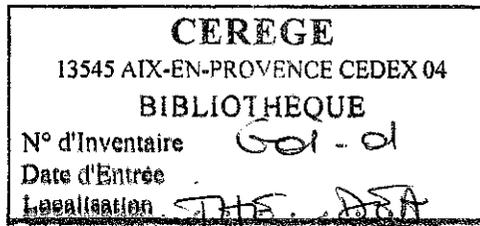


UNIVERSITE DE PROVENCE (AIX-MARSEILLE I)
UFR DES SCIENCES GEOGRAPHIQUES ET DE L'AMENAGEMENT
Formation doctorale : Milieux physiques méditerranéens

Thèse présentée à l'Université de Provence
Pour l'obtention du grade de Docteur en Géographie physique
par

Jean-Philippe GOIRAN

**RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES
DANS LA REGION LITTORALE
D'ALEXANDRIE EN EGYPTE**



Thèse soutenue publiquement le 20 décembre 2001 devant la commission d'examen :

Mireille PROVANSAL	Université Aix-Marseille I
Christophe MORHANGE	Université Aix-Marseille I
Pierre CARBONEL	CNRS, Université Bordeaux I
Jean-Yves EMPEREUR	CNRS, Université Lumière Lyon II
Eric FOUACHE	Université Paris IV
Paolo A. PIRAZZOLI	CNRS, Université Paris I

*A mon Grand-Père,
disparu dans les Mauves*

REMERCIEMENTS

Je remercie les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail :

Merci à **Christophe Morhange** qui me suit depuis la maîtrise. Merci pour toute cette belle aventure sur les rivages anciens de Méditerranée près de l'Acropole de Cumes jusqu'à Alexandrie. Son enthousiasme quotidien et sa passion de chercheur toujours renouvelée n'ont jamais cessé de m'accompagner. Merci de m'avoir appris à dépasser les difficultés et les incertitudes.

A **Mireille Provansal**, merci pour son attention portée à mon travail, sa compétence scientifique et sa générosité.

A **Jean-Yves Empereur**, merci de m'avoir donné la chance de poursuivre mes recherches en thèse sur le vaste site archéologique d'Alexandrie, en finançant si largement les analyses.

A **Pierre Carbonel**, merci d'avoir eu la patience de me former, à deux reprises, dans son laboratoire à la détermination des ostracodes.

Je tiens à remercier **Eric Fouache** et **Paolo Antonio Pirazzoli** de me faire l'honneur d'être membre du jury

L'Egypte, Alexandrie et le CEA :

Merci au **Ministère Français des Affaires Etrangères** (Direction Générale de la Coopération Scientifique Universitaire et de la Recherche) et aux **Autorités Universitaires Egyptiennes** pour l'allocation d'une bourse de recherche bi-latérale franco-égyptienne Lavoisier. J'ai eu ainsi la chance de bénéficier durant ce doctorat d'une double inscription à l'**Université d'Aix-Marseille I** et à la **Faculté des Sciences d'Alexandrie de Moharrem Bey**. Merci pour leur accueil et pour les contacts qui s'y sont établis

Je remercie infiniment l'équipe du **Centre d'Etudes Alexandrines UMS 1812 – CNRS** dirigée par Jean-Yves Empereur. J'ai eu la chance de pouvoir travailler au **CEA** lors de mes missions à Alexandrie. Ce centre de recherche regroupant une bibliothèque, des bureaux et de nombreuses salles dotées de postes informatiques en réseau offre des conditions de travail idéales au cœur de la ville. Le centre possède également des équipements scientifiques indispensables lors des missions de terrain (GPS, théodolites, voitures, matériel de plongée sous-marines, Zodiacs.) Le **CEA** a été pour moi un lieu important de contacts scientifiques et un lien indispensable avec l'Egypte. L'importance et la renommée du **CEA** a grandement facilité mes recherches dans les Facultés égyptiennes.

Je tiens à remercier tout particulièrement Jean-Yves Empereur d'avoir accéléré la réalisation de mes recherches grâce à d'excellentes conditions de travail. Le soutien financier qu'il m'a accordé a permis de réaliser toutes les opérations de carottages et les datations au radiocarbone, indispensables à ce programme de recherche.

Merci à toute l'équipe du **CEA** et aux autres personnes que j'ai rencontrées : Marie Dominique Nenna, Marie Françoise Boussac, Georges Soukiassian, Mohamed Mustafa Abdel Maguid (pour son aide sur le terrain), Wallid, Madame Tulla, Madame Nitsa, Robert, Loulou, Nelly Martin, Lionel Fadin, Patricia, Malvina, Pierre Cyril, Myriam, Isabelle, Fabienne *et al.*...

- Merci à Ahmed Abdel Fattah, directeur du **Musée Gréco-Romain d'Alexandrie** et Merwatte Seif-el-Din pour leur aide afin d'obtenir les autorisations nécessaires de travail. Ainsi que Mohamed Abdel Aziz, Directeur des Antiquités Islamiques, pour avoir facilité les opérations de carottages.

- Le **Coastal Research Intitute** avec Omrihan E. Frihy et le Fisheries department d'Alexandrie.

- l'Amiral Mohamed Zaki et Mahmoud du **Port Authority of Egypt**.

- Le **Consulat Général de France d'Alexandrie** : Monsieur le Consul J.P. Castellat et le vice-consul : Monsieur Th. Eder. Les membres du **Consulat italien** et le Consul d'Italie à Alexandrie : Monsieur Br. Campria.

- Le **Supreme Council of Egypt** pour les autorisations de travail

- l'**IFAO** : Institut Français d'Archéologie Orientale pour les recherches bibliographiques et pour l'hébergement à plusieurs reprises au Caire. Un grand merci à Madame M. Desdames.

Le CEREGE, UMR 6635, Université Aix-Marseille et les collaborations réalisées

- Merci au CEREGE d'avoir accordé une allocation interne de recherche au projet Alexandrie.

- Je tiens à remercier plus particulièrement certaines personnes pour leurs collaborations scientifiques, pour leurs aides et conseils dans plusieurs thèmes de recherches : Alain Véron, Rémi Freydier, Annie-Michard, David

Williamson, Daniel, Stéphane. Merci encore à Brigitte Cubrezy pour son aide bibliographique précieuse, Jean-Jacques Mottes pour ses conseils en dao, Michel Decobert, Alain Marais, Ouassila, Annie, Dominique, Guy, Geneviève, Sylvie...

Les autres collaborations :

- **Laboratoire d'Océanologie et de Biogéochimie**, Centre d'Océanographie de Marseille, UMR 6535 – CNRS, merci au Pr. B. Millet de sa collaboration.
- COM, UMR 6535 Université de la Méditerranée, **Station Marine d'Endoume** : merci à Michel Bourcier pour sa disponibilité et son savoir sur la macrofaune marine qui a permis de sélectionner plus justement les échantillons envoyés pour la datation au radiocarbone. Michel, merci pour ta gentillesse et tes nombreux conseils. Merci également à H. Zibrowius, J. Laborel et Mme Bentozella
- **Musée Océanographique de Monaco** : Professeur Doumenge, Madame A.M. Damiano et A. Toulemont
- **Museum National d'Histoire Naturelle**, Laboratoire de Biologie des Invertébrés Marins et Malacologie : Monsieur Ph. Bouchet, Madame V. Heros et P. Lozouet
- **MMSH : Maison de la Méditerranée et des Sciences de l'Homme**. Merci à Ph. Leveau pour ses conseils.
- **Le Laboratoire de datation au Radiocarbone** de Lyon : merci à Christine Oberlin pour sa gentillesse, sa disponibilité et sa compréhension.
- **Università di Ancona**, Istituto di scienze del mare, merci à Caterina Morigi
- **Université d'Angers**, Laboratoire de Géologie, UPRES 2644 : merci au Pr. J.P. Debenay pour sa collaboration et ses remarques.
- **Le CRA à Sophia Antipolis**, merci à Bui thi Mai
- **La Faculté de St Charles** à Marseille, Laboratoire de Chimie et de l'Environnement, pour les séances MEB : merci à A. Prone, M. Notonié et Alain.
- Stéphane Compoin de la **Société Sygma** pour la belle photographie sous-marine de la page de couverture

Les collaborations scientifiques sur les tsunamis :

Je tiens particulièrement à remercier les chercheurs suivants, pour leur confiance accordée en m'envoyant des échantillons de dépôts de tsunamis :

- **Au Canada**, **Department of Geography, Simon Fraser University**, merci au Pr Hutchinson.
- **En Angleterre**, Centre for Quaternary Science, School of Natural and Environmental Sciences, **Coventry University**, merci au Pr Dawson A.G.
- **Au Portugal**, Departamento de Geologia, **Faculdade de Ciências de Lisboa**, merci au Pr Andrade
- **Au Japon**, Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, **Tohoku University**, merci au Pr Minoura

L'UFR de Géographie :

Monsieur Melchio, Madame Martinez, Carole Sevin, Madame Ginoux, Marguerite Dumas, Mireille, Patrick et Sylvie pour leur bonne humeur communicative.

Merci à mes parents, famille et amis pour leur présence, leur aide et leur soutien

Maryvonne, Michèle, Mima et Léa, Robert, Régis et Stéphanie, Eric, Jeanne et Raphaël, Christophe et Cécile, Hélène Bruneton, Ouassila Merdaci, Doris Barboni, Christophe Cassignat, François Sabatier, Dorianne, Edwige, Lyse, Laurent, Benoit, Gilles, Mohamed, Nicos, Kathia, Julien, Nawel, Nathalie, Lyse, Aline, Zherah, Christèle, Jean-Emmanuel, Magali, Zy Xiong, Jérôme, Séverine et Eugène, Lydia, Vincent et Delphine.

Nawel et Nathalie, Merci beaucoup, beaucoup, beaucoup !

A Chantal, Philippe et Anne-Sophie, un doux merci pour leur soutien tendre et continu.

"Les cœurs des hommes sont ainsi, ils ont peur de réaliser leurs plus grands rêves, parce qu'ils croient ne pas mériter d'y arriver, ou ne pas pouvoir y parvenir".

Sommaire	I
Introduction générale	1
PARTIE I : ALEXANDRIE, LE DELTA ET LE NIL : CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET HISTORIQUE DE L'ETUDE	
1 Le delta du Nil	6
1.1 Contexte tectono-structural	7
1.1.1 Les évaporites messiniennes : un sous bassement instable	7
1.1.2 Tectonicité	9
1.1.3 Conséquences : séismes, slumpings et tsunami	10
1.2 Evolution du delta au cours de l'Holocène	14
1.2.1 Changements climatiques et apports sédimentaires	14
1.3 Paléogéographie et évolution géomorphologique holocène du delta	15
2 Le fleuve Nil	19
2.1 Les apports sédimentaires du Nil	19
2.2 Fluctuations holocène des crues et variations climatiques	21
2.2.1 Contexte climatique actuel	21
2.2.2 Mobilité hydro-climatique holocène	23
2.2.2.1 Données fluviales et lacustres	23
2.2.2.2 Données des sapropèles du bassin profond de la Méditerranée orientale	25
2.2.2.3 Données nilométriques	25
2.2.3 Fluctuations des crues au cours de l'Holocène	27
2.2.3.1 Phase humide de 9000 à 2400 ans av. J.-C.	27
2.2.3.2 La seconde phase moins humide de 2400 av. à aujourd'hui	28
3 Alexandrie et son contexte régional	29
3.1 Aspects morpho-structuraux des rides gréseuses pléistocènes	29
3.1.1 Organisation des rides	29
3.1.2 Composition, origine et âge des rides	29
3.2 Le Lac Mariout	31
3.2.1 L'évolution de la région du Mariout à l'Holocène récent	31
3.2.2 L'évolution des paysages lacustres depuis l'Antiquité par les textes anciens	32
3.2.3 Le Lac Mariout de nos jours	32
3.3 Présentation de l'histoire Antique d'Alexandrie et de la géographie du site	33
3.3.1 Fondation par Alexandre Le Grand	33
3.3.2 Alexandrie sous les Ptolémées (323 à 30 av. J.-C.)	36
3.3.2.1 Le Phare d'Alexandrie	36
3.3.2.2 Les ports d'Alexandrie d'après Strabon	39
3.3.2.3 L'Heptastade	41
3.3.3 Alexandrie romaine puis arabe	42
3.4 Contexte côtier et sous-marin d'Alexandrie	42
3.4.1 Caractérisation des milieux de sédimentation littoraux actuels au large d'Alexandrie	42
3.4.1.1 Les dynamiques éoliennes	42
3.4.1.2 Les dynamiques marines	42
3.4.1.3 Transect sud/nord : du médiolittoral au circolittoral	44
3.4.1.4 Sédiments de l'étage médiolittoral	47
3.4.1.5 Sédiments des étages infralittoral et circolittoral	47
3.4.2 Conclusion	48
3.5 Méthode de datation utilisée à Alexandrie : le radiocarbone	50
3.5.1 Historique et principe	50
3.5.2 L'année "zéro" de référence ou le 0 BP	51
3.5.3 Dates corrigées	51
3.5.4 Problème du fractionnement isotopique	54
3.5.5 Dates calibrées : Le problème de l'effet réservoir de la mer à Alexandrie	54
3.5.6 Datation ¹⁴ C AMS sur les tests des foraminifères	58

PARTIE II : MORPHOGENESE HOLOCENE DU TOMBOLO D'ALEXANDRIE

1	Etude du carottage C II	60
1.1	Unité sédimentaire A : une biodéposition à <i>Cladocora caespitosa</i>	61
1.1.1	Analyse des branches du <i>Cladocora caespitosa</i>	63
1.1.2	Analyses sédimentologiques	65
1.1.3	Analyse de l'ostracofaune	65
1.1.3.1	Intérêt des ostracodes dans la reconstitution des paléoenvironnements	65
1.1.3.2	Les ostracodes contenus dans l'unité A	68
1.2	Unité sédimentaire B : une biodéposition à polychètes <i>serpulidae</i>	68
1.2.1	Analyse macroscopique du contenu biogène	68
1.2.1.1	Analyse des polychètes <i>Serpulidae</i>	69
1.2.1.2	Analyse des mollusques pélicypodes et gastéropodes	70
1.2.1.3	Analyse de l'ostracofaune	70
1.2.2	Analyse granulométrique	70
1.3	Unité sédimentaire C : un faciès sableux	72
1.3.1	Analyse macroscopique du contenu biogène	72
1.3.2	Analyse de l'ostracofaune	72
1.3.3	Analyse granulométrique	73
1.4	Unité sédimentaire D : des vases plastiques	73
1.4.1	Analyse macroscopique du contenu biogène	73
1.4.2	Analyse de l'ostracofaune	74
1.4.3	Analyse granulométrique	74
1.5	Unité sédimentaire E : un dépôt de galets	74
1.5.1	Analyse du contenu biogène	75
1.5.2	Analyse granulométrique	75
1.6	Unité sédimentaire F : un faciès sableux	75
1.6.1	Analyse macroscopique du contenu biogène	76
1.6.2	Analyse de l'ostracofaune	76
1.6.3	Analyse granulométrique	76
1.7	interprétation des faciès de la carotte C II	77
1.7.1	Accrétion sédimentaire naturelle du tombolo	77
1.7.1.1	La racine sédimentaire du tombolo : une biodéposition à <i>Cladocora</i>	77
1.7.1.2	Biodéposition à serpules	79
1.7.2	Evolution sédimentaire du tombolo-Heptastade à partir du IIIème siècle av J.-C	80
1.7.2.1	Une séquence de non dépôt	80
1.7.2.2	Une séquence érosive : curage ou soutirage ?	81
1.7.3	Un dépôt sableux à partir de 1935 ± 55 ans BP : unité C	81
1.7.4	Un dépôt de vases plastiques jusqu'à -1720 ± 45 ans BP : unité D	82
1.7.5	Dépôt de galets en 1635 ± 35 ans BP soit le VIIIe et IXe s. ap. J.-C : unité E	82
1.7.6	Un dépôt sableux postérieur au VIIIe siècle ap. J.-C	83
1.8	Conclusion	83
2	Analyse de la carotte C IX	86
2.1	Unité basale A : un dépôt de vases à <i>Cladocora</i> (entre -8,2 et -5,45 m)	86
2.1.1	Analyse granulométrique	86
2.1.2	Analyse faunistique	86
2.2	Unité sédimentaire B : des sables-vaseux à passées de posidonies (entre -5,45 et -3,9 m)	88
2.2.1	Analyse granulométrique	88
2.2.2	Analyse faunistique	89
2.3	Unité sédimentaire C : dépôt de vases à <i>Cladocora</i> similaire à l'unité A	89
2.3.1	Analyse granulométrique	89
2.3.2	Analyses faunistiques	89
2.4	Unité sédimentaire D : sables grossiers	89
2.4.1	Analyse granulométrique	90
2.4.2	Analyse de l'ostracofaune	90
2.5	Discussion	90
2.6	Comparaison des carottes C IX et C II	91

