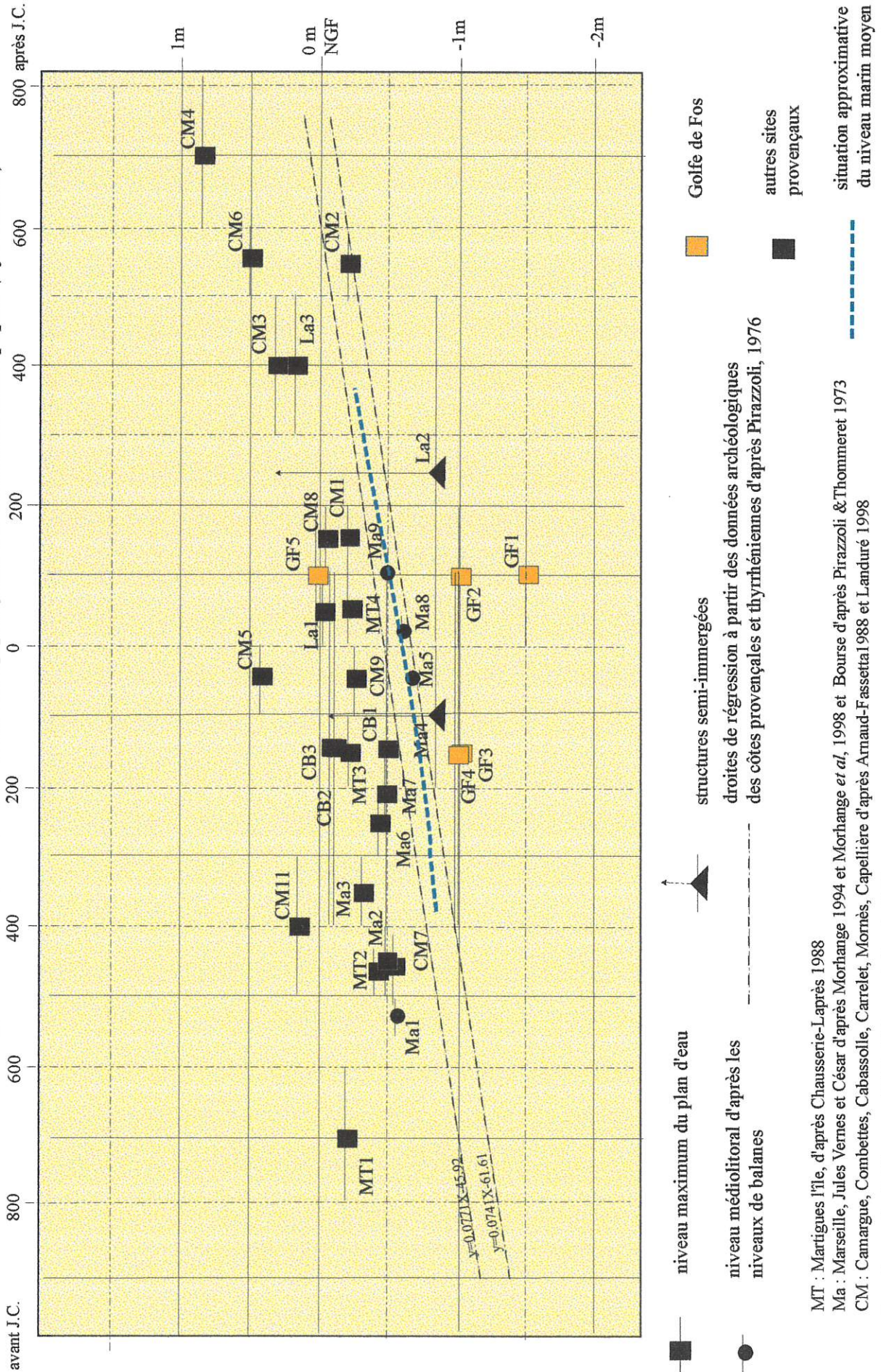
En Camargue, les niveaux d'installation des sites archéologiques reflètent un lien indirect entre niveau marin et nappe phréatique, vis à vis de laquelle les hommes se protègent soit par exhaussement des stratigraphies soit par occupation des points hauts. Contrairement aux études anciennes (le Carrelet, les Saintes Maries) qui avaient alimenté les hypothèses de forte subsidence sur la foi de données contestables (épandage de céramiques, bases de murs), les sites camarguais fouillés récemment (Landuré, 1998 ; 1997) n'indiquent aucune submersion exceptionnelle de la base des sols d'occupation. Seule une inhumation au Carrelet (CM2) est en position légèrement déprimée vers 0,25 m NGF, sans impliquer néanmoins une subsidence du sol. On constate un bon alignement de ces structures, délimitant le niveau maximum atteint par la mer, de Marseille à la Camargue.

Les niveaux actuels de balanes de Marseille conformément à leur nature médiolittorale se situent entre 18 et 20 cm au-dessous du niveau maximal du plan d'eau, soit à peu près à la hauteur d'un demi-marnage (Morhange *et al.*, 1998).

Or, les niveaux fossiles de balanes des fouilles de Marseille se trouvent à environ 20 cm sous la limite maximale du plan d'eau définie par les autres structures des sites du Vieux port mais aussi définis par d'autres sites provençaux comme ceux de Martigues (MT4), de Camargue (CM9 et CM1) ou de la côte Bleue. On observe pourtant une différence entre le niveau de balanes du Chantier César et les niveaux de balanes des chantiers Jules Vernes et de la Bourse. Les balanes du chantier César ne sont pas alignées sur les autres niveaux de balanes et se situent très près de la limite supérieure théorique du plan d'eau. La proximité des chantiers autour du Vieux Port, le contexte hydrodynamique proche, ne permettent pas d'expliquer cette différence. Les balanes de la Bourse et de Jules Vernes paraissent à une distance convenable du sommet du plan d'eau maximal. Ce qui n'est pas le cas sur le chantier César.

Cette question est actuellement à l'étude par C. Morhange, mais nous constatons simplement que le niveau de balane du chantier César (Ma1) semble donc en situation anormale à environ 35 cm au-dessus d'une ligne théorique tracée par l'alignement des trois autres niveaux, dans l'hypothèse d'une élévation continue du niveau marin relatif.

Fig. 61 Position du plan d'eau d'après : les structures archéologiques émergées en situation marginolittorales, les structures semi-immergées et les niveaux méditerranéens biologiques fixés aux structures anthropiques (Cf : Tab. 20)



Marseille

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
César	Quai	575-550 av. J.C.	-0,63	médiolittoral	Morhange <i>et al.</i> , 1998	Ma1
César	mur hors d'eau	Vème s. av. J.C.	-0,56	niveau maximal du plan d'eau	Morhange <i>et al.</i> , 1998	Ma2
César	mur hors d'eau	IVème s. av. J.C.	-0,39	niveau maximal du plan d'eau	Morhange <i>et al.</i> , 1998	Ma3
J. Vernes	rampe de halage	II/IIIème s. av. J.C.	-0,85	semi-immersé	Morhange, 1994	Ma4
J. Vernes	Quai	50 av. J.C.	-0,72	médiolittoral	Morhange, 1994	Ma5
César	mur hors d'eau	IIIème s. av. J.C.	-0,46	niveau maximal du plan d'eau	Morhange <i>et al.</i> , 1998	Ma6
César	rampes de halage	300/100 av. J.C.	-0,48	niveau maximal du plan d'eau	Morhange <i>et al.</i> , 1998	Ma7
J. Vernes	Quai	I/50 ap. J.C.	-0,65	médiolittoral	Morhange, 1994	Ma8
Bourse	Quai	100 ap. J.C.	-0,40/-0,60	médiolittoral	Pirazzoli/Thommeret, 1973	Ma9

Martigues l'île

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
L'Abion	sol d'occupation ?	VIII/VIIème s. ap. J.C.	-0,20	niveau maximal du plan d'eau	Chausserie-Laprée, 1988	MT1
Village 1	sol d'occupation	450-430 av. J.C.	-0,20/-0,50	niveau maximal du plan d'eau	Chausserie-Laprée, 1989	MT2
Village 1	sol d'occupation	IIème s. av. J.C.	-0,20	niveau maximal du plan d'eau	Chausserie-Laprée, 1990	MT3
Village 3	foyer	Ier s. ap. J.C.	-0,20	niveau maximal du plan d'eau	Chausserie-Laprée, 1992/95	MT4

Martigues laurons

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
anse sud	murs hors d'eau	Ier s. ap. J.C.	-0,05	niveau maximal du plan d'eau	Moerman, 1994	La1
anse est	digue/épis	Ier/IVème s. ap. J.C.	-0,87/0,27	niveau min./niveau max.	Moerman, 1994	La2
anse sud	tombes	V/IVème s. J.C.	0,15	niveau maximal du plan d'eau	Chausserie-Laprée, 1991	La3

Côte Bleue

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
Lavéra	Carrières littorales	IV av./Ier s. ap. J.C.	-0,48	niveau maximal du plan d'eau		CB1
La Couronne	Carrières littorales	IV av./Ier s. ap. J.C.	-0,18	niveau maximal du plan d'eau	Guéry <i>et al.</i> , 1981	CB2
L'Arquet	Carrières littorales	IV av./Ier s. ap. J.C.	-0,13	niveau maximal du plan d'eau	Guéry <i>et al.</i> , 1981	CB3

Camargue

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
Combettes	foyer	IIème s. ap. J.C.	-0,2	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM1
Carrelet	base sépultures	VIème s. ap. J.C.	-0,2	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM2
Carrelet	base sépultures	IV/Vème s. ap. J.C.	0,25	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM3
Carrelet	base sépultures	ht 1/2 âge	0,85	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM4
Mornès	base sol d'occupation	Ier s. ap. J.C.	0,4	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM5
Cabassole	base sépultures	V/VIème s. ap. J.C.	0,5	niveau max. nappe phréatique	Arnaud-Fassetta, 1998	CM6
Capellière	base sol d'occupation	Vème s. av. J.C.	-0,61	niveau max. nappe phréatique	Landuré, 1998	CM7
Capellière	base sol d'occupation	IIème s. ap. J.C.	-0,13	niveau max. nappe phréatique	Landuré, 1998	CM8
Capellière	base sol d'occupation	Ier s. av. J.C.	-0,3	niveau max. nappe phréatique	Landuré, 1998	CM9
Capellière	base sol d'occupation	Ier s. ap. J.C.	-0,07	niveau max. nappe phréatique	Landuré, 1998	CM10
Capellière	base sol d'occupation	V/VIème s. av. J.C.	0,12	niveau max. nappe phréatique	Landuré, 1999	CM11

Golfe de Fos

sites	type de structures	datation	niveau en m NGF	Interprétation	références	n° fig.61
Cavaou	hangar	Ier/IIème s. ap. J.C.	-1,5	niveau maximal du plan d'eau	Gassend, 1990	GF1
Saint-Gervais	hangars	Ier s. ap. J.C.	-1	niveau maximal du plan d'eau	Sciallano <i>et al.</i> , 1992	GF2
Saint-Gervais	carrières	IV av./Ier s. ap. J.C.	-1	niveau maximal du plan d'eau	observations personnelles	GF3
Botai	carrières	IV av./Ier s. ap. J.C.	-1	niveau maximal du plan d'eau	observations personnelles	GF4
Baumasse	villa	Ier/IIème ap. J.C.	-0,05	niveau maximal du plan d'eau	Trément, 1994	GF5

Tab 20 Position du niveau marin d'après les structures archéologiques du golfe de Fos et de Provence

A l'exception des murs de la *villa* de la Baumasse, les structures de Fos sont en situation anormalement basse, qu'il s'agisse des carrières (GF4 et GF3) ou des bâtiments du Cavaou et Saint-Gervais (GF2 et GF1). Pour ces deux derniers, considérant qu'il s'agit de hangars à bateaux, nous avons considéré que la partie septentrionale de la base de la structure n'était pas submergée et délimite donc la position maximale du niveau marin. Le décalage observé entre les structures archéologiques de Fos et celles des autres sites provençaux varie de 0,35 à 1,07 m.

On constate que les deux droites tracées par Pirazzoli (1976), quasi essentiellement à partir des données de la mer Tyrrhénienne (une seule mesure est issue des côtes provençales : le niveau de balanes des fouilles de la Bourse Marseille), sont effectivement situées immédiatement au-dessous de la limite maximale du plan d'eau et enveloppent les niveaux de balanes des fouilles récentes de J. Vernes à Marseille. Malgré l'origine géographique diverse des données, la concordance entre les niveaux archéologiques provençaux est donc très bonne.

Conclusion

La comparaison des sites provençaux et tyrrhéniens met en évidence une bonne concordance entre les sites. Seule la partie nord du Golfe de Fos est affectée par un décalage négatif du niveau marin relatif d'une valeur maximale de 1,07 m vers le Ier s. ap. J.C.. De part et d'autre, les sites des Laurons et de Martigues ainsi que ceux de Camargue, pourtant réputée subsidente (Russel, 1942 ; Denizot, 1959 ; L'Homer *et al.*, 1981 ; 1994), ne sont pas affectés par ce phénomène. Les données archéologiques confortent donc les différences observées entre les droites de régression obtenues à partir du *Lithophyllum lichenoïdes* et des tourbes.

Le décalage mis en évidence par les structures archéologiques antiques confirme celui qui apparaissait dès 4500 BP, sur la base de la comparaison entre les droites de régression obtenues avec le *Lithophyllum lichenoïdes* (vitesse d'élévation du niveau marin) et avec la base des tourbes dulçaquicoles (vitesse d'élévation des nappes phréatiques continentales). Ces deux droites indiquaient un décalage maximal de 1,7 m pour une date théorique de 4000 BP.

Le rattrapage du décalage s'effectue au cours du premier millénaire ap. J.C. : à la montée progressive du niveau marin relatif entre 5500 BP et 1200 BP, succède un changement brutal modifiant les tourbières en marais doux inondés. Le recul du littoral au même moment, qui pourrait expliquer en partie la modification locale du niveau de la nappe, ne permet pas d'expliquer l'enneigement des structures archéologiques, en particulier du plancher des carrières. Il doit être imputé à une variation relative rapide du niveau marin. Le croisement des droites de régression permet de dater approximativement cette phase lors de la mise en place des dépôts tourbeux proche du zéro NGF à partir de 1200 BP, soit vers 700/1000 ap. J.C..

1.2. Le rôle des mouvements du sol sur la montée du niveau marin relatif à Fos, discussion

La comparaison entre les courbes de la montée du niveau marin holocène sur les littoraux de Méditerranée nord occidentale, et particulièrement sur les côtes rocheuses et les sites archéologiques provençaux qui fournissent un référentiel à haute résolution chronologique et spatiale, et celle que nous avons établi sur la marge orientale du delta du Rhône, met en évidence un décalage vertical négatif important se traduisant par des vitesses différentes d'élévation du niveau marin pour la période comprise entre 4085 et 1200 BP (cf. fig. 62). Nous discuterons successivement ces deux questions.

Rappelons que pour Morhange (1993) et Laborel *et al.* (1996), la montée du niveau marin relatif est affectée d'un ralentissement constant depuis cinq millénaires : sa vitesse est évaluée entre 0,04 cm/an et 0,03 cm/an de 4500 à 2500 BP et de 0,03 cm/an à 0,015 cm/an après 2500 BP.

A Fos, nous aboutissons à une courbe en trois segments. Nous n'avons calculé les vitesses globales d'élévations que sur deux d'entre eux, pour des raisons statistiques déjà évoquées (Partie II chap. II) : elles sont de 0,20 cm/an entre 6300 et 4450 BP, puis de 0,07 cm/an entre 4085 et 1200 BP. Le dernier segment comprend deux millénaires environ de stabilisation ou de montée lente et un relèvement rapide du plan d'eau à partir de 2200 BP au moins. Le manque de points sur la courbe ne permet pas de définir clairement quand le processus d'élévation rapide débute. Nous analyserons séparément chacun des trois segments (fig.62).

La courbe de Laborel *et al* (1996) s'interrompt vers le bas, vers 4700 BP., et ne permet donc pas de comparaison avec nos résultats antérieurs à cette date. La vitesse que nous mesurons à Fos semble comparable à celles des courbes méditerranéennes, même si ces dernières ne disposent pas d'une résolution aussi précise que la nôtre. La partie sommitale de la courbe de Dubar et Anthony (1995) notamment présente une pente très proche de la notre (cf. Fig. 58). Il semble donc que graphiquement et d'après les pentes des courbes de Fos et de Nice, les vitesses de ces deux sites soient proches.

1.2.1 Le ralentissement entre 4085 et 3520 BP (2900 et 1700 av. J.C.)

Entre ces deux dates, le niveau marin relatif est soit égal à 2,15 m, soit inférieur. Nous disposons de trois points datés à la base des tourbes (Ly-7592 ; Ly-7862 et Ly-8020), dont l'âge et l'altimétrie sont fiables. Il faut remarquer que les points écartés sont tous inférieurs à cette limite et présentent entre eux un bon alignement, ce qui semble plaider en faveur d'une erreur d'altimétrie. Quatre hypothèses sont ici possibles :

- La stabilisation apparente pourrait être liée à des effets différentiels de tassements selon la charge sédimentaire ou le poids de l'eau sur les matériaux. De telles perturbations ont fait l'objet de mises en garde de la part d'autres auteurs (Van de Plassche, 1982). Nous avons donc défini précisément le contexte sédimentaire de nos prélèvements. Ces trois points sont issus de trois sites, dans des contextes d'enfouissement différents. Les deux premiers sont relativement proches ; l'un (Ly-7862) est issu de Saint-Gervais, où il repose sur des sables marins, sous 1,5 m d'eau et 0,40 m de sédiments, l'autre (Ly-7592) est issu du Marais de Fos, en milieu émergé, où il repose sur un cordon de galets, sous 2,75 m de sédiments et de tourbes. Nous n'avons pas appliqué de coefficient de tassement aux sables et aux galets, considérés comme incompactables. Le troisième (Ly-8020) provient du marais du Vigueirat, à plusieurs kilomètres des deux premiers ; il repose sous 2,5 m de limons et de sables et sur 0,50 m de marnes et de tourbes, auxquelles nous avons appliqué un tassement global de 0,42 m, prenant ainsi une marge de sécurité supplémentaire en appliquant un tassement identique aux marnes. L'intervention de tassement des dépôts immédiatement sous-jacent aux points datés a donc été prise en compte ou considérée comme négligeable.

D'autres indicateurs sédimentaires confirment d'ailleurs la stabilisation du niveau marin relatif à Fos et sur la marge est du delta du Rhône. En effet, le cordon sableux du Marais du Cavaou (MC 20) permet de situer le niveau marin entre -2,3 m et - 2,5 m vers 4285 ± 50 BP soit en âge calibré entre 25665/2296 av. J.C. (cf. Tab 16 et fig. 50).

L'extension de nos observations au reste du delta permettrait peut-être de comparer les différents niveaux tourbeux. En effet, la carte géologique d'Arles confirme l'existence de tourbières au nord et au nord-ouest du delta, au contact entre les cailloutis aquifères plio-quadernaires et les dépôts fluviaux actuels. Plusieurs datations assez anciennes (entre 6070 ± 400 BP et 1120 ± 200 BP) sur des tourbes à phragmites, donc mises en place en milieu plus franchement aquatique, ont été obtenues à des profondeurs plus importantes qu'à Fos (Bonnet, 1965 ; 1966). Leur interprétation en terme paléobathymétrique semble difficile, compte tenu du contexte fluvio-deltaïque plus marqué, qui favorise l'existence de marais connectés à la nappe en arrière des levées de berges plutôt qu'au niveau marin. D'autre part, la plus grande épaisseur de la sédimentation holocène, l'existence de faciès limoneux-argileux favorisant le tassement et la présence de lentilles d'eau douce indépendantes du niveau de base marin, accroissent les difficultés d'interprétation.

La présence de tourbières littorales dulçaquicoles en milieu juxtalittoral a été déjà mise en évidence sur le littoral méditerranéen français : à Antibes, des tourbes datées 3230 ± 110 BP (LGQ-419) et situées entre -1 et $-2,25$ m NGF, rendent compte de niveaux marins relatifs inférieurs à l'actuel (Violino *et al.*, 1993). Des niveaux de plages et de lagunes surmontent les tourbes. Un aménagement anthropique de la tourbière date la modification de l'environnement au début de notre ère ou vers le II^{ème} s. ap. J.C.. Les modifications du milieu n'ont donc pas été interprétées comme naturelles mais dans le but d'aménager un étang-vivier. Par la suite l'accroissement des influences marines aux cours de la période romaine pourraient indiquer une modification du niveau marin relatif.

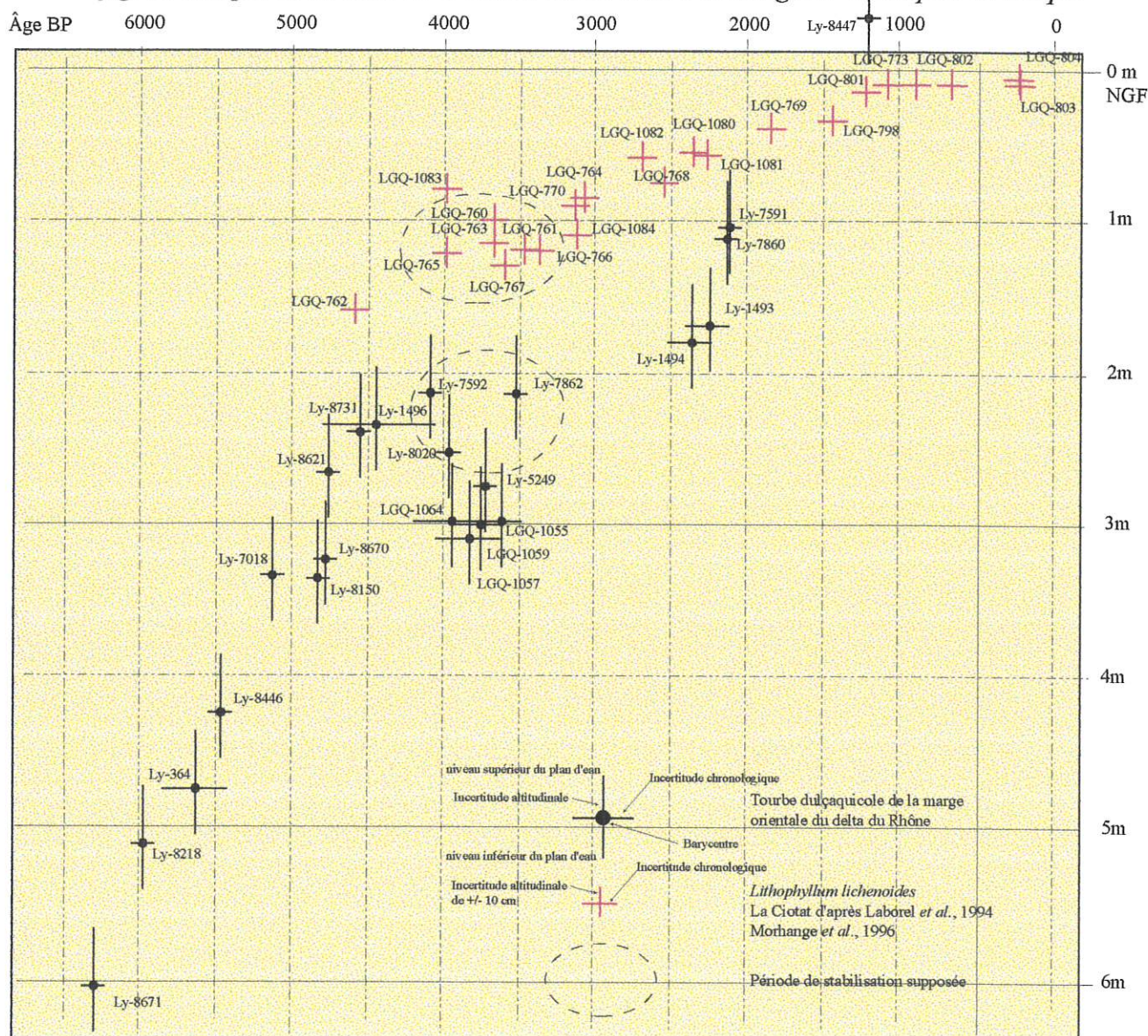
- Les tourbes ont pu colmater des dépressions inscrites dans le cailloutis de Crau, dont le fond aurait été plus bas que le niveau marin correspondant. Dans cette hypothèse, le maintien de faciès dulçaquicole n'apparaît possible que s'il existe un barrage imperméable entre le coin salé et le marais d'eau douce. Si les limons et les marnes à la base et en aval des tourbières du Vigueirat peuvent présenter une certaine imperméabilité, les sables marins et les galets des deux premiers échantillons ne peuvent en aucun cas favoriser la création de lentilles d'eau douce au-dessous du niveau marin. Nous ne pouvons donc pas retenir cette hypothèse au moins pour les deux points les plus méridionaux.

-Le ralentissement de la montée du niveau marin relatif pourrait être lié à un mouvement du sol, qui serait ici nécessairement positif pour compenser l'élévation du plan d'eau. Aucun élément local ne nous permet, ni de retenir, ni de rejeter cette hypothèse. Mais elle n'est jamais évoquée par les recherches tectoniques réalisées en basse Provence (Combes 1984 ; Terrier, 1991). Elle est d'autre part contradictoire avec les données connues sur la déformation du substratum anté-holocène sur la marge orientale du delta : le Miocène plonge de 13 m entre l'extrémité de la pointe de Port de Bouc et les premiers sondages en mer (BRGM : 1019/8 4 et 4bis), le toit des cailloutis de Crau plonge aussi vers le sud-ouest avec une pente de 0,6%.

-Le ralentissement pourrait enregistrer un phénomène plus général d'origine eustatique ou combinant forçage eustatique et réponse viscoélastique. Ce dernier paramètre ne semble pas favoriser un ralentissement de la montée des eaux marines en Provence. En effet, selon Lambeck et Johnston (1995) la compensation glacio-isostasique affecterait notre secteur d'un mouvement négatif du sol d'environ $-5,5$ m il y a 6000 ans et -1 m environ il y a 2000 ans ; l'effet de la surcharge océanique serait égal à 0. Le bilan des deux contraintes induirait donc une montée accélérée du niveau marin relatif.