3	Modélisation actuelle et antique des dynamiques marines et sédimentaires de la région côtière d'Alexandrie	93
3.1	Méthodologie	93
3.1.1	Données bathymétriques actuelles	93
3.1.2	Réalisation d'une carte bathymétrique correspondant à l'époque antique	95
3.1.3	Les données météo-marines	95
3.2	Modèle mathématique	95
3.2.1	Présentation du modèle	99
3.2.2	Résultats	99
3.2.2.1	Hauteurs de vagues	102
3.2.2.2	Champ de courant induit par le vent	105
3.2.2.3	Tensions de fond induites par le courant seul	108
3.2.2.4	Tensions de fond résultantes (vagues + courants)	108
3.2.2.5	Taux de remise en suspension du sédiment	113
3.3	Discussion	

PARTIE III : LES MILIEUX DE SEDIMENTATION PORTUAIRES ANTIQUES A ALEXANDRIE

1	La baie orientale d'Alexandrie	114
1.1	Analyses des unités sédimentaires de la carotte C I	115
1.1.1	Unité basale A : vases plastiques	115
1.1.1.1	Analyses granulométriques	117
1.1.1.2	Analyses de la macrofaune	117
1.1.1.3	Analyse de la microfaune	119
1.1.2	Unité B : arrivée d'éléments grossiers	121
1.1.2.1	Analyses granulométriques	121
1.1.2.2	Analyses de la macrofaune marine	123
1.1.2.3	Analyses de la microfaune	123
1.1.3	Unité C : galets roulés	124
1.1.3.1	Analyses granulométriques	124
1.1.3.2	Analyses de la macrofaune marine	124
1.1.3.3	Analyses de la microfaune	125
1.1.4	Unité D : sables marins	125
1.1.4.1	Analyses granulométriques	125
1.1.4.2	Analyses de la macrofaune marine	126
1.1.4.3	Analyses de la microfaune	126
1.1.5	Discussion	127
1.1.5.1	Unité A : un bassin portuaire antique envasé	127
1.1.5.2	Unité B : une ouverture soudaine aux dynamiques marines du large	127
1.1.5.3	Unité C : plage de galets à proximité d'un rivage	129
1.1.5.4	Unité sommitale D : une réouverture du milieu	130
1.1.6	Conclusions	130
1.2	Analyse de la carotte C V : Khan Chorbagy	132
1.2.1	Unité basale A : vases gris clair	132
1.2.1.1	Analyses granulométriques	132
1.2.1.2	Analyse faunistique	135
1.2.2	Unité sédimentaire B : vases plastiques	135
1.2.2.1	Analyses granulométriques	135
1.2.2.2	Analyse faunistique	136
1.2.3	Unité sédimentaire C : variations brutales de texture à la fin de l'époque romaine	137
1.2.3.1	Analyses granulométriques	137
1.2.3.2	Analyses faunistiques	137
1.2.4	Unité sédimentaire D : sables et amas d'ægagropiles entre le VIIIe et le XIIIe siècle ap. J.-C	137
1.2.4.1	Analyses granulométriques	137
1.2.4.2	Analyses faunistiques	138
1.2.5	Discussion	138
1.2.5.1	Passage d'un fond de baie protégée à un port antique	138
1.2.5.2	Destruction progressive puis brutale d'un bassin portuaire	139
1.2.5.3	Submersion du port au début de l'époque arabe	140

1.3	Comparaison C I et C V	141
1.3.1	Mise en évidence d'un vaste système portuaire	141
1.3.2	Le ou les événement hydrodynamiques violents	143
1.3.2.1	Mobilité latérale du trait de côte	143
1.3.2.2	Variations relatives verticales de la mer	146
2	La baie occidentale d'Alexandrie	148
2.1	Présentation et analyse des carottes	148
2.1.1	Carotte C X	148
2.1.1.1	Analyse de l'unité basale A	150
2.1.1.2	Analyse de l'unité B	150
2.1.1.3	Discussion	150
2.1.2	Carotte C VIII	151
2.1.3	Carotte C XI	151
2.1.3.1	Unité sédimentaire basale A : sables et vases à <i>Cladocora</i>	151
2.1.3.2	Unité sédimentaire B : des vases plastiques	152
2.1.3.3	Unité sédimentaire C : sables et passées de posidonies	152
2.1.3.4	Unité sédimentaire D : galets et tessons roulés	152
2.1.3.5	Discussion	152
2.1.4	Carotte C XII	152
2.2	Evolution comparée des baies orientale et occidentale de part et d'autre du tombolo	153
3	Essai de caractérisation d'un dépôt de tsunami par l'étude des quartz	156
3.1	Problématiques et objectifs du travail	156
3.1.1	Méthodologie	156
3.2	Méthodologie : morphoscopie (LB) et exoscopie (MEB)	157
3.3	Analyses morphoscopiques et exoscopiques des quartz d'Alexandrie	158
3.3.1	Les quartz du substrat gréseux pléistocène	158
3.3.1.1	Analyse exoscopique	158
3.3.2	Les quartz de l'unité A des vases portuaires antiques	160
3.3.2.1	Analyse morphoscopique	160
3.3.2.2	Analyse exoscopique du plot I 26	160
3.3.2.3	Analyse exoscopique du plot I 17	160
3.3.3	Les quartz de l'unité B	164
3.3.3.1	Analyse morphoscopique	164
3.3.3.2	Analyse exoscopique de I 11	164
3.3.3.3	Analyse exoscopique de I 10	164
3.3.4	Les quartz de l'unité C de la plage de galets	168
3.3.4.1	Analyses morphoscopiques	168
3.3.4.2	Analyse exoscopique	168
3.3.5	Les quartz de l'unité D sableuse	168
3.3.5.1	Analyse morphoscopique	168
3.3.5.2	Analyse exoscopique	171
3.3.6	Les quartz des milieux de sédimentation actuels	171
3.3.7	Exoscopie des quartz de l'unité grossière de la carotte C V	171
3.4	Discussion des résultats et essai de typologie pour CI	176
3.4.1	Discussion des stocks morphoscopiques	176
3.4.2	Discussion et typologie des traces de chocs	176
3.5	Comparaison avec des quartz provenant de dépôts de tsunami attestés	177
3.5.1	Analyses exoscopique des quartz	179
3.5.1.1	Dépôts de tsunami au Canada : en 1700 et en 1964	179
3.5.1.2	Dépôt de tsunami au Japon en 869 ap J.-C.	181
3.5.1.3	Un dépôt de tsunami au Portugal en 1755 ..	181
3.5.2	Typologie des impacts et discussion des résultats	186
3.5.2.1	Les quartz du Japon	186
3.5.2.2	Les quartz du Canada	186
3.5.2.3	Les quartz du Portugal	187
3.6	Synthèse comparative avec les quartz d'Alexandrie de C I B	189
3.7	Discussion	189

4	Les variations relatives du niveau de la mer	191
4.1.1	Etat de la question à l'échelle du delta	191
4.1.2	Données à l'échelle du site d'Alexandrie	191
4.1.2.1	Zones de prospections	193
4.1.2.2	Découvertes de communautés à <i>Cladocora caespitosa</i>	193
4.1.2.3	Données du niveau marin relatif obtenues à partir des carottages	195

PARTIE IV : SOURCES SEDIMENTAIRES NATURELLES ET SIGNAL ANTHROPIQUE

1	Origine du matériel sédimentaire	198
1.1	Minéralogie des argiles : la signature nilotique	198
1.1.1	Méthodologie	198
1.1.2	Résultats de la minéralogie des argiles de la carotte C IX	198
1.1.2.1	Unité de vases A	198
1.1.2.2	Unité sableuse B	199
1.1.2.3	Unité de vases C	199
1.1.2.4	Discussion	199
1.1.3	Minéralogie des argiles de la carotte C V	201
1.1.4	Discussion	203
1.1.5	Comparaison avec les données minéralogiques du delta	203
1.2	Le rapport Nd/Sr : un traceur géochimique des sources sédimentaires	204
1.2.1	Méthodologie	204
1.2.2	Résultats des échantillons des carottes C I et C II	205
1.2.3	Discussion	205
2	Le plomb : indicateur de l'anthropisation d'un milieu	208
2.1	L'apparition du plomb en Méditerranée orientale antique	209
2.2	Aperçu de la métallurgie en Egypte ancienne	209
2.3	Technique de traitement du plomb durant l'Antiquité : la coupellation	213
2.4	Usages de ce métal	214
2.5	Propriétés et caractéristiques géochimiques du plomb	216
2.6	Méthodologie	217
2.6.1	Protocole et traitement des échantillons	217
2.6.2	Objectif : différencier le signal anthropique du naturel	217
2.6.2.1	Aspect quantitatif : les concentrations en plomb	218
2.6.2.2	Aspect "qualitatif" du signal : plomb labile et plomb crustal	218
2.7	Résultats	218
2.7.1	Résultats de la carotte C I	218
2.7.2	Résultats de la carotte C II	219
2.8	Discussions sur la chronologie des flux en plomb	222
2.8.1	La phase ancienne de -3800 à -2600	222
2.8.2	La seconde phase de -2600 à +600	222
2.8.2.1	la période pharaonique de -2600 à -600	223
1)	Confirmation du signal en -2300	223
2)	Vers -1600, forte présence humaine dans le delta	223
3)	Vers -600 : Naucratis et Herakleion	223
2.8.2.2	la période romaine tardive du IVe au début du VIIe siècle ap J-C	224
2.9	Discussion sur l'origine du signal	225
2.9.1	Apports locaux en plomb	225
2.9.2	Apports lointains	225
2.9.3	Comparaison avec les données estimées de la démographie antique	226
2.10	Conclusions	227

3	Evolution du couvert végétal sur 4500 ans dans la région d'Alexandrie	229
3.1	Méthodologie	229
3.2	Définitions écologiques des principaux taxons rencontrés à Alexandrie	229
3.3	Analyse des spectres polliniques de la carotte C II	231
3.4	Interprétation et discussion des résultats	234
3.5	Analyse des spectres polliniques de la carotte C I	235
3.6	Discussion des résultats et comparaison	237
3.6.1	Comparaison des deux carottes	237
3.6.2	Comparaison avec les relevés polliniques actuels à Alexandrie	237
3.6.3	L'apport du modèle climatique de Reale et Dirmeyer	241
	Conclusion générale	244
	Bibliographie	252
	Liste des figures	I
	Liste des tableaux	VI
	Annexe	VII

Introduction

Introduction.

Alexandrie est fondée en -331 par Alexandre le Grand sur la marge occidentale du delta du Nil. La particularité du contexte géomorphologique et l'aménagement raisonné du littoral, allaient permettre à la ville de se développer pleinement durant plusieurs siècles. Le site, un affleurement de substrat gréseux pléistocène, assure un fondement stable propre à la construction des édifices. La ville antique s'établit à l'arrière d'une île rocheuse nommée Pharos par les Grecs. Très tôt, l'île et la cité sont rattachées l'une à l'autre par un Heptastade de 1200 m de longueur. L'aménagement de cette chaussée artificielle est à l'origine de deux vastes complexes portuaires. La rade principale, la mieux protégée, occupe la baie à l'est de l'Heptastade. À l'ouest, le milieu semble plus ouvert et nécessite la construction d'un port fermé, bien protégé : le Kibotos. Au cours du temps, le tombolo connaît une accréation importante et prograde de part et d'autre de l'Heptastade. Aujourd'hui, le tombolo mesure six cents mètres de large et une occupation urbaine dense s'y est établie.

Depuis une dizaine d'années d'importants vestiges archéologiques ont été mis à jour dans l'Alexandrie *intra muros* ainsi qu'en domaine sous-marin (Empereur, 1998), à proximité de l'emplacement de l'ancien Phare où s'élève depuis le XVe siècle le fort de Qaït Bey. Les fouilles terrestres sont pour la plupart limitées par une nappe phréatique saumâtre qui empêche d'atteindre, le plus souvent, les niveaux d'occupation grecque. Plus récemment, une étude menée sur les citernes antiques montre que ce type de construction est systématiquement rehaussé à partir de l'époque arabe par rapport à l'époque gréco-romaine. Les fouilles sous-marines révèlent au large de Qaït Bey, un chaos de 2500 blocs antiques gisant par 8 m sous le niveau marin actuel. Dans la baie orientale d'Alexandrie, des structures portuaires de l'antiquité romaine tardive sont immergées par 6 m de fond (Mahmoud Bey 1872 ; Goddio *et al*, 1998). Ces découvertes ont généré de nombreuses interrogations. D'importants bouleversements semblent avoir affecté Alexandrie et son environnement côtier au cours des derniers millénaires.

Un programme de recherche sur les paléoenvironnements antiques et sur l'évolution géomorphologique du site a donc été entrepris avec le soutien du Centre d'Études Alexandrines dirigé par Jean-Yves Empereur. Plusieurs problématiques devaient être envisagées et étudiées de façon parallèle. La première concernait l'analyse des variations relatives verticales du niveau marin. Le positionnement bathymétrique des données archéologiques ne pouvant être totalement expliqué par la mobilité eustatique (Pirazzoli 1996 ; Fairbanks, 1989), nous devons donc mettre en évidence d'autres facteurs explicatifs (subsidence, mobilité co-séismique, compaction, soutirage...) puis tenter de comprendre les rythmes de la mobilité verticale affectant ce littoral. Il apparaissait nécessaire d'obtenir des mesures et une chronologie à l'échelle des temps antiques. Des missions de prospection sous-marine en scaphandre autonome ont donc été réalisées au large de Qait Bey en 1998 et 1999. L'objectif était de rechercher, sur substrat dur, les traces d'anciens niveaux marins par la présence de bioconstructions, de beachrocks ou d'encoches immergées.

La seconde problématique concernait le déplacement latéral du trait de côte. Pour cela, trois campagnes de carottages ont été entreprises à terre. L'objectif était la recherche et la détermination des différents faciès de plage. Après avoir estimé les marges d'imprécision inhérentes aux indicateurs de côtes meubles (plages de galets, *ægagropiles*, biocénoses benthiques...), nous avons daté ces derniers au radiocarbone puis établi une comparaison avec le niveau marin actuel. Ce dernier a été défini par la limite supérieure des colonies de balanes présentes sur les quais de la corniche d'Alexandrie.

L'étude des carottages allait également permettre de répondre à de nombreuses interrogations concernant la configuration du littoral à l'époque antique et favoriser par là même, une meilleure compréhension des formations littorales à travers leur évolution. Dans cette reconstitution géomorphologique et paléoenvironnementale, nous avons dû adapter les méthodes classiques d'échantillonnage. En effet, l'intense urbanisation du terrain d'étude et la proximité du niveau de base empêchaient une approche géomorphologique traditionnelle d'analyse de coupes stratigraphiques (Fouache, 1999) ou de sondages locaux. Il a donc fallu recourir aux techniques du carottage afin de révéler la géomorphologie du sous-sol d'Alexandrie.

La première unité morphologique que nous désirions étudier était celle du tombolo. Nous voulions savoir notamment, si lors de l'arrivée d'Alexandre le Grand en -331, le tombolo avait déjà atteint son stade émergé. Si oui, la construction de l'Heptastade a dû être facilitée par l'accumulation naturelle de sédiments entre l'île et le continent. Dans le cas contraire, l'Heptastade a été construit sur un soubassement

constitué de remblais. Enfin, l'Heptastade n'ayant jamais été retrouvé par les archéologues et son orientation étant toujours discutée (Mahmoud Bey, 1872 ; Hesse *et al.* 1999), il devenait intéressant de mettre en évidence les impacts sédimentaires liés à cet obstacle susceptible d'entraver la courantologie côtière. La différence entre le côté ouest plus battu et le côté est plus calme, devait être confirmée par la comparaison des analyses sédimentologiques et paléoenvironnementales. Les deux autres secteurs de carottage sont des "formes en creux" : la baie orientale et la baie occidentale. L'objectif était de comprendre le fonctionnement des milieux de sédimentation. Ces données devaient être mises en relation afin de définir les étapes d'évolution de la morphologie côtière. Connaître la date du début de la période d'accrétion sédimentaire du tombolo et ses rythmes d'aggradation, était une condition fondamentale pour expliquer le comblement des baies. Il nous fallait aussi estimer la date de la déconnexion de ces dernières, soit par l'émergence naturelle du tombolo, soit par la construction de l'Heptastade.

L'artificialisation du trait de côte par la construction de bassins portuaires et par l'aménagement urbain de ces secteurs dès l'époque hellénistique, nous a conduit à étudier les relations espaces/sociétés. Ce thème de recherche, à la charnière des problématiques de géographie physique et humaine, devait permettre de mieux comprendre l'ampleur de l'anthropisation et de ses impacts dans ce secteur. Il nous fallait trouver des indices susceptibles de caractériser la présence des sociétés sur ce littoral. L'anthropisation a été perçue dans le cadre de trois approches différentes : l'une géomorphologique et sédimentologique, l'autre géochimique, la troisième faisant appel aux biotraceurs.

Nous avons étudié le passage d'une baie naturelle à un espace cloisonné par une succession de bassins portuaires. Les modifications provoquées par l'aménagement de ces derniers devaient pouvoir se lire dans les archives sédimentaires piégées (Morhange, 1994). Nous avons également voulu tester l'utilisation du plomb comme marqueur de l'anthropisation. Les caractéristiques géochimiques de cet élément lui confèrent une bonne conservation dans le sédiment. Son usage intense dans les temps antiques permet de révéler la pression humaine et l'influence de ses activités métallurgiques sur un environnement. Les pollens ont également été utilisés comme biotraceurs de modification des paysages dans la région d'Alexandrie. Nous avons pu reconstituer 4500 ans d'histoire de l'évolution du couvert végétal. L'objectif était d'évaluer la période de passage des spectres polliniques "naturels" aux spectres plus "artificiels". Il s'agissait de définir la pression humaine croissante par le biais des taxons céréaliers, au détriment des espèces végétales antérieures.

Nous avons abordé dans ce travail le problème central de la distinction d'échelle entre signal local et signal régional et cela, quels que soient les indicateurs utilisés. Si l'on désire étudier le site d'Alexandrie, il faut essayer de faire la part entre données *in situ* et "bruit" global. Ce dernier étant issu du fonctionnement général du delta du Nil et de l'histoire de sa vallée. Cette approche a été menée sur tous les indicateurs paléoenvironnementaux mis en œuvre. Il s'agissait pour cela de différencier les biocénoses marines en place des stocks remaniés afin de comprendre, non seulement certains types de dynamiques sous-marines mais aussi de valider la valeur d'une date radiocarbone.

La réflexion a également porté sur l'origine des traceurs géochimiques et polliniques pour réussir à savoir si les données obtenues dépendaient d'une réponse environnementale locale ou plus générale. Ceci dans la mesure où un contexte littoral est souvent considéré comme un milieu ouvert. Ce dernier thème pose la question de l'origine des sédiments holocènes extraits par carottage. Autrement dit, d'où viennent les sédiments qui colmatent les bassins portuaires et contribuent à la morphogénèse du tombolo ?

La perception des sources sédimentaires a fait appel à deux techniques. La première, la plus classique, se fonde sur la minéralogie des argiles par diffractométrie aux rayons X. Une comparaison avec la zone source nilotique pouvant être établie grâce aux travaux de Stanley sur la phase argileuse au sein du delta (Stanley et Wingerath, 1996, Abdel Wahab et Stanley, 1991). La seconde, plus novatrice, fait appel à deux marqueurs géochimiques : Le Néodyme et le Strontium.

Enfin, j'insisterai sur l'avantage qu'apportent les milieux portuaires dans la reconstitution fine des paléoenvironnements côtiers. Les bassins antiques constituent, en effet, un véritable piège à particules. Les vases qui s'y accumulent, permettent une excellente conservation de l'information et une bonne résolution dans la lecture des archives sédimentaires du fait des vitesses de sédimentation élevées.

La première partie présente le contexte géographique et géomorphologique à différentes échelles d'analyse. La deuxième partie traite de la morphogénèse holocène du tombolo. Complexe, ce type de forme littorale est peu étudié à l'échelle des millénaires en domaine méditerranéen. Au IV s. av. J.-C., l'édification de l'Heptastade et son influence sur un tombolo désormais artificialisé, seront analysées à travers les techniques de la géomorphologie et de la sédimentologie littorales. Nous étudierons les rythmes d'aggradation des corps sédimentaires du tombolo et la progradation de ses flancs. Ces données seront ensuite intégrées dans un modèle informatique de houle et de courant afin de mieux comprendre l'évolution des dynamiques marines et du transit sédimentaire dans le temps.

La troisième partie est consacrée à la baie orientale d'Alexandrie. Les rythmes de comblement sédimentaire et les vitesses de progradation du littoral sont analysés tout en tenant compte de la variation relative verticale du niveau marin. La baie orientale sera ensuite comparée aux milieux de sédimentation plus ouverts de la baie occidentale.

La quatrième partie traite des modifications du couvert végétal grâce à l'examen des pollens et des rejets de plomb à la mer. Ces éléments nous permettent d'apprécier l'ampleur de l'anthropisation et de ses impacts dès l'Antiquité.

Partie I

Alexandrie, le delta et le Nil : Contexte géographique et historique de l'étude

"C'était dans l'Égyptos d'où je voulais rentrer : les Dieux m'y retenaient pour n'avoir pas rempli le vœu d'une hécatombe ; les Dieux tiennent rigueur des oublis de leurs droits. Il est, en cette mer des houles, un îlot qu'on appelle Pharos [...] On trouve dans cette île un port avec des grèves d'où peuvent se remettre à flot les fins croiseurs, lorsqu'ils ont fait de l'eau au trou noir de l'aiguade."

Homère "L'Odyssée" Chapitre IV vers 358

1 Le delta du Nil

Le delta du Nil s'étend sur 22 000 km² et possède deux branches fluviales : celle de Rosette à l'ouest, et celle de Damiette à l'est. Il y a 5000 ans, sept branches fonctionnaient sur le delta. La concentration de l'écoulement en deux bras a favorisé l'édification et la progradation des promontoires de Rosette et de Damiette. Le sous-bassement est constitué d'évaporites instables d'âge messinien qui tendent à déstabiliser le delta actuel et ses marges. Alexandrie se situe d'ailleurs sur la marge occidentale du delta.

1.1 Contexte tectono-structural

1.1.1 Les évaporites messiniennes : un sous-bassement instable

Le leg 13 du Deep Sea Drilling Projet a révélé la présence d'une série d'évaporites d'âge messinien dans le bassin de Méditerranée Orientale. Ces évaporites s'étendent sous le cône sous-marin du Nil (Ryan *et al.*, 1973) et sous le delta émergé (Said, 1975). Elles sont liées à l'assèchement de la Méditerranée entre 5,7 et 5,3 Ma (Gauthier *et al.*, 1994). L'incision de la vallée du Nil atteint 2000m à Alexandrie (Said, 1975). L'incision la plus profonde se situe à l'aplomb du point distal de l'actuel delta avec 4000 m de profondeur (figure 1). Ces canyons en Méditerranée Orientale sont le pendant des canyons observés en Méditerranée Occidentale (Clauzon, 1996).

Le Nil qui a généré ce profond canyon messinien est appelé Eonile (Said, 1975). La série d'évaporites est très épaisse de l'ordre de 1300m (Barber, 1980). Au cours du Pliocène, la transgression a apporté un important stock de sédiments sablo-vaseux marins qui viennent reposer sur le toit des évaporites. A proximité d'Alexandrie, dans la région d'Abu Qair, 1400m de sédiments pliocènes ont été traversés avant d'atteindre le gypse.

La masse de dépôts accumulés sur les couches d'évaporites instables, provoque des jeux de failles et des glissements sous-marins (Said, 1975). La figure 2 montre l'évolution morpho-sédimentaire sous-marine de séries situées au dessus des accumulations évaporitiques entre la marge orientale du delta du Nil et les côtes levantines (Undintsev *et al.*, 1994). Le canyon d'Alexandrie, toujours visible au large, semble être un héritage de la période de dessiccation. Il est parcouru par des courants sous-marins. Ces derniers sont aptes à provoquer des glissements sous-marins par déstabilisation des parois (figure 3). Les glissements sous-marins, très fréquents au niveau du talus continental et des cônes deltaïques, constituent d'ailleurs une part importante du transport sédimentaire dans ces zones (Wright *et al.*, 2001). Tous ces éléments constituent un soubassement sédimentaire instable à la périphérie d'Alexandrie.

Figure 1 : Carte des contours de l'incision de l'Eonile au cours du Messinien (d'après : Said, 1975)

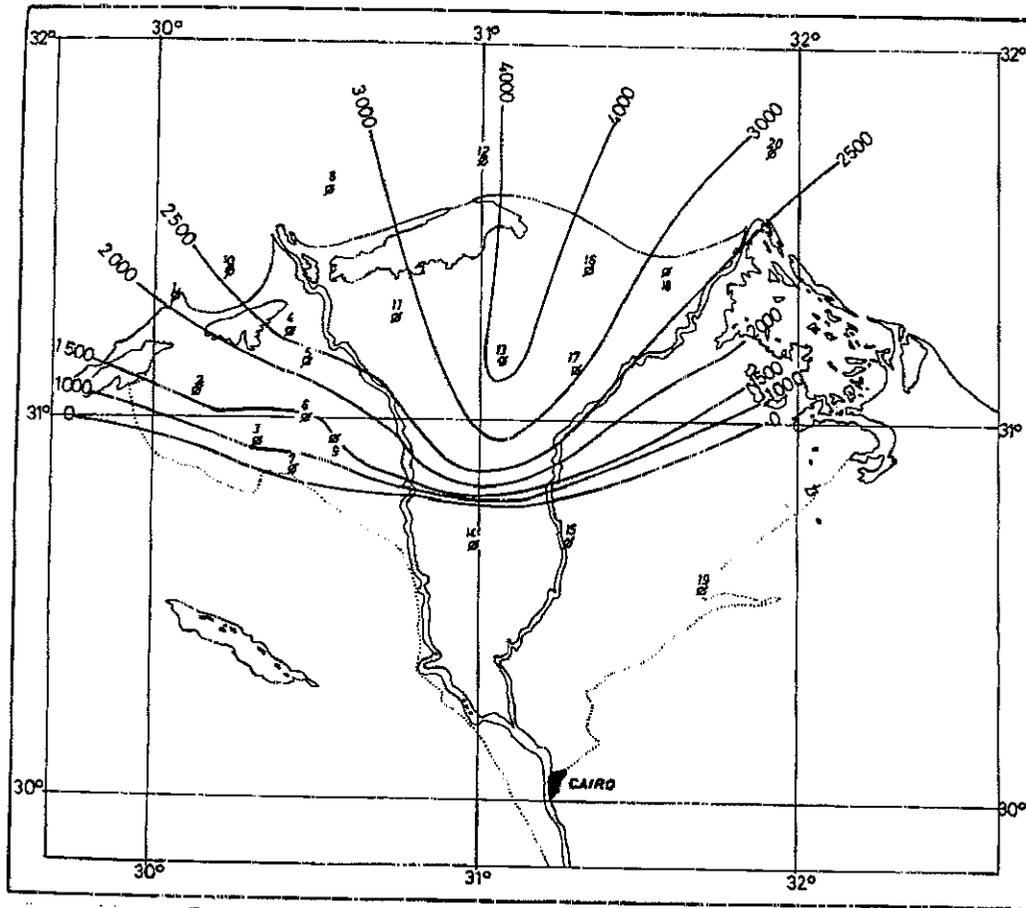


Figure 2 : Blocs diagrammes schématisant les différents types de déstabilisation sédimentaire par la présence de séries évaporitiques sous-jacentes en Méditerranée Orientale (d'après : Udintsev *et al.*, 1994)

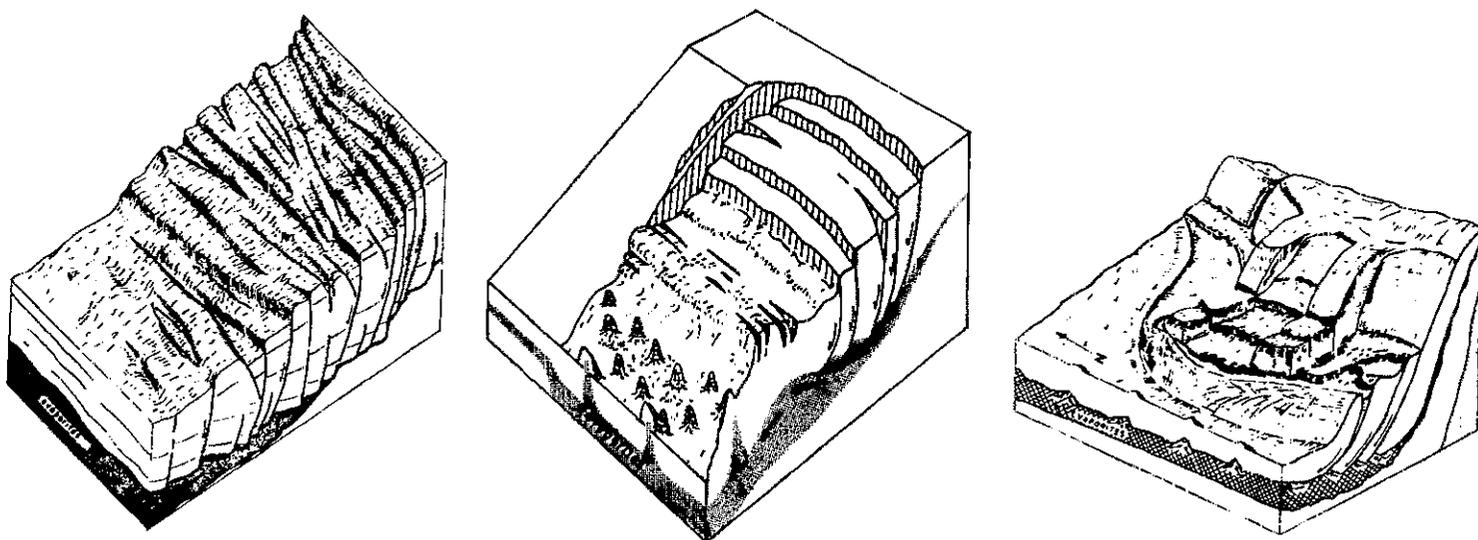
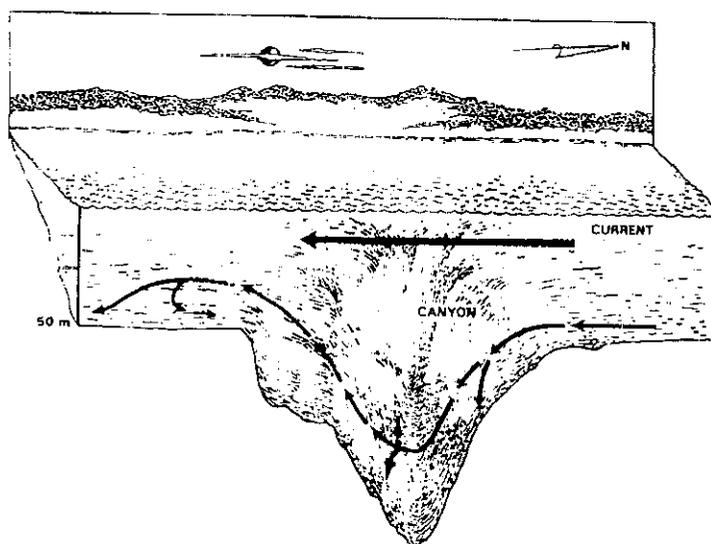


Figure 3 : Déstabilisation de certains types de canyon sous-marin par les courants (d'après : de Pippo *et al.*, 1999)



1.1.2 Tectonicité

Le deep-sea fan du Nil (figure 4) au large d'Alexandrie, possède de très nombreuses failles actives révélées sur les profils sismiques (figures 5 et 6). Ces failles, mal datées s'ancrent en profondeur dans la couche messinienne. Le rejet vertical de ces accidents peut atteindre 200 m et localement l'épaisseur des sédiments affectés dépasse 2000 m (Bellaïche *et al.*, 1999)

Au large d'Alexandrie, les effets de la tectonique sont omniprésents. Plusieurs formes de tectonicité sont présentes à différentes échelles.