Quelques travaux récents (Morzadec-Kerfourn, 1995 ; Alessio *et al.*, 1994) mettent en évidence des phases (eustatiques ?) de ralentissement dans la transgression fini holocène. Morzadec-Kerfourn (1995) démontre l'existence d'un palier entre 4200 et 3300 BP, c'est-à-dire dans la même fourchette chronologique que le nôtre. De nombreux autres travaux, concernant tous la zone atlantique, indiquent des phases de ralentissement voire de régression du niveau marin sur le littoral atlantique (Visset, 79 ; 82 ; 88 ; Visset *et al.*, 1990 ; Sanchez-Goni, 96) et la comparaison à la zone du delta du Rhône est certainement abusive.

Si la variable eustatique devait être retenue, elle aurait due être enregistrée par les courbes établies sur les substrats rocheux provençaux. La comparaison de nos résultats avec ceux de Laborel *et al.* (1996) mérite alors d'être discutée : en effet, ces auteurs ne disposent que d'un nombre limité de points dans la partie basse de leur courbe, où une plus grande dispersion des points entre $-1,3$ et -1 m environ pourrait être interprétée en terme de paliers. Dans cette perspective, la courbe de Fos apparaîtrait parallèle avec celle de Laborel *et al.*, (1996), mais avec un simple décalage vers le bas (fig. 62). Ce graphique est réalisé en âge BP incluant les corrections en $\delta^{13}\text{C}$ estimées pour La Ciotat et mesurées à Fos. Il montre le grand parallélisme des points pour l'ensemble de la partie basse de la courbe jusqu'au dernier point (LGQ-762).

fig. 62 Comparaison des courbes de la Ciotat et de Fos en âge BP $\delta^{13}C$ pris en compte

Datations du *Lithophyllum lichenoides* de la Ciotat (Laborel et al., 1994 ; Morhange et al., 1996) âge BP calculé à partir d'un $\delta^{13}C$ estimé à 0 pour mille

échantillon	dates BP	incertitude	profondeur
LGQ-804	540	+/-110	-0,05
LGQ-803	550	+/-120	-0,08
LGQ-802	1070	+/-120	-0,11
LGQ-773	1210	+/-120	-0,1
LGQ-801	1360	+/-120	-0,15
LGQ-798	1600	+/-120	-0,3
LGQ-800	1760	+/-120	-0,25
LGQ-769	1990	+/-130	-0,38
LGQ-1081	2420	+/-130	-0,57
LGQ-1080	2500	+/-130	-0,54
LGQ-1082	2860	+/-130	-0,6
LGQ-768	2930	+/-120	-0,75
LGQ-764	3250	+/-130	-0,85
LGQ-1084	3290	+/-130	-1,1
LGQ-770	3300	+/-130	-0,9
LGQ-766	3560	+/-130	-1,2
LGQ-761	3600	+/-130	-1,2
LGQ-767	3770	+/-140	-1,3
LGQ-760	3820	+/-130	-1
LGQ-763	3820	+/-130	-1,15
LGQ-1083	3960	+/-140	-0,8
LGQ-765	4150	+/-130	-1,2
LGQ-762	4750	+/-130	-1,6

Datations des tourbes de la marge orientale du delta du Rhône les $\delta^{13}C$ sont mesurées sauf pour les datations anciennes ou du LGQ où ils sont estimés à 25 pour mille

échantillon	dates BP	incertitude	profondeur	$\delta^{13}C$
Ly-8447	1200	+/-55	0,38	-28,44
Ly-7591	2100	+/-45	-1,05	-27,30
Ly-7860	2120	+/-55	-1,25	-28,36
Ly-1493	2240	+/-140	-1,7	-25
Ly-1494	2260	+/-150	-1,78	-25
Ly-7862	3520	+/-55	-2,15	-26,73
Ly-5249	3735	+/-75	-2,85	-25
LGQ-1059	3750	+/-190	-3	-25
LGQ-1055	3760	+/-170	-2,98	-25
LGQ-1057	3780	+/-180	-3,09	-25
Ly-8020	3975	+/-60	-2,24	-27,57
LGQ-1064	3990	+/-210	-2,95	-25
Ly-7592	4085	+/-60	-2,15	-27,67
Ly-1496	4450	+/-300	-2,35	-25
Ly-8731	4585	+/-45	-2,4	-27,73
Ly-8621	4755	+/-50	-2,65	-27,21
Ly-8670	4770	+/-45	-3,23	-26,71
Ly-8150	4825	+/-45	-3,35	-27,60
Ly-7018	5135	+/-75	-3,35	-27,25
Ly-8446	5450	+/-65	-4,25	-27,42
Ly-364	5600	+/-150	-4,72	-25
Ly-8218	5985	+/-55	-5,11	-27,09
Ly-8671	6295	+/-50	-6,03	-27,49

En âge calibré, si l'on tient compte d'un effet réservoir de 400 pour les corniches de *Lithophyllum lichenoïdes*, ce parallélisme ne sera pas conservé (fig. 63). En l'absence de données sur la question de l'effet réservoir, il n'est pas possible de trancher cette question. Mais si l'on admet, sur la foi de la comparaison graphique l'adéquation, entre les deux courbes BP., l'effet réservoir, dans le cas de La Ciotat, serait négligeable : sa position dans l'étage médiolittoral pourrait en être l'une des causes.

Le ralentissement de la montée du niveau marin relatif observé dans le golfe de Fos entre 4085 et 3500 BP (2900 et 1700 av. J.C.) n'est donc pas expliqué de façon complètement satisfaisante, sauf à envisager l'intervention d'une explication eustatique, encore trop peu démontrée par ailleurs pour être retenue avec certitude. L'acquisition de nouvelles données sur cette période sur les côtes de la Méditerranée occidentale permettra peut-être de confirmer cette hypothèse.

D'autre part un décalage vertical négatif important avec les courbes de la montée du niveau marin holocène de Méditerranée occidentale est observé. Le décalage maximal théorique calculé à partir des droites de régression vers 4000 BP est de 1,7 m. Il est confirmé pour la période antique à partir des vestiges archéologiques et évalué à plus d'un mètre vers le Ier/IIème s ap. J.C..

1.2.2 La montée rapide du niveau marin relatif entre 2300 et 1200 BP (500 av. et 1000 ap. J.C.)

Le rattrapage du décalage s'effectue au cours du premier millénaire ap. J.C. grâce à une vitesse d'élévation presque deux fois (1,75) plus rapide que sur les côtes rocheuses de Provence occidentale à la même période. Cette évolution implique nécessairement un mouvement négatif du sol, dont les effets sont limités dans le temps. Deux hypothèses sont ici possibles :

- L'effet de la compaction sédimentaire. Sur les zones étudiées du golfe de Fos et de la bordure orientale de la plaine du Rhône, les sédiments holocènes sont de faibles puissances (entre 2 et 6 m). Les faciès marins ou laguno-marins sont très majoritairement sableux ou graveleux, donc faiblement compressibles. Nous avons par ailleurs intégré, avec une marge importante, la compaction des tourbes, dont les niveaux inférieurs sont le plus souvent utilisés comme repères du niveau marin relatif.

Le substratum anté-holocène est formé par les alluvions quaternaires caillouteuses (grès et galets avec intercalation de poudingues) de la nappe de Crau. Celle-ci est épaisse au plus d'une vingtaine de mètres au droit des sondages réalisés, à l'exception du secteur du marais de Fos qui correspond à un paléotalweg durancien de 35 m de profondeur (Colomb *et al*, 1975) ; elle repose sur les grès et marnes marins miocènes ou les marnes lacustres bégudiennes. Les alluvions quaternaires, très grossières et parfois cimentées, ne sont pas sujettes à la compaction. Quant aux marnes et grès, les effets de tassement éventuels se sont produits sous l'effet de la charge de la nappe de Crau dès le début du quaternaire, donc avant les mouvements négatifs du sol du Ier millénaire après J.C.

Deux arguments permettent d'envisager l'absence d'une compaction notable. Dans la partie centrale du delta, où les sédiments holocènes sont beaucoup plus épais (50 m au sud du Vaccarès), les indices de mouvements du sol sont très faibles, comme en témoignent les vestiges archéologiques et la pente des levées alluviales rhodaniennes antiques (Arnaud-Fassetta, 1998), ainsi que les cordons littoraux de l'Holocène moyen affleurant vers + 3 m (L'Homer *et al*, 1981; Duboul-Razavet, 1956 ; Kruit, 1955). D'autre part, le plancher des carrières littorales antiques, taillé dans la dalle Miocène des pointes de Saint-Gervais et de Botaï où l'on doit exclure tout phénomène de tassement, est à la même altitude que le niveau marin relatif de la même époque sur substrat meuble, submergé sous 1 m d'eau. Nous rappelons pour mémoire que les carrières littorales de la Côte Bleue (l'Arquet, la Couronne), probablement du même âge, et celle de Lavéra située immédiatement au sud de la passe de Port de Bouc sont actuellement submergées par quelques décimètres d'eau (0,3 m environ).

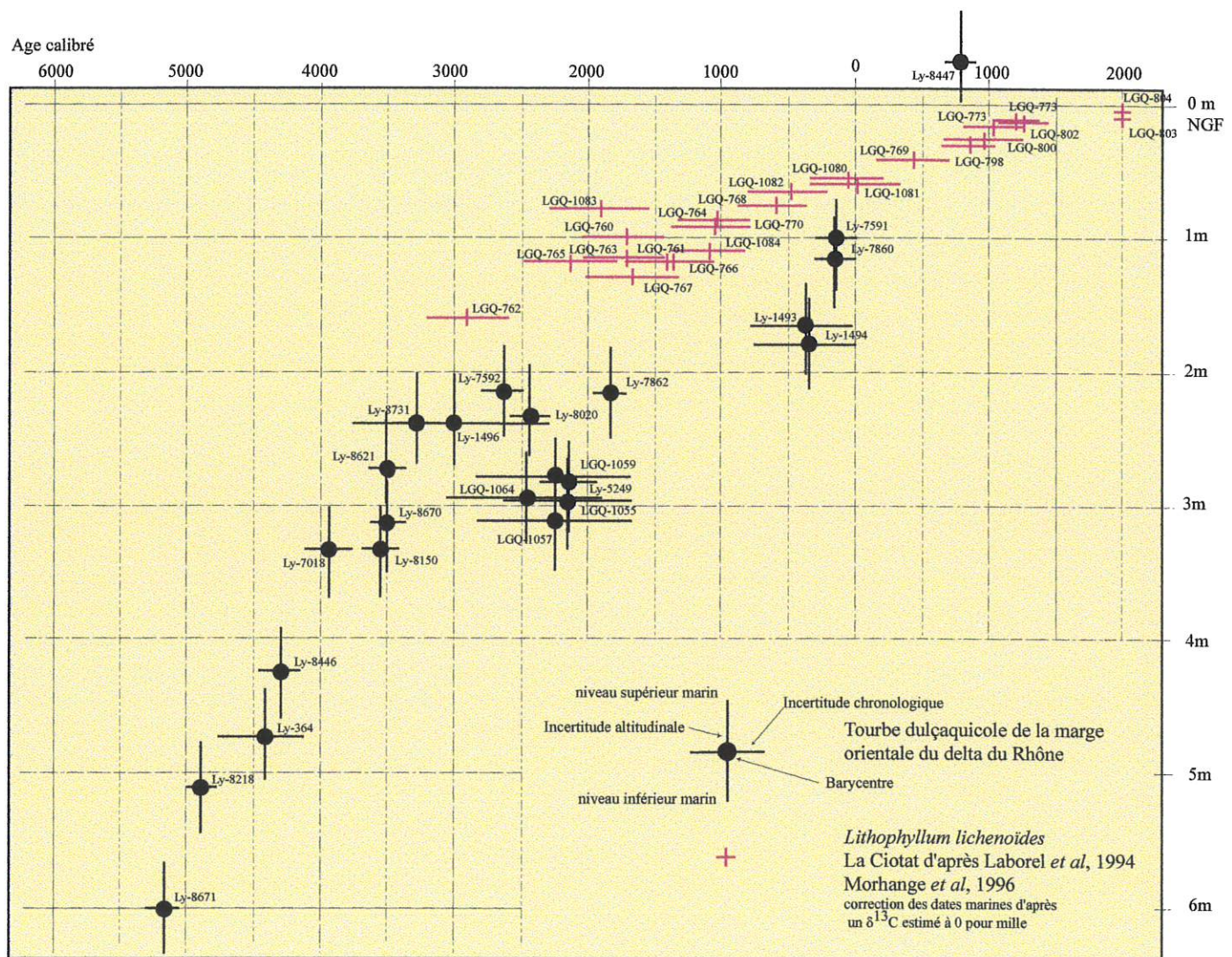


fig. 63 Comparaison des courbes d'élévation du plan d'eau continental et marin à partir des dates calibrées

Les carrières de Saint-Gervais et de Botaï sont les seuls vestiges antiques de la région ayant subit une telle submersion.

-Nous sommes donc amené à évoquer la possibilité de mouvements d'origine tectonique. Plusieurs arguments renforcent cette présomption. Ils nécessitent une présentation sommaire des caractères structuraux régionaux.

L'organisation lithostructurale de la basse Provence occidentale (fig. 64) se met en place lors des orogénèses pyrénéo-provençales, dont la phase majeure se situe au Bartonien : elle crée un ensemble de chaînes plissées, orientées est-ouest. La région subit ensuite les épisodes de distension oligocènes, qui dessinent un ensemble de graben orientés NE-SW (Lefebvre, 1980, Arthaud *et al.*, 1981, Combes, 1984, Gorini, 1993, Benedicto Esteban, 1996), remplis par d'épaisses formations continentales ou lacustres. La zone de transfert arlésienne délimite deux domaines d'extension, celui du Golfe du Lion au sud et celui de la vallée du Rhône et de la basse Provence au nord. Le bassin d'Alès et le bassin du Durance représentent les bassins de bordure, localisés sur les failles des Cévennes et de Nîmes à l'ouest et la faille de Durance à l'est. Le système de grabens du domaine du Golfe du Lion, en relation avec l'ouverture du bassin provençal par la rotation du bloc corso-sarde, englobe donc la Camargue et la majorité du delta du Rhône, où un système complexe de horst et de grabens assure la remontée du substratum anté-rift vers la Provence. Le golfe de Fos est situé immédiatement à l'est de cette zone.

A partir du Miocène, l'orogénèse alpine soumet la région à un régime de déformation compressif, conséquence du raccourcissement sub-méridien de l'écorce terrestre dû à la convergence des plaques Afrique et Europe (Philip, 1983). Elle réactive les structures éocènes dans les Alpilles (Goguel, 1944) et induit un rejeu coulissant des principaux accidents, soit senestre (failles de Nîmes et de la Durance) soit dextre (faille de Salon-Cavaillon). Les formations alluviales rhodano-duranciennes paraissent avoir été affectées par des déformations tectoniques pléistocènes en compression, d'axe nord-sud (Colomb & Roux, 1986 ; Clauzon, 1979), qui auraient provoqué le déplacement latéral des terrasses pléistocènes de la Durance.

Dans la basse vallée du Rhône, en bordure du delta, la déformation verticale post-pliocène n'excéderait pas 200 m d'amplitude verticale : en effet, le rivage pliocène est situé entre +80 et +100m à l'amont du delta, alors que le toit de l'Astien est à environ -100 m à l'aval (Clauzon *et al.*, 1990). La faible épaisseur des dépôts quaternaires confirme la relative stabilité du secteur.

La stabilité du domaine provençal n'exclut pas une activité sismotectonique épisodique, généralement localisée à proximité des accidents majeurs et enregistrée par la sismicité historique (Vogt *et al.*, 1979, Combes et Grellet, 1994) et instrumentale. A partir de l'étude microtectonique de terrains mio-pliocènes et d'une esquisse des trajectoires de contraintes horizontales maximales, Combes (1984) et Terrier (1991) distinguent deux types, de déformations et proposent une cartographie des accidents susceptibles d'être actifs au Plio-pleistocène (fig. 65) :

- des déformations compressives diffuses, caractérisées par des accidents tectoniques inverses et associées à une sismicité peu fréquente mais forte, du type de celle du séisme de Lambesc 1909.

- des déformations localisées aux abords immédiats des accidents tectoniques décrochants, à sismicité de fréquence relativement élevée, mais d'intensité et de magnitude moyennes à faibles.

La mise en évidence récente de déformations pléistocènes sur ces accidents, en basse Durance (Sébrier *et al.*, 1997), à Courthézon sur la faille de Nîmes (Combes *et al.*, 1993) et à Eyguières sur l'accident Salon-Cavaillon (Arlhac, 1987, Terrier, 1989) confirment ces hypothèses. A Courthézon, Granier et Combes (1997) signalent un très fort séisme avec rupture de surface, il y a plus de 2000 ans.

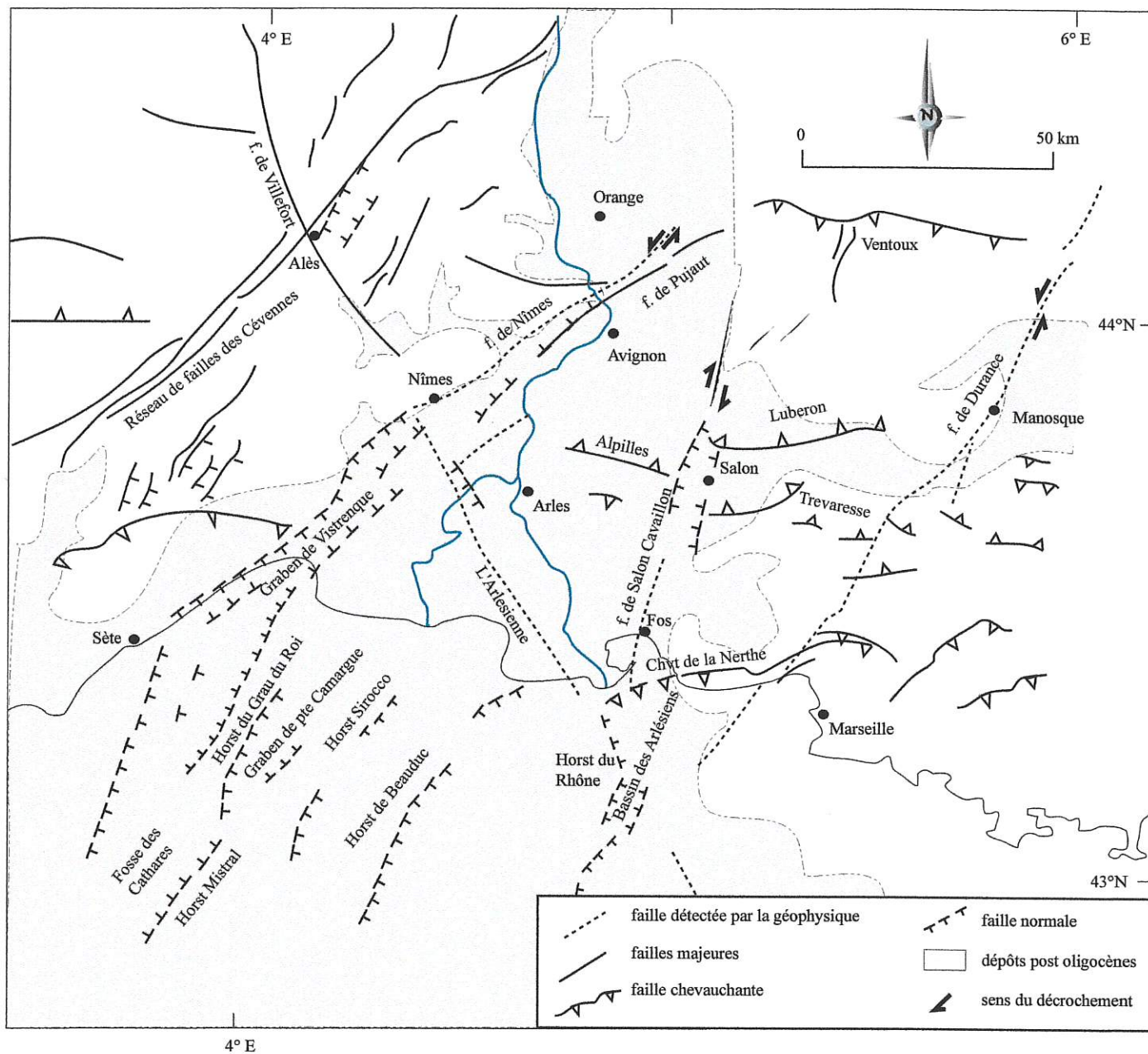


fig.64 Schéma structural de la Provence (d'après Combes 1995)

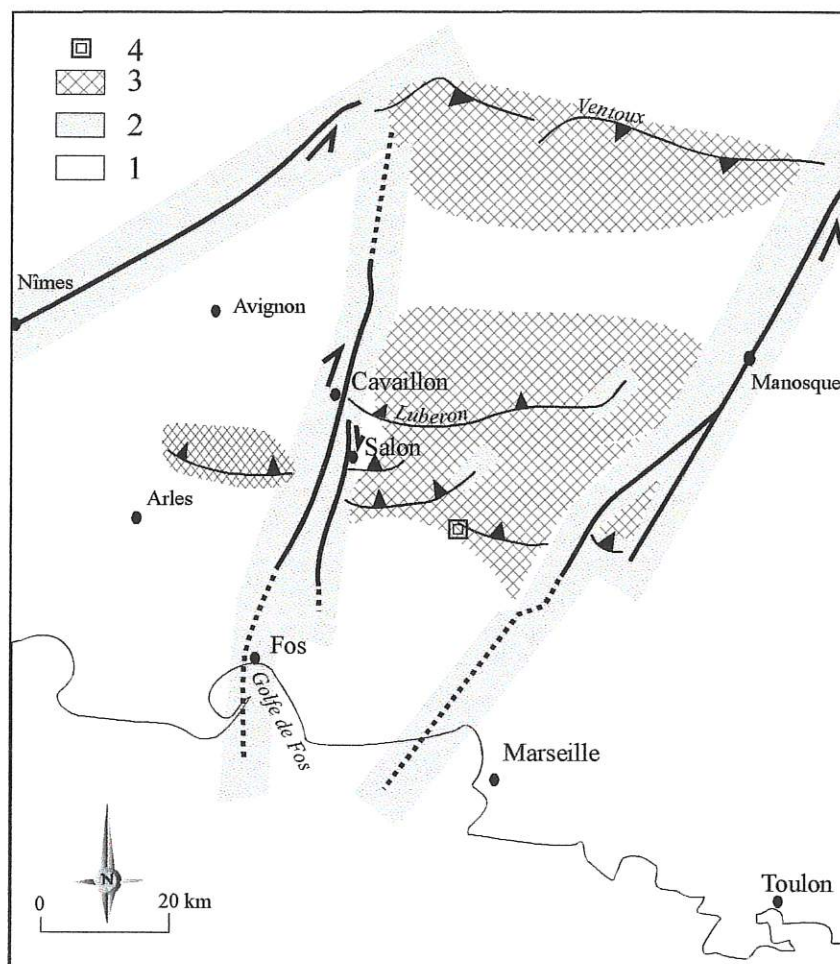


fig.65 Situation du Golfe de Fos par rapport à la zonation sismotectonique de la basse Provence d'après Combes (1984) in Sauret Terrier (1990)

- 1 domaine sismotectonique caractérisé par une relative stabilité tectonique et par une sismicité faible à nulle
- 2 domaine sismotectonique caractérisé par des déformations linéaires le long de failles décrochantes, sismicité à secousses fréquentes mais modérées à épicentres alignés sur ces accidents
- 3 domaine sismotectonique caractérisé par des déformations de type compressif, sismicité de fréquence faible mais d'intensité plus forte que celle du domaine 2
- 4 séisme de Lambesc en 1909

La faille N 10 de Salon-Cavaillon, qui traverse le Golfe de Fos, se poursuit sur au moins 100 km de long vers le nord jusqu'au Ventoux et très probablement en mer vers le sud. Il s'agit d'un accident, bien marqué en géophysique (Arthaud *et al*, 1981 ; Menard, 1979) qui correspond à un approfondissement brutal du socle, abaissé de plus de 1000 m au niveau du seuil de Lamanon et au nord de Port de Bouc. Ce trait structural majeur ne s'exprime pourtant jamais clairement en surface, où il est masqué par les formations récentes. Selon Sauret et Terrier (1988), il correspond à un système de failles sub-parallèles plutôt qu'à un accident unique. Ce système est associé à une activité sismique historique (plusieurs séismes d'intensité égale à VI) et instrumentale, et à plusieurs indices géomorphologiques de déformations récentes : dérivations successives des cours de la Durance au Pléistocène moyen et supérieur, difficultés de drainage dans le bassin de Carpentras (Peulvast *et al*, 1998). La comparaison des nivellements (Fourniguet, 1987) indique la présence de deux anomalies ponctuelles vers Avignon.

Dans le Golfe de Fos, plusieurs indices confirment l'existence d'une activité tectonique post-miocène :

L'interprétation de la campagne géophysique et de sondages du BRGM au sud-est de la Crau (Charbonnier *et al*, 1963 ; Dellery *et al*, 1964) a montré l'existence de failles intra à post-miocènes (fig. 66) orientées nord-sud. L'une d'entre elles passerait à l'W des Carabins sous les alluvions de Crau et mettrait en contact les molasses burdigaliennes et les grès et marnes de l'Helvétien. Une autre passerait à l'ouest de la pointe de Saint-Gervais et accentuerait le plongement rapide de la dalle miocène vers le SW. Elle semble confirmée par les sondages sismiques récents pour l'implantation du port de plaisance de Fos (Géoconcept, 1990) qui montrent un plongement rapide du miocène vers le SW.

Le sondage en mer (BRGM 8.3.2), à Port de Bouc, enregistre un épaissement rapide de la sédimentation holocène (fig. 67), qui comblerait un espace lié à l'abaissement brutal du toit des cailloutis de Crau vers l'ouest. Plusieurs sondages BRGM confirment cette anomalie, qui serait due à la présence de cet accident (Charbonnier *et al*, 1963). A partir des différences de niveau du conglomérat de base de la transgression miocène sur les formations bégudiennes, de part et d'autre de la passe de Port de Bouc, ces auteurs relient ces anomalies à un accident observé plus au nord dans l'entaille du Canal d'Arles à Bouc affectant le Bégudien. Le linéament de cet accident, de direction globalement N-S, serait visible jusqu'à l'étang d'Engrenier et affecterait au passage d'autres affleurements miocènes. Le rejet post-miocène de part et d'autre de la faille serait de 10 m environ.

Enfin, Chorowicz et Paul (1974) à partir de l'étude des linéaments sur images satellites proposent de lier le tracé de la côte orientale du Golfe de Fos, entre Carro et Fos, à un accident N 160, qui pourrait expliquer l'orientation d'un diverticule du Canyon de la Durance pléistocène. Cet accident limiterait le "fossé d'effondrement" (?) du delta du Rhône à l'est. (Bonnet, 1962 ; Bonifay, 1967 ; Colomb & Roux, 1986).

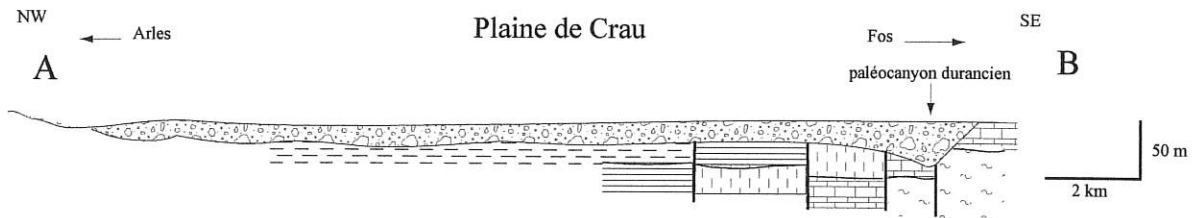


fig. 66 Coupe du substratum de Basse Crau d'après Dellery et al, 1964

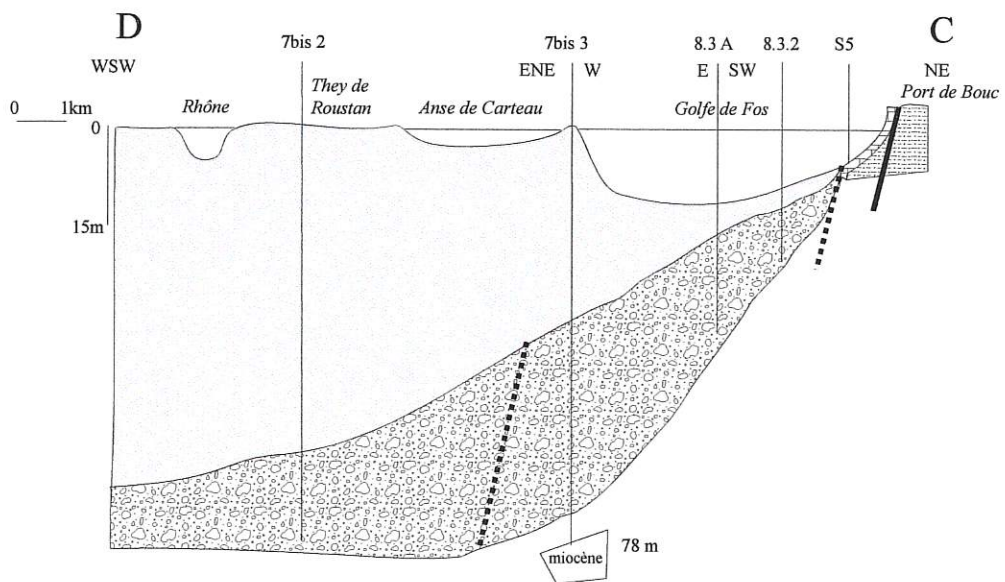
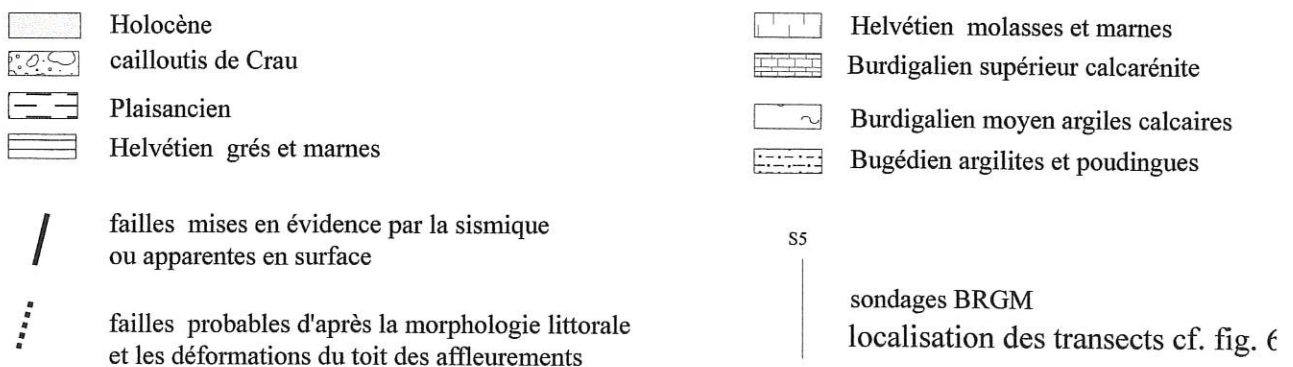


fig. 67 Sédimentation et toit du substratum cénozoïque dans le Golfe de Fos d'après les sondages d'archives du BRGM



Le Golfe de Fos se trouve donc sur un ou plusieurs accidents majeurs dont l'activité pléistocène est reconnue.

Nos propres observations vont dans le même sens, faisant apparaître un faisceau d'accidents parallèles, orientés NNW-SSE, affectant les formations miocènes, bégudiennes et pleistocènes du littoral de Port de Bouc (fig. 68) :

- alignement d'indices géomorphologiques (orientations parallèles des calanques et des caps depuis la passe de Bouc jusqu'à la pointe de la Baumasse),
- contact anormal du Miocène contre les falaises bégudiennes à l'extrémité nord de la plage des Ours sur le littoral de Port de Bouc.
- décalage du Miocène sur plusieurs mètres de part et d'autre de l'axe de la passe de Port de Bouc (Charbonnier *et al.*, 1963).
- anomalies, associées à des talwegs dans le cailloutis de Crau, révélées par les sondages en mer réalisés par le BRGM (Charbonnier *et al.*, 1963).

Il est important de constater que les niveaux de tourbes datées, en position déprimée, s'alignent sur la bordure de Crau, du littoral de Fos au marais du Vigueirat à 15 km vers le nord. Dans leur prolongement, au sud d'Arles, des tourbes datées 5850 ± 240 BP pourraient également être en position déprimée (L'Homer, 1987). Les indications dont nous disposons à leur sujet sont néanmoins trop minces pour les retenir dans notre argumentation.

Ce constat serait favorable à une hypothèse de subsidence affectant l'ensemble de la bordure orientale jusqu'en Arles plutôt qu'un rejeu d'accidents mineurs le long d'une faille principale. L'hypothèse d'une subsidence encore active sur une zone de flexuration importante semble favorable aux observations de Colomb et Roux (1978 ; 1986) sur l'organisation des nappes alluviales cravannes expliquant ainsi l'ennoyage progressif de la Basse-Provence paléogène sous le complexe deltaïque plio-quadernaire rhodanien. Il nous est impossible de trancher, mais le caractère local de la submersion limitée à la partie nord du Golfe de Fos, au nord de la passe de Port de Bouc, nous paraît plus favorable pour la période holocène, au rejeu modéré de failles, lors "d'événement" sismo-tectoniques associés à la faille de Salon-Cavaillon.

L'hypothèse d'une subsidence affectant l'ensemble de la zone n'est pas compatible avec les observations sur les niveaux de sol des sites archéologiques du delta du Rhône.

Vers le sud, la limite de ce mouvement vertical négatif paraît bien circonscrite par les deux accidents W-E (Passe et plage des Ours). Au nord, le plancher de la carrière de Botaï, est noyé sous 1 m d'eau, à $-0,90$ m NGF, alors que celle de Lavéra, sur le volet sud, est submergée par 0,30 m les deux carrières étant inscrites dans le même substrat rocheux miocène (fig. 68). Au sud de ces accidents, les sites archéologiques antiques de Martigues, de Lavéra et des Laurons sont en position altitudinale comparable à celle des autres sites archéologiques provençaux (cf. fig.61) ; les altitudes des replats au pied des falaises submergées, relevées à partir des lignes de sondes du SHOM, sont comparables à celles des tombants entre Carry et les Iles d'Hyères levées en plongée par Collina-Girard (1995, 1997a, 1997b) et comparables aux niveaux sur le reste de la Provence (fig. 69). La morphologie sous-marine de détail se révèle être un outil efficace dans l'existence de mouvements tectoniques (Collina-Girard, 1997b, 1998). Les niveaux observés sur la terminaison de la Nerthe entre la Passe de Port de Bouc et la pointe de Carro sont, soit à la même profondeur, soit légèrement plus hauts que sur le reste de la Provence, ce qui excluerait donc un affaissement depuis le début de l'Holocène de la terminaison anticlinale de la Nerthe et de la partie sud orientale du Golfe de Fos.

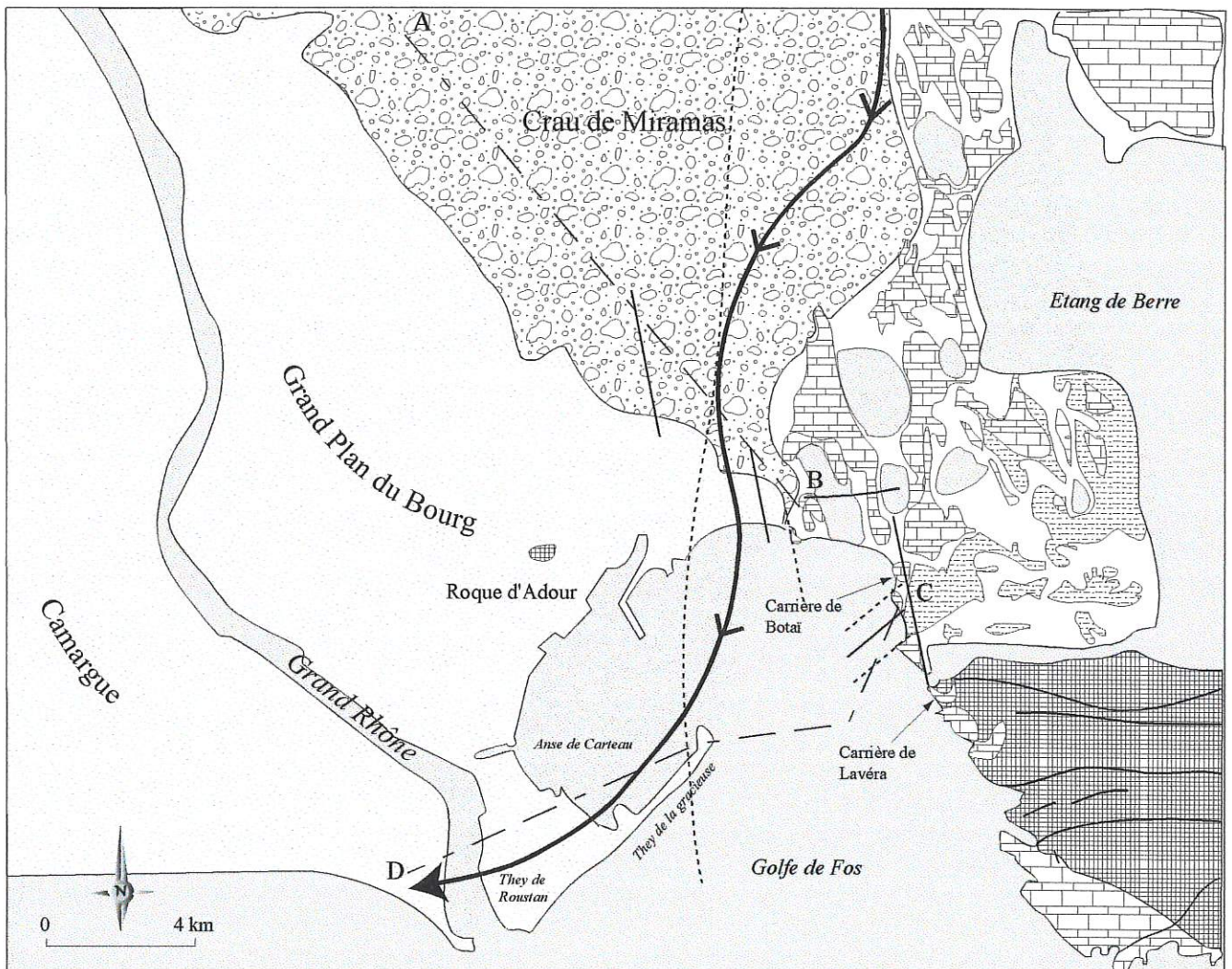


Fig. 68 Schéma lithostructural de la marge orientale du delta du Rhône

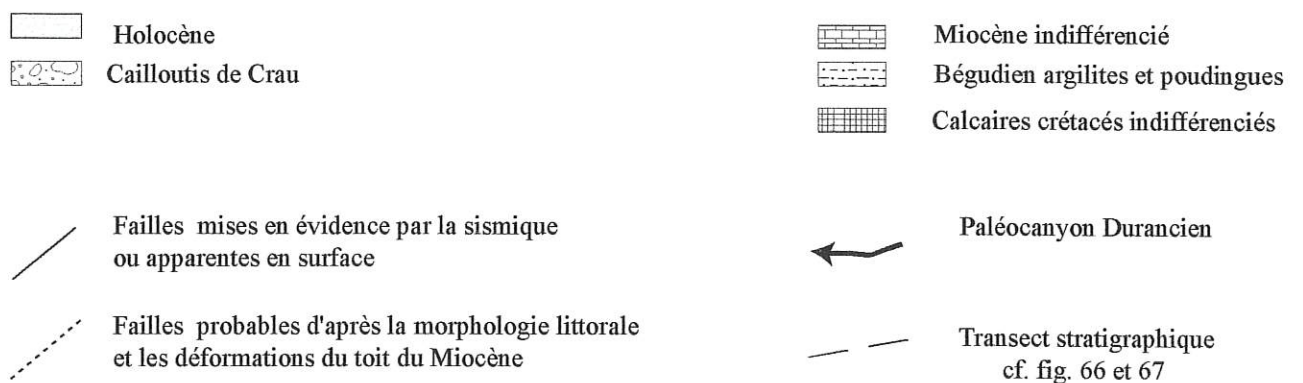
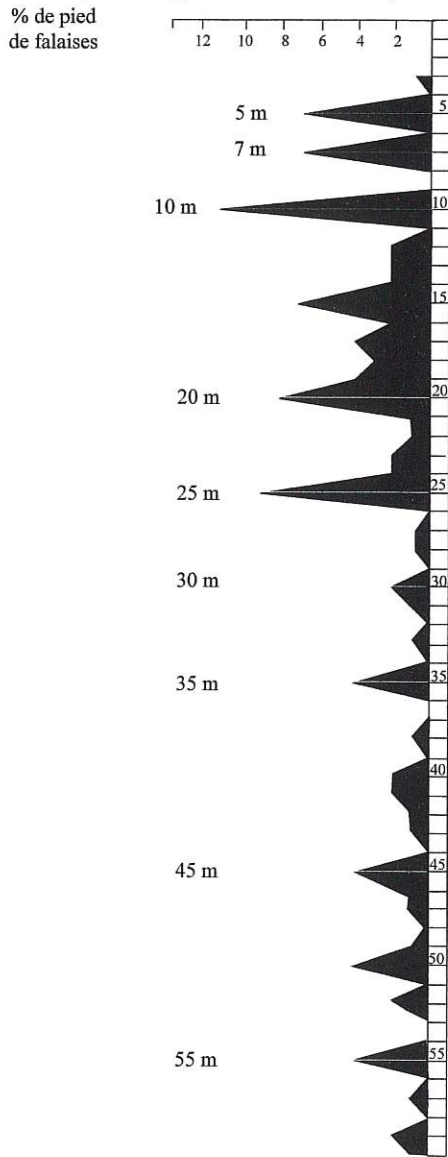
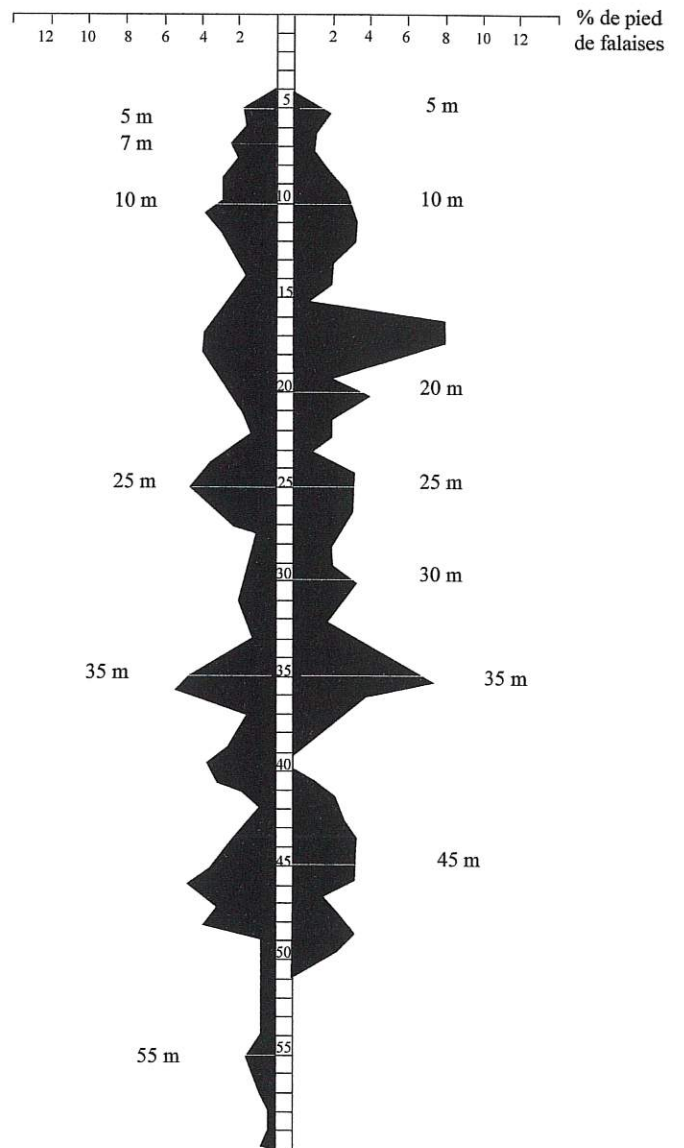


fig.69 Comparaison des falaises immergées Côte Bleue/est de Marseille

Terminaison anticlinale de la Nerthe
(sud de la passe de Port de Bouc)



A l'ouest de Cassis A l'est de Cassis



A l'ouest du golfe de Fos la question de la subsidence dans le delta du Rhône a été posée par de nombreux auteurs. Sur la base du plongement et de la disparition de cordons littoraux et du déplacement progressif des bras du Rhône vers l'est, L'Homer *et al.*, (1981) envisage une déformation négative affectant la partie orientale du delta. Cette hypothèse n'est pas confirmée par Arnaud-Fassetta (1998), pour qui la déformation est pratiquement nulle depuis 2000 ans. En fait, les seules données certaines concernent la marge littorale et le plateau continental, c'est à dire les secteurs d'épaississement des prismes sédimentaires pléistocènes et holocènes. La carte des isopaques de la sédimentation holocène (fig.70) montre que l'épaisseur du prisme holocène sur la limite littorale de la plaine deltaïque est comprise entre 50 et 60 m. La séquence KO2, prélevée sur le plateau continental au sud du Grand Rhône actuel, dans les vases holocènes de "haut niveau" postérieures à 6500 BP, dans un environnement hémipélagique, enregistre des taux de sédimentation supérieurs à 1 mm/an (Williamson, 1991).

La sismique réflexion des dépôts du plateau continental au large du Rhône permet à Tesson et Allen (1995) de montrer que le toit des formations pléistocènes est surbaissé à l'est du Grand Rhône. Suanez *et al.* (1997) mesure un mouvement négatif du sol de 1 mm/an depuis le début du siècle sur le littoral de Faraman à partir du traitement des enregistrements marégraphiques. Selon les auteurs, une part probable de ces mouvements est liée à la compaction sédimentaire. Le Golfe de Fos se situe donc à proximité d'un secteur qui a vraisemblablement été affecté de mouvements négatifs d'origine subsidente sur sa marge sud.

Nous proposons donc de relier l'accélération de la montée relative du niveau marin à Fos entre 500 av. J.C. et 1000 ap. J.C. à une déformation tectonique négative. En l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de trancher entre des mouvements subsidents liés à la surcharge sédimentaire et des mouvements tectoniques *stricto sensu* dus au rejeu de l'accident de Salon-Cavaillon. La faiblesse de la couverture sédimentaire holocène dans la partie nord du Golfe de Fos nous inciterait à privilégier la deuxième hypothèse, d'autant que le mouvement est bien localisé dans le temps et l'espace. Dans le temps d'abord, puisque vers 1000 après J.C. le niveau marin relatif est très proche de celui des littoraux rocheux et de la courbe de remontée devient comparable à celle de Laborel *et al.*, (1996). Dans l'espace, puisque le secteur des Laurons à l'est et la Camargue centrale à l'ouest ne sont pas affectés par la déformation : celle-ci serait donc limitée à la proximité immédiate du faisceau d'accidents situé au centre et à l'est du Golfe de Fos.

Un mouvement négatif du sol est donc plausible et permet d'expliquer le décalage vertical de nos données antérieures à 1200 BP (700/900 ap. J.C.) avec celles des littoraux rocheux : elles auraient été affaissées de 1,5 m au maximum. Il nous semble qu'il y a là un faisceau convergent d'arguments en faveur d'une déformation tectonique dans le golfe de Fos. Le croisement des droites de régression permet de dater approximativement "l'événement", qui se produit probablement entre 2120 \pm 55 BP (Ly-7860) et 1200 \pm 55 BP. (environ 300 av. J.C. et 1000 ap. J.C.) le recul concomitant du trait de côte envahissant la partie sud de la tourbière de Fos à partir 800/1000 ap. J.C. nous semble favorable à dater l'événement plutôt vers le haut Moyen Âge.

Cet ensemble d'observations mérite certainement d'être discuté et replacé en cohérence avec le schéma sismotectonique de la Provence occidentale par les tectoniciens.

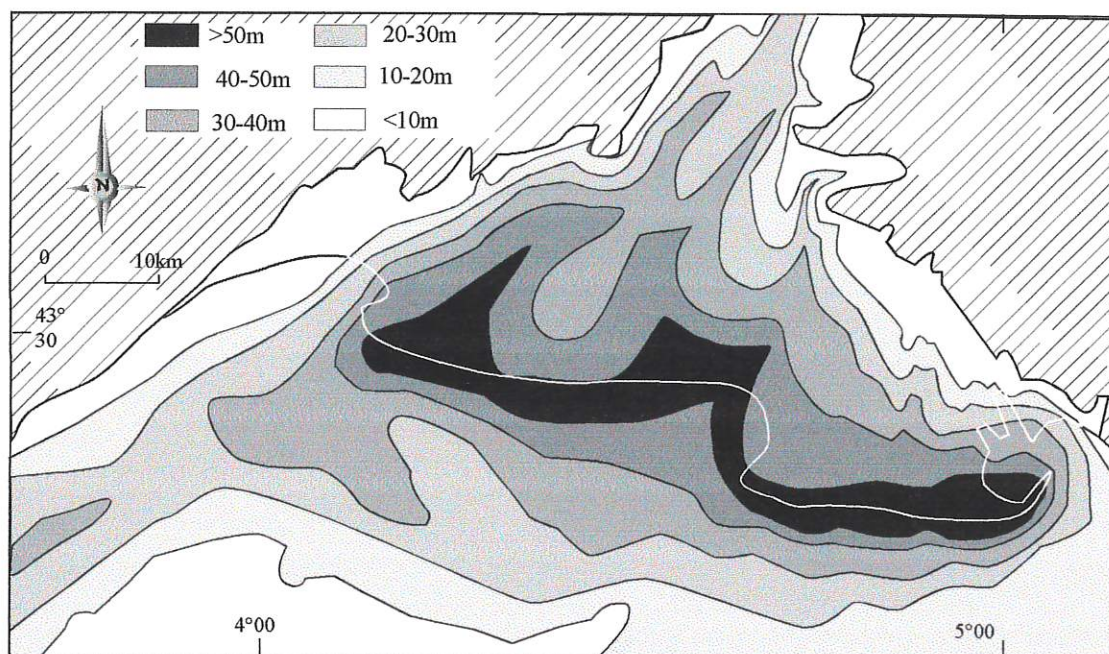


fig. 70 Carte isopaque des dépôts postglaciaires (d'après Gensous & Tesson, 1997)

Conclusion Chapitre I :

Au total, les indices paléo-environnementaux apparaissent cohérents avec l'hypothèse de mouvements du sol, qui permettent d'expliquer à la fois la variation du niveau marin relatif, le recul du trait de côte et la modification de la tourbière en marais. L'impact de la déformation sur l'évolution des environnements littoraux a pu se traduire par le déplacement vers l'est du tracé et de l'embouchure d'un bras du Rhône. On peut noter en effet qu'un prisme sédimentaire épais se met en place dans le golfe à partir de 300 av. J.C., dont le faciès traduit le rapprochement du flux solide rhodanien. Mais cet apport sédimentaire ne se traduit pas immédiatement par une progradation littorale : il coïncide au contraire avec un recul de 200 mètres du littoral vers le nord.