- La tectonique dite gravitaire se manifeste soit par des failles de grande ampleur soit par de vastes épandages de débris flow
- Une tectonique compressive à l'approche du front de la ride méditerranéenne, provoque des plissements. Ce type de tectonique est à rapprocher de la zone d'underthrusting, de sous-charriage entre la plaque africaine et la plaque égéo-anatolienne (Nur et Ben-Avraham, 1978 ; Bellaïche *et al.*, 1999)
- Une tectonique dite salifère, conduit à des injections et à du diapirisme qui provoquent des déstabilisations et des escarpements particuliers (figure 2)
- Enfin une tectonique transtensive active pourrait affecter le delta, associée au prolongement en mer des accidents du golfe de Suez (Nur et Ben-Avraham, 1978)

En profondeur, d'importants phénomènes de migration de chenaux fonctionnels de très grande longueur sont observés vers l'ouest du delta. Cette évolution dans la géomorphologie du cône profond peut être contemporaine d'une subsidence accrue dans le secteur occidental directement au large d'Alexandrie (Bellaïche *et al.*, 1999)

1.1.3 Conséquences : séismes, slumpings et tsunami

La figure 7 représente les séismes et tsunamis ressentis à Alexandrie au cours des 2000 dernières années. Ces données proviennent des textes historiques et ont été récemment recensés et critiqués par divers auteurs (Guidoboni *et al.*, 1994 ; Ambraseys, 1962 ; Taher, 1998 ; Soloviev *et al.*, 2000). Les séismes favorisent le déclenchement de slumpings en profondeur, notamment sur le talus continental. A la surface, les mouvements de masse peuvent se traduire par un tsunami. La figure 8 propose une cartographie sous-marine des changements de pente du prodelta du Nil (Toma et Salama, 1980). La forte différenciation spatiale des pentes exprime l'instabilité potentielle de cette région sous-marine au large du delta.

Figure 4 : Forme des reliefs sous-marins et continentaux en Méditerranée Orientale (d'après : le Pichon)



Figure 5 : Bathymétrie profonde de la province occidentale du delta, au large d'Alexandrie. Chenaux et méandres (isobathes tous les 20 m) (d'après : Bellaïche *et al.*, 1999)

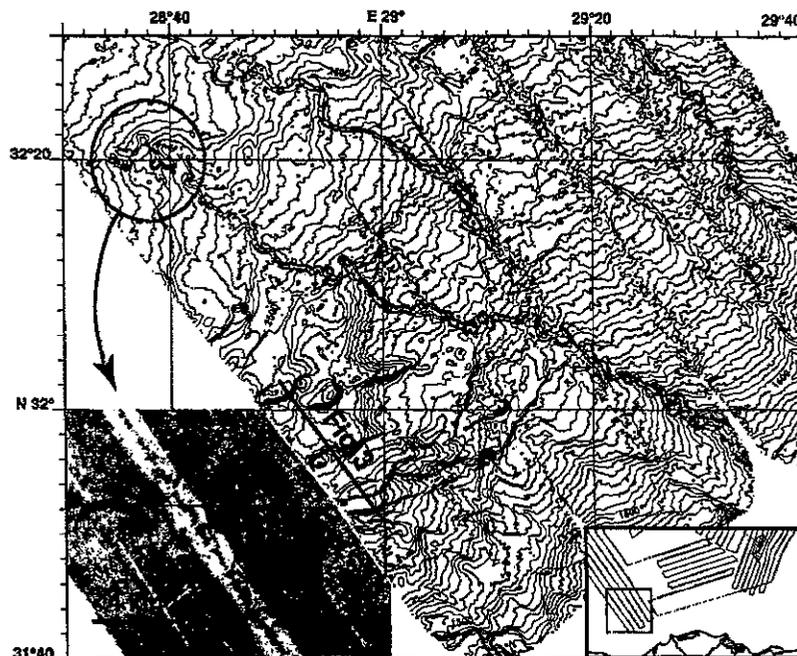


Figure 6 : Profil sismique et mise en évidence des failles le long du transect 3 (d'après : Bellaïche *et al.*, 1999)

Fc : failles de croissance

Cs : coussins de sel

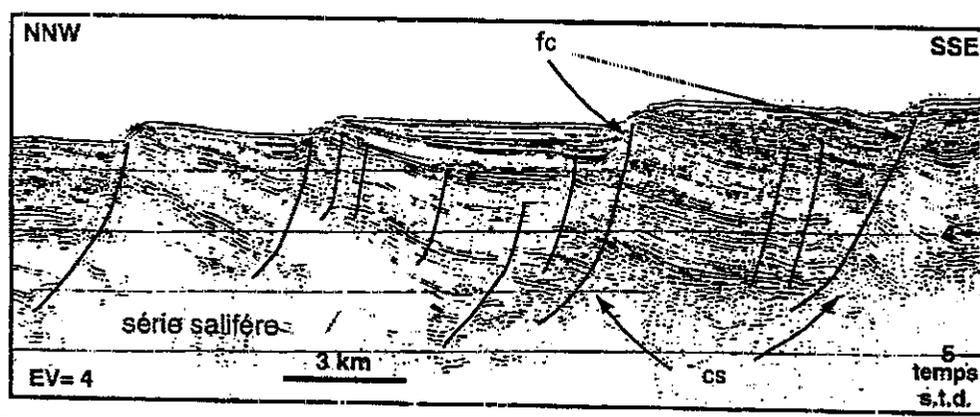
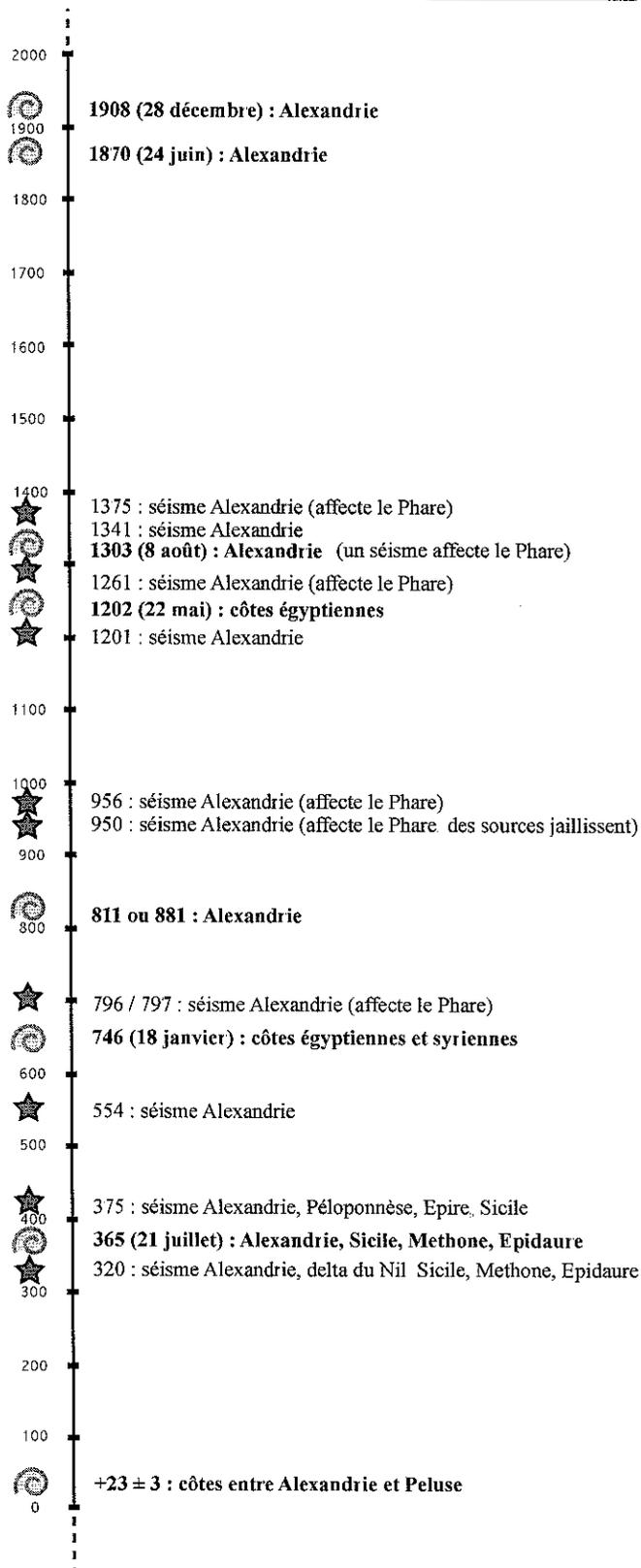


Figure 7 : Tsunamis et séismes à Alexandrie

TSUNAMIS ET SEISMES A ALEXANDRIE DEPUIS 2000 ANS

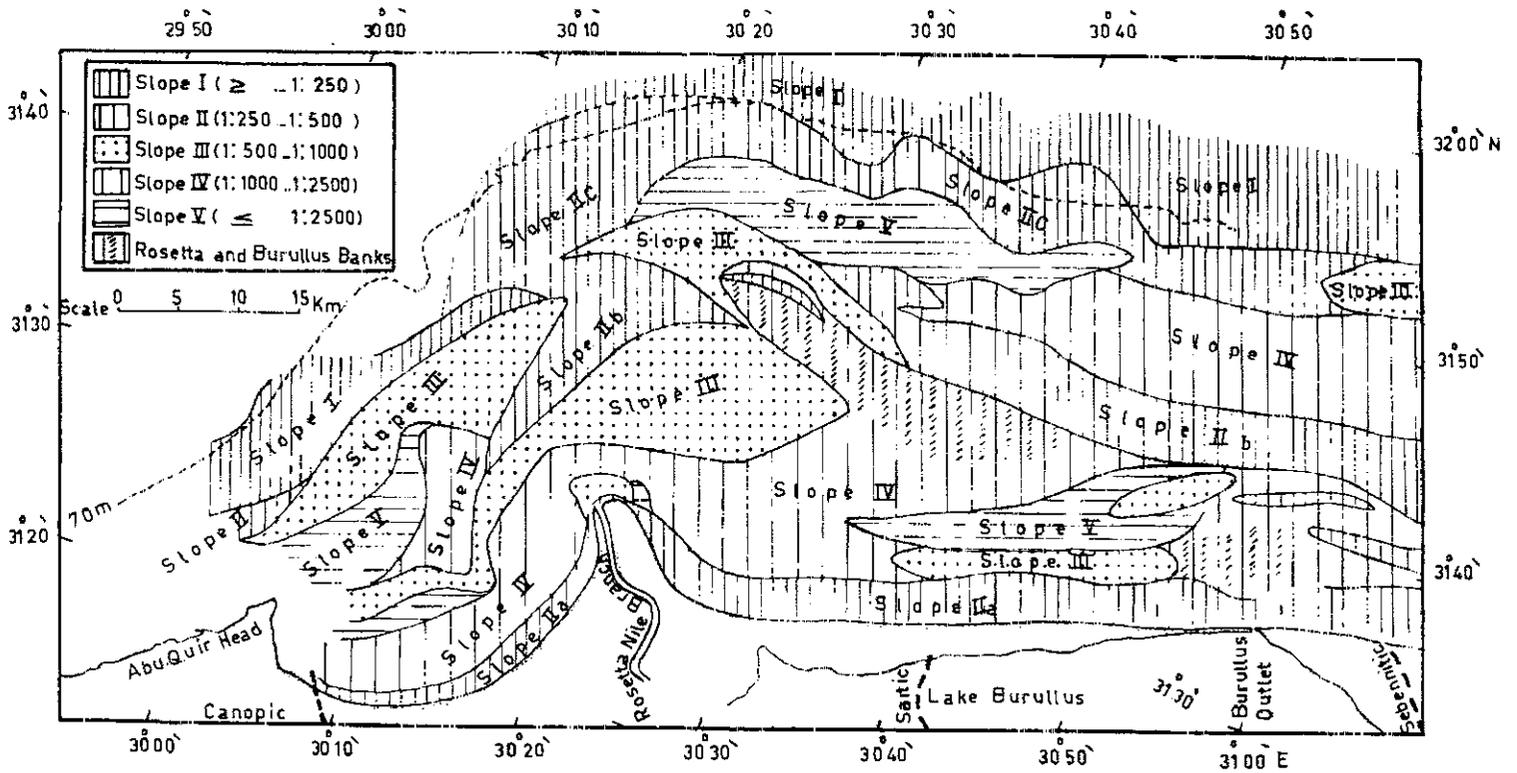


 tsunami
 séisme

(Dessin : J.P. Golian)

Sources multiples dont : Guidoboni et al 1994 ; Ambraseys, 1962 ; Kebeasy 1990, Taher, 1998

Figure 8 : Carte des différents gradients de pente du delta sous-marin du Nil. Les pentes sont classées de la plus forte (slope I) à la plus faible (slope V) (d'après : Toma et Salama, 1980)



1.2 Evolution du delta au cours de l'Holocène

Le delta holocène du Nil a connu un développement rapide à partir du moment où, l'augmentation du niveau de la mer a commencé à décélérer il y a environ 7500 ans. Il faut attendre 6000 ans BP pour que l'organisation et le régime du transport sédimentaire côtier soient comparables à l'actuel (Stanley et Wingerath, 1996). Le grand courant géostrophique du bassin oriental de la Méditerranée, et les courants générés par les vents, vont induire un flot dirigé vers l'est. Le budget nilotique apporté en mer sera donc principalement dirigé vers les côtes du Sinaï (Frihy et Komar, 1993). Cependant, une partie de ce volume considérable de particules terrigènes va aussi aboutir dans la région d'Alexandrie, grâce aux branches du Nil les plus à l'ouest du Delta (Frihy *et al.*, 1996). L'ampleur des panaches turbides, au moment des crues, explique la redistribution des sédiments sur les plages plus à l'ouest du delta.

De façon schématique, la stratigraphie tardi-Pleistocène et Holocène du delta du Nil comporte 3 principales séquences sédimentaires :

- à la base, une séquence alluviale sableuse et vaseuse antérieure à 12 000 ans : le prisme de bas niveau
- Après un hiatus, une séquence de sables marins transgressifs se dépose entre 12 000 et 8000 ans.
- Enfin, la séquence sommitale sablo-vaseuse fluviale se met en place à partir 7500 ans : le prisme de haut niveau

1.2.1 Changements climatiques et apports sédimentaires

Les changements climatiques affectent les débits liquides et solides du Nil à l'échelle millénaire et séculaire. Un climat humide dénommé Dishnian, se maintient entre 10 000 ans BP et 5500 ans BP (Wendorf et Schild, 1980). Cette longue période est cependant entrecoupée par 3 épisodes courts de sécheresse : entre 8300 ans BP et 8150 ans BP, entre 7700 ans BP et 7600 ans BP et entre 6600 ans BP et 6400 ans BP (Said, 1993).

Les travaux réalisés sur la branche Sébénitique (figures 9C, 9D et 9E), montrent qu'elle fournissait au delta son principal stock de sables grossiers d'origine terrigène entre 7000 et 4500 ans av. J.-C. (Stanley et Warne, 1993 ; Frihy et Lofty, 1994) A cette époque, le climat plus humide provoquait des crues bien plus importantes qui charriaient des éléments plus grossiers qu'aujourd'hui (Stanley et Warne, 1993).

L'étude morpho-sédimentaire des branches de Rosette et de Damiette indique qu'elles ont apporté au cours du dernier millénaire des sédiments plus fins en raison de crues moins importantes. Ces variations, observées à l'aval, proviennent de changements survenus plus en amont au niveau des différents bassins versants des affluents du Nil. Ce fleuve, le plus long du monde, traverse en effet plusieurs zones climatiques, du tropical à l'hyper-aride. La mobilité latitudinale de ces zones climatiques au cours du temps, a provoqué des changements dans le fonctionnement des bassins versants et leur participation au budget sédimentaire. L'érosion affecte, de manière différente, le plateau central africain drainé par le Nil Blanc, les Hautes Terres éthiopiennes drainées par le Nil Bleu, et les montagnes de la Mer Rouge drainées par la rivière Atbara. A l'échelle des sociétés humaines, la civilisation pharaonique qui débute il y a 5000 ans coïncide avec le début d'une période d'aridité (Hassan, 1985).

1.3 Paléogéographie et évolution géomorphologique holocène du delta (figures 9 et 10)

La figure 9 illustre l'évolution morpho-sédimentaire du delta du Nil au cours des 30 000 dernières années (Stanley et Warne, 1993).

De 30 000 à 18 000 ans, la région s'apparente à un vaste paysage de plaine alluviale, parcourue par un réseau dense de cours d'eau tressés, à forte compétence. Cette période de bas niveau marin permet une progradation rapide d'un front deltaïque de l'ordre de 50 km plus au nord de l'actuel rivage.

La montée rapide du niveau de la mer, entre 15 000 et 8 000 ans, entraîne une transgression généralisée à l'échelle du delta et une fossilisation de la plaine alluviale par des faciès marins. La figure 9B montre le recul maximal du rivage vers le sud, dont l'invagination était beaucoup plus prononcée à l'est, qu'au centre, en raison de la subsidence (tilting) déjà amorcée du delta (Stanley, 1990). En revanche, à l'ouest, la région d'Alexandrie offre une position du trait de côte sensiblement identique à l'actuel en raison de l'obstacle orographique des rides côtières.