La mise en eau des tourbières de Fos vers 1200 \pm 55 BP (700 ou 965 ap. J.C.) pourrait être liée au même "événement". Le développement continu de la tourbière jusqu'alors permet de mettre en évidence : la montée progressive du niveau marin relatif depuis 5450 \pm 65 BP (4452/4106 av. J.C.) puis le changement brutal modifiant la tourbière en marais doux. Cette transformation ne peut pas être mise au compte seulement du recul du trait de côte. Ce dernier aurait déplacé dans l'espace les milieux juxtalittoraux mais n'aurait pas provoqué une montée du système phréatique ; il ne permet pas d'expliquer le décalage des niveaux marins relatifs de Fos avec les autres sites littoraux de Provence. On ne peut cependant pas évacuer l'hypothèse d'un renforcement du flux liquide phréatique, d'origine climatique. On se contentera donc d'en souligner la coïncidence.

Dans ce contexte la courbe de la variation du niveau marin relatif est difficilement transposable à d'autres sites littoraux, il apparaît tout de même que cette courbe en palier n'est pas totalement déconnectées des tendances exprimées par la courbe tracée à partir du *Lithophyllum lichenoïdes*.

Chapitre II. Les déplacements latéraux du trait de côte

Nous avons montré plus haut que les déplacements du trait de côte ne sont pas corrélés chronologiquement avec les variations du niveau marin relatif. Les effets de ce dernier interfèrent en effet avec le bilan sédimentaire littoral, qui dépend de l'éloignement des embouchures, du débit solide du fleuve et du transit sédimentaire littoral, lui-même influencé par le dessin de la côte. Il apparaît donc indispensable de resituer le golfe de Fos dans le contexte sédimentaire plus vaste du delta. L'évolution holocène de ce dernier a fait l'objet de nombreuses publications, qui ont surtout détaillé les parties centrales et occidentales de l'édifice. Nous serons amenés à remettre en cause une partie de leurs conclusions à partir de nos propres recherches, et de quelques travaux très récents sur les cordons littoraux méridionaux. La place du golfe de Fos dans cette évolution générale sera ainsi redéfinie. La figure 71 placée en fin de chapitre (page 199) synthétise l'ensemble des points qui seront évoqués.

2.1. Sédimentation et morphogénèse de la plaine deltaïque centre et ouest

2.1.1. Rappel des données connues

Les étapes du remblaiement holocène sur la plaine deltaïque ont été décrites par Kruit & van Andel (1955), Lagaaij & Kopstein (1964), Oomkens (1970) et L'Homer (1975b). Deux grandes phases ont été reconnues à partir de carottages :

- un complexe transgressif marin en biseaux d'aggradation (*on lap complex*), composé à sa base par une série inférieure laguno-marine ou marine correspondant à différents stades de stationnement du niveau marin. La rive nord du Vaccarès correspond globalement à la limite des séquences marines transgressives (*on lap maximal*) ; cette limite latitudinale est à peu près valable pour tout le delta. Ces unités sont visibles en aval sur le plateau continental (Aloïsi *et al.*, 1978 ; Gensous & Tesson, 1997), sous la forme de trois unités à disposition rétrogradantes représentant des paraséquences du cortège transgressif reposant sur les dépôts pléistocènes par contact érosionnel. Cette surface transgressive est datée entre 15 000 et 9 000 BP (El Hmaïdi, 1993).

- un complexe progradant (*off lap complex*) de barrières littorales et de lagunes plus ou moins salées, scellées par les dépôts fluviatiles plus ou moins épais selon la proximité des paléo-chenaux (phase *off lap*), qui se met en place à partir de 6000 BP environ avec le ralentissement de la montée relative du niveau marin (Labeyrie *et al.*, 1976 ; Aloïsi, 1978 ; Dubar, & Anthony, 1995). Il se traduit par la progradation des lobes deltaïques sur les dépôts laguno-marins et marins précédents.

Par la suite, Oomkens (1970) distinguera au sein de ces complexes des variations de milieux rendant compte de périodes de remblaiement ou de stationnement du niveau marin et des périodes de transgression malheureusement non datées.

A partir des sondages réalisés dans le cadre du rapport Camargue (Bouteyre *et al.*, 1970), Pons, *et al.* (1979) proposent un schéma de la superposition des milieux sédimentaires très proches de ces premiers travaux. Il rend compte d'une élévation du niveau marin sans oscillation négative, contrairement à L'Homer *et al.* (1981). Deux phases sont décrites :

- une phase d'ingression marine, marquée à la base par des cordons littoraux sableux, remaniant parfois le cailloutis de Crau. Ces cordons, qui isolent des lagunes saumâtres ou salées, s'étagent avec la montée du niveau marin. Ils sont fossilisés au fur et à mesure par la sédimentation marine. Cette transgression culmine au nord de l'étang du Vaccarès avec l'édification d'un cordon dunaire entre -11 m et -7 m NGF, qui isole vers le nord une vaste lagune salée datée à la base 6450 ± 100 BP (MC-1167 ; 5555/5170 av. J.C.).

- une phase de progradation de la plaine deltaïque, caractérisée par un second cordon dunaire entre -6 m et -1m NGF dans l'île de Mornès, puis le remblaiement fluvial de la plaine d'inondation.

Bazile (1974, 1976), Bazile *et al.* (1974, 1986), L'Homer (*in* Colomb *et al.*, 1975 ;1989 ; 1993), L'Homer *et al.* (1981), ont élaboré une synthèse de l'organisation des corps progradant de la plaine deltaïque à partir de 6500 BP environ.

Trois cordons littoraux de sables et de galets, ont été mis en évidence en limite de la plaine deltaïque au nord et à l'ouest d'Aigues-Mortes. Le premier, atteint par sondages, est globalement aligné sur la portion terminale du cours du Vieux Vistre. Il culmine entre 0 et -2m NGF, fossilisé par 1 m de limons lagunaires. Daté à plusieurs niveaux sur coquilles de coques son âge oscille entre 7300 +/- 120 (MC-1115) et 7050 +/- 100 BP (MC-916 et MC-). Les deux autres cordons s'infléchissent vers le sud et sont datés respectivement entre 6560 BP \pm 90 (MC-671) et 6730 \pm 120 BP (MC-813) et entre 5830 et 5460 BP.. Ce dernier pourrait être le symétrique du cordon de galets mis en évidence dans le Marais de Fos et au Relai et daté autour de 6000 BP (5800 BP au relai ; entre 6500 et 6120 BP. au Cavaou).

Un deuxième système de cordons littoraux correspond à des "complexes deltaïques de barres d'embouchures" mis en place par le bras de Saint-Ferréol et le bras de Peccaïs dans un contexte de forts apports sédimentaires. L'installation de ces édifices à une altitude proche du zéro NGF, ou légèrement supérieure, nécessiterait une courbe d'élévation du niveau marin de forme oscillatoire, se rapprochant dès 6000 BP, du niveau actuel, voire le dépassant légèrement (L'Homer *et al.*, 1981). Le plus ancien des ces appareils est supposé être celui de Saint-Ferréol, aboutissant à un delta en pointe (*fluvial dominated*) entre 6500 et 6000 ans BP, celui de Peccaïs serait mis en place entre 5900 et 5450 BP. Les cordons et les appareils d'embouchures suivants se sont établis au cours de l'Antiquité et du Moyen-âge.

La relecture des carottages du rapport Camargue (Bouteyre *et al.*,1970) à la lumière de la thèse d'Arnaud-Fassetta (1998) et nos propres données sur la plaine deltaïque centrale et orientale remettent partiellement en question cette chronologie.

2.1.2. Le Rhône de Saint-Ferréol : un delta "pointu" récent

Nous avons peu d'éléments de datation des appareils sédimentaires superficiels de la plaine deltaïque en aval de la rive nord de l'étang du Vaccarès. Les chenaux fossiles et les lônes résiduelles du Rhône de Saint-Ferréol, actuellement visibles, correspondent à priori à une phase de fonctionnement terminal, qu'Arnaud-Fassetta (1998) situe postérieurement au Vème s. av. J.C., sur la base de données archéologiques et de nombreuses dates radiocarbone. Les positions des chenaux antérieurs sont pressenties grâce aux variations spatiales des taux de sédimentation et aux caractéristiques granulométriques des dépôts alluviaux. Plusieurs sites permettent de préciser la chronologie et la paléogéographie de ses embouchures successives.

Un premier cordon, au SW du Vaccarès, est matérialisé par l'île de Mornès. A l'ouest de Mornès sur le prolongement du cordon (site des Frignants), un dépôt sableux littoral repose à -7 m NGF sur des tourbes d'eau douce, datées 4970/4240 av. J.C. (5730 \pm 170 ; MC-2014, Bouteyre *et al.*, 1970). Ce même dépôt a été atteint par sondage à Mornès entre -6m et -0,20 m NGF, où il est daté à -1,85 m NGF 2845/2420 av. J.C. (4035 \pm 55 ; Ly-7761) sur des fibres de bois (Arnaud-Fassetta, 1998). Il est surmonté par des dépôts fluviaux de levées de berges, qui culminent à 1 m NGF. L'archéologie révèle une occupation du cordon de Mornès à partir du Ier s. av. J.C. Ce cordon correspond à la plus interne, donc la plus ancienne, des barres d'embouchure de rive gauche du stade pointu du Rhône de Saint-Ferréol, qui se met en place entre 4970/4240 et le Ier s. av. J.C.. Le trait de côte se situe donc à cette latitude jusque vers 2845/2420 av. J.C. au moins.

Au Carrelet, sur la rive W du Vaccarès, le paléochenal fluvial, dont le remblaiement est daté entre 150 et 310 ap. J.C. (1800 ± 45 BP ; Ly-366), recoupe à sa base des dépôts marécageux d'eau douce mis en place entre 1670 et 1555 av. J.C. (3335 ± 50 BP ; Ly-7536). L'âge récent du chenal est donc confirmé dans ce secteur. Les barres d'embouchures internes du stade pointu sont bien connectées au chenal, encore perceptibles à l'affleurement. La progradation vers le sud du bras de Saint-Ferréol est donc plus tardive que ne le proposait L'Homer *et al.* (1981).

Un second cordon, plus au sud, correspond au cordon du Bois des Rièges et à la partie interne du littoral actuel. Il serait contemporain, selon L'Homer *et al.* (1981), des cordons du Pin Fourcat en rive droite. Ces derniers sont recoupés par l'érosion littorale récente et leur tracé permet de reconstituer le stade maximal pointu du delta à environ 5 km au sud du littoral actuel. Leur âge reste imprécis. Mais un ensemble remarquablement groupé d'épaves datées IIème s. av. au Ier s. ap. J.C., situé entre 4 km et le littoral actuel, indique approximativement le tracé de la côte de part et d'autre de l'embouchure antique du fleuve (Long, 1997) dans le prolongement des barres d'embouchures du Rhône de Saint-Ferréol. Il montre qu'au moment de l'échouement des épaves, la côte a déjà reculé d'au moins 2 km à partir du stade d'avancée maximale.

Le bois des Rièges porte deux sites archéologiques des IIème av. au IIème s. ap. J.C. Sur son prolongement, d'autres vestiges archéologiques antiques ont été mis en évidence entre le Phare de la Gacholle et l'abbaye d'Ulmet : leur matériel, très roulé par la mer, est interprété comme une accumulation de tessons provenant d'épaves situées probablement au large (Pasqualini, renseignement oral). Un carottage effectué entre le pointe de Rousty et l'étang des Batayoles a permis de dater entre 752 et 400 av. J.C. (2420 ± 55 BP ; Ly-8683) un dépôt de bois prélevé entre -1,24 et -1,10 m NGF. Ces bois flottés sont interprétés comme une laisse ou une accumulation infralittorale lagunaire et traduisent la proximité du littoral à cette date. En l'état actuel de la recherche, on ne peut déterminer si la laisse de bois date la mise en place ou l'érosion d'un cordon littoral ou d'une barre d'embouchure.

Enfin, un bloc taillé, non en place sur le site de l'abbaye d'Ulmet a livré une malacofaune endolithe marine de pholades (*Litophaga petricola* (Retzius) ; *Irus irus* Linné), datée entre 382 et 188 av. J.C. (2590 ± 40 BP ; Ly-668). Malgré le caractère erratique de l'objet daté, il est cohérent avec la datation précédente et l'âge des épaves les plus anciennes.

Nous disposons donc d'un faisceau d'indices alignés et de même âge qui permettent de retracer la position de la côte entre le IVème s. av. J.C. et le IIème s. ap. J.C. selon une direction W-E et se raccorderaient sans difficulté aux épais cordons antiques que nous avons analysé sur le Grand Plan du Bourg (marais de l'Escale). Mais les divagations du Rhône moderne masquent ce raccord et l'incertitude encore importante de la chronologie nécessite de poursuivre les recherches pour devenir tout à fait affirmatif.

Nous retiendrons que la progradation rapide du Rhône de Saint-Ferréol vers le sud débute après 4970/4240 av. J.C. (5730 ± 170 BP ; MC-2014), voire au cours du troisième millénaire av. J.C. (4035 ± 55 ; Ly-7761) et qu'elle est achevée et déjà en cours de destruction au I-IIème ap. J.C. Il s'agit donc d'un épisode assez bref d'une durée maximale de quelques millénaires. Le comblement du chenal de Saint-Ferréol entre 150 et 310 ap. J.C. (Arnaud-Fassetta, 1998) confirme l'arrêt de la progradation et l'extinction progressive de ce bras.

L'avancée en pointe du delta correspond à la période de stabilisation de la montée du niveau marin mise en évidence sur la marge orientale à partir de 2858 av. J.C. ; elle pourrait apporter une confirmation indirecte de ce phénomène. Mais les recherches paléo-environnementales dans le bassin rhodanien (Bravard, 1995 ; Berger 1996 , Arnaud-Fassetta, 1998, Provansal *et al.*, sous presse), ainsi qu'en basse Provence (Provansal, 1995b) ont montré que ces deux ou trois millénaires correspondent également à deux épisodes pluri-séculaires de renforcement des apports solides et

liquides, vers 2700 BP et au cours du premier millénaire av. J.C. L'augmentation des taux de sédimentation à partir du Subboréal (environ 2500 av. J.C.) a, en particulier, été démontré dans les cuvettes, comme celle de l'étang de Berre (Provansal & Morhange, 1994 ; Provansal, 1995). Sur le Rhône de Saint-Ferréol, Arnaud-Fassetta (1998) montre l'existence d'une phase de crues plus hautes et plus chargées vers le V-IV^{ème} s. av. J.C.. L'avancée du front deltaïque dans la partie centrale du delta bénéficie donc vraisemblablement à la fois d'apports terrigènes plus abondants et d'un ralentissement de la montée du niveau marin relatif.

A partir du début de notre ère, le front deltaïque recule. Il alimente sous l'effet de la redistribution par les dérives littorales (*waves dominated delta*) le puissant cordon littoral aligné W-E, dont nous avons décrit quelques éléments. Suanez (1997) a montré en effet l'existence d'une dérive littorale dominante orientée vers l'est.

Mais cet édifice reçoit également les apports d'un autre bras plus oriental, celui du Rhône d'Ulmet, dont Arnaud-Fassetta (1998), a montré sur la base de fouilles archéologiques qu'il fonctionne au moins depuis 1000 av. jusqu'au V^{ème} s. ap. J.C.. Nous en retrouverons les apports dans le secteur de notre recherche, la plaine deltaïque de Fos.

2.2. Les rythmes de la mobilité du trait de côte à l'est du delta du Rhône

Entre 6600 BP et 5800 BP., (5300/4500 av. J.C.) le cordon de galets, et le premier prisme sableux qui le surmonte, dessinent un littoral orienté nord-ouest/sud-est, encore très proche du rebord de la Crau. L'extension des tourbes traduit ensuite, entre 4800 BP. et 3500 BP (environ 3700 et 2000 av. J.C.) une progradation littorale dont on ne connaît pas la valeur exacte ; les pollens indiquent néanmoins toujours la proximité de biotopes littoraux, suggérant que le trait de côte reste proche. Vers 2900 BP (787/549 av. J.C.) le sud du Grand Plan du Bourg correspond à un golfe, qui s'étend vers le nord jusqu'au cordon de Boisviel.

Au milieu du premier millénaire avant J.C., le remblaiement rapide de cet espace marque une rupture géomorphologique décisive. Le trait de côte prend une direction E-W ; il est matérialisé par un très épais cordon littoral parfaitement visible sur les photographies aériennes au nord du marais de l'Escale, 4 Km au sud du précédent. Son âge exact reste imprécis : une datation ancienne au Galéjon le situe entre 2330 \pm 180 BP (823 av. et 60 ap. J.C.), mais sur son prolongement dans le golfe de Fos la présence des hangars et de la nécropole montre qu'il est déjà en place avant le I^{er} s. ap. et continue à prograder jusqu'au III^{ème} ap. J.C.

Les cordons modernes, décrits par l'iconographie à partir du XVI^{ème} s. (Caritey, 1995) sont très proches du littoral actuel, mais on ne sait pas précisément à quelle date ils se mettent en place. Nous avons, en outre, montré plus haut que le littoral subit à Fos un recul important au cours de l'Antiquité tardive peu avant 1000 ap. J.C. On peut donc tout au plus affirmer que le trait de côte prograde globalement de 4 Km entre le début de notre ère et le XVI^{ème} siècle, achevant le colmatage du golfe.

Il est intéressant de relier chacune de ces étapes aux modifications du trait de côte et de la place des embouchures repérées ailleurs dans le delta, ainsi qu'aux rythmes du détritisme rhodanien. Ce dernier a fait l'objet de publications récentes (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Provansal *et al.*, sous presse) sur lesquelles nous nous appuyerons.

2.2.1 Les premiers cordons littoraux entre 6600 ans BP et 5500 BP (environ 5300 et 4000 av. J.C.)

Ils sont très difficiles à raccorder avec les cordons littoraux fossiles de la partie occidentale du delta, datés entre 7300 et 5400 BP au nord d'Aigues-Mortes. Pour Bazile et L'Homer *et al.*, (1981) ces cordons sont liés à la proximité de l'embouchure du bras principal du Rhône à cette époque. Les faciès littoraux contemporains dans le golfe de Fos (limons lagunaires, cordons de galets) confirment bien l'éloignement des embouchures fluviales. L'arrivée des sables rhodaniens, qui

submergent le cordon de galets vers 6120 BP (4700 av. J.C.), traduit nécessairement le rapprochement d'un bras du fleuve. Pons *et al.*, (1979) montrent en effet, à partir de 4500 av. J.C., dans la partie centrale du delta au niveau de l'actuel Vaccarès, une progradation importante des apports fluviaux qui construisent un corps sédimentaire de plusieurs mètres d'épaisseur. Mais, compte tenu des modifications de surface intervenues, depuis il est difficile de préciser le tracé de ce paléo-chenal. Les sables qui parviennent à Fos sont remarquables par leur finesse : leur grain moyen est compris entre 50 et 105 μm faciès biodétritiques exclus. L'éloignement de l'embouchure et la présence d'un golfe profond qui piège le flux solide littoral peuvent justifier cette granulométrie.

2.2.2 La progradation littorale enregistrée par les tourbes entre 4800 BP et 3700 BP (environ 3700-2000 av. J.C.)

Elle est partiellement contemporaine du stade pointu du bras de Saint-Ferréol (2800-300 av. J.C.). Nous avons vu plus haut qu'elle reflète une réduction ou une stabilisation de la montée du niveau marin relatif. Mais elle suppose aussi l'existence de cordons-barrières à l'aval, levées alluviales ou cordons littoraux, alimentés par des apports détritiques. Nous n'avons pas trouvé de vestiges sédimentaires de ces derniers, mais la palynologie des tourbes dans les sondages des Grands Paluds, des Ponts-Clapets et du Marais de Fos (Triat-Laval, 1978 ; De Beaulieu, comm. écrite) montre la proximité d'une riche flore de milieux dunaires à *Juniperus*, *Phillyrea* et *Pistacia*, ou alluviaux avec *Fraxinus* et *Alnus*.

Le rapprochement d'un bras du Rhône n'est pas à exclure, ou un transit littoral bien alimenté par de puissants apports terrigènes. La forte progradation des barres d'embouchures du Rhône de Saint-Ferréol illustre cette seconde probabilité. Les sondages sur la rive est du Vaccarès (PNOC, 1994 ; Arnaud-Fassetta *et al.*, soumis) et les recherches archéologiques et géomorphologiques récentes (Arnaud-Fassetta, 1998) ; montrent que le bras fossile d'Ulmet commence à fonctionner avec de puissantes décharges détritiques, liées à des crevasses *splay*, vers 3245 BP (1670-1740 av. J.C.). Il est très vraisemblable que l'activité de ce bras, situé immédiatement à l'ouest du golfe de Fos, va jouer un rôle essentiel dans la sédimentation littorale.

Enfin, il faut rapprocher ce constat d'un détritisme accru, de la périodisation des phases détritiques mise en évidence en Basse Provence et dans les Alpes du Sud par Jorda et Provansal (1996). Ces auteurs montrent une recrudescence de la torrencialité sur les versants et un gonflement des flux solides alluviaux à partir de 4700 BP. Dans l'étang de Berre, une accélération des taux de sédimentation est perçue à partir de 4200 à 3300 BP (Provansal, 1995). Dans le marais des Baux, près d'Arles, la montée rapide du niveau hydrique à partir de 4185 BP est interprétée comme le signe d'une augmentation de la pluviométrie (Bruneton, thèse en cours). Pour ces auteurs, le forçage climatique, plus humide, est renforcé par les premiers effets de l'anthropisation, qui renforce la charge solide des cours d'eau. Triat-Laval (1978) souligne sans ambiguïté l'apparition du facteur anthropique dans les paysages végétaux de la basse vallée du Rhône à partir de 5500 BP environ.

2.2.3 La progradation et la stabilisation du littoral entre 500 av. J.C. et 300 ap. J.C.

Les fouilles géo-archéologiques récentes (Arnaud-Fassetta, 1998 ; Landuré, 1997) ont montré que le bras fossile d'Ulmet devient aussi important que celui de Saint-Ferréol au cours de l'Antiquité. Il construit des levées de berges sablo-limoneuses, dont le grain moyen atteint 250 à 300 μm . Des sites habités s'y installent à partir du Vème av. J.C. jusqu'au Vème s. ap. J.C. Dans le cours de la deuxième moitié du Ier s. av., une succession de crues chargées et compétentes surélève de 2 m environ les berges et la plaine d'inondation proche.

Ces périodes de renforcement des flux liquides et solides ont été reconnues sur la plupart des sites de l'axe fluvial, entre Lyon et Arles entre les VI-IVèmes s. av. J.C., puis du Ier s. av. au Ier s. ap. J.C. avec des décalages de quelques décennies (Provansal *et al.*, sous presse).

Le remblaiement partiel du golfe, puis l'édification de l'épais cordon littoral E-W évoqué plus haut, sont certainement liés à la proximité de ce bras puissant : il prend progressivement le premier rôle dans le delta au cours de l'Antiquité romaine, au dépend du Rhône de Saint-Ferréol, qui se colmate et dont l'embouchure recule. Rappelons d'ailleurs que pour Pline, au Ier s. ap. J.C., c'est la bouche "massalitique", la plus proche de Marseille, (*gradus massilitanorum* cf. fig. 71) qui est devenue la plus large (Pline, *Hist. Nat.*, III, 5 in Vella *et al.*, sous presse). Les historiens et géographes grecs et romains décrivent entre le IVème s. av. et le Vème s. ap. J.C. une forte instabilité des embouchures, qui pourrait témoigner des difficultés d'un fleuve certainement chargé : on passerait en effet de cinq embouchures au IV s. av. J.C. (selon Pytheas) à deux embouchures au IIème s. av. J.C. (selon Polybe), puis trois du Ier s. av. au Vème s. ap. J.C. (selon Tite-Live, Strabon, Pline et Martianus Capella). C'est cette situation, caractérisée par une barre d'embouchure élevée, qui oblige à construire le canal de Marius en 102 av. J.C.

Le rapprochement d'une embouchure et la régularisation du trait de côte, qui réduit la longueur du déplacement des sables, permet d'expliquer l'accroissement de la granulométrie dans le prisme sableux antique de Fos, dont le grain moyen se situe entre 105 et 150 μm . On notera un décalage de deux siècles entre la période de progradation maximale de ce dernier (II-IIIème s. ap. J.C.) et la "crise" détritique du Ier s. av. J.C.

2.2.4. L'achèvement du colmatage post-antique.

Le recul rapide du littoral enregistré au Cavaou entre le IIIème s. ap. et 700/1000 ap. J.C., que nous avons associé à un événement tectonique localisé, n'est pas perçu plus à l'ouest que le marais du Cavaou. Les cordons modernes qui balaient le plan du Bourg peuvent en particulier masquer le rivage correspondant au recul du Haut Moyen Âge.

Son impact sur la topographie et les écoulements dans la plaine deltaïque est difficile à évaluer. On peut cependant constater qu'un nouveau bras fluvial apparaît, qui correspond à une incursion majeure déplaçant le fleuve dans la position la plus orientale qu'il n'atteindra jamais. Il s'agit du bras du Grand Passon, dont Rossiaud (1994) et Russel (1942) considèrent qu'il est fonctionnel à partir du VIème s. ap. J.C. Son tracé en méandre recoupe d'ailleurs le grand cordon antique. Faut-il y voir les effets de la déformation négative enregistrée au pied de la bordure de Crau ?

C'est ce bras qui est responsable d'un déplacement de 8 à 10 km du trait de côte vers le sud, entre l'Antiquité et le XVIIIème s.. Cette progradation est contemporaine de deux crises détritiques majeures aujourd'hui bien connues sur l'axe rhodanien (Bravard 1995, Berger 1996, Provansal *et al.*, sous presse, Salvador, Arnaud-Fassetta, 1998), celle de l'Antiquité tardive, entre le Vème s. et le VIIIème ap. J.C., et celle du Petit Age Glaciaire, qui débute au XIVème s. Nos données ne nous permettent pas de les séparer.

Conclusion Chapitre II

Les relations entre les déplacements du trait de côte dans le golfe de Fos et la progradation des différentes embouchures ne peuvent être déterminées que pour les périodes les plus récentes, postérieures à 3000 av. J.C. environ, où la conservation des formes et dépôts proches de la surface permet de mettre en connexion les traces encore visibles de la morphogenèse fluviale et littorale.

La relecture de travaux anciens, le développement de recherches récentes sur les bras rhodaniens fossiles et nos propres investigations permettent de montrer que le système deltaïque pointu du Rhône de Saint-Ferréol est plus tardif qu'on ne le pensait jusqu'ici. Il se développe après 4970 av. J.C. et atteindrait son avancée maximale en coïncidence chronologique avec le ralentissement de la montée du niveau marin relatif constaté à Fos entre 3700 et 2000 av. J.C. Il détermine de part et d'autre deux vastes "golfs" symétriques : celui d'Aigues-Mortes à l'ouest, celui

de Fos à l'est. Dans ce dernier, nous avons montré d'abord l'alignement de cordons littoraux au pied de la Crau, épousant la bordure orientale du golfe.

Les apports sableux à l'extrémité SE du golfe (sites de Saint-Gervais et du Cavaou) sont d'abord fins et modérément abondants, bloqués par le tracé sinueux de la côte ; ils constituent un prisme transgressif rétrogradant accompagnant la montée du niveau marin relatif vers 5500 BP (entre 4000 ans et 3700 av. J.C.). Le développement des tourbières témoigne indirectement d'une progradation littorale. Nous avons proposé de la relier au ralentissement de la montée du niveau marin, mais aussi au renforcement du détritisme alluvial, attesté par le stade en pointe de Saint-Ferréol et les premières manifestations du bras d'Ulmet proche.

A partir du premier millénaire avant J.C., l'importance croissante du bras d'Ulmet, puis la destruction et le remaniement du système de Saint-Ferréol commencent vraiment à colmater le golfe de Fos. Un épais cordon littoral se met en place, de direction globalement E-W, le long duquel des sables plus grossiers transitent jusqu'à Fos. Les embouchures instables du fleuve obligent les Romains à construire un canal de navigation et à installer un avant-port d'Arles sur le site de Fos.

A la fin du premier millénaire ap. J.C., un nouveau bras rhodanien, le plus oriental, dessine le méandre de l'Escale. Son apparition coïncide chronologiquement avec un mouvement négatif du sol, qui déforme les niveaux marins dans le secteur de Fos. Ses apports vont, jusqu'au XIV^{ème} siècle, achever le colmatage du golfe.

Le déplacement des embouchures vers l'est, peut-être associé à un mouvement tectonique pour le dernier d'entre eux, permet le comblement tardif du golfe de Fos. Au sein de ce schéma général, la vitesse de progradation est conditionnée par la montée irrégulière du niveau marin relatif et par les épisodes de renforcement des flux liquides et solides du fleuve, d'origine climatiques et anthropiques.

Conclusion de la partie III.

La courbe obtenue de la montée du niveau marin relatif a été discutée à partir des autres courbes disponibles en Méditerranée occidentale et, plus particulièrement, de celle fournie par les bio-indicateurs sur substrats rocheux (Laborel *et al.*, 1996). Les autres courbes de référence présentent en effet une résolution trop faible au cours des 6000 dernières années pour être directement utilisables.

L'allure en palier de la courbe de Fos, à partir de 3600 av. J.C., qui fait apparaître une stabilisation ou un ralentissement de la montée du niveau marin relatif, ne peut être mise au compte de mouvements du sol : les points datés proviennent de la base des tourbes et le substrat pléistocène est peu susceptible de déformations. L'hypothèse eustatique est évoquée mais doit être confirmée.

Les droites de régression tracées à Fos à partir du barycentre des fourchettes d'incertitude chronologique et altimétrique des tourbes dulçaquicoles se situent en dessous des autres courbes. Ce décalage persiste à la période antique. Il est rattrapé à la fin du premier millénaire ap. J.C. Cette organisation ne peut être attribuée à la compaction sédimentaire. Elle est mise au compte du rejeu d'un accident coulissant, la faille de Salon-Cavaillon située dans l'axe du golfe de Fos. Des arguments géologiques et géomorphologiques soutiennent la probabilité d'une activité holocène de cette faille. L'amplitude maximale de la composante verticale du mouvement tectonique serait ici de 1 m environ. Cette déformation joue peut-être un rôle sur le déplacement d'un bras du Rhône vers l'est à la fin de l'Antiquité.

Les mouvements latéraux du trait de côte sont discutés à la lumière de données anciennes et récentes, portant sur la position des embouchures du fleuve et sur les rythmes, d'origines climatiques et climato-anthropiques, des apports liquides et solides du Rhône.

La persistance d'un golfe profond au nord de Fos jusqu'à une date tardive est corrélée à l'existence d'un stade pointu tardif (*fluvial dominated delta*) sur le bras de Saint-Ferréol. Cet épisode de forte progradation, contemporain du ralentissement de la montée du niveau marin relatif, induit un tracé sinueux de la côte, peu propice à une bonne alimentation sableuse de Fos.

Le comblement du golfe est associé au renforcement progressif de l'embouchure d'Ulmet, qui induit un raccourcissement du trajet de la dérive littorale. L'édification des tourbières, à l'abri d'un cordon sableux hypothétique, semble plutôt liée au ralentissement de la montée du plan d'eau relatif qu'à des apports sédimentaires importants dont nous n'avons pas retrouvé la trace. Mais, le colmatage plus rapide du golfe, à la fin du premier millénaire av. J.C., au début de notre ère puis à la fin du Moyen Age est mis en relation avec les épisodes de hauts niveaux fluviaux et les crises détritiques connues dans le bassin-versant rhodanien et en Provence.

CONCLUSION GENERALE

Cette recherche aboutit à quelques résultats et soulève des hypothèses, qui nécessiteront de poursuivre les investigations.

Les résultats sont d'ordre **méthodologique** (perception de la montée du niveau marin relatif sur un littoral meuble) et **paléogéographique régional** (achèvement de la transgression holocène sur la marge d'un grand delta méditerranéen).

La méthode d'approche d'un littoral meuble est nécessairement pluridisciplinaire. Comme pour les études récentes portant sur les déformations des zones littorales provençales et corses (Provansal, 1998 ; Collina-Girard, 1997b; 1998), la difficulté de séparer les influences isostasiques ou tectoniques montre l'intérêt de multiplier les approches complémentaires (Pirazzoli, 1997).

Nous avons montré la complémentarité des indicateurs archéologiques, biologiques et sédimentologiques pour définir les niveaux marins et les traits de côte fossiles successifs. La marge d'incertitude de chacun d'entre eux est inégale et généralement plus grande que sur les substrats rocheux. Les biocénoses et la sédimentologie marines sont apparues comme des indicateurs peu précis, étant donnée la mobilité importante et les remaniements constants de ces milieux très ouverts.

Les tourbes et les cordons de galets se sont avérés les indicateurs les plus performants, dont les limites d'incertitude ont été définies par référence aux formations sédimentaires actuelles. Les premières, si l'on ne prend en compte que leur base non affectée par le tassement, s'édifient entre 0,1 et 0,7 m au-dessus du niveau marin. Leur accrétion verticale s'effectue au fur et à mesure d'une montée lente du niveau marin relatif. Elles sont submergées par un mouvement positif rapide. Les seconds permettent d'estimer le niveau marin fossile dans un écart de 1,2 m (+/- 0,6 m).

Les indicateurs archéologiques, longuement présentés et discutés, étant données l'importance et la variété des vestiges, ne fournissent une information précise que dans le cas de structures initialement semi-immergées. Nous avons eu la chance d'en étudier quelques-unes (quais, hangars à bateaux). Les autres structures (immergées ou émergées à l'origine) ne permettent que de fixer une position maximale ou minimale du trait de côte.

Nous avons donc disposé d'indicateurs de précision inégale selon les sites. Dans la plupart des cas, le croisement de l'ensemble des indicateurs, représentatifs des milieux/étages infralittoral, médiolittoral et supralittoral, fournit une limite minimale ou maximale de la position verticale ou latérale du rivage aux différentes périodes.

Enfin, la correction puis la calibration des dates ^{14}C a confirmé la variabilité du $\delta^{13}\text{C}$, et soulevé quelques problèmes concernant l'utilisation des posidonies fossiles et l'importance variable de l'effet réservoir selon la profondeur de l'échantillon daté.

La mobilité paléogéographique de la marge orientale du delta du Rhône a été étudiée. Les résultats complètent et affinent "vers le haut", c'est-à-dire après 6500 BP (5400 av J.C.) et vers le nord, les données acquises sur la plate-forme continentale, principalement par les chercheurs de l'Université de Perpignan et de l'IFREMER ; dans l'espace horizontal, ils confirment et nuancent les conclusions de L'Homer, formalisées par les cartes géologiques BRGM publiées entre 1975 et 1993.

La variabilité verticale du niveau marin relatif est décrite par le nuage de points obtenu entre 6300 BP (5300 av. J.C.) et 1200 BP (fin du premier millénaire ap. J.C.), qui détaille l'achèvement de la montée holocène du niveau marin. Le prisme de haut niveau transgressif est constitué d'abord de corps détritiques transgressifs, dont la base est discordante sur les formations pléistocènes de bas niveau. Sous le contrôle dominant de la montée du niveau marin relatif, ils s'organisent en système rétrogradant (fin de la phase *on-lap*) jusque vers 5500 BP (3900-3700 av. J.C.). Le ralentissement de la montée du niveau relatif et l'augmentation des apports solides continentaux déterminent ensuite une disposition progradante vers le large (phase *off-lap*), au sein

de laquelle on met en évidence des sous-systèmes. Un enregistrement à haute résolution chronologique, sur plus 6000 ans, est ainsi fourni pour la première fois en France méditerranéenne.

Les droites de régression de la montée du niveau marin relatif sont comparées à celle qui a été établie à partir des données du *Lithophyllum lichenoides* sur les côtes rocheuses de Provence occidentale depuis 4750 ans BP. Notre secteur est caractérisé par :

- l'irrégularité des vitesses de montée du plan d'eau : rapide à partir de 6300 BP, elle subit un ralentissement voire un palier, entre 4085 et 3520 BP., puis une montée plus rapide entre 2000 et 1200 BP

- des différences importantes avec les vitesses mesurées sur substrats rocheux : à partir de 4750 BP (3600 av. J.C. environ) jusque vers 2400 BP., les pentes sont globalement parallèles. Les droites de régression se rejoignent entre 2000 et 1000 BP, exprimant le rattrapage très rapide du décalage antérieur.

- la position basse de l'ensemble des points mesurés, à l'exception du plus récent (fin de l'Antiquité-haut Moyen Age). L'écart avec les sites sur substrats rocheux est de 1,50m vers 4 000 BP, puis se réduit à 1 m vers 2000 BP.

Ces résultats sont discutés et interprétés.

Le palier entre 4085 et 3520 BP ne peut relever de causes locales (compaction sédimentaire) ou régionales (réponse visco-élastique). Une hypothèse eustatique est proposée, apparemment corrélée à un ralentissement de la vitesse de montée du niveau marin déjà signalée sur d'autres littoraux à la même période. Sa signification climatique doit être définie.

L'accélération de la montée du plan d'eau relatif à la fin du premier millénaire ap. J.C. est attribuée à une déformation tectonique, localisée au pied du rebord de Crau. Elle serait associée à un rejeu de la faille N10 dite de Salon-Cavaillon. Un faisceau d'arguments géologiques et géomorphologiques a été présenté à l'appui de cette interprétation. Cet "évènement" est contemporain d'un déplacement d'un bras important du Rhône vers l'est.

La variabilité latérale du trait de côte n'est pas systématiquement corrélée aux rythmes de la montée du niveau marin relatif.

Le secteur de Fos-Saint-Gervais au sud, analysé en détail, montre trois phases de progradation, qui coïncident avec le ralentissement de la montée du niveau marin relatif entre 3600 et 1600 av. J.C., puis avec des apports détritiques importants et plus grossiers entre 2100 BP (300 av. J.C.) et le III^{ème} s. et à la fin du Moyen Age. On démontre que cette zone est tardivement englobée dans le système deltaïque proprement dit, l'arrivée des premiers sables d'origine fluviale n'étant perçue qu'à partir de 6120 BP (4700 av. J.C.).

Dans la plaine deltaïque, à un stade de golfe profond, bien dessiné jusque vers 6600 BP (environ 5300 av. J.C.), succède une progradation indirectement perçue par l'installation des tourbières. Les étapes du comblement sont matérialisées par un épais cordon sableux antique, puis par les cordons littoraux modernes en place depuis le XVII^{ème} siècle. Au total, le déplacement horizontal est de 8 km en 6000 ans environ. Il est plus modeste et plus tardif que dans la partie centrale du delta du Rhône. La régularisation du trait de côte et le rapprochement de l'embouchure principale modifient progressivement les faciès du prisme progradant.

Cette évolution est discutée à la lumière de données anciennes et récentes, portant sur la position des embouchures du fleuve et sur les rythmes, d'origines climatiques et climato-anthropiques, des apports liquides et solides du Rhône. Une révision de la chronologie de la phase du delta pointu de Saint-Ferréol est proposée : il est vraisemblablement plus tardif qu'on ne le soupçonnait (entre 2800 av. et le II^{ème} s. av. J.C.).

Le schéma général provisoire auquel aboutit cette recherche est cohérent avec les sources historiques. Il apporte une réponse aux questions paléogéographiques soulevées par la recherche archéologique : difficultés de circulation aux embouchures dans l'Antiquité et nécessité de creuser

un canal artificiel, mobilité du littoral sableux de Fos, *a priori* peu favorable à une grande installation portuaire, position de la nécropole antique.

Les hypothèses et les perspectives de travail

Si les faisceaux d'indicateurs sont le plus souvent assez cohérents pour justifier nos interprétations, il reste à accroître la précision de certains d'entre eux. Ce but semble difficile à atteindre pour les biocénoses marines soumises à des battements bathymétriques trop amples. Mais les concrétions coralligènes peuvent être exploitées et datées plus systématiquement. Les données sédimentaires doivent faire l'objet d'un recensement et d'un référentiel plus complet et plus précis. La biologie des tourbes doit être analysée plus finement, en collaboration avec des paléo-écologues.

Le ralentissement soupçonné de la vitesse de montée du niveau marin entre 4085 et 3520 BP doit être davantage discuté, à la lumière de l'évolution paléoclimatique globale.

Enfin, la répartition du détritisme continental entre les différentes embouchures du Rhône sur le delta central et occidental, leur chronologie, la question des mouvements du sol, etc.. sont des questions passionnantes, qui gèrent directement l'évolution du golfe de Fos et, au-delà, les dernières étapes de la construction du delta. Nous nous proposons de continuer nos travaux dans cette perspective.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- ALESSIO M., ALLEGRI L., ANTONIOLI F., BELLUOMINI G., IMPROTA S., MANFRA L., PREITE MARTINEZ M., 1994 –La curva di risalita del mare Tirreno negli ultimi 43 ka ricavata da datazioni su spleleotemi sommersi e dati archeologici. Estratto da *Memorie descrittive carta geologica d'Italia*, vol LII, pp. 261-276.
- ARLHAC P., GERAUD Y., RAYNAUD S., TERRIER M., 1987 –Néotectonique dans les terrains quaternaires de la basse Durance (France) : premiers résultats. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, série II, n°16.
- ALOISI J. C., (A PARAITRE) – Sea-level variations on the french mediterranean margin during the Holocene. *Paleoclimate research*, *Paleoklimforschung*, n°sp., éd. Frenzel, 25 p.
- ALOISI J. C. & GADEL F., 1992 –Mécanismes sédimento-génétiques et évolution d'un écosystème lagunaire méditerranéen : l'étang de Vendres. *Vie et Milieu*, 42, 2, pp. 165-183.
- ALOISI J. C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERRET J., THOMMERRET Y., 1978 –The Holocene transgression in the Golfe du Lion southwestern France : paleogeographic and paleobotanical evolution. *Géogr. Phys. Quat.* Vol XXXII, n°2, pp. 145-162.
- ALOISI J. C., MONACO A., THOMMERRET J., THOMMERRET Y., 1975 –Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique*, (2), vol. XVII, Fasc. 1, pp. 13-22.
- ALOISI J. C. & DUBOUL-RAZAVET, 1974 -Deux exemples de sédimentation deltaïque actuelle en Méditerranée : deltas du Rhône et de l'Ebre. *Bull. centre Rech. Pau*, SNPA, 8, 1, pp. 227-240.
- AMBERT P., 1987 –Modifications historiques des paysages littoraux en Languedoc central : état actuel des connaissances. Actes du Colloque : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, Ed. CNRS, Paris, pp. 35-43.
- AMBERT P., 1982 –Littoraux miocènes et quaternaires du Languedoc Occidental. *C.R. Acad. Sc., Paris*, t.295, série II, pp. 251-254.
- AMBERT P., AMBERT M., MAURIN G., THOMMERRET J., 1978 –Rivages positifs post-romains dans la basse vallée de l'Aude. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Béziers*, n. sp., VI (47), pp. 74-78.
- AMBERT P., AMBERT M., LUGAND M., 1993 –Le littoral des départements de l'Aude et de l'Hérault. Atlas des changements des lignes de rivage au cours des 2 000 dernières années, pp.126-134.
- ANTHONY, E. J., 1990 –Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Leone, Afrique de l'Ouest. *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, n°27 & 28, 187 p.
- ANTHONY, E. J., 1991 –La morphodynamique des cordons de galets de la Baie des Anges, Côte d'Azur : observations préliminaires. *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, n°29, pp.19-26.
- ARNAUD P., 1993 –L'itinéraire d'Antonin : un témoin de la littérature itinéraire du Bas Empire. *Geographia Antiqua*, II, pp.33-50.
- ARNAUD-FASSETTA G., 1998 –Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de doctorat de géographie Physique, Université de Provence UI, 329 p.
- ARTHAUD F., OGIER M. & SEGURET M., 1980 –Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, 2, I, 3, 1980/1981, pp. 175-193.
- BAETEMAN C., & DE GANS W., 1993 Fieldmeeting 1993, Quaternary shorelines in Belgium and the Netherlands. *INQUA*, 183 p.
- BAETEMAN C., 1996 –Les changements de vitesse d'élévation du niveau de la mer et les transformations de la configuration des environnements de dépôt, facteurs majeurs de l'enregistrement sédimentaire

- des plaines côtières à l'Holocène. Colloque "Lignes de rivage et zones côtières : Passé, présent, futur", (PICG 367), Perpignan, 2-4 dec. 1996. Livret Guide, pp.1-2.
- BADR A., 1995 –Ideal beach profile as indicated by grain size, roudness and heavy mineral analyses Burullus coast, Egypt. *INQUA, MBSS newsletter*, n°17, pp.42-52.
- BAR E., AMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABIOCH G., FAURE G., ROGERIE S., 1993 –Deglacial sea-level record from tahiti corals and the timing of global meltwater discharge., *Nature*, 382, 241-244.
- BAZILE F., 1974 –Nouvelles données sur l'âge des cordons littoraux récents du Golfe d'Aigues-Mortes. *Bull. Soc. Languedocienne de Géogr.*, t. 8, fasc. 3-4, pp.199-206.
- BAZILE F., 1976 –Les lignes de rivage quaternaire du Languedoc méditerranéen. *La préhistoire française*, éd. CNRS, Paris, 1 [1], pp. 326-329.
- BAZILE F., BAZILE-ROBERT E., 1974 –Premier point de datation absolue sur les formations littorales récentes du Golfe d'Aigues-Mortes. *Bull. Soc. Etu. Sci. Nat. De Nîmes*, t. 54, pp. 67-69.
- BAZILE F., BAZILE-ROBERT E., DEBARD E., GUILLERAULT P., 1986 –Le Pléistocène terminal et l'Holocène en Languedoc rhodanien ; domaines continental, littoral et marin. *Revue de Géol. Dynamique et de géographie Physique*, vol. 27., fasc. 2, pp. 95-103.
- BEUCAIRE R., 1964 –Les fouilles sous-marines de Fos. *Provence Historique*, t. XIV, fasc. 55, pp. 16-25.
- BELAN-SANTINI D., LACAZE J.-C., POIZAT C., 1994 –Les biocénoses marines littorales de Méditerranée, synthèse, menaces et perspectives. Ed. du Muséum National d'Histoire Naturelle, coll. Patrimoines Naturels, vol. n°19, série patrimoine écologique, 246 p.
- BENOIT F., 1952 –L'archéologie sous-marine en Provence. *Revue d'études Ligures*, n°1/2, janvier/juin 1952, pp. 256-293.
- BERGER J-F, 1996 –Climat et dynamique des agrosystèmes dans la moyenne vallée du Rhône. Le IIIème s. en Gaule Narbonnaise données régionales sur la crise de l'Empire. Ed. APDCA, 332 p.
- BERNE S., LERICOLAIS G., MARSET T., BOURILLET J.-F, BATIST (de) M., 1998 –Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces : examples from tide and wave-dominated environments of France. *Journ. Sedimentary Research*, Vol. 68, n°4, pp.540-555.
- BENEDICTO ESTEBAN A., 1996 –Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord), sud-est de la France. Thèse de l'Université Montpellier II.
- BERATO J., BRENTHALOFF D., CHOUQUER G., DUBAR M., GAZENBEEK M., LATOUR J., ROGERS G.B., 1995 –Habitats de l'Age du Fer et structures agraires d'époque romaine aux Escaravantières, Puget sur Argens, Var. *Gallia*, n°52, pp. 205-261.
- BLACKMAN D.J., 1973 –Evidence of sea level change in ancient harbours and coastal installations. *Marine Geology*, pp. 115-139.
- BLACKMAN D., 1993 –Les cales à Bateaux. *Les dossiers d'Archéologie*, n°83, juin 1993, pp. 32-39.
- BLANC J.J. & Bonnifay E., 1953 –Les terrains quaternaires littoraux des côtes de Provence occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, pp. 847-863.
- BLANC J.J., 1975 –Recherches de sédimentologie appliquée au littoral rocheux de la Provence, aménagement et protection. Rapport CNEXO, 163 p.
- BLANC J.J., 1977 –Recherches de sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi. Rapport CNEXO, 69 p.
- BLANC J.J., 1996 –Plages en recul et profils littoraux à Faraman (Camargue, Delta du Rhône), méthodes d'études; essai d'analyse prévisionnelle. *Quaternaire*, vol. 7, n°1, pp.53-62.
- BONNET A., 1965 –Le quaternaire des environs de Saint-Gilles, Gard. *Bull. Soc. Géol. de France*, (7), VII, pp. 571-579.
- BONNET A., 1966 –Structure de la Camargue entre Arles-Beaucaire et Saint-Gilles du Gard. *Compte Rendu Sommaire de la Sté. Géol. de Fce*, pp. 258.

- BONIFAY E., COURTIN J., THOMMERET J., 1971 –Datation des derniers stades de la transgression versilienne dans la région de Marseille. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 273, pp. 2042-2044.
- BOUDOURESQUE C. F., MEINEZ A., 1982 –Découvertes de l'herbier de posidonie. *Ch. Parc nation. Port Cros*, Fr., 4, pp. 1-79.
- BOUTEYRE G., TONI C., CHANTE R., GREBOUVAL G., 1970 –Rapport Camargue : étude hydrologique, pédologique et de salinité. 4 vol., 262 p.
- BOURCIER M., 1976 –Economie benthique d'une baie méditerranéenne largement ouverte et des régions voisines en fonction des influences naturelles humaines. AO, CNRS n°12.150 : 1-61, annexes : 1-50 tableaux : 1-33., Thèse Sci. Univ. Aix-Marseille.
- BOURCIER M., NODOT C., JEUDY DE GRISSAC A., HEUSSNER S., REGIS J. & TINE, 1979 –Répartition de biocénoses benthiques en fonction des substrats sédimentaires de la rade de Toulon (France), 2. La Grande Rade. *Téthys*, 11 (2), 3 141-153.
- BOYDEN C. R., 1971 –A note on the shell morphology of two european cockles. *Zool. J. Linn. Soc.*, n°50, pp. 307-310.
- BOYDEN C. R., 1973 –Observations on the shell morphology of two species of cockle *Cerastoderma edule* and *Cerastoderma glaucum*. *Zool. J. Linn. Soc.*, n°4, pp. 269-292.
- BRAVARD J.P., LE BOT-HELLY A., HELLY B., SAVAY-GUERRAZ H., 1990 –Le site de Vienne (38), Saint Roman (69), Sainte-Colombe (69). L'évolution de la plaine alluviale du Rhône, de l'Age du fer à la fin de l'Antiquité : Proposition d'interprétation. Actes du colloque archéologie et espaces, Xème Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire, Octobre 1989, Antibes, pp. 437-452.
- BRAVARD J.P., 1995 –Géoarchéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. *Documents d'Archéologie de Rhône-Alpes*, table ronde du 17-18 novembre 1995, pp. 129-150.
- BRICOULT J., BOUDOURESQUE C.-F., GIRAUD G., PANAYOTIS P., 1980 –Le Rapport 13C/12C chez *Posidonia oceanica* et *Cymodocea nodosa*. *Trav. Sci. Parc nation. Port Cros*, Fr., 6, pp. 289-292.
- BRICOULT J., KNOEFFLER-PEGUY M, PERGENT G., BOUDOURESQUE C.-F., 1990 –Le Rapport 13C/12C chez quelques végétaux marins de Méditerranée. *Posidonia Newsletter*, 3 (2), pp. 19-21.
- BROCK V., 1978 –Morphological and biochemical criteria for the separation of *Cardium glaucum* (Brugière) from *Cardium edule* (L.). *Ophelia*, vol. 17, n°2, pp.207-214.
- BROCK V., 1979 –Habitat selection of two congeneric bivalves *Cardium glaucum* and *Cardium edule*, in sympatric allopatric populations. *Marine Biology*, n°54, pp. 149-156.
- BROECKER W.S., OLSON E.A., 1961 –Lamont radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon*, 3 : pp. 176-204.
- BRUZZI C., 1995–Impacts morphosédimentaires des tempêtes sur quelques plages de Provence. Mémoire de D.E.A. de géographie physique, U.F.R de géographie d'Aix en Provence, 141 p.
- BRUZZI C., PROVANSAL M., 1996–Impacts morphosédimentaires des tempêtes sur les côtes de Provence. *Quaternaire*, vol. 7, n° 2-3, pp 129-137.
- BRUZZI C., 1998–Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de l'université de Provence, 345 p.
- BUTMAN C.A., 1986 –Sediment trap biase in turbulent flows : results from laboratory flume study. *Journ. Marine Research*, 44, pp. 645-693.
- CHAURIS L., 1991 –Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau, Pays de Leon, Massif Armoricaïn, France. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol 114-115, pp. 95-112.
- CARITEY C., 1995 -L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XVIIème siècle à la fin du XIXème. Mémoire de maîtrise de géographie, Université de Provence, Aix-Marseille I, 100 p.
- CARBONEL P. 1980 –Les ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de la plateforme continentale, essais d'application à des domaines anciens. Thèse d'Etat de sciences, 350 p.