Figure 9 : Cartes paléogéographiques détaillant l'évolution du delta du Nil de 30 000 ans BP à l'actuel (d'après : Stanley et Warne, 1993)

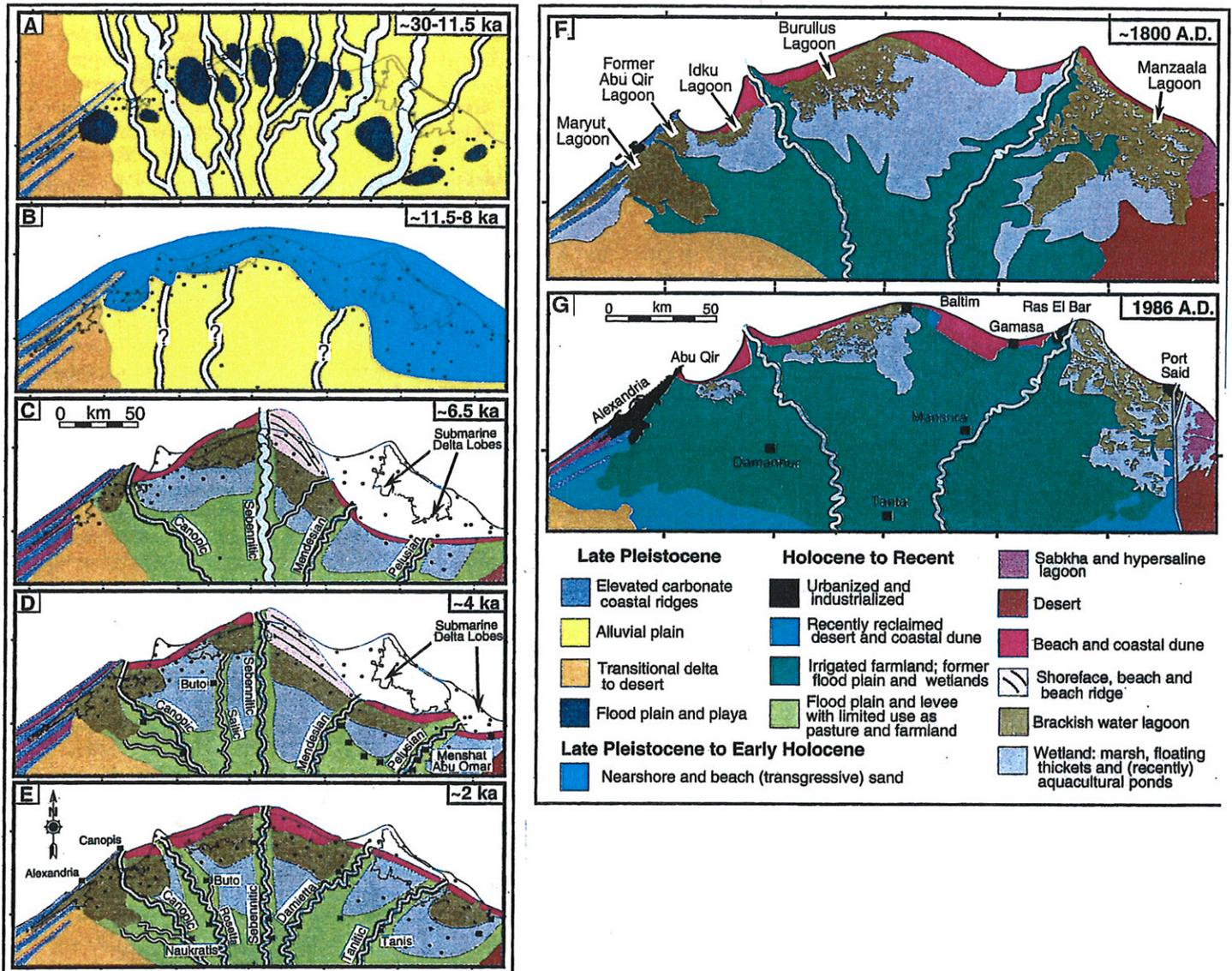
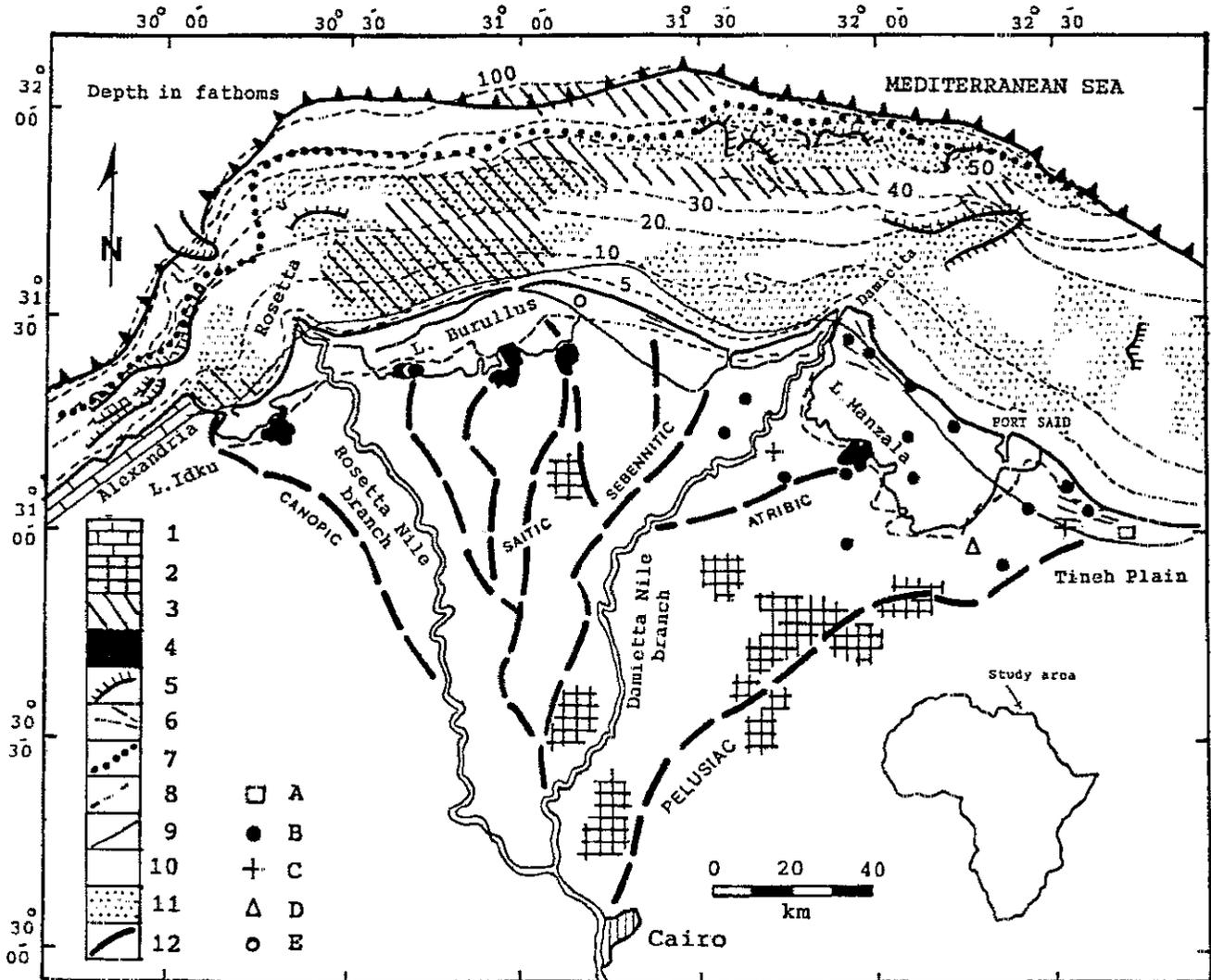


Figure 10 : Carte schématique des principaux faciès sédimentaires sous-marins et des grands traits géomorphologiques du delta du Nil (d'après : Frihy, 1992)



Nile delta shoreline indicators during Late Pleistocene and Holocene. Onshore and deltaic geographic features from: Butzer (1959), Sestini (1976), Frihy et al. (1988) and offshore bottom morphology from Summerhayes et al. (1978). 1 = Limestone ridges, 2 = Turtle backs, 3 = Relict coarse sand, 4 = Old dunes, 5 = Kurkar ridges, 6 = Accretion sand ridges, 7 = Shoreline at the beginning of the Holocene, 8 = Shoreline in historical time, 9 = Holocene shoreline, 10 = Shelf slopes; 11 = Shelf terraces, 12 = Former Nile branches after Tousson (1934). Tentative dates after Summerhayes et al. (1978). Carbon dating core samples from (A) Sneh et al. (1986); (B) Frihy and Stanley (1988); (C) Stanley (1988); (D) Foucault and Stanley (1989) and (E) Sestini (1989).

Il faut attendre 7500 ans pour que le delta du Nil commence véritablement sa formation. D'importants apports terrigènes permettent une progradation d'autant plus rapide que la vitesse de montée du plan d'eau marin se ralentit.

Il y a 6500 ans, 4 branches se mettent en fonction : la branche Canopique, la branche Mendésienne, la branche Pélusienne, et au centre la plus active : la branche Sébénétique. C'est toujours à cette époque que sur la frange littorale à l'arrière du cordon dunaire, une série de lagunes commencent à apparaître (figure 9C).

Vers 4000 ans, l'aridification du climat entraîne une réduction des flux solides, et liquides. Les crues diminuent en importance. C'est au cours de cette période que s'effectue la transition, entre un "river dominated delta-cuspate delta" vers un "wave dominated delta". Mais tandis que la zone centrale du delta continue sa progradation, sa marge orientale progresse plus lentement (figure 9D).

Vers 2000 ans le niveau marin, à seulement 2 mètres sous l'actuel, donne au delta une allure proche de celle d'aujourd'hui. Au minimum, 5 branches étaient en fonction : la Canopique, la Bolbitine (l'actuelle branche de Rosette), la Sébénétique, la Bucolique (l'actuelle branche de Damiette) et la Tanitique. Mais cette période est également un moment clé dans l'occupation humaine du delta, et son aménagement, par les sociétés antiques. D'importants réseaux de drainage et d'irrigation, sont construits à l'intérieur du delta (figure 9E).

Enfin, le premier millénaire de notre ère, se singularise par la réduction du nombre de branches, qui passe de cinq à deux. Seules les branches de Rosette et de Damiette se maintiennent et sont régulièrement aménagées par les sociétés (figures 9F et G).

2 Le fleuve Nil

Le Nil est un fleuve qui prend ses sources en Afrique Centrale et Orientale. Environ 85% de ses eaux proviennent des Hautes Terres d'Ethiopie et 15% du plateau équatorial. Son bassin versant totalise 3 millions de km². Sa période de crue et d'inondation, intervient entre août et septembre (figure 11). Au total, 80% de la totalité de son débit moyen annuel est déversé au cours de cette saison (Smith et Abdel Kadar, 1988).

La date de 1964 correspond au commencement des travaux de construction du haut barrage d'Assouan. Son achèvement en 1970 marque un tournant dans l'évolution morpho-sédimentaire du delta. Les débits liquides et solides sont lourdement réduits et le delta n'est plus nourri. Mais ce barrage n'est plus le seul. A la suite de sa construction, une série d'ouvrages moyens ont été rajoutés sur l'ensemble des affluents du Nil. La conséquence est une déconnexion brutale entre le delta et ses multiples bassins versants.

2.1 Les apports sédimentaires du Nil

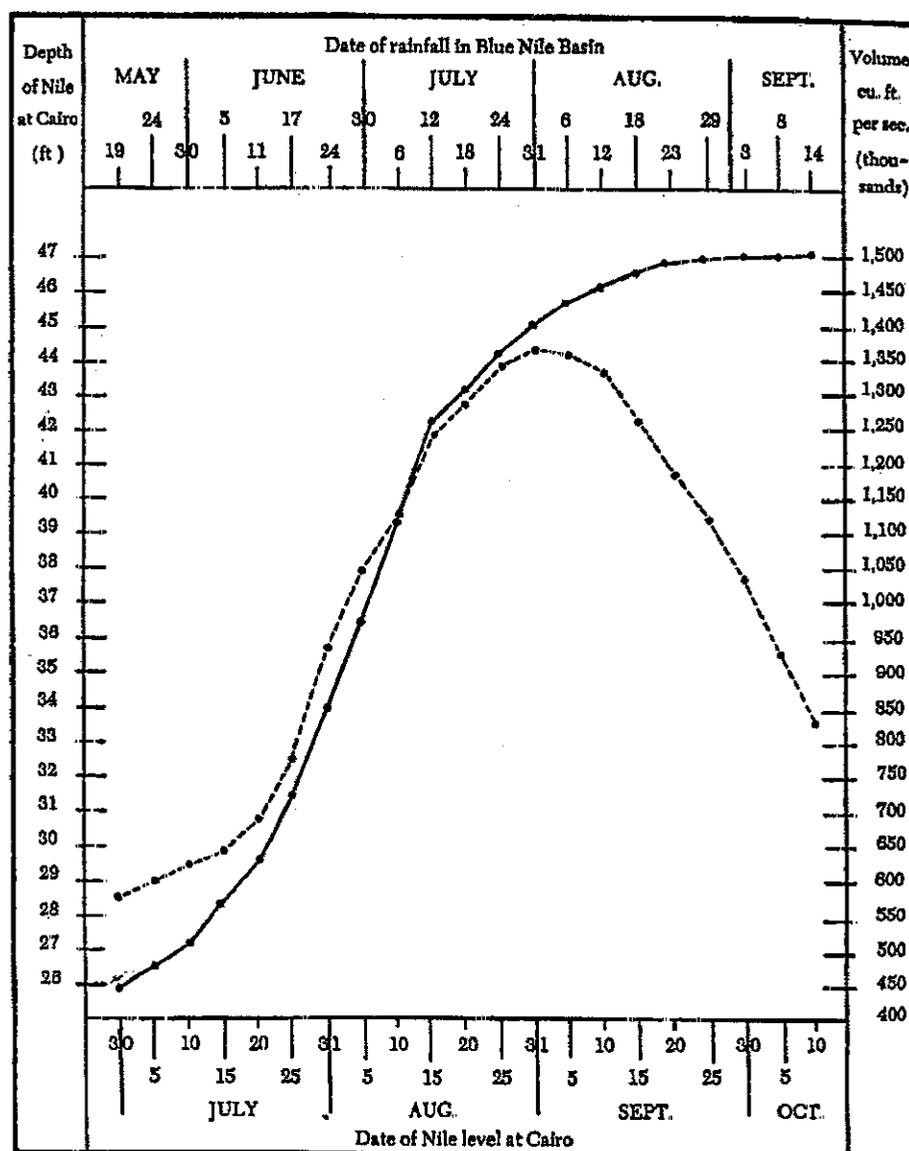
Les apports sédimentaires nilotiques se composent d'une fraction sableuse et une fraction limono-argileuse. Les apports de sables se caractérisent par une fraction majoritairement silicoclastique au sein de laquelle les quartz prédominent. Certains traceurs, comme les minéraux lourds, permettent de reconnaître les zones où les apports de sédiments nilotiques sont les plus élevés (Stanley, 1988 ; Frihy *et al.*, 1998). Le lac Mariout, et le port oriental d'Alexandrie possèdent un cortège de minéraux lourds, semblables à celui observé dans la basse vallée du Nil. Ce cortège contient, en proportions abondantes, des minerais de fer, de pyroxènes et d'amphiboles.

On assiste cependant, à une variabilité dans la fréquence de ces traceurs dans les sédiments. Cette variabilité est en partie expliquée par le transport sélectif du matériel par les courants qui vont de l'embouchure de Rosette vers Alexandrie. La sélection se traduit par une perte plus rapide des minéraux les moins denses, ou les plus fragiles, tandis que les plus résistants se concentrent et progressent vers l'ouest (El Wakeel, 1964).

La construction de trois barrages principaux en amont, a eu un impact sur la nature des sédiments que l'on trouve dans les ports d'Alexandrie où avant 1964, on pouvait observer un cortège de minéraux du Nil jusqu'à l'ouest d'Alexandrie en liaison avec les apports de la bouche de Rosette (Hilmy, 1951).