- CARITEY C., 1995 –L'évolution de l'embouchure du Rhône du milieu du XVIIIe s. à la fin du XIXe s. Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, U.F.R. de géographie, 100 p.
- CARTER R.W.G. & RIHAN C.L., 1978 –Shell and Pebble pavements on beaches : examples from north coast of Ireland. *Catena*, vol. 5, pp.365-374.
- CARRIO C., 1988 –Contribution à l'étude dynamo-sédimentaire de delta rhodanien et du processus d'émersion de la plaine deltaïque associé (exemple de la Palissade,Camargue, France), Thèse de l'université d'Aix-Marseille I, 359 p.
- CHARBONNIER PH., DUROZOY G., GOUVERNET CL. & MARGNAT J., 1963 – Données sur la géologie sous-marine et littorale de la partie orientale du Golfe de Fos, interprétation d'une campagne de sondages en mer. Rapport BRGM, DSGR. 63. A2¹⁸, 15 p.
- CHAURIS L., 1991 -Sables lourds à monazite sur les plages de Plouguerneau, Pays de Leon, Massif Armoricaïn, France. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 114-115, pp. 95-112.
- CHAUSSERIE-LAPREE, 1988 –L'apport des fouilles récentes du quartier de l'Ile. *Dossier histoire et archéologie*, n°28, juin 1988, pp. 21-57.
- CHAUSSERIE-LAPREE, 1992 –Martigues Anse des Laurons. *Bilan scientifique en Archéologie de la région PACA*, pp 166-167.
- CHAUSSERIE-LAPREE, 1995 –Martigues Anse des Laurons. *Bilan scientifique en Archéologie de la région PACA*, pp 145-146.
- CHOROWICZ J. & PAUL S., 1974 –Mise en évidence des linéaments, en Provence occidentale, sur des images obtenues par le satellite ERTS-1, leur signification structurale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, pp.491-497.
- CLAUZON G, 1979 –Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Paléogeogr., Paléoclimato., Paléoecol.*, vol. 29, ½, pp. 15-40.
- CLAUZON G, AMBERT P., VAUDOUR J., 1990 –Cartographie géomorphologique de la Basse Provence rhodanienne. *Méditerranée*, n°3.4, pp.75-82.
- CLAIREFOND P., 1977 –Le Golfe des Saintes Maries de la mer (Camargue) Etude sédimentologique aménagement et protection. Thèse de l'université d'Aix Marseille II, 150 p.
- CLOTTES J., COURTIN J., 1992-La grotte Cosquer, peintures et gravures de la caverne engloutie. Ed. le seuil, 197 p.
- COHEN O., 1996 –Approche méthodologique à l'étude des littoraux en Méditerranée française : exemples sur la Côte d'Azur; Thèse de doctorat, Université du littoral de côte d'Opale, Dunkerque, 159 p.
- COLLINA-GIRARD J., 1995 –Analyse multiscalaire et multisource des directions structurales du Massif des calanques et de leur expression morphologique : application au cap de Morgiou et à la grotte Cosquer (Marseille, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, pp. 67-84.
- COLLINA-GIRARD J., 1997a –Profils en plongée et niveaux d'érosion eustatiques près de la grotte Cosquer (Marseille) et en Provence. *C.R. acad. Sci. Paris*, t.324, série II a, pp. 607-615.
- COLLINA-GIRARD J., 1997b –Analyse de profils sous-marins levés en plongée sur les côtes provençales, implications eustatiques et néotectoniques. *C.R. acad. Sci. Paris*, t.325, série II a, pp. 955-959
- COLLINA-GIRARD J., 1998 –Paliers bathymétriques observés en plongée au littoral occidental de la Corse. Conséquences néotectonique. *C.R. acad. Sci. Paris*, t.327, série II a, pp. 121-128.
- COLOMB E., ROUX M., GUIEU G., L'HOMER A, TONI C., BLANC, J.J. & VERNIER E., 1975 –Notice de la carte géologique de France, Istres feuille XXX-44 et 45. Carte géologique de Fr. 1/50 000, BRGM, 1^{er} éd., 47 p.
- COLOMB E., ROUX M., 1978 –La Crau données nouvelles et interprétations. *Géologie méditerranéenne*, t.V, n°3, pp. 303-324.
- COLOMB E., ROUX M., 1986 –La Crau, histoire Plio-Pléistocène. *Méditerranée*, n°3, pp.31-42.

- COMBES P., 1984 –La tectonique récente de la Provence occidentale, microtectonique, caractéristiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse de 3^{ème} Cycle de géophysique, Université L. Pasteur, Strasbourg, 182 p.
- COMBES P., CARBON D., CUSHING M., GRANIER T., VASKOU P., 1993 –Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C.R. acad. Sci. Paris*, 317, série II , pp. 689-696.
- COMBES P., GRELLET B. 1994 –Analyse bibliographique des indices d'archéosismicité. *Rapport pour l'IPSN GTR/CEA/0794-25*.
- CONSTANS L.-A., 1921 –Arles Antiques. Paris de Broccard .
- COOPER L. W., DENIRO M. J., 1989 –Stable carbon isotope variability in the seagrass *Posidonia oceanica* : evidence for light intensity effects. *Marine Ecology Progress Series*, vol.50, pp. 225-229.
- COURTIN J., LEGROS T., 1981 –Les Salins de Ferrières, Martigues, Bouches du Rhône. Rapport de fouilles de Sauvetage, 32 p.
- COURTIN J., 1988 –L'étang de Berre durant la Préhistoire. *Dossier histoire et archéologie*, n°28, juin 1988, pp.21-22.
- DAUBY P., 1989 –The stable carbon isotope ratios in benthic food webs of the gulf of Calvi, Corsica. *Continental shelf research*, vol. 9, n° 2 pp. 181-195.
- DALONGEVILLE R., LABOREL J., PIRAZZOLI P., SANLAVILLE P., ARNOLD M., BERNIER P., EVIN J. MONTAGGIONI L-F., 1993 –Les variations récentes de la ligne de rivage sur le littoral Syrien. *Quaternaire*, 4, 1, pp. 45-53.
- DEGIOVANNI C., 1971 –Essai d'interprétation hydrodynamique de la granulométrie des sédiments sableux. Plage de Pramouquier, Var (France). *VIII int. Sediment. Congress. Heidelberg*, 21 p.
- DELANO-SMITH C., 1979 –Western Mediterranean Europe; A historical geography of Italy, Spain and Southern France since the Neolithic. Ed. Academic Press, London.
- DELIBRIAS G., 1985 –Le carbone 14. In *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels, applications*. Ed. Masson, 450 p.
- DELLERY B. DUROZOY G., FORKASIEWICCS J., GOUVERNET C., MARGAT J., 1964 –Etude hydrogéologique de la Crau. Rapport BRGM.
- DENIZOT G., 1959 –Le rivage de Provence et Languedoc au temps des ligures. *Revue d'études Ligures*, pp. 24-86.
- DENYS L., BAETEMAN C., 1995 –Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium, a first assessment. *Marine Geology*, 124, pp.1-19.
- DESJARDIN E., 1866 –Aperçu historique sur les embouchures du Rhône. Travaux anciens et modernes. Fosses mariennes. Canal du Bras du Rhône. Paris, Impr. Générale de Ch. Lahure, 1986, 136 p.
- DIOT M-F., TASTET J-P., 1990 –Paleoenvironnements holocènes chrono-climatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France). *Quaternaire*, 6, 2, pp.63-75.
- DOVIS C., 1992 –Rapport de prospection en vue de l'extension du port de Saint-Gervais Fos/mer. DRASM, 62 p.
- DOLIQUE F., 1998 –Dynamique morphosédimentaire et aménagements induits du littoral picard au sud de la baie de Somme. Thèse de Doctorat, Université du littoral de côte d'Opale, Dunkerque, 395 p.
- DUBAR, 1987 –Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. Géol., France*, 8, t. II, n°1, pp. 195-198.
- DUBAR M. & ANTHONY E. J., 1995 –Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43, pp. 329-343.
- DUBOUL-RAZAVET C., 1956 –Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. Thèse Sc. Nat. Paris, éd. mémoire de la société géologique de France, n°76, 234 p.
- DUBOUL-RAZAVET C., MARTIN R., 1981 –La sédimentation holocène de trois étangs du littoral du Languedoc-Roussillon. *Bull. Soc. Languedocienne de Géograph.*, t. 15, Fasc. 1/2, pp. 71-86.

- DUPLAIX, 1958 –Détermination microscopique des minéraux lourds. 94 p.
- EL HMAIDI A., 1993 –Etudes sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur la marge rhodanienne (Golfe du Lion, France). Thèse de l'université de Perpignan, 171 p.
- EL HMAIDI A., GENSOUS B., MONACO A., GADEL F., CARBONEL P., (à paraître) –Validation d'un modèle de strati-séquentielle pour le quaternaire terminal du Golfe du Lion (France) : utilisation de critères sédimentologiques, géochimiques et paléobiologiques.
- EISMA D., 1965 –Shell characteristics of *Cardium edule* (L.) as indicators of salinity. *Netherl. J. Sea Res.*, vol. II, n°4, pp. 493-540.
- EVIN J., 1989 –Temps carbone 14 et temps réel par la correction dendrochronologique des dates carbone 14. Les méthodes scientifiques de datation. 213-217 p.
- FAIRBANK R. G., 1989 –A 17000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the younger Dryas event deep-ocean circulation. *Nature*, vol. 342, 7 décembre 1989, pp.637-642.
- FAIRBRIDGE R. W., 1961 –Eustatic changes in sea-level. *Phys. Chem. Earth*, 5, 99 p.
- FIRBAS F., 1949 –Spat- und nacheiszeitliche wald geschichte Mitteleuropeas nördlich der Alpen. Fisher Jena. 349 p.
- FLEMMING N.C., CZARTORYSKA N.M.G., & HUNTER P.M., 1973 –Archeological evidence for eustatic and tectonic components of relative sea level change in the South Aegean. *Marine Archaeology*, proceeding of the twentythird Symposium of the Colston research society held in the university of Bristol april 4 to 8 1971, pp. 1-63.
- FLEMMING N.C., 1979 –Archeological indicators of sea level. *Océanis*, Vol. 5, fasc. hors série, 1979-1980, pp. 149-163.
- FLEMMING N.C. & WEBB C.O., 1986 –Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10 000 years derived from archeological data. *Zeitschrift. Geomor. N.F. Supl.* Bd. 62, pp. 1-29.
- FLEMMING N.C., 1992 –Predictions of relative coastal sea-level change in the Mediterranean based on archeological, historical and tide-gauge data. *In Climatic change in the Mediterranean*, pp. 247-281.
- FOLK R.L. & WARD W.C., 1957 –Brazos river bar : a study of significance of grain size parameters. *Journ. sedim. petrol.*, 27, pp.3-26.
- FOUACHE E. & DALONGEVILLE R., 1998 –De la nécessaire prise en compte des sédiments dans la connaissance des variations récentes de la ligne du rivage. Exemples d'Aghios Andreas (Grèce) et de Guverdjine Kaya (Syrie). *Géomorphologie, Relief, Processus, Environnement*, n°2, pp.131-140.
- FOURNIGUET J., 1987 –Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. Mémoire du BRGM, n° 127.
- FRANÇOIS L., 1937 –Etude sur l'évolution actuelle des côtes de Camargue. *Les études rhodaniennes*, pp. 71-126.
- FRIHY O. E., EL ASKARY M. A., DEGHIDY E. M., MOUFADDAL W.M., 1998 –Distinguishing fluvio-marine environments in the Nile Delta using heavy minerals. *Journ. Coast. Research*, 14, 3, pp. 970-980.
- FRIHY O. E., 1994 –Discrimination of accreted and eroded coast using heavy mineral compositions of Nile Delta beach sands, Egypt. *Sedimentology*, 41, pp. 905-912.
- GALLOWAY W.E., HOBDAK D.K., 1983 –Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, Berlin, 423 p.
- GAMER G., 1989 –Formen römischer Altäre auf der Himaniher Halinsal. Mayence.
- GASSEND J.M., MAILLET B. 1990 –Rapport de fouille campagne 1990. Institut de recherche sur l'archéologie antique du CNRS, 41 p.
- GASSEND J.M., MAILLET B. 1993 –Rapport de fouille. Institut de recherche sur l'archéologie antique du CNRS, 32 p.
- GATEAU F., TREMENT F., VERDIN F., 1996 –Carte archéologique de la Gaule. L'étang de Berre. 379 p.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D., TESSON M., 1993 –Late-quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 18, pp. 197-211.

- GENSOUS B., TESSON M., 1997 –Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne : organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325, pp. 695-701.
- GIRESE P., 1987 –Quaternary sea-level changes on the Atlantic coast of Africa. In Tooley M.J. & Shennan I., *Sea-level changes*. Basil Blackwell, chap. 8, pp. 269-275.
- GIRESE P., NGUEUTCHOUA G., 1998 –Variation des lignes du rivage du plateau continental du Cameroun à la fin du Pléistocène (40 ka à 10 ka B.P.), chronologie et environnements sédimentaires, *Bull. Soc. Géol., France*, t.169, n°2, pp. 315-326.
- GOODFRIEND G.A & STANLEY D.J., 1996 –Reworking and discontinuities in Holocene sedimentation in the Nile Delta : documentation from amino acid racemization and stable isotopes in mollusk shells. *Marine Geology*, 129, pp.271-283.
- GORINI C., 1993 –Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- GOT H. & LAUBIER L., 1968 –Prospection sismique au large des Albères : nature du substrat originel des fonds de coralligène. *Vie et Milieu*, 19, 1-B, pp. 9-16.
- GOVERNET CL., BLANC J.J., PHILIP J., CARON J.P., COULON C., 1954 –Notice de la carte géologique de la feuille de Toulon au 1/50 000. Ed. BRGM, 22 p.
- GRANIER T., COMBES P., 1997 –La tectonique et la sismicité dan la région de l'aqueduc de Nîmes. *Archéologie et sismicité*, Actes des journées d'étude pont du Gard, 9 et 10 février 1995 à Nîmes, éd. APDCA, pp. 53-61.
- GRANJA M.H., DE GROOT T. A.M., 1996 –Sea-level rise and neotectonism in a holocene coastal environment at Cortegaça beach (NW Portugal) : a case study. *Journal of Coastal Research*, vol. 12, n°1, pp. 160-170.
- GUERLORGET O. & PERTHUISOT J.P., 1983 –Le domaine paralique, expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Travaux du laboratoire de géologie GREDOPAR*, presses de l'école normale supérieure, 136 p.
- GUERY R., PIRAZZOLI P., TROUSSET P., 1981 –Les variations du niveau de la mer depuis l'Antiquité à Marseille et à la Couronne. *Les dossiers histoires et archéologie*, n°50, février 1981, pp. 8-28.
- GUY M., 1987 –Chronologie relative et explications des formes d'anciens rivages d'après leurs images aériennes. Actes du Colloque : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, éd. CNRS, Paris, pp.45-58.
- HARMELIN J.-G 1994 –Les peuplements de substrat durs circalittoraux. In *Les biocénoses marines et littorales de Méditerranée*. Bellan-Santini D., Lacaze J.C., Poizat C. pp.118-126.
- HAAG P., 1992 –L'impact de la remontée du niveau marin sur l'environnement : zone orientale du delta du Rhône, *Variété des méthodes géographiques*. Mémoire de Maîtrise de l'Université d'Aix Marseille, UFR de Géographie, 143 p.
- HEURTAUX .P., 1987 –La dynamique des eaux souterraines des dunes de Camargue. *Ecologia Mediterranea*, t. XIII, fasc. 3, pp.75-97.
- HONG J.S., 1980 –Etude faunistique d'un fond de concrétionnement de type coralligène soumis à un gradient de pollution en Méditerranée nord-occidentale (Golfe de Fos). Thèse de l'université d'Aix-Marseille II, 134 p.
- HURST H., 1993 –Le port militaire de Carthage. *Les dossiers d'Archéologie*, n°83, juin 1993, pp. 42-51.
- ILLOUZE A., 1988 –Epaves de Camargue d'Aigues Mortes à Fos sur Mer, du XVème au XIXème siècle. Nîmes, éd. Notre Dame.
- JELGERSMA S., 1966 –Sea-level changes during the last 10 000 years. *R. Met. Soc. Proc. Intern. Symp. world climate from 8000 to 0 BC*, pp. 54-71.

- JELGERSMA S., 1994 –Examples of geological past : evolution of coastal sedimentation sequences during holocene sea level rise. In Impacts of climate change on ecosystems and species : Marine and Coastal ecosystems. J. Permetta, R. Leemans, D. Elder and S. Humphrey ed., pp. 45-57.
- JEZEGOU M.-P., 1983 –L'épave 2 de l'Anse Saint-Gervais à Fos sur mer, Sa contribution à la connaissance de l'architecture navale, du commerce et de la céramique du Haut Moyen-Âge. Thèse de l'Université de Provence, 316 p.
- JORDA M., PROVANSAL M., 1996 –Impacts de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). *Bull. Soc. Géol., France*, 167, 1, pp. 159-168.
- KIDSON C., 1981 –Criteria for the evaluation of "evidence" of higher Holocene sea levels. *Oceanis*, vol. 7, fasc. 4, pp. 381-388.
- KONISHI K., TANAKA T., SAKONOUE M., 1981 –Secular variation of radiocarbon concentration in seawater : sclerochronological approach. *Proceeding of the fourth Coral Reef Symposium*, Manila, pp. 181-185.
- KOMAR P. D. & WANG C., 1984 –Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journ. of Geology*, vol. 92, pp. 637-655.
- KRUIT C. & VAN ANDEL T.J. H., 1955 –Sediment on the Rhône Delta. *Verhandelingen, Koninklijk, Nederlandsch Geol. Minjnbouwkundig, Deel XV*, pp. 357-556.
- LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A., THOMMERET J., 1976 –Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de –33 000 ans BP à nos jours. *C.r. Acad. Sc., Paris*, t.282, série D, pp.349-352.
- LABOREL J., 1961 –Le concrétionnement algal "coralligène" et son importance géomorphologique en méditerranée. *Rec. Trav. Stat. Mar. d'Endoume*, 23, 37, 117-173.
- LABOREL J., 1979a –Les gastéropodes vermitidés : leur utilisation comme marqueurs biologiques de rivages fossiles. *Océanis*, Vol. 5, fasc. hors série, 1979-1980, pp. 221-239.
- LABOREL J., 1979b –Utilisation des cnidaires hermatypiques comme indicateurs de niveau. *Océanis*, Vol. 5, fasc. hors série, 1979-1980, pp. 241-249.
- LABOREL J., MORHANGE C., LABOREL-DEGUEN F., LE CAMPION J., 1993 –Les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* indicatrices des variations relatives du niveau de la mer. *Revue d'Archéométrie*, 17, pp. 27-30.
- LABOREL J., LABOREL-DEGUEN F., 1994 –Biological indicators of relative sea-level variations and of coseismic displacements in the mediterranean region. *Journ. Coastal Research*, vol. 10, n°2, pp. 395-415.
- LABOREL J., MORHANGE C., LAFONT R., LE CAMPION J., LABOREL-DEGUEN, SARTORETTO S., 1994 – Biological evidence of sea level rise during the last 4 500 years on the rocky coast of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology*, 120, pp.203-223.
- LABOREL J., MORHANGE C., HESNARD. A., PRONE A., 1996 –Variation of relative mean sea level during the last 4000 years on the northern shores of Lacydon, the ancient harbour of Marseilles. *Journ. Coastal Research*, 12, n°0, pp.246-254.
- LABOREL J., ARNOLD M., LABOREL-DEGUEN F., MORHANGE C., TISNERAT-LABORDE N., 1998 – Confirmation de l'âge pléistocène de l'encoche marine du Cap Romarin (Port la Nouvelle, Languedoc, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°2, pp. 167-188.
- LAGAII R., KOPSTEIN F.P., 1964 –Typical features of fluviomarine offlap sequence. Un deltaic and shallow marine deposits. L.M.J.U. van straten Ed., ixth. Internat. Sedim., Congre., 1963, Proc. Amsterdam. Elsevier Publishing, pp. 216-226.
- LAMBECK K. & JOHNSTON P., 1995 –Land subsidence and sea-level change : Contributions from the melting of the last great ice sheets and isostatic adjustment of the earth. In *Land Subsidence*, Brends, eds. Brouwer & Schröder, Balkema, Rotterdam, pp. 3-18.
- LANDURE C., 1997 –Les fouilles géoarchéologiques du site de la Capellière de l'été 1997. Delta du Rhône, Programme de recherche 1996-1998. Rapport intermédiaire du service régional d'Archéologie.

- LAPLACE-DOLONDE A., 1994 –L'histosol, descripteur privilégié du marais tourbeux. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 3, pp. 294-306/
- LAUBIER L., 1966 –Le coralligène des Albères : monographie biocénotique. Thèse de la faculté des sciences de Paris, 315 p.
- LAVAL H., MEDUS J. 1989 –Analyse pollinique de sédiments du quaternaire récent de l'Etang de Berre, (Bouches du Rhône, France). *Compte Rendu Acad. Sci.*, 309, II, pp.2135-2141.
- LAVAL H., MEDUS J., ROUX M.R. 1991 –Palynological and sedimentological records of holocene humans from the Etang de Berre, southeastern France. *Holocene*, 1 ,(3), pp.265-272.
- LEFEBVRE D., 1980 –Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion essais de traitements statistiques des données . Thèse de 3ème cycle, Paris VI, 163 p.
- LEVEAU Ph., à paraître –La paludification des plaines littorales de la France méditerranéenne : héritages antiques et évolution du milieu.
- LEVEAU Ph., 1997 –Sociétés historiques et milieux humides. Un modèle systématique des données applicable aux marais continentaux de cuvette. *Natures, Sciences et Sociétés*, vol. 5, n°2, pp.5-18.
- LEVRET A., Combes P., 1997 –Recherches des séisme historiques et antéhitoriques : approches méthodologiques. Actes des journées d'étude pont du Gard, 9 et 10 février 1995 à Nîmes, éd. APDCA, pp. 15-39.
- L'HOMER A, 1975 –Notice de la carte géologique de la feuille des Saintes-Maries de la mer 1/50 000. Ed. BRGM, 35 p.
- L'HOMER A., 1981 –Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 BP à nos jours ; variations de niveau marin. *Océanis*, vol. 7, Fasc. 4, pp. 389-408.
- L'HOMER, A. 1989 –Le littoral d'Aigues-Mortes à la fin du XIIIe siècle. Deuxième Forum du CFG, 24-25 novembre 1988, Caen, *Bull. Centre de Géomorpho. de Caen*, 36, pp. 109-112.
- L'HOMER, A. 1991 –Sea-level changes and impacts on the Rhône delta coastal lowlands. In : *Impacts of sea-level rise on european coastal lowlands*, éd. Tooley & Jelgersma, pp. 136-152.
- L'HOMER, A. 1993 –Notice de la carte géologique du Grau du Roi. BRGM, 93 p.
- LIGHTY R.G., MACINTYRE I.G., STUCKENRATH R., 1982 –*Acropora palmata* reef framework : a reliable indicator of sea level in the Western Atlantic for the past 10 000 years. *Coral Reefs*, 1, pp; 125-130.
- LIOU B., 1977 –Une nécropole sous la mer dans le Golfe de Fos. *Archéologia*, n°110, pp.59-65.
- LIOU B., 1987 –Les découvertes archéologiques du Golfe de Fos et le tracé du littoral antique. Actes du Colloque : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, éd. CNRS, Paris, pp.59-65.
- LIOU B., SCIALLANO M.,1989 –Le trafic du port de Fos dans l'antiquité : essai d'évaluation à partir des amphores. Actes du Congrès de Lezoux, pp. 153-167.
- LIOU B., Gassend J.M., et Roman R. 1990 –L'épave Saint-Gervais 3 à Fos sur mer (Milieu du Iers. ap. J.C.) Inscriptions peintes sur amphores de Bétique. Vestiges de la coque. *Archaeonautica*, n°10, pp.157-264.
- LONG L., 1997 –Inventaire des épaves de Camargue, de l'Espiguette au Grand Rhône. Actes du colloque des 18 et 19 novembre 1995, Crau, Alpilles, Camargue, histoire et archéologie, éd. Groupe archéologique arlésien, pp.59-115.
- LUGAND R., 1926 –Note sur l'itinéraire maritime de Rome à Arles. *Mélanges d'archéologie et d'histoire*, XLIII année, fasc. I-V, pp. 124-139.
- LUGAND M., 1997 –LOUPIAN "LE BOURBOU". DFS de fouilles programmée et fouille d'évaluation archéologique (15/0697 AU 31/08/97). 30p.
- LUTAUD L., 1924 –Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. Thèse Sci. Paris, *revue Géogr.*, t. XII, fasc. 1, 270 p.
- MAGNY M., 1992 –Holocene lake-level fluctuations in Jura and the north subalpine range, France : regional pattern and climatic implications, *Boreas*, 21, 1/2, p. 319-334.

- MEDWECKI V., AMIEUX P., BERNIER P., DALONGEVILLE R. ROSSI G., 1989 –Le beach-rock du Togo : un exemple d'évolution polychronique d'un littoral. *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, n°36, pp.53-56.
- MENARD G., 1979 –Relations entre structures profondes et structures superficielles dan le SE de la France. Thèse doctorat spécialité Géologie appliquée Université de Grenoble, 178 p
- MOERMAN M., 1994 –Le port romain des Laurons, Martigues. Thèse de doctorat d'archéologie de l'Université de Provence, 2 vol., 297 p.
- MOERMAN M., 1998 –Martigues Port Romain des Laurons, Aménagement de structures portuaires. *D.F.S., DRASM*, 23 p.
- MOLINIER R., VIANO J., C. LEFORESTIER, DEVAUX J. P., 1964 –Études phytosociologiques et écologiques en campagne et sur le Plan du Bourg. *Annales de la faculté des Sciences de Marseille*, t. 26, 100 p.
- MOLINIER R., DEVAUX J. P., 1978 –Carte phytosociologique de la Camargue au 1/50 000. Ed. Actes sud.
- MONGUILAN L., 1977 –Géographie commerciale de la Gaule, un port Romain dans le Golfe de Fos. *Caesarodunum*, pp. 359-370.
- MONTAGGIONI L., FAURE G. 1997 –Response of reef coral communities to sea-level rise : a Holocene model from Mauritius (Western Indian Ocean). *Sedimentology*, 44, 1053-1070.
- MOOK W. G., WATERBOLCH H.T., 1985 –Hanbook for archaeologist. N°3 : Radiocarbon dating. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 1-65.
- MORHANGE C., LABOREL J., LABOREL-DEGUEN F., LOUNNAS V., VERRECCHIA E., 1993 –Indicateur biologique et variations relatives du niveau de la mer sur les côtes rocheuses de Provence depuis 4500 ans. *Géologie Méditerranéenne* , t. XX, n°2, pp. 89-100.
- MORHANGE C., 1994 –La mobilité récente des littoraux provençaux : éléments d'analyse géomorphologique. Thèse de doctorat de géographie physique, Université de Provence, 269 p.
- MORHANGE C., LABOREL-DEGUEN F., SARTORETTO S., LABOREL J., 1992 –Recherches sur les bioconstructions à *Lithophyllum lichenoides* sur les côtes de Provence. *Méditerranée*, 3-4, pp. 67-71.
- MORHANGE C., PROVANSAL, M., VELLA C., 1998 –Montée relative du niveau de la mer et mouvements du sol à l'Holocène en basse Provence (France, Méditerranée). *Annales de Géographie*, n°600, pp.139-159.
- MÖRNER N.A., 1987 –Models of Global sea-level changes. . *In* : Tooley M. and Shennan, I. , *Sea-level Changes*. Oxford : Black-well, chap. 11, pp. 332-355.
- MORZADEC, 1974 –Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques des dépôts organiques littoraux; Mémoire de la société Géologique et minéralogique de Bretagne, Rennes, 17, 208 p.
- MORZADEC-KERFROUN M-T 1995 –Coastline changes in the Armorican Massif (France) during the holocene. *Journ. Coast. Research*, Sp. Issue, n°17, Holocene cycles : cliamate, sea levels, and sedimentation, pp. 197-203.
- MORZADEC-KERFROUN M-T, 1984 –Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments pléistocènes supérieurs et holocènes au large de delta du Rhône et de la Corse. *ECOMED*, pp.170-183.
- NESTEROFF W., 1960 –Les sédiments marins entre l'Estérel et l'embouchure du Var. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, vol. II, fasc. 1, pp. 17-28.
- NIEMI T. M., 1990 –Paleoenvironmental history of submerged ruins on the Northern Euboean Gulf coastal plain, Central Greece. *Geoarcheology : An international journal*, vol.5, n°4, pp. 323-347.
- NODOT C., BOURCIER M., JEUDY DE GRISSAC A., TINE J., 1984 –Répartition des biocénoses benthiques en fonction des substrats sédimentaires de la rade de Toulon (France). *Théthys*, 9 (2), pp. 141-153.
- OLIVES BANOS J. & FONTEILLES M., 1980 –Etude tectonique des terrains paléozoïques dans le sud-ouest du massif des Maures (Var, France). *R.G.P.G.D.*, 22, 2, pp. 123-131.
- OOMKENS, E., 1970 –Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. *In* deltaic sedimentation modern and ancient, éd. J.P. Morgan, pp. 198-211.

- PASKOFF R. & TROUSSET P., 1987 –Appendice à l'article de Bernard Liou. Actes du Colloque : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, éd. CNRS, Paris, pp.63-65.
- PASKOFF R., TROUSSET P., DALONGEVILLE R., 1981 –Variations relatives du niveau de la mer en Tunisie depuis le début de l'Antiquité. *Les dossiers d'Histoire et Archéologie*, n°50, février 1981, Ports et villes englouties, pp. 52-59.
- PASKOFF R. & SANLAVILLE P. 1983 –Les côtes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le tyrrhénien ; Maison de l'Orient Méditerranéen, Lyon, 192 p.
- PELC V., 1995 –Approche méthodologique de la chronométrie ^{14}C de l'holocène marin en méditerranée à partir des tests calcaires. Amélioration de la précision des datations. D.E.A, Paléontologie dynamique sédimentaire et chronologie, Lyon I, 47 p.
- PERES J. M. & PICARD J., 1951 –Notes sur les fonds coralligènes de la région de Marseille. *Arch. Zool. Exp. Gen.*, 88(1), pp. 24-38.
- PERES J. M. & PICARD J., 1964 –Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des travaux de la station marine d'Endoume*, Bull. 31, fasc. 47, 137 p.
- PEYPOUQUET J. P. 1970 –Les ostracodes de la région de Cap Breton. Intérêt écologique et paléocéologique. Thèse de 3^{ème} cycle, Bordeaux, n°805, 266 p.
- PEYPOUQUET J. P. 1979 –Les ostracodes et la recherche des paléorivages indicateurs des niveaux marins. *Océanis*, Vol. 5, fasc. hors série, 1979-1980, pp. 273-281.
- PEYPOUQUET J. P., NACHITE D., 1983 –Les ostracodes en Méditerranée nord-occidentale. Association française des techniciens du pétrole. pp. 151-164.
- PICARD J., 1965 –Recherches qualitatives sur les biocénoses marines de substrats meubles dragables dans la région marseillaise. *Récents travaux de la station marine d'Endoume*, 52 (36), 1-160.
- PHILIP H., 1983 –La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse Université de Montpellier.
- PICARD J., 1983 –Réflexions sur le benthos méditerranéen des substrats meubles de hauts niveaux de l'étage infralittoral. *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.*, 28(3), pp. 179-183.
- PIRAZZOLI P., 1976 –Les variations du niveau marin depuis 2 000 ans. Mémoires du labo. de géomorpho. de l'E.P.H.E. 421 p.
- PIRAZZOLI P., 1979 –Les viviers à poissons romains en Méditerranée. *Océanis*, Vol. 5, fasc. hors série, 1979-1980, pp. 191-201.
- PIRAZZOLI P., 1987 –Sea level changes in the Mediterranean. In : Tooley M. and Shennan, I. , Sea-level Changes. Oxford : Black-well, chap. 5, pp. 153-181.
- PIRAZZOLI P., 1991 –World atlas of holocene sea-level changes. Ed.Elsevier Oceanography Series, 58, 300 p.
- PIRAZZOLI P., 1996 –Sea-level changes, the last 20 000 years. Ed. Wiley, 211 p.
- PIRAZZOLI P., 1997 –Mobilité verticale des côtes méditerranéennes à la fin de l'Holocène : une comparaison entre données de terrain et modélisation isostasique, *Bulletin Institut océanographique Monaco*, n° spécial 18, 15-33.
- PIRAZZOLI P., THOMMERET J., 1973 –Une donnée nouvelle sur le niveau marin à Marseille à l'époque romaine. *C. r. Acad. Sci.*, Paris, D, 277, pp. 2125-2128.
- PIRAZZOLI P., AUSSEIL-BADIE J., GIRESSÉ P., HADJIDAKI E., ARNOLD M., 1992 –Historical environmental changes at Phalassarna harbor, West Crete. *Geoarchology : an international Journal*, vol. 7, 4, pp. 371-392.
- PLANCHAIS N., 1973 –Premiers résultats d'analyse pollinique de sédiments versiliens en Languedoc. In : *Le quaternaire. Géodynamique, stratigraphie et environnement*. 9^{ème} Congrès international de l'INQUA, Christchurch, décembre 1973, CNRS, pp. 146-152.
- PLANCHAIS N., RENAULT-MISKOVKY J., VERNET J. L., 1977 –Les facteurs de l'évolution dans le sud de la France (côte à moyenne montagne) depuis le tardiglaciaire d'après l'analyse pollinique et les charbons

- de bois. In : H. Laville et J. Renault-Miskovsky. Approche écologique de l'homme fossile. *Sup. Bulletin AFEQ*, n°47, pp. 323-327.
- PLASSCHE O. VAN DE, 1982 –Sea-level change and water level movements in the Netherlands during the Holocene. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 36, pp. 1-93.
- PEULVAST J. P., BAROUX E., BELLIER O., SEBRIER M., 1998 –L'activité des systèmes de failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance : enseignements de la géomorphologie structurale. Colloque en hommage à J. J. Dufaure, Forces tectoniques, Relief, Paysage : Temps court-temps long, 5-6 novembre 1998 Paris Sorbonne.
- POMEY P., 1982 –CRAI
- POMEY P., *et al* 1982 –Recherches sous-marines. *Gallia informations*, 1, pp. 1-78.
- PONS A., TONI C. TRIAT H., 1979 –Edification de la Camargue et histoire Holocène de sa végétation. *Terre et vie*, Rev. Ecol., suppl. 2, pp.14-29.
- PRIGENT D., 1981 –Tassement naturel des tourbes holocènes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXIII, n°2 pp. 137-141.
- LIPPMANN-PROVANSAL M., 1987 –Variations récentes du trait de côte sur les sites de Velia et Paestum (Italie méridionale). Actes du Colloque : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée, éd. CNRS, Paris, pp. 115-124.
- PROVANSAL M., 1988 –Géomorphologie du site de Martigues. *Dossier Histoire et Archéologie*, n°28, juin 1988, pp 12-13.
- PROVANSAL M., 1991 –Variations verticales du trait de côte depuis 5 000 ans. Quelques données nouvelles. *Méditerranée*, n°4, pp. 15-22.
- PROVANSAL M., MORHANGE C., 1994 –Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse-Provence depuis 5000 ans. *Quaternaire*, 5, (3-4), pp. 113-118.
- PROVANSAL M., 1995 –Holocene sedimentary sequences in the Arc river delta and the Etang de Berre in Provence, southern France. *Proceeding of a international conference of university of Cambridge*, 28/289 sept. 1992, Mediterranean Quaternary river environments, pp. 159-165.
- PROVANSAL M., 1995b –The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southern France. *The Holocene*, 5, 3, pp. 348-353.
- PROVANSAL M., ARNAUD M., VELLA C., SISTACH D. 1998 –Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n° 1, pp. 127-135.
- PROVANSAL M., BRAVARD J.P , BERGER J-F, (sous presse) –Fluctuations hydro-morphologiques du Rhône et sociétés fluviales de Genève à la mer. *Gallia*.
- PUGLIESE N., STANLEY D.J., 1991 –Ostracoda depositional environments and late quaternary evolution of the eastern Nile delta, Egypt. *Quaternario*, 4 (2), pp. 275-302.
- PUERTAS O., 1997 –Evolution de la végétation depuis le Dryas récent dans la plaine littorale de Montpellier (Hérault, France) à partir de l'analyse pollinique. Dynamique naturelle et anthropisation du milieu. Thèse de l'Université de Franche-Comté, 337 p.
- RAO B. C., 1964 –Beach erosion and concentration of heavy minerals sands. *Journ. of Sedimentary Petrology*, vol. 27, n°2, pp. 143-147.
- RAPPORT DU PORT AUTONOME DE MARSEILLE, 1970 –Localisation des tourbes, réalisation de profils en travers depuis l'Audience au Vigueirat. Dressé par G. Gensanne.
- RAPPORT DU PORT AUTONOME DE MARSEILLE, 1971 –Etude de consolidation des tourbes de la zone industrielle de Fos par G. Gensanne. 6 p. et annexes.
- RAPPORT DU PORT AUTONOME DE MARSEILLE, 1993 –Recherche des sites d'immersion de produits de dragages dans le golfe de Fos. 90 p.
- RECLUS E., (non daté) –The earth and its inhabitants. Ed. Raveinstein New York (Appleton).
- REGRAIN R., 1979 –Géographie physique et télédétection des marais charentais. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, 512 p.

- REINECK H. E. & SINGH I.B., 1973 –Depositional sedimentary environments. Ed. Springer-Verlag, 551 p.
- RICHER A., 1996 -Le site de Cabassole. Delta du Rhône, programme de recherche 1996-1998 ; Rapport intermédiaire du service régional d'archéologie de PACA, pp. 57-92.
- RIVIERE A., 1952 –Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Notion de faciès granulométrique. *Bull. Soc. Géol., France*, 6^e série, t. 2, pp.155-167.
- ROMAN R., 1997 –Etude comparative de sept navires de commerce gréco-romains et byzantins. Thèse de doctorat de l'Université de Provence.
- ROSSIAUD J. 1994 –Réalité et imaginaire d'un fleuve. Recherches sur le Rhône médiéval. Thèse Université de Paris I. Panthéon-Sorbonne, vol. 3.
- ROUX R.-M., 1962 –Dynamique et évolution de quelques cordons littoraux en Basse Provence. *Rec. Trav. St. Mar. End.*, n°25, fasc.39, pp. 305-330.
- ROUX R.-M., 1979 –Etang de Berre. In : carte géologique de la France au 1/50 000. Notice explicative de la feuille Martigues-Marseille, 2^e édition, B.R.G.M., Orléans, 31-35.
- ROUX R.-M., 1983 –Le golfe de Fos, Sédiments et dynamique sédimentaire. Centre National pour l'Exploitation des Océans. 44 p.
- ROUX R.-M. & VERNIER E., 1977 –Répartition des minéraux argileux dans les sédiments du Golfe de Fos. *Géologie Méditerranéenne*, t. IV, n°4, pp. 365-370.
- ROUX R.-M., 1991 –Les sédiments de l'étang de Berre, témoins de la pression anthropique holocène. *Méditerranée*, 4, pp. 3-14.
- ROUX R.-M., POMEL S., DELGIOVINE A., 1993 –Modèle du substratum de la région de l'étang de Berre : Delta de l'Arc, étang de Vaïne, canal de Caronte et passe de Port de Bouc. *Archéologie et environnement de la Sainte-Victoire aux Alpilles*, P.U.P. n°14, pp.267-277.
- RUSSELL J.R., 1942 –Geomorphology of the Rhône delta. *Annals of the association of American geographers*, Vol. XXXII, n°2, pp.149-254.
- SALVADOR P.G., 1991 –Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère –Bassin de Malville et ombilic de Moirans- Bas Dauphiné. Thèse Université Jean Moulin Lyon III., 498 p.
- SANCHEZ-GONI M. F., 1996 –Vegetation and sea level changes during the Holocene in the estuary of the Bidasoa, southern part of the bay of Biscay. *Quaternaire*, 7, 4, pp. 207-219.
- SARTORETTO S., 1996 –Vitesse de croissance et bio érosion des concrétionnements "coralligènes" de Méditerranée nord occidentale. Rapport avec les variations holocènes du niveau marin. Thèse de doctorat d'écologie marine, Faculté des sciences de Luminy, 194 p.
- SAURET B., TERRIER M., 1988 –Contribution à l'étude néotectonique de la région nord-orientale de la Crau et de la Basse Durance. Application pratique du plan d'exposition aux risques sismiques de Salon de Provence. Rapport BRGM 88 SGN 313 GEG.
- SCHMIEDT G., 1981 –Les viviers romains de la côte tyrrhénienne. . Les dossiers d'Histoire et archéologie, n°50, février 1981, Ports et villes englouties, pp. 52-59. *Les dossiers d'Histoire et Archéologie*, n°50, février 1981, Ports et villes englouties, pp. 28-45.
- SEBRIER M, GHAFIRI A., BLES J.-L., 1997 –Paleoseismicity in France : fault trench studies in a region of moderate seismicity. *J. Geodynamics*, 24, 1-4, pp. 207-217.
- SHENNAN I, TOOLEY N.J., DAVIS M.J., HAGGART B.A., 1983 –Analysis and interpretation of holocene sea level data. *Nature*, 302, pp. 404-406.
- SHENNAN I, INNES J.B., LONG A.J., ZONG Y., 1995 –Late Devensian and Holocene relative sea-level changes in Northwestern Scotland : New data to test existing models. *Quaternary International*, vol. 26, pp. 97-123.
- SHEPARD F.P., 1960 –Thirty-five thousand years of sea-level. *Essays in marine geology*, Uni. S. Calif; Press, Los Angeles, 201 p.

- SHEPARD F.P. & YOUNG R., 1961 –Distinguish between beach and dune sands. *J. Sediment. Petrol.*, 31, pp. 196-214.
- SCHUM S., 1977 –The fluvial System. Ed. Wiley & Sons, New York, 338 p.
- SCIALLANO M., 1992 –Compte rendu des sondages de l'anse de Saint-Gervais. Rapport de fouille, DRASM, 12 p.
- SLACK J.M., KONTOVITZ M., STANLEY D.J., 1995 –Ostracoda from Lake Manala, Nile Delta, Egypt. In : Ostracoda and Biostratigraphy. Proceeding of the twelfth international symposium on ostracoda. Prague 26-30 july, 1994, pp.333-342.
- STANLEY D. J., 1993 –Sea level and initiation of Predynastic culture in the Nile delta. *Nature*, vol 363, pp. 435-438.
- STANLEY D. J., WARNE A.G. 1994 –Worldwide initiation of holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, vol. 265, pp 228-231.
- STANLEY D. J., 1995 –A Global sea-level curve for late quaternary : the impossible dream ? *Marine Geology*, 125 (1995), pp. 1-6.
- STUIVER M & REIMER P.J., 1993 –Extended ^{14}C data base and revised calib. 3.0, ^{14}C age calibration program 1993. *Radiocarbon*, vol. 35, n°1, pp. 215-230.
- STUIVER M., LONG A., KRA R. 1993 –Calibration 1993. *Radiocarbon*, vol. 35, n°1, 249 p.
- STREIF H., ANTOINE P., BAETEMAN C., BEETS D., BEHRE K-E., CUNAT-BOGE N., DE MOORD G., DENYS L., DE GROOT T.A.M., HOFFMANN D., KÖSTER R., LEVEVRE D., MERKT J., MOSTAERT F., SOMME J., VOS P.C., WESTERHOFF W., 1995 –Quaternary field in Central Europe, North Sea Coast. INQUA XIV international Congress 3-10 August, 1995 Berlin, pp.1004-1053
- SUANEZ S., 1997 –Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse de doctorat de géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 283 p.
- SUANEZ S., PROSPER-LAGET V., PROVANSAL M., 1997 –Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône. Implications tectoniques et/ou climatiques. *C.R. acad. Sci. Paris*, t.324, série II a, pp. 639-646.
- TERRIER M., 1989 –Déformations tectoniques würmiennes aux abords de l'accident de Salon-Cavaillon. Rapport BRGM 89 SGN 092 GEG, 24 p.
- TERRIER M., 1991 –Néotectonique de la Provence occidentale, France : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. Thèse, Sci. Terre, Aix-Marseille I, éd. BRGM, Orléans, 231p.
- TERS M-T., PLANCHAIS N., AZEMA C., 1968 –L'évolution de la basse vallée de la Loire, à l'aval de Nantes, à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne. *Bull. AFEQ*, t.3, pp. 217-246.
- TORNQVIST T., VAN REE M., VANT VEER R., VAN GEEL B., 1998 –Improving methodology for high-resolution reconstruction of sea-level Rise and neotectonics by paleoecological analysis and AMS ^{14}C dating of basal peats. *Quaternary Research*, 49, pp.72-85.
- TESSON M, ALLEN G.P., 1995 –Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et la stratigraphie des dépôts de la plateforme péricratonique. Exemples du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et les dépôts quaternaires. *C.R. acad. Sci. Paris*, t.320, série II a, pp. 39-46.
- TESSON M, GENSOUS B., ALLEN G.P., RAVENNE CH., 1990a –Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Marine Geology*, 91, pp. 325-332.
- TESSON M., RAVENNE CH., ALLEN G.P., 1990b –Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhodanienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, série II, pp. 565-570.
- TREMENT F., 1994 –Histoire de l'occupation du sol et évolution des paysages dans le secteur des Etangs de Saint-Blaise. Thèse de doctorat d'archéologie, Université de Provence, 242 p.
- TRIAT H., 1975 –L'analyse pollinique de la tourbière de Fos sur mer. *Ecologia Mediterranea*, n°1, pp. 109-121.

- TRIAT-LAVAL H., 1978 –Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi-& postglacière de la végétation de la Basse vallée du Rhône. Thèse de l'université d'Aix-Marseille III, 341 p.
- TRICART J. & CAILLEUX A., 1959 –Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de documentation universitaire, 369 p.
- VELLA C., LEVEAU PH., PROVANSAL, GASSEND J.M., MAILLET B., SCIALLANO M. –Le canal de Marius et les dynamiques littorales du Golfe de Fos. *Gallia* (à paraître).
- VELLA C. DUCOMMET G., DRUELLE P., MARIAT J-P., 1997 –Prospections électriques appliquées aux recherches paléoenvironnementales, *Méditerranée*, pp. 67-70.
- VERNIER E., 1972 –Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Fos. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle d'océanographie, Université d'Aix-Marseille. 69 p.
- VIOLINO J.-P., BUI THI M., DUBAR M., CATALIOTTI-VALDINA J., 1993 –Environnement et occupation humaine littorale sur le site du Bas-Lauvert, Antibes, Alpes-Maritimes. *Revue Archéologique Narbonnaise*, 26, pp. 247-257.
- VISSET L., 1979 –Recherches palynologiques sur la végétation pléistocène et holocène de quelques sites du district phytogéographique de Basse-Loire. *Sup. H. S. Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest de la France*, Nantes, 282 p.
- VISSET L., 1982 –Nouvelles recherches palynologiques (Boréal-actuel) dans le marais de Brière : île d'Errand, en Saint-Malo de Guersac, Loire-Atlantique, France. *Bull. A.F.E.Q.*, n°1, pp.29-38.
- VISSET L., 1988 –The Brière marshlands : a palynological survey. *New phytol.*, n°110, pp. 409-424.
- VISSET L., VOELTZEL D., MAISONNEUVE E., NIKODIC J., MARGEREL J.-P., BORNE V., 1990 – Paléoécologie holocène des "Marais du Rocher" en Maillezais (Vendée). Dans le Marais Poitevin (Littoral Atlantique- France). *Quaternaire*, n°2, pp. 111-121.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., GOGUEL J., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C., 1979 –Les tremblements de terre en France, Mémoire du BRGM, 96, Orléans.
- WARNE A.G. & STANLEY D. J., 1995 –Sea level change as a critical factor in development o basin margin sequences : New evidence from late quaternary record. *Journal Coastal Research*, In Special issue, n°17, Holocene Cycles : climat, sea levels, and sedimentation, pp. 231-240.
- WILLIAMSON D., 1991 –Propriétés magnétiques de séquences sédimentaires de Méditerranée et d'Afrique intertropicale. Implications environnementales et géomagnétiques pour la période 30-0 ka B.P. Thèse de l'Université D'Aix-Marseille II, 206 p.
- YASINI I., 1969 –Ecologie des associations d'ostracodes du bassin d'Arcachon et du littoral atlantique. Application à l'interprétation de quelques populations du tertiaire aquitain. Thèse de Sc. Nat. Uni. Bordeaux. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, n°7, 288 p.
- YON M., 1993 –Le port de guerre de Kition (Chypre). *Les dossiers d'Archéologie*, n°83, juin 1993, pp. 40-41.
- ZANINETTI L., TETART J., 1982 –Les ostracodes des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). *Géologie méditerranéenne*, t. IX, n°4, pp. 471-478.