La signature nilotique argileuse s'identifie par trois groupes de minéraux majeurs : la smectite, l'illite et la kaolinite (Stanley et Wingerath, 1996 a et b). Le cours inférieur du Nil, au niveau du delta, se caractérise par des proportions minéralogiques quasi-homogènes : les smectites dominent avec 60% du signal minéralogique. La proportion des illites, plus limitée,

Figure 11 : Précipitations sur le bassin amont du Nil et crue observée au Caire (d'après : Popper, 1951).



Ligne continue : crue du Nil

Ligne discontinue : précipitations

Remarque : le volume total combine le bassin du Nil Bleu et celui d'Atbara

est inférieure à 15%. L'abondance de la smectite provient du haut bassin versant du Nil. Elle dérive des Hautes Terres éthiopiennes volcaniques drainées par le Nil Bleu et la rivière Atbara.

2.2 Fluctuations holocène des crues et variations climatiques

Les faibles crues prolongées qui affectent la vallée et le delta du Nil, sont une conséquence des conditions climatiques tropicales caractérisées par une diminution des pluies estivales de mousson. Les hautes crues sont dérivées du Nil Bleu. Le Nil Blanc, quant à lui, maintient plutôt un flot constant. Cette constance hydrologique provient d'une alimentation équatoriale (Leroy, 1992).

2.2.1 Contexte climatique actuel

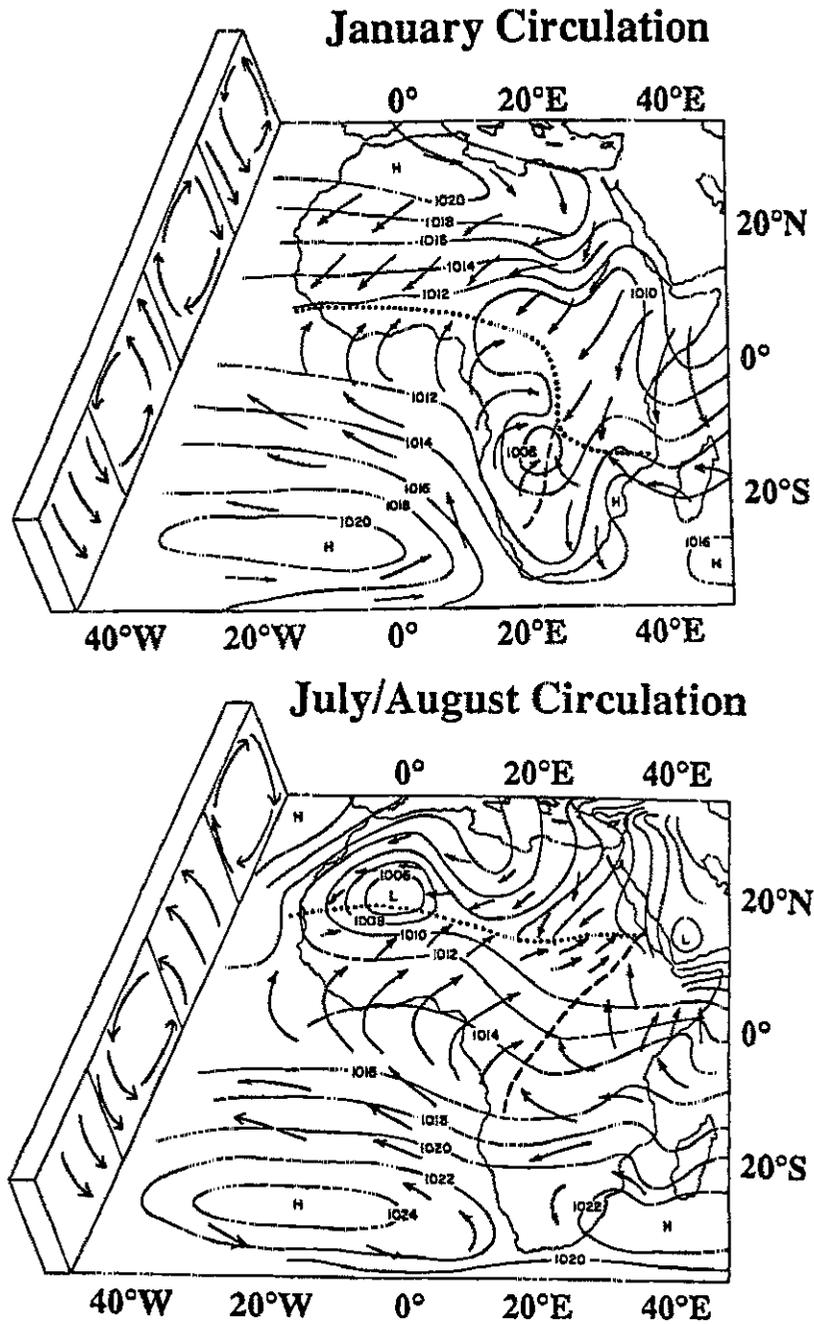
Afin de mieux comprendre les fluctuations des crues du passé, il est nécessaire d'établir schématiquement, les caractéristiques inter-annuelles de la mobilité des masses d'air, de l'orientation des vents, et de la répartition des précipitations.

La figure 12 reprend synthétiquement sur une même carte les données barométriques, la position des grandes masses d'air, la zone de convergence intertropicale, et l'orientation des vents, qui prévalent à l'échelle de l'Afrique en janvier, et en juillet/août (Nicholson, 2000). Sur ces deux cartes, les deux principaux basculements saisonniers sont la zone de pression saharienne, et la zone de convergence intertropicale (notée ici ITCZ).

Sur la carte de circulation juillet/août, la zone de basses pressions sahariennes est comprise entre les vents du NE (Harmattan), et les alizés de mousson du SO. La ITCZ qui sépare ces deux systèmes de vents, s'étend de façon subrectiligne entre 18° et 20°N. La seconde zone de convergence "Zaire Air Boundary" sépare les masses d'air atlantiques et indiennes (Nicholson, 2000).

La carte de la circulation en janvier est quasiment inverse, avec de hautes pressions sahariennes. Les zones de convergences se sont déplacées vers le sud, et notamment la ITCZ qui pénètre largement dans l'hémisphère sud (Nicholson, 2000). Les vents d'est ("African easterly jet" et "Tropical easterly jet") jouent donc un rôle crucial, dans le déclenchement des pluies estivales, qui nourrissent le bassin versant amont du Nil (Figure 12).

Figure 12 : Cartes schématiques de l'orientation des vents, des fronts et des pressions en Afrique lors des saisons froides et chaudes (d'après : Nicholson, 2000).



2.2.2 Mobilité hydro-climatique holocène

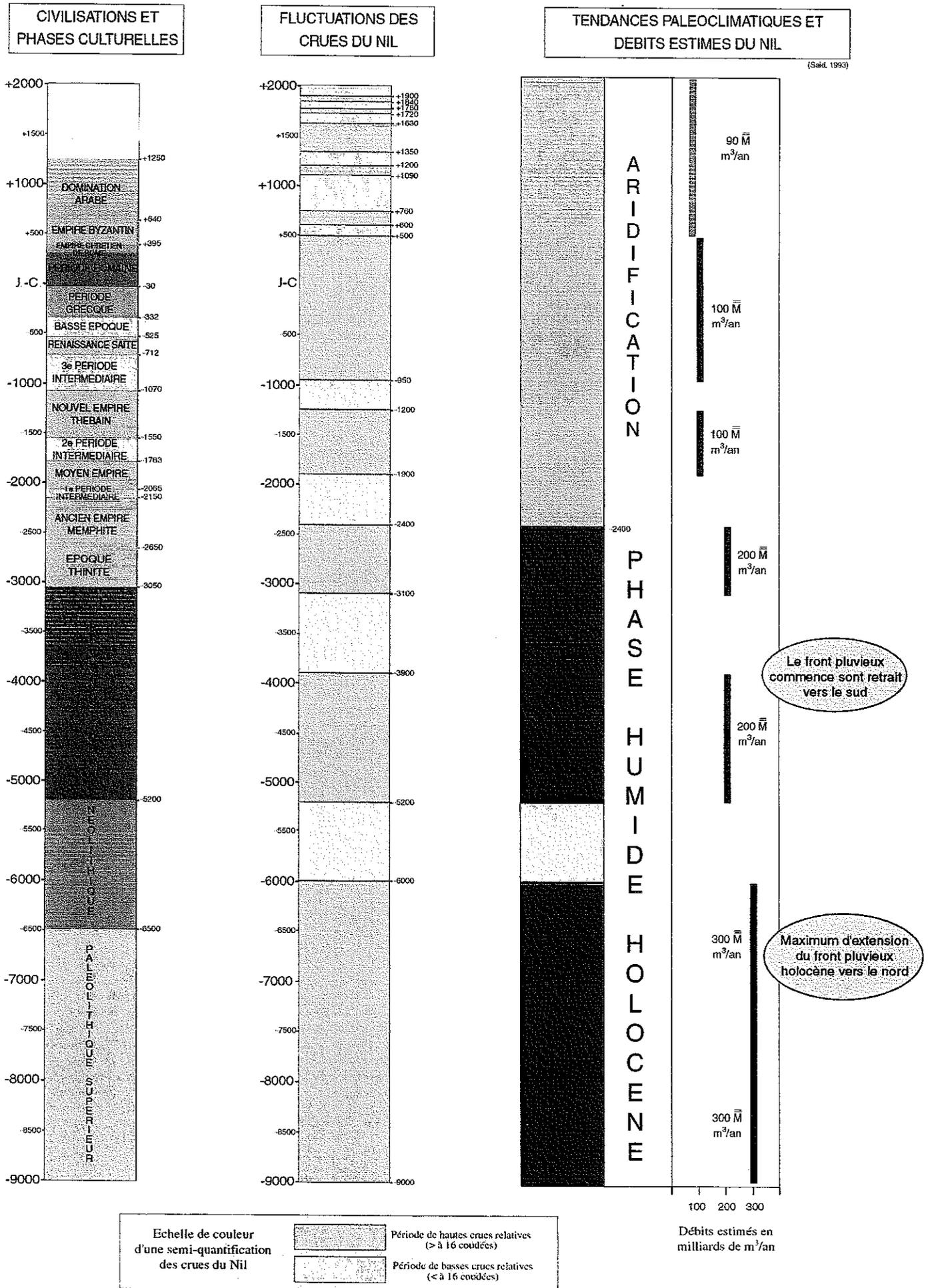
Depuis la découverte des sources du Nil, il y a plus de 150 ans, nos connaissances sur son hydrologie ont avancé rapidement. Les recherches ont ensuite évolué vers une analyse plus précise dans le temps. Au cours des 15 dernières années, de nouvelles approches ont permis une analyse séculaire des 12 derniers millénaires. Les variations holocènes des crues du Nil ont ainsi pu être reconstituées à partir du croisement de plusieurs types de données : la morphologie des terrasses alluviales, la mobilité des plans d'eau lacustre, les formations à sapropèles du bassin méditerranéen oriental et, à partir de l'époque Antique, l'exploitation des données fournies par les Nilomètres (figure 13).

La figure 13 représentant les fluctuations des crues du Nil a été réalisée en grande partie grâce aux travaux synthétiques de Said en 1993. Certaines périodes chronologiques sont précisées grâce à d'autres publications (Degens et Spitzzy, 1983 ; Hamdan, 1961 ; Brooks, 1927). La figure 13 est critiquable, dans la mesure où il serait souhaitable d'établir un graphe des fluctuations fluviales estimées pour chaque type d'indicateur. Cette figure doit être considérée comme une tendance générale.

2.2.2.1 Données fluviales et lacustres

Dans la vallée du Nil, la prise en compte des successions de phases de creusement et d'alluvionnement permet de comprendre le fonctionnement géomorphologique holocène du Nil. La plaine alluviale étant essentiellement commandée par les changements hydrologiques intervenus dans le haut bassin versant du Nil (Sanlaville, 1998). Le Nil connaît une forte incision de 12 000 ans BP à 11 500 ans BP, puis une phase d'aggradation limoneuse, interrompue vers 7800 ans BP par une nouvelle période d'incision (Butzer, 1976). Des différences existent, entre la réponse des lacs situés à l'amont et à l'aval du Nil, mais une tendance générale se dessine. Sur le plan paléoclimatique, plus on remonte vers le nord, plus la phase humide apparaît à la fois tardive et plus courte (Sanlaville, 1998).

Figure 13 : Fluctuations hydro-climatiques du Nil et phases culturelles d'Egypte



2.2.2.2 Données des sapropèles du bassin profond de la Méditerranée orientale

L'une des caractéristiques principales du bassin méditerranéen oriental est le dépôt périodique de niveaux sombres laminés, riches en matière organique, appelés sapropèles : du grec "sapos" pourri et "pelos" sol. Ces dépôts se sont mis en place, suite à une période pluvieuse intense, fournissant d'importants apports terrigènes qui, canalisés par le Nil, ont abouti en Méditerranée engendrant ainsi ces niveaux à sapropèles (Rossignol-Strick *et al.*, 1985 ; Krom *et al.*, 1999b). Le dernier sapropèle, désigné S 1, intervient entre 8300 et 6300 ans BP (Freydier *et al.*, 2001).

2.2.2.3 Données nilométriques

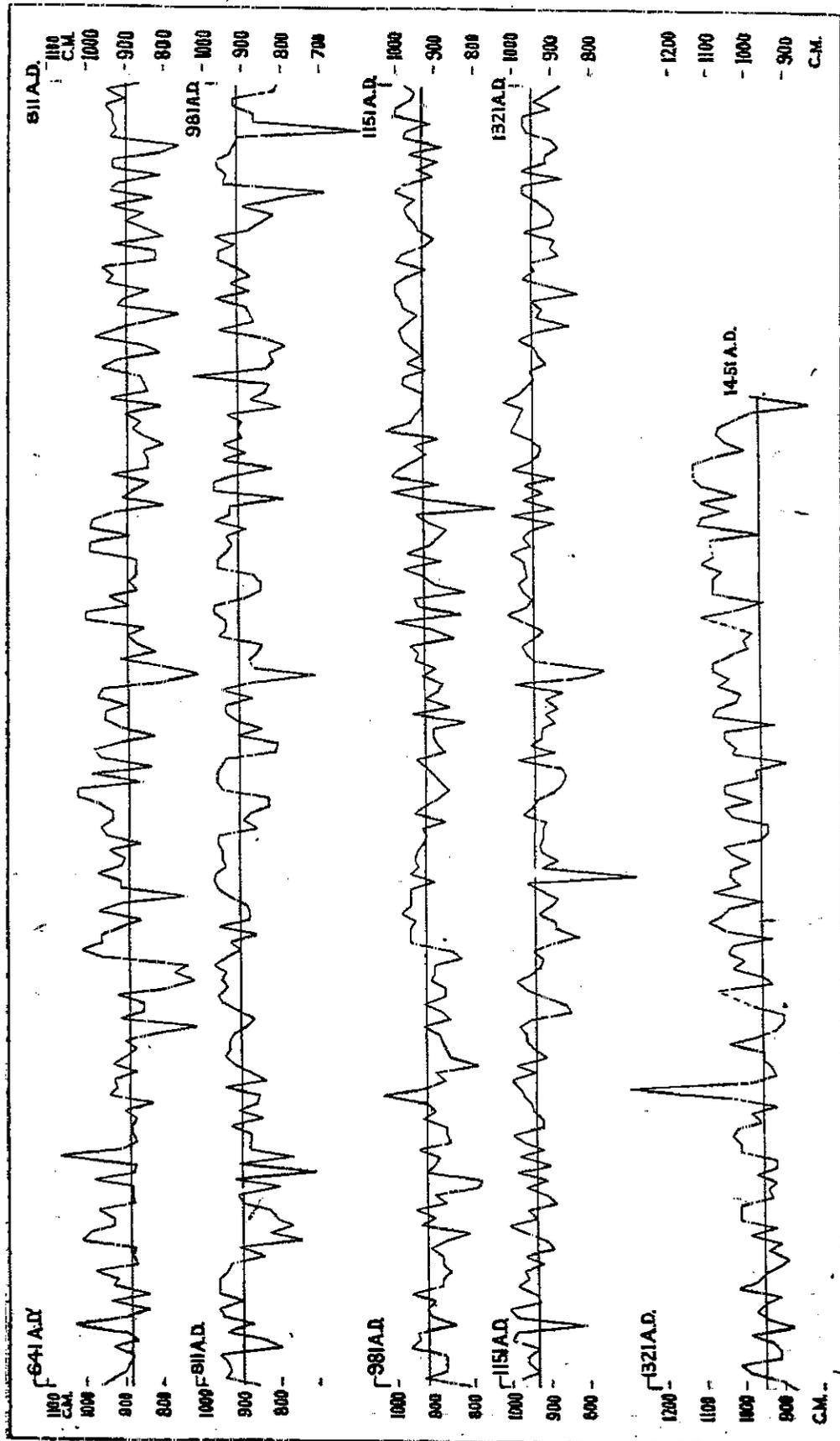
Les premiers nilomètres remontent au temps des empires égyptiens. De nombreux nilomètres étaient placés dans les temples en bordure du fleuve. Les données étaient relevées par le service hydrographique de pharaon afin de fixer l'impôt annuel. Une partie de ces données nous est parvenue, gravée sur le roc, sur des stèles en diorite ou encore sur des papyrus. De grandes lacunes temporelles existent parce que les sources ont été perdues ou non découvertes jusqu'à ce jour.