Tables des documents graphiques et des tableaux

Listes des Figures

Figure 1 –Localisation de la zone d'étude et des secteurs proches comparés-.....	5
Figure 2 –Zonation morphologique sur les estrans sableux du delta du Rhône	13
Figure 3 –Zonation des domaines lithologiques et des milieux naturels sur les plaines littorales	14
Figure 4 –Les structures archéologiques portuaires indiquant le niveau marin.....	17
Figure 5 –Localisation des sites archéologiques littoraux autour du Golfe de Fos	17
Figure 6 –Position de la redoute d'entrée du Grau d'Orgon au XVIIIème s. et par rapport à la bathymétrie actuelle	18
Figure 7 –Situation des sites archéologiques méridionaux camarguais.....	23
Figure 8 –Localisation des structures Du Cavaou et de Saint-Gervais.....	25
Figure 9 –Restitution et interprétation de la fonction des hangars de Fos.....	26
Figure 10–Localisation des structures archéologiques dans l'Anse des Laurons.....	28
Figure 11–Disposition des structures à la pointe de Saint-Gervais.....	31
Figure 12–relevé du mur situé entre les hangars et la nécropole	34
Figure 13–Hypothèse de position du trait de côte au Ier s. ap. J.C. et II/IIIème s. ap. J.C.	40
Figure 14–Diagramme Age/profondeur de la base des structures émergées et du sommet des structures immergées.....	40
Figure 15–Hypothèse de restitution du trait de côte d'après les vestiges du Cavaou.....	41
Figure 16–Hypothèse de restitution du trait de côte d'après J.-M. Gassend	41
Figure 17–Débit de la nappe de Crau et principales zones d'écoulement vers la mers.....	45
Figure 18–Relevé de la végétation à Fos en 1964 d'Après Molinier <i>et al.</i> (1964).....	47
Figure 19–Localisation des sondages polliniques sur la marge orientale du delta du Rhône.....	47
Figure 20–Diagramme pollinique du Marais de Fos sondage ES4.....	49
Figure 21–Etagement en Méditerranée selon la profondeur des systèmes biologiques.....	53
Figure 22–Situation des biotope infralittoraux e fonction du mode d'après J. Picard (1983).....	53
Figure 23–Comparaison du grain moyen sur le profil transversal des plages des Saintes Maries et du Cavaou	63
Figure 24–Variation des indices granulométriques sur le profil transversal de la plage actuelle des Cavaou	63
Figure 25–Physionomie sédimentaire de la page des Cavaou en fonction de la profondeur.....	66
Figure 26–Suivi de l'évolution du profil du cordon de galets pendant une année	68
Figure 27–morphologie et indices d'aplatissement moyen du cordon des Cavaou	68
Figure 28–Modalité d'affleurement de la nappe phréatique et de pénétration du coin salé	71
Figure 29–Les différents modes d'évolution de la tourbière.....	72
Figure 30–Localisation des sites de carottages	88
Figure 31–Plan des carottages du Cavaou	90
Figure 32–Coupe schématique du prisme sédimentaire côtier à Fos.....	90
Figure 33–Caractéristiques granulométriques et malacofauniques des limons lagunaires de la base des carottes du Cavaou.....	92
Figure 34–Malacofaune et ostracofaune des limons lagunaires à la base de la stratigraphie des Cavaou.....	95
Figure 35–Caractéristiques sédimentologiques de la formation de galets des Cavaou	99
Figure 36–Disposition du cordon de galets du Cavaou	101
Figure 37–Stratigraphie des dépôts de l'anse de Saint-Gervais	108
Figure 38–Stratigraphie d'après les carottages du Marais de Fos	114
Figure 39–Marais de Fos carottage ES.4	116
Figure 40–Isopaque de la tourbe dans le Marais de Fos en arrière de l'Anse de Saint-Gervais	117

Figure 41– Marais de Fos carottage ES.1	119
Figure 42–Stratigraphie et résistivité du Marais de Fos.....	124
Figure 43–Localisation des sondages sur le Grand plan du Bourg.....	130
Figure 44–Diagramme âgeBP/altimétrie des tourbes de la marge orientale du delta du Rhône	138
Figure 45–Représentation âge/Profondeur des niveaux de tourbe sur la marge orientale du delta du Rhône	140
Figure 46–Elévation théorique du plan d'eau au cours de la période 6245-4450 BP	140
Figure 47– Elévation théorique du plan d'eau au cours de la période 4085-1200 BP	141
Figure 48–Elévation théorique du plan d'au au cours de la période 4085-1200 BP Cavaou exclu.....	141
Figure 49–Diagramme âge calibré/altimétrie des tourbes dulçaquicoles de la marge orientale du delta du Rhône	143
Figure 50–Comparaison des niveaux marins relatifs estimés à partir des indicateurs sédimentaires aux niveaux altimétriques des tourbes dulçaquicoles de la marge orientale du delta du Rhône	145
Figure 51–Comparaison de la position des structures archéologiques aux indicateurs sédimentaires du niveau marin (tourbes et prisme détritique).....	148
Figure 52–Position des constructions coralligènes esquissant des positions successives du rivage.....	152
Figure 53–Position probable du trait de côte d'après les structures archéologiques.....	154
Figure 54–Evolution du tracé du littoral dans le secteur de Fos Saint-Gervais.....	156
Figure 55–Rôle e l'isobathe –5 du toit des cailloutis pléistocènes dans la morphologie littorale.....	157
Figure 56–Comparaison de l'évolution de la position du rivage avec la courbe d'élévation du niveau marin relatif d'après les tourbes.....	160
Figure 57–Hypothèses de restitution des traits de côte depuis 6000 ans BP d'après les sites archéologiques et les données morphosédimentaires.	166

Liste des Photographies

Photo. 1 –Position actuelle des habitats sur l'arrières plage de Saint-Gervais.....	20
Photo. 2 –Murs de la villa de la Baumasse sapés par mer sur la rive rocheuse du Golfe de Fos à l'est de la ville de Fos	20
Photo. 3 –Position des hangars par rapport à la plage des Cavaou.....	25
Photo. 4 –matériel céramologique des navalia.....	26
Photo. 5 –Les Laurons tombes du IVème/Vème s. ap. J.C.....	28
Photo. 6 –La carrière submergée de Saint-Gervais disparue aujourd'hui sous les aménagements du port de plaisance.....	31
Photo. 7 –La carrière de Botaï.....	32
Photo. 8 –Un bloc en cours découpe sur la carrière de Botaï	32
Photo. 9 –Alignement régulier des moellons du mur du Cavaou	34
Photo 10 –La tourbière du Marais de Fos et les émergences de la nappe phréatique (lauron) vue vers l'ouest.....	45
Photo 11–Position des coquilles <i>d'Acanthocardia tuberculata</i> en milieu immergé (Golfe de Fos par –4m)	55
Photo 12–Position des coquilles en milieu émergé sur le cordon de galets du Cavaou thanotocénose dominée par les faciès actuels des SFBC à <i>Acanthocardia tuberculata</i> et <i>Chamelea gallina</i>	55
Photo 13–Les concrétions coralligènes du Golfe de Fos	58
Photo 14–La concrétion est installée sur les galets de Crau mis en évidence par sondage	58
Photo 15–Piège à sédiment immergés (-2m) avant sa vidange.....	63
Photo 16–Litages sub-parallèles à pendage vers la mer du bourrelet de plage des Cavaou	66
Photo 17–Le cordon de galets du Cavaou et sa base sableuse.....	68
Photo 18–Détails des galets très arrondis de la zone de l'estran.....	68
Photo 19–Structures sédimentaires des limons lagunaires de la partie sud du transect des Cavaou.....	97
Photo 20–Détail du prélèvement coralligène au contact d'un galet du substrat avant sa datation.....	97
Photo 21–Base de la formation de galets dans le carottage C2 surmontant les limons lagunaires	101
Photo 22–Positif d'une radiographie de la partie supérieure du carottage C9	105
Photo 23–Matériel archéologique au sein du dépôt lagunaire SGV5	110
Photo 24–Les trois corps sableux reconnus dans l'anse de Saint-Gervais... ..	110
Photo 25 et 26 –Les trois carottages SGV7, 9, 10 présentant la même stratigraphie	110
Photo 27–Les trois formations sédimentaires avec un faciès lagunaire pour la seconde dans le cas de SGV6	110
Photo 28–Localisation des sondages dans le Marais de Fos.....	114
Photo 29–Opération de carottage au CPS dans la tourbière avec injection de bentonite	117
Photo 30–Le Bras Mort prend son origine au nord du méandre de l'Escale et longe les Marais du Vigueirat.....	128
Photo 31–Vue figurée de 1584 (Archives d'Arles) représentant les étangs du Galéjon et les étangs sur le Bras Mort	128
Photo 32–Les galets arrondis du cordon fossile du Marais du Vigueirat	132
Photo 33–Les galets calcaires du cordon littoral fossile percés par les pholades (remaniés).....	132
Photo 34–Prélèvement par carottier à percussion sur une concrétion coralligène à Saint- Gervais par –6m de fond.....	152
Photo 35–Le méandre de l'Escale et le Bras Mort recoupant les cordons littoraux probablement mis en place à l'Antiquité Romaine.....	164

Listes des Tableaux

Tableau 1 –Les différentes variables eustatiques-	7
Tableau 2 –terminologie utilisée sur les estrans macro et micro tidaux-.....	12
Tableau 3 –Structures archéologiques et position de la mer-	16
Tableau 4 –Fraction lourde de la plage des Cavaou	65
Tableau 5 –Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des concrétions coralligènes	79
Tableau 6 –Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des organismes marins.....	79
Tableau 7 –Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des <i>Posidonia oceanica</i>	80
Tableau 8 –Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux continentaux.....	81
Tableau 9.–Datations radiocarbone de la stratigraphie des Cavaou.....	89
Tableau 10 –Les faunes lagunaires de la base des carottages du Cavaou.....	93
Tableau 11 –Les faunes lagunaires du sommet du carottage SGV6	112
Tableau 12 –Assemblages faunistiques du carottage ES1 du Marais de Fos.....	121
Tableau 13 –Caractéristiques granulométriques des formations sédimentaires du Marais du Cavaou.....	125
Tableau 14 –Datations radiocarbone du Marais du Vigueirat	131
Tableau 15 –Comparaison des faunes fossiles des cordons de galets aux faunes actuelles des cordons de galets du Golfe de Fos.....	134
Tableau 16 –Liste et caractéristiques des indicateurs sédimentaires de la marge orientale du delta du Rhône permettant une estimation du niveau marin relatif.....	146
Tableau 17 –Les datations coralligènes obtenues dans la partie nord du Golfe de Fos	151
Tableau 18–Les datations coralligènes obtenues dans la partie sud du golfe de Fos par Sartoretto (1996)	153
Tableau 19–Comparaison de vitesses d'élévation du niveau marin relatif entre La Ciotat et la partie orientale du delta du Rhône à différentes périodes.....	174
Tableau 20–Position du niveau marin d'après les structures archéologiques du Golfe de Fos et de Provence.....	177

ANNEXES

ANNEXES 1 DATATIONS

ANNEXE 1 A

Echantillon	profondeur en cm	niveau NGF en mètres	nature de l'échantillon	date BP	date calibrée	code labo	$\delta^{13}C$
Marais de Fos							
ES1.2 120/125	120-125	-0,20/-0,25m	phanérogames marines	1530 \pm 45	+780 ; +995 ^{mar}	Ly-7590	-24,04
ES1.3 160/165	160-165	-0,60/-0,65m	phanérogames marines	1520 \pm 50	+793 ; +995 ^{mar}	Ly-7861	-22,36
ES1.3 200/206	200-206	-1,00/-1,05m	tourbe	2100 \pm 45	-305 ; +2 ^{atm}	Ly-7591	-27,30
ES1.4 220/222	220-222	-1,20/-1,22m	tourbe	2120 \pm 55	-342 ; 0 ^{atm}	Ly-7860	-28,36
ES1.4 275/277	275-277	-1,75/-1,77m	tourbe	4085 \pm 60	-2858 ; -2483 ^{atm}	Ly-7592	-27,67
ES1.6 410/412	410-412	-3,10/-3,12m	matière organique	6465 \pm 55	-5455 ; -5286 ^{atm}	Ly-7593	-20,24
ES4.2 115/117	115-117	-0,45/0,47m	tourbe	1200 \pm 55	+700 ; +965 ^{atm}	Ly-8447	-28,44
ES4.5 456/458	456-458	-3,86/-3,88m	tourbe	5450 \pm 65	-4452 ; -4106 ^{atm}	Ly-8446	-27,42
Anse de Saint-Gervais							
SGV 1	40-45	-1,8m	Tourbe	3520 \pm 55	-1964 ; -1702 ^{atm}	Ly-7862	-26,73
SGV5 96/100	96-100	-1,64/-1,68m	phanérogames marines	2315 \pm 55	-86 ; +156 ^{mar}	Ly-7686	-17,91
SGV5 174/177	174-176	-2,42/2,44m	phanérogames marines	4195 \pm 50	-2455 ; -2169 ^{mar}	Ly-7687	-20,61
SGV6	23-36	-0,88/-1,01m	phanérogames marines	2690 \pm 45	-915 ; -799 ^{mar}	Ly-7863	-18,87
SGV poutre*	40 estimée	1,30/-1,60m estimé	bois	1925 \pm 45	+8 ; +205 ^{atm}	Ly-7684	-29,05
SGV poutre*	40 estimée	1,30/-1,60m	bois	1710 \pm 120	+160 ; +400 ^{atm}	LGQ-915	?
Plage du Cavaou							
C3.1	205	-5,55m	matière organique	6590 \pm 105	-5314 ; -4893 ^{mar}	Ly-7020	-22,71
C8.2	180	-6,90m	matière organique	6560 \pm 85	-5261 ; -4898 ^{mar}	Ly-7021	-25,04
C9.7	110	-6,30m	phanérogames marines	6120 \pm 55	-4728 ; -4458 ^{mar}	Ly-7159	-24,81
C8.11	100	-6,10m	coquilles	5440 \pm 55	-3969 ; -3720 ^{mar}	Ly-7022	0,67
C9.20	30	-5,10m	coquilles	845 \pm 45	+1425 ; +1548 ^{mar}	Ly-7160	1,02
plage de Fos *	350 estimée	-2,50m estimé	tourbe	3735 \pm 75	-2385 ; -1928 ^{atm}	Ly-5249	-25 estimée
Fos Cavaou (plage)*	300 estimée	-3,20m estimée	tourbe	4825 \pm 45	-3690 ; -3414 ^{atm}	Ly-8150	-27,60
L98 b3**	1,70-175	-1,60/-1,65m	posidonies	2110 \pm 140	-405 ; +223	LGQ-744	?
L100 S0n*	198-203	-3,20/-3,00m estimé	limon organique	5135 \pm 75	-4138 ; -3767 ^{atm}	Ly-7018	-27,25
L126 S31*	175-180,5	-2,65/-2,67m estimé	tourbe	3990 \pm 210	-3033 ; -1891 ^{atm}	LGQ-1064	?
L126 S3m*	190-193,5	-2,70/-2,73m estimé	tourbe	3750 \pm 190	-2853 ; -1674 ^{atm}	LGQ-1058	?
L126 S2n*	187-202	-2,77/-2,97m estimé	tourbe	3780 \pm 180	-2856 ; -1689 ^{atm}	LGQ-1057	?
Marais du Cavaou							
76m 628/629	628-629	-4,89/-4,90m	tourbe	5985 \pm 55	-5005 ; -4763 ^{atm}	Ly-8218	-27,09
76m 470/472	470-472	-3,31/-3,33m	phanérogames marines	4620 \pm 55	-3001 ; -2749 ^{mar}	Ly-8220	-23,41
76m 448/453	448-453	-3,03/-3,18m	matière organique	1360 \pm 50	+614 ; +775 ^{atm}	Ly-8026	-27,59
20m 555/570	555-570	-4,13/-4,29	bois	5235 \pm 55	-4217 ; -3959 ^{atm}	Ly-8221	-25,81
20m 346/353	346-353	-2,04/-2,11m	phanérogames marines	4285 \pm 50	-2565 ; -2296 ^{mar}	Ly-8219	-21,06
150m 687/692	687/692	-5,43/-5,48m	tourbe	6580 \pm 50	-5569 ; -5423 ^{atm}	Ly-8681	-19,88
150m 455/475	455/475	-3,11/-3,31	bois	2245 \pm 45	-383 ; -187 ^{atm}	Ly-8680	-25,74

ANNEXE 1B

Echantillon	profondeur en cm	niveau NGF en mètres	nature de l'échantillon	date BP	date calibrée	code labo	$\delta^{13}\text{C}$	
			SGV					
SGV cora 1	100	-7,00m	coralligènes	5050 \pm 40	-3545/-3336 mar	Ly-8024	2,5	
SGV cora 2	110	-7,10m	coralligènes	5195 \pm 45	-3684/-3504 mar	Ly-8025	2,02	
SGV cora 3	10	6,10m	coralligènes	4515 \pm 50	-2874/-2584 mar	Ly-8448	2,07	
cora Cavaou	60	6,60m	coralligènes	6415 \pm 45	-5039/-4805 mar	Ly-8027	1,18	
SGV pos 32-50	32-50	-4,00m	posidonies	3395 \pm 75	-1457/-1100 mar	Ly-8026	-13,29	
			LFG					
LFC1	50	-6,50m	coralligènes	3500 \pm 45	-1515/-1310 mar	Ly-7594	2,45	
			Bonnieu (Sartoretto, 1996)					
B1	10	10m	coralligènes	1400 \pm 130	+729/+1282mar	LGQ-985	1,01	
B2	40	13,30m	coralligènes	3530 \pm 140	-1771/-1109mar	LGQ-1088	0 estimé	
B3	50	13,30m	coralligènes	3540 \pm 140	-1787/-1119mar	LGQ-1087	0 estimé	
B4	30	15,30m	coralligènes	4670 \pm 130	-3318/-2582mar	LGQ-959	0 estimé	
B4	40	15,30m	coralligènes	5030 \pm 150	-3730/-2999mar	LGQ-960	0 estimé	
pte Bonnieu		0,6m	Lyhophyllum lichenoides	2410 \pm 50	-192/+56mar	Ly-7074	2,15	

ANNEXE 1C

Echantillon	profondeur en cm	niveau NGF en mètres	nature de l'échantillon	date BP	date calibrée	code labo	$\delta^{13}C$
Galéjon							
G2	276	-2,58m	tourbe	3760 \pm 170	-2615/-1689	LGQ-1055	?
H2	350	-0,90m	Mo	2330 \pm 180	-823/+60	LGQ-1056	?
Radeau							
Rad 209-212	209-212	156/159	bois flottage	3870 \pm 45	-2452/-2195atm	Ly-8679	-27,21
cordon Relai	230	-1,10/-2,00m	coquilles Cerastoderma	5890 \pm 200	-5253/-4342	Ly-1159	0 estimé
Vigueirat							
Vig.1 258-261	258-261	-2,04/-2,07m	tourbe	3975 \pm 60	-2617/-2297atm	Ly-8020	-27,57
Vig.1 280-281,5	280-281,5	-2,26/-2,275m	tourbe	4755 \pm 50	-3635/-3383atm	Ly-8621	-27,21
Vig.2 335-340	335-340	-2,98/-3,03m	tourbe	4770 \pm 45	-3638/-3388atm	Ly-8670	-26,71
Vig.3 346-347	346-347	-3,10/-3,11m	bois	5050 \pm 50	-3952/-3726atm	Ly-8022	-27,42
Vig.3 605-615	605-615	-5,69/-5,79m	tourbe	6295 \pm 50	-5315/-5089atm	Ly-8671	-27,49
Vig. cordon fossile	120-126	-1,24/-1,55m	<i>Mitylus galloprovincialis</i>	2886 \pm 40	-787/-549 mar	Ly-8023	-1,82
Canal des hérons	270-300	2,23m	tourbe	4585 \pm 45	-3488/-3112atm	Ly-8731	-27,73
Pont Clapets (Triat, 1978)							
D21 1	133	-133m	tourbe	2260 \pm 150	-733/+43	Ly-1494	-25estimé
D20 2	185	-185m	tourbe	4450 \pm 300	-3807/-2294	Ly-1496	-25estimé
D22	135	-135m	tourbe	3000 \pm 130	-1500/-899	Ly-1495	-25estimé
D18 3	400	-3,5m	tourbe	5600 \pm 150	-4774/-4094	Ly-364	-25estimé

Camargue

Echantillon	profondeur en	niveau NGF en	nature de l'écha	date BP	date calibrée	code labo	d13C
Mornès (Arnaud-Fassetta, 1998)							
Mo 202-87	185	-1,85m	bois	4035 +55	1,175619835	Ly-7761	
Rousty							
Beauduc	116-120	-6,50m	bois	2420 +55	-752/-400 atm	Ly-8683	-27,58
Ulmet							
Ulmet	0	0	Lithophaga lito	2590 +40	-382 ; -188 mar	Ly-668 (Ox)	-0,11

ANNEXE 2

n° Pièce	description céramique	datation av./ap. J.C.	état de la céramique
1	col d'amphore orientale tardive type late Roman 1?	V/VIème s. ap.	concrétionné
2	anse d'amphore à huile Bétique de type Dressel 20	I/IIème s. ap.	concrétionnée
3	panse d'amphore cylindrique africaine	IIème au Vème ap.	non concrétionnée
4	céramique africaine de cuisine. forme 196	fin Ier s. ap.	concrétionnée
5	africaine de cuisine. forme 196	fin Ier s. ap.	non concrétionnée
6	grand plat de céramique africaine de cuisine forme 181	fin II / fin III s. ap.	concrétionnée
7	sigillée sud-gauloise coupe Draggendorf 37	60 à 150 ap.	non concrétionnée
8	coupe sigillée gauloise Draggendorf 29	Ier s. ap.	non concrétionnée
9	céramique commune	non antique?	concrétionnée
10	couvercle en pâte grise augustéenne	début Ier s. ap.	non concrétionnée
11	céramique commune	?	concrétionnée
12	assiette céramique claire B, forme Desbats 3	170 ap./fin IIIème s. ap.	non concrétionnée
13	africaine?	?	usée

Annexe II céramique identifiée sur Photo provenant des hangars du Cavaou (L. Long et J. Piton,

RESUME

Les formations sédimentaires de la bordure orientale du delta du Rhône (France méridionale) postérieures à 5 500 av. J.C., atteintes par carottages, ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques, géomorphologiques et paléo-biologiques. Des vestiges archéologiques antiques abondants nécessitaient une investigation paléogéographique et ont fourni des marqueurs chronologiques et paléobathymétriques complémentaires.

Une première partie présente et discute, à partir de référentiels actuels, les indicateurs sédimentaires et biologiques, dont le caractère meuble du littoral étudié diminue la précision. Les tourbes et les cordons de galets sont retenus comme les plus fiables et les plus précis. L'apport des données archéologiques est discuté ainsi que l'utilisation des datations radiocarbone.

La deuxième partie présente les stratigraphies acquises par sondages, depuis les milieux submergés (sites de Saint-Gervais, du Cavaou, des Marais de Fos) jusqu'à la plaine deltaïque (marais du Cavaou, du Vigueirat). Sur la base du croisement des différents indicateurs, chaque site fait l'objet d'une interprétation locale partielle, paléogéographique et paléobathymétrique. Les données sont ensuite synthétisées pour proposer un schéma général de l'évolution verticale et latérale du trait de côte depuis 6000 ans environ. On constate que ces deux évolutions ne sont pas corrélées.

La troisième partie met en relation la variation verticale du niveau marin relatif avec les données acquises en Méditerranée occidentales, en particulier sur substrats rocheux. Les particularités de la courbe de Fos (position basse, redressement rapide vers 800-1000 ap. J.C.) sont interprétées en relation avec le jeu d'un accident tectonique. Les déplacements latéraux du trait de côte sont discutés à partir de l'évolution holocène des embouchures du delta et du détritisme dans le bassin-versant rhodanien.

Mots-clés : niveau marin, Holocène récent, sédiments deltaïques, détritisme, tourbes littorales, biocénoses marines, archéologie, tectonique, delta du Rhône, Méditerranée, France méridionale.

Key-words : sea-level, recent Holocene, deltaic sediments, detritism, coastal peat, marine biocenoses, archaeology, tectonism, Rhone delta, Mediterranean sea, southern France

Illustration de couverture :
Hypothèse de restitution du littoral de Fos
Par Jean-Marie Gassend (1990)

RESUME

Les formations sédimentaires de la bordure orientale du delta du Rhône (France méridionale) postérieures à 5 500 av. J.C., atteintes par carottages, ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques, géomorphologiques et paléo-biologiques. Des vestiges archéologiques antiques abondants nécessitaient une investigation paléogéographique et ont fourni des marqueurs chronologiques et paléobathymétriques complémentaires.

Une première partie présente et discute, à partir de référentiels actuels, les indicateurs sédimentaires et biologiques, dont le caractère meuble du littoral étudié diminue la précision. Les tourbes et les cordons de galets sont retenus comme les plus fiables et les plus précis. L'apport des données archéologiques est discuté ainsi que l'utilisation des datations radiocarbone.

La deuxième partie présente les stratigraphies acquises par sondages, depuis les milieux submergés (sites de Saint-Gervais, du Cavaou, des Marais de Fos) jusqu'à la plaine deltaïque (marais du Cavaou, du Vigueirat). Sur la base du croisement des différents indicateurs, chaque site fait l'objet d'une interprétation locale partielle, paléogéographique et paléobathymétrique. Les données sont ensuite synthétisées pour proposer un schéma général de l'évolution verticale et latérale du trait de côte depuis 6000 ans environ. On constate que ces deux évolutions ne sont pas corrélées.

La troisième partie met en relation la variation verticale du niveau marin relatif avec les données acquises en Méditerranée occidentales, en particulier sur substrats rocheux. Les particularités de la courbe de Fos (position basse, redressement rapide vers 800-1000 ap. J.C.) sont interprétées en relation avec le jeu d'un accident tectonique. Les déplacements latéraux du trait de côte sont discutés à partir de l'évolution holocène des embouchures du delta et du détritisme dans le bassin-versant rhodanien.

Mots-clés : niveau marin, Holocène récent, sédiments deltaïques, détritisme, tourbes littorales, biocénoses marines, archéologie, tectonique, delta du Rhône, Méditerranée, France méridionale.

Key-words : sea-level, recent Holocene, deltaic sediments, detritism, coastal peat, marine biocenoses, archaeology, tectonism, Rhone delta, Mediterranean sea, southern France

ABSTRACT

The sedimentary formations on the eastern limit of the Rhone delta (southern France) that belong to the post 5 500 BC high level transgressive phase were analysed by both marine and terrestrial coring

The sedimentary formations on the eastern limit of the Rhone delta (southern France) belonging to the post 5,000 BC high level transgressive phase were analysed through both marine and terrestrial coring. Their study was undertaken within the context of a palaeoenvironmental study: speed of sea-level rise, changes in the position of coast-line, and changes in coastal landscapes around archaeological sites

The first section considers both biological and sedimentary indicators (marine and terrestrial ecosystems) using present day characteristics as both vertical and lateral reference points. The unlithified characteristics of the coastline studied, adds to the levels of uncertainty regarding palaeobathymetry. Peats and pebble bars are considered to be the most reliable and precise indicators. The utility of archaeological remains as complementary chronological and palaeobathymetric markers is discussed along with the use of radio carbon dating

The second section presents the stratigraphic data acquired through coring in submerged environments (at Saint Gervais, Cavaou, and the Fos marshes) up to the delta-plain (Cavaou marshes, Vigueirat). Based on the interaction of these different indicators, each site was subjected to palaeogeographical and palaeobathymetric analyses. The data were then synthesised, and a general model for both lateral and vertical changes in the coast-line over the last 6000 years is proposed. We contest that these two processes are not correlated.

The third section considers the relationship with the data from the western Mediterranean regarding relative vertical changes in sea-level. The particularities of the curve from Fos (low position, with a rapid recovery around 800/1000 AD) are interpreted bearing in mind the tectonic event on the axis of the Gulf (the Salon/Cavaillon fault). The eustatic hypothesis is preferred when explaining the abatement observed between 3600 and 1600 BC. The lateral changes on the coast are discussed considering the Holocene evolution of delta-mouth detritism in the Rhone watershed.