Les travaux sur les données nilométriques n'ont véritablement commencé qu'à partir de l'expédition d'Égypte ordonnée par Bonaparte en 1798. Dolomieu, Dutertre et Le Père sont chargés d'étudier le nilomètre du Caire, implanté dans l'île de Rodha, en face du quartier du Vieux Caire. Le résultat de leur recherche est consigné dans la "Description de l'Égypte" (tome XV).

Le nilomètre de Fostât fut construit au début de l'Hégire, vers le milieu du VIII^e siècle ap. J.-C. et supplanta celui de Memphis (Ghaleb Pacha, 1951). Mais un violent tremblement de terre en 860 ap. J.-C. le fit s'écrouler. Le Khalife ordonna la reconstruction du nilomètre dans l'île de Rhoda. Il fut appelé "Meqyâs el-Gedyd" : le nouveau nilomètre. En 1885, dans son ouvrage consacré à "L'Afrique septentrionale", Elisée Reclus écrit "*La pointe méridionale de Rodah porte le fameux mikyâs ou nilomètre [. . .] A l'exception du classique Nil, nul cours d'eau n'a donné son nom aux échelles qui servent à en mesurer les oscillations*".

La majorité des données des variations du niveau des crues depuis l'époque arabe nous est parvenue. Au total, cela correspond à un enregistrement relativement continu, sur plus d'un millénaire et demi. Si quelques périodes sont manquantes (figure 14), se sont surtout les cinq variations dans les règles de mesure qui posent des problèmes d'interprétation sur les treize derniers siècles (Ghaleb Pacha, 1951). Ces variations dans les mesures, dépendent des trois nilomètres utilisés successivement : Memphis, Fostât, puis le Meqyâs el-Gedyd et d'un changement d'unité au cours de l'utilisation de ce dernier.

Figure 14 : Variation dans les hauteurs des crues du Nil (en cm) à partir des données nilométriques de 614 à 1451 ap. J.-C. (d'après: Brooks, 1927)



Les données acquises, commencent dès 641 ap. J.-C. avec le nilomètre de Memphis et se terminent en 1890 ap. J.-C. lors de la mise en fonctionnement du nilomètre moderne. Le second problème est celui de la prise en compte de l'ensablement du lit du Nil et de l'aggradation fluviale au cours de cette période, l'engraissement sédimentaire pouvant jouer sur la hauteur de la tranche d'eau

Le nilomètre permettait aux dirigeants de fixer l'impôt annuel. L'inondation "idéale" correspondait à une hauteur de 16 coudées sur la colonne fluviométrique. Cette hauteur correspond au niveau de "plénitude", et a servi de seuil afin de différencier les périodes de hautes et de basses crues (figure 13). Un niveau inférieur ou supérieur à ce repère, désorganisait les mises en culture et les systèmes d'exploitation agricole. Au dessus de 18 coudées, le quart de l'Égypte se transformait en lac. Le Nékir correspond à la quatorzième coudée, c'est le nom de l'ange du tombeau, signifiant que l'eau manque dans tout le pays si ce repère n'est pas atteint.

L'ensablement du lit du Nil a été estimé à environ 10 cm par siècle (Brooks, 1927). La courbe de la figure 14 présente les variations des crues du Nil (en cm) de 641 à 1451 ap. J.-C., en prenant en compte cette tendance séculaire d'exhaussement du lit. La ligne noire correspond à la hauteur de la plénitude d'inondation. Sa légère inclinaison illustre l'accumulation de sédiments sur le fond du lit. En 1951, Popper reconnaît que cette sédimentation ne se fait pas de manière graduelle, mais brutale, par "à-coups" (Popper, 1951).

2.2.3 Fluctuations des crues au cours de l'Holocène (figure 13)

Deux périodes peuvent être distinguées. La première période très humide dure 6600 ans entre 9000 et 2400 av. J.-C. La seconde, d'une durée de 4400 ans débute vers 2400 av. J.-C. jusqu'à aujourd'hui (Said, 1993).

2.2.3.1 Phase humide de 9000 à 2400 ans av. J.-C.

La phase climatique humide (Nabtien), qui débute il y a environ 11 000 ans, résulte d'une intensification de la mousson. Le flot du Nil était alors considérablement plus important qu'aujourd'hui. Said (1993) estime que le débit devait être trois fois plus important que celui du début du XXe siècle, avec 300 milliards de m³ par an. La fin de cette phase humide se produit il y a 4400 ans lorsque le front pluvieux redescend vers le sud. Les crues du fleuve déclinent alors.

Au cours de cette période, deux grands cycles de fluctuations sont observés. Les deux plus anciennes phases de hautes crues sont observées entre 9000 et 8000 av. J.-C. et entre 7500 et 6000 av. J.-C., lorsque le front pluvieux était à son maximum d'extension au nord, et

touchait une superficie importante de bassins versants amont. Le débit devait atteindre, voir dépasser les 300 milliards de m³ par an. Ces deux phases pluvieuses, sont suivies d'un intervalle sec, compris entre 6000 et 5200 ans av. J.-C., provoqué par le retrait méridional du front. La tendance se confirme au cours des deux phases pluviales suivantes (5200 à 3900 ans av. J.-C. et 3100 à 2400 ans av. J.-C.), qui enregistrent des débits de l'ordre de 200 milliards de m³ par an, soit 1/3 de moins qu'à l'Holocène ancien.

2.2.3.2 La seconde phase moins humide de 2400 av. à aujourd'hui

La fin de la période humide holocène intervient aux alentours de 2400 ans av. J.-C. L'ampleur des crues se réduit et le débit plafonne vers 100 milliards de m³ par an. C'est au milieu du premier millénaire de notre ère que le débit se stabiliserait autour de 80 à 90 milliards de m³ par an. Les intervalles de plus basses crues se placent au Xe et XIe siècle de notre ère. Entre ces deux plus bas déficits du dernier millénaire, un intervalle à hauts niveaux de crues caractérise les XIVe et XVe siècles.

Les carottages réalisés à Alexandrie permettront-ils de valider cette histoire sédimentologique du Nil ou refléteront-ils un rythme différent ?

3 Alexandrie et son contexte régional

3.1 Aspects morpho-structuraux des rides gréseuses pléistocènes

3.1.1 Organisation des rides

L'extension occidentale du delta du Nil est marquée par une succession de rides parallèles entre elles, et orientées sud-ouest/nord-est (figure 15). Ces longues rides sont alignées parallèlement à la côte actuelle, et perpendiculairement à la direction du vent dominant (Shata, 1971). Au total, huit rides sont répertoriées. La ride R VIII (Stanley et Hamza, 1992) se positionne à 40 km à l'intérieur des terres. C'est la plus éloignée du littoral actuel, et la plus élevée avec une hauteur dépassant les 100 m (Hassan *et al*, 1986). L'altitude des chaînons décroît progressivement en direction de la mer Méditerranée. Chacun d'entre eux est séparé du suivant par une dépression longiligne envahie par des sables sahariens ou parfois occupée par un plan d'eau qui était alimenté par les crues saisonnières du Nil, avant la construction des barrages. Ainsi, le lac Mariout se trouve limité au sud par la ride du Gebel Mariout (R III), et au nord par la ride d'Abu Sir (R II). Cette dernière, couplée par endroit à la ride côtière R I, isole le lac Mariout de la Mer. La ride côtière R I est continue du golfe des Arabes jusqu'à Agami. A partir du cap d'Agami, elle passe sous les eaux, et se prolonge par environ 5 mètres de fond, laissant cependant apparaître quelques écueils frangeants, jusqu'à l'île de Pharos, où elle émerge à nouveau. L'île allongée de Pharos fait donc partie de cette ride côtière R I qui repasse sous les eaux au delà de son cap oriental.

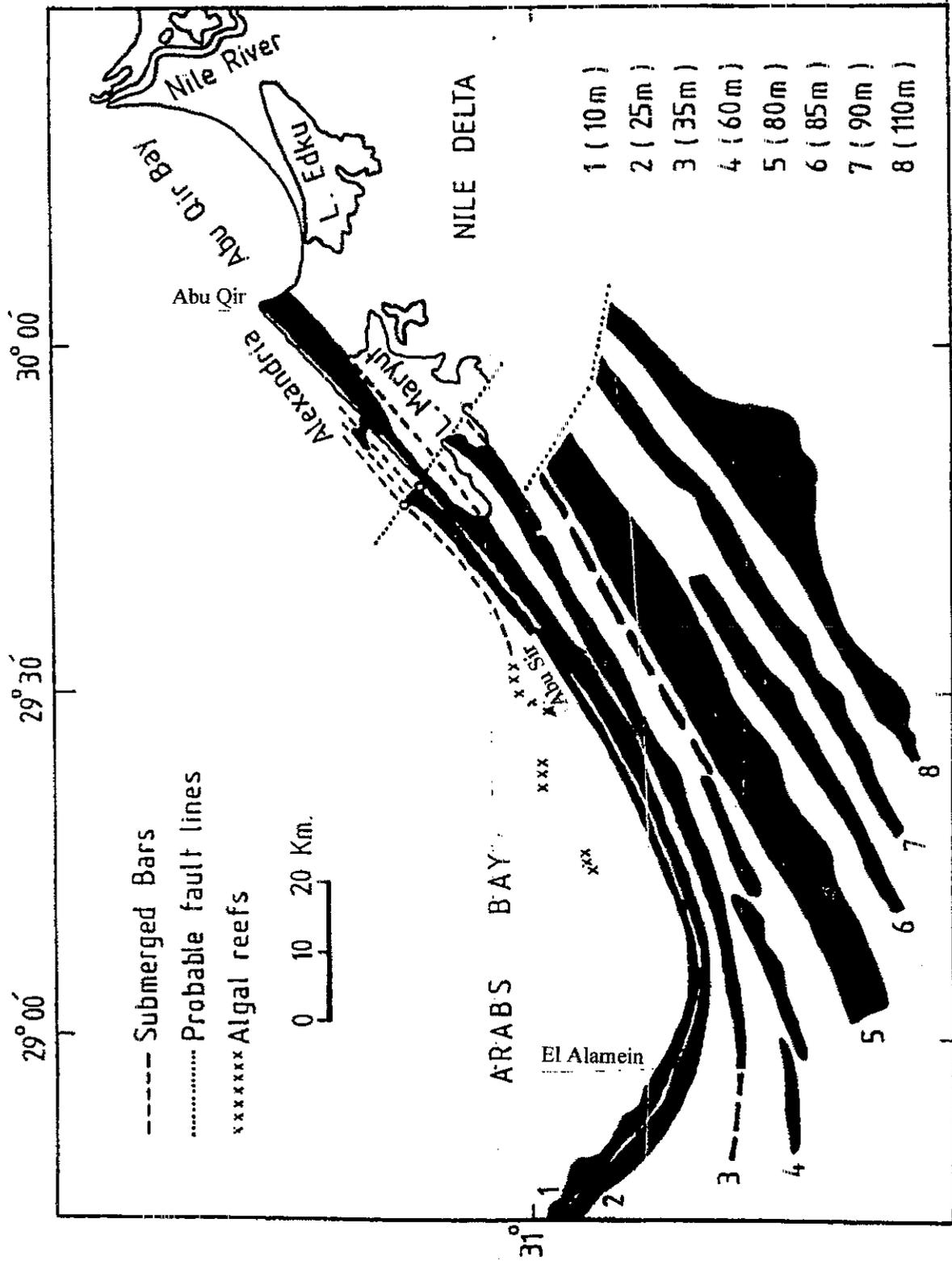
Le brusque passage sous les eaux de la ride côtière, à l'ouest d'Alexandrie près d'Agami peut souligner le jeu de failles sous-marines ou une érosion marine accélérée dans un faciès plus tendre.

3.1.2 Composition, origine et âge des rides

Ces rides gréseuses sont principalement composées de sables oolithiques, de macrorestes coquilliers, de foraminifères et de sables d'origine marine et éolienne. Le contenu pétrographique hétérogène, et un faible taux de cimentation induisent des espaces vacuolaires importants, qui confèrent à la roche une résistance limitée face à l'altération chimique et à l'abrasion mécanique. La porosité des rides est de l'ordre de 45% (Shata, 1971).

Les causes de la mise en place de ces rides font toujours l'objet d'un débat. Il est généralement admis qu'elles ont une origine mixte, continentale et marine, à l'image de cordons littoraux (Said, 1983). Cette dualité se perçoit aussi bien dans la nature même des sédiments qui les composent, que dans la manière dont elles se sont mises en place.

Figure 15 : Cartographie des rides pléistocènes (d'après: Butzer, 1962).



La morphogénèse des rides procède de dynamiques marines, à l'image de bancs de sables offshore, et de dynamiques éoliennes sous l'influence des vents sahariens. En termes de composition pétrographique, la source continentale est représentée par des sables éolisés du Sahara et par des éléments nilotiques. Le stock d'influence marine comprend de nombreux tests de foraminifères et des débris coquilliers infralittoraux.

Les trois plus anciennes rides, dont les altitudes sont comprises entre 50 m et 120 m, sont datées du Quaternaire ancien par les mollusques et foraminifères qu'elles contiennent (Shukri *et al.*, 1956). Les trois rides les plus jeunes se sont formées au cours des trois derniers interglaciaires du pléistocène moyen et récent. La ride R III du Gebel Mariout date probablement du pléistocène moyen. La ride R II d'Abu Sir renferme des faunes du Tyrhénien (strombes...). La ride côtière R I, battue par la mer actuelle, s'est développée durant le pléistocène récent.

3.2 Le Lac Mariout

Les rides R II et R III contraignent l'extension lacustre du Mariout vers le nord et vers le sud. C'est au cours des années 1960 que la superficie du lac est passée de 11 000 ha à 6300 ha en raison de la construction de barrages sur le Nil et de l'assèchement de terrains pour les cultures. Son maximum d'extension au cours de l'Holocène est estimé à 70 000 ha (Goodfriend et Stanley, 1996).

3.2.1 L'évolution de la région du Mariout à l'Holocène récent

Le carottage S-79 réalisé par Stanley et situé dans le lac Mariout à environ 18 km au sud d'Alexandrie, permet une meilleure compréhension de la frange ouest du delta et du fonctionnement de la branche Canopique au cours de l'holocène récent. A -5 m les sédiments holocènes datés de 4300 BP (soit -2440 cal. av. J.-C.) reposent sur le substrat pléistocène (Goodfriend et Stanley, 1996). Ces sédiments sont à mettre en relation avec le basculement vers l'ouest (vers le Mariout) de la branche Canopique du Nil (Chen *et al.*, 1992). Malgré les apports d'eau douce fluviale, le lac possède une tendance saumâtre ce qui indique une connexion avec la mer se faisant probablement plus à l'est près d'Abu Qir (Bernasconi et Stanley, 1994). L'extension du delta vers sa marge ouest est donc tardive puisqu'au cœur du delta, les sédiments se mettent en place dès 7500-7000 BP (Stanley et Warne, 1994). L'unité, épaisse de 2.6 m, est datée entre 3000 BP et 2700 BP soit vers 550 cal. av. J.-C. L'arrêt de la sédimentation à partir du milieu du VI^e s. av. J.-C. semble en synchronicité avec le basculement vers l'est de la branche Canopique (Chen *et al.*, 1992). Cette évolution morpho-

dynamique fluviale est à rapprocher d'une défluviation qui déconnecte les apports vers la région du Mariout.

3.2.2 L'évolution des paysages lacustres depuis l'Antiquité par les textes anciens

Hérodote indique que le Lac Mariout servait de vaste réservoir qui se remplissait lors des crues du Nil durant six mois. Le reste de l'année, les hautes eaux du lac servaient à l'irrigation. Une série de canaux était connectée à la branche Canopique et fournissait en eau douce le lac. Ptolémée II Philadelphe (285-246 av. J.-C.) utilisait ainsi les apports d'eau pour accroître les surfaces cultivées qui bordaient le lac et que les colons macédoniens avaient occupées. Au I^{er} s. av. J.-C., Strabon, précise que ces canaux fonctionnent toujours. Il rajoute que grâce au lac, Alexandrie bénéficie de deux ports et d'un climat agréable. Un canal antique, le canal d'Alexandrie, relié à la branche Canopique, apportait directement de l'eau douce à la ville. La hauteur du plan d'eau lacustre dépendait, certes de l'évaporation, mais surtout de l'importance des crues du Nil. Sozomen écrit vers 380 ap. J.-C. que le Nil sortit de son lit suite à une importante crue qui se déversa et inonda de façon dramatique la région du Mariout.

C'est vers le XII^e s. ap. J.-C. que le lac Mariout cesse d'être alimenté en eau douce du Nil. L'ensablement et l'envasement progressif de la branche Canopique transforme un vaste paysage lacustre en un marais d'eaux stagnantes à tendance saumâtre (de Cosson, 1935). Au moyen-âge, ce marais semble être d'importance mineure aux yeux des populations. L'assèchement du Lac semble avoir perduré 7 siècles entre le XII^e et le XIX^e s. (de Cosson, 1935). Alexandrie et sa région périclite en raison d'apports d'eau douce insuffisants et de la disparition des voies de communications navigables établies sur le lac. Au XVIII^e s., le lac semble en grande partie asséché puisque les troupes armées peuvent le traverser à pied. Il est cependant probable, que certaines très hautes crues estivales parvenaient à atteindre la dépression du Mariout et un paysage de lac salé devait parfois apparaître. Une première réouverture nette du milieu intervient en 1801-1804 et en 1807-1808 au moment de l'inondation de la zone par des eaux marines. Les troupes britanniques, pour des raisons stratégiques, détruisent les digues et la dépression située sous le niveau marin se remplit. Puis de nouveau, l'assèchement prédomine jusqu'en 1892, date à laquelle une série de canaux permettent la reconnection du Mariout avec le Nil.

3.2.3 Le Lac Mariout de nos jours

Aujourd'hui, le lac possède la plus petite superficie par rapport aux autres lacs et lagunes du delta du Nil. Une station de pompage à El-Max maintient son niveau entre 2.5 m et 3 m sous le niveau marin actuel (El-Wakeel et Wahby, 1970) et le tirant d'eau n'excède pas 150 cm. Les

eaux du lac sont qualifiées de saumâtre. La pollution actuelle est intense suite aux rejets d'eaux usées non traitées et de déversements de produits industriels et chimiques. Le Lac Mariout est actuellement divisé en quatre secteurs : l'extrême secteur ouest évolue en sebkha sous influence désertique, le secteur central artificiellement isolé, correspond à un marais salé, le secteur au sud du complexe industriel d'Alexandrie sud reçoit par pompage des eaux marines, enfin le secteur est reçoit des eaux douces fortement polluées

La cité d'Alexandrie a été construite sur la rive R II et possède donc une façade lacustre et maritime. Le substrat gréseux lui assure des fondements stables pour les édifices tout en servant de carrière dans l'Antiquité

3.3 Présentation de l'histoire Antique d'Alexandrie et de la géographie du site

Alexandrie fondée en 332 av. J.-C. sera successivement grecque, romaine, byzantine, musulmane, avant de passer sous la domination turque, puis française, puis anglaise... Cette superposition de civilisations fait la richesse et la valeur de son patrimoine culturel. Son fondateur, en créant cette "Athènes égyptienne", témoigne d'abord de la force d'un nouvel hellénisme (Bernand, 1995)

3.3.1 Fondation par Alexandre Le Grand (figure 16)

La ville d'Alexandrie porte le nom d'Alexandre le Grand. Alexandre est né en juillet 356 av. J.-C. en Macédoine. En août 336 son père, Philippe II de Macédoine, est assassiné : Alexandre devient roi à l'âge de vingt ans et va poursuivre son désir d'étendre le royaume de Macédoine bien au-delà de ses frontières. Il fonda de nombreuses cités, chacune nommée Alexandrie, mais Alexandrie d'Égypte est la plus grande et la seule qui donna son nom à une civilisation (Bernand, 1995).

L'Anabase d'Arrien est un des seuls textes qui relate la décision qui fit choisir le site d'Alexandrie pour y fonder une ville nouvelle. Arrien de Nicomédie fut un haut fonctionnaire sous Hadrien (117- 138 ap. J.-C.). Entre la fondation d'Alexandrie et la rédaction de l'Anabase d'Arrien, il s'est donc écoulé quatre siècles et demi. Mais, le récit d'Arrien s'inspire de témoignages aujourd'hui disparus, d'Aristobule et de Ptolémée, tous deux généraux d'Alexandre (Anabase, III, 1-2, trad. P. Savinel) : "*Il lui sembla que l'emplacement convenait admirablement à la fondation d'une ville, et que cette ville serait prospère. Alors il fut pris du désir de réaliser ce projet, établit lui-même le plan de la cité, l'endroit où il faudrait y construire l'agora, le nombre des sanctuaires et pour quels dieux : les dieux grecs, mais aussi Isis l'Égyptienne, et où devait être placé le rempart entourant la ville. Dans cette*

Figure 16 : La cité d'Alexandrie au cours de l'Antiquité grecque
(Aquarelle de J.C.I. Golvin)



perspective, il offrit un sacrifice et les présages furent nettement favorables" ... " Alexandre voulait laisser aux ouvriers le tracé des fortifications, mais ils n'avaient rien pour le marquer sur le sol, l'un d'eux eut alors l'idée de rassembler de la farine que les soldats transportaient dans des récipients et de la répandre sur le sol, là où le roi montrait le tracé ; c'est ainsi qu'il avait matérialisé le cercle des fortifications qu'Alexandre voulait donner à la cité. En y réfléchissant, les devins, et surtout Aristandre le Telmissien, qui passait pour avoir fait maintes fois des prédictions justes à Alexandre, dirent que la ville serait prospère, et particulièrement pour les fruits de la terre "

Diodore de Sicile qui vient à Alexandrie en -59 av J.-C. vers la fin du règne de Ptolémée XII Néos Dionysos Aulète, apporte quelques informations complémentaires sur la géographie du site et la population. *'Une fois le terrain arpenté et divisé en quartiers selon toutes les règles de l'art, le roi donna à la ville le nom d'Alexandrie, tiré du sien propre. Elle est très favorablement située, près du port de pharos et l'habile tracé des rues qui est l'œuvre du roi, fait qu'elle est traversée par le souffle des vents étésiens. Comme ceux-ci soufflent sur les vastes étendues de la mer et rafraîchissent l'air de la ville, le roi dota des habitants d'Alexandrie d'un climat tempéré, source de santé Il jeta également les fondations de l'enceinte, qui est d'une dimension extraordinaire et d'une solidité stupéfiante. Située en effet entre un grand lac et la mer, elle ne dispose que de deux voies d'accès terrestres, étroites et très faciles à garder. La forme qu'il lui donna est celle d'une chlamyde, avec une grande avenue qui coupe la ville presque par le milieu, une merveille par ses dimensions et sa beauté. Elle s'étend d'une porte (porte du soleil) à l'autre (porte de la lune) sur une longueur de 40 stades (7 km de long), et elle est tout entière ornée d'édifices somptueux, maisons et temples. [...] Bref la ville prit par la suite une telle extension que beaucoup la comptent comme la première du monde [...] Le nombre de ses habitants dépasse également de beaucoup celui des autres villes. À l'époque où nous avons débarqué en Égypte, ceux qui tenaient le registre de la population affirmaient que le nombre des hommes libres s'élevait à plus de 300 000, et que le roi tirait de l'Égypte un revenu supérieur à 6000 talents.'*(trad P. Goukowsky, Budé).

Enfin, Vitruve précise que c'est à l'architecte Dinocratès qu'Alexandre confia la réalisation de la nouvelle capitale d'Égypte. Le plan de la cité d'Alexandrie est typique de celui des fondations à l'époque hellénistique: un réseau orthogonal délimitant des îlots réguliers (Empereur, 1998) Il existe deux artères principales : la voie canopique qui traverse la cité d'est en ouest (c'est le décumanus des romains) et coupe la grand-rue descendant du Cap Lochias (périmètre des palais royaux) vers le lac Mariout (c'est le cardo).

3.3.2 Alexandrie sous les Ptolémées (323 à 30 av. J.-C.)

En juin -323, Alexandre le Grand meurt à Babylone. Ptolémée, fils de Lagos, hérite de la Satrapie d'Égypte. Ptolémée I va alors détourner le convoi funéraire d'Alexandre pour récupérer son corps, gage de légitimité du pouvoir. Le cercueil sera placé dans le Sema, un temple tombeau situé dans la cité antique. Trois lieux de mémoire nous intéressent particulièrement : le Phare, les ports et l'Heptastade.

3.3.2.1 Le Phare d'Alexandrie (figures 16 et 17)

La construction de ce monument, classé par la suite parmi les "sept merveilles du monde" antique, commence sous le règne de Ptolémée Soter au III^e s. av. J.-C. Si nous ignorons à qui revient l'idée du Phare, nous connaissons en revanche son architecte : Sostrate de Cnide. Le caractère exceptionnel de l'ouvrage, tant par ses dimensions que par son aspect novateur, lui attira, durant toute l'Antiquité et au delà, une renommée qui nous vaut aujourd'hui d'accéder à des chroniques témoignant de la stupeur qu'il provoquait aux yeux des voyageurs (Empereur, 1998).

Les travaux durèrent une dizaine d'années et le monument est inauguré par Ptolémée II Philadelphe en 283 av. J.-C. Ainsi, la nouvelle ville d'Alexandrie se dotait d'un Phare qui symbolisait à la fois la puissance de la cité et son lien avec la mer. Un phare dont le nom, emprunté à celui de l'île de Pharos qui le portait, est devenu nom commun (Adam, 1995).

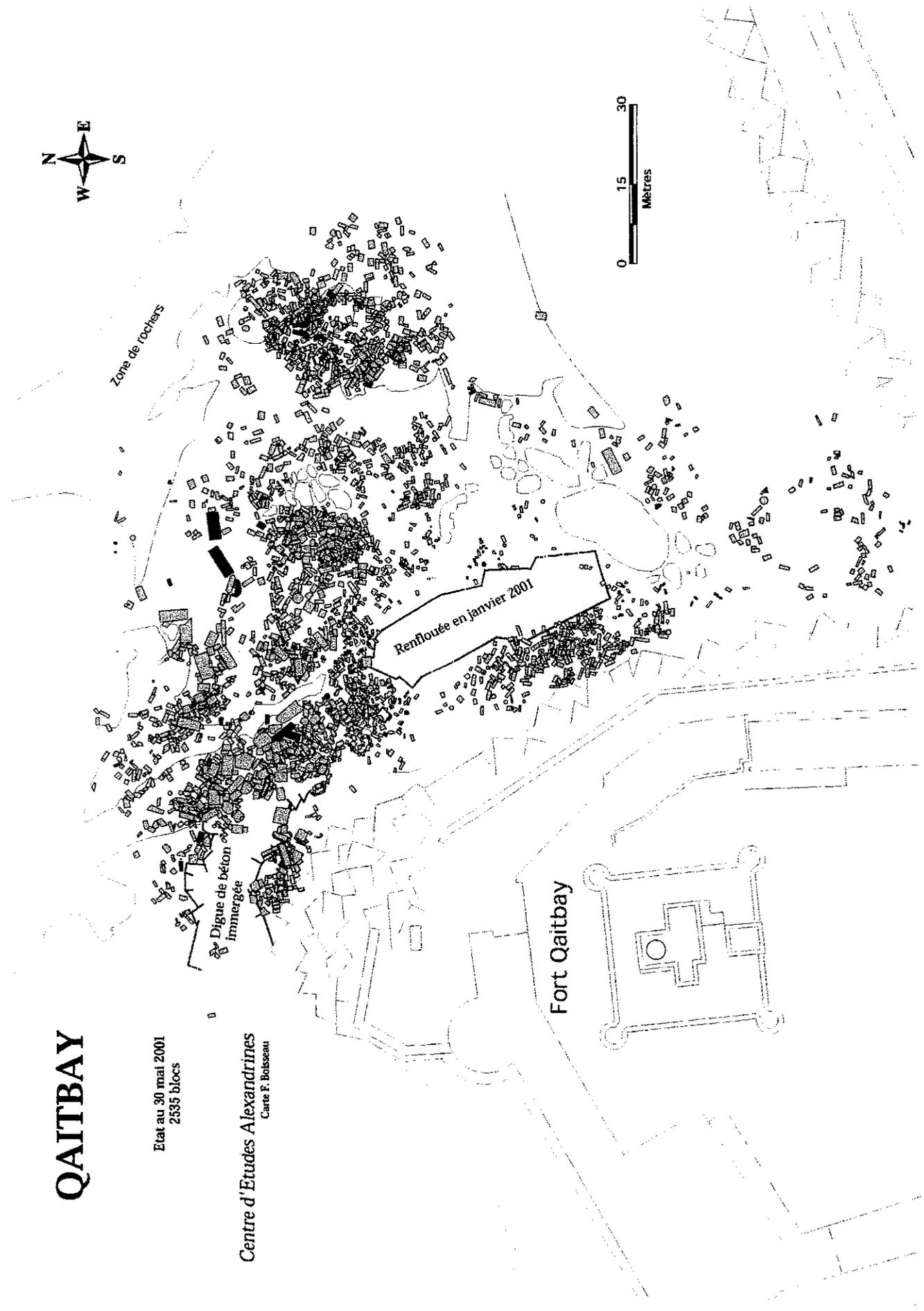
3.3.2.1.1 Les descriptions qui nous sont parvenues

Dès son achèvement, le poète alexandrin Poseidippos, rédige une épigramme qui apporte des indications sur le rôle du phare et la nature de la côte d'Alexandrie: *'Pour le salut des grecs, cette tour qui veille sur Pharos [...] Dans l'Égypte, en effet, point d'île pouvant servir de guette [...]. C'est pour cela que se dresse, droite et haute, découpée sur le ciel, cette tour qui sur d'inabornables rochers, apparaît le jour. Toute la nuit, le marin courant avec le flot qui le porte verra au faite une grande flamme allumée [...]* (trad. H. Weil).

Au I^{er} s. av. J.-C. César qualifie le Phare de *"Tour très élevée, d'une architecture merveilleuse, bâtie dans une île dont elle porte le nom"*. Quelques dizaines d'années plus tard, Strabon, à l'époque d'Auguste, décrit également le Phare.

Plin l'Ancien au I^{er} s. ap. J.-C. indique le développement et l'utilisation des phares dans d'autres ports antiques méditerranéens : *"[...] son utilité est de montrer aux navires, au cours de leur navigation nocturne, des feux semblables à ceux qui brûlent à présent en bien des endroits, ainsi à Ostie et à Ravenne"* (trad. R. Bloch).

Figure 17 : Carte sous-marine des blocs antiques immergés à proximité du Fort de Qaitbay.
(d'après : Centre d'Etudes Alexandrines, F. Boisseau).



La silhouette du Phare est également représentée sur les monnaies frappées à Alexandrie entre le II^e et III^e s. ap. J.-C., sur des mosaïques (Jordanie, Ostie, Venise ...) ou encore des lampes en terre cuite.

Dans sa description du port de Claude, Suétone renforce l'exemplarité du modèle alexandrin en disant du phare du port de Rome, qu'il est "*une tour très haute, destinée, comme celle du Pharos d'Alexandrie, à éclairer de ses feux pendant la nuit, la route des navires*". Flavius Josèphe renforce l'idée d'un signal pour les navigateurs la nuit : "*la clarté de son feu s'étend jusqu'à 300 stades*" (soit 50 km).

Plus tard, les chroniqueurs arabes ajoutent des valeurs chiffrées à leur description. Au Xe s. ap. J.-C., Masoudi (915-956) écrit : "*la hauteur du Phare, actuellement, est d'environ deux cent trente coudées (102 m) [. . .] sa construction à trois formes : il est carré jusqu'à un peu moins que la moitié et un peu plus que le tiers, ce qui fait cent dix coudées à peu près, ensuite la figure en devient octogone, enfin la partie supérieure est ronde*". En 1165, Ibn-Al-Sayig séjourne à Alexandrie, il mesure le Phare avec une corde et obtient : un premier étage carré haut de 60 m, un deuxième étage octogonal de 26 m et un troisième étage de 19 m, soit un sommet culminant à 105 m. Il faut attendre le XV^e s. pour que El-Makrisi cite un auteur du XII^e s. donnant une seconde fois des données chiffrées : le premier étage 53 m le deuxième 36 m pour un total de 103 m.

3.3.2.1.2 Sa destruction

Les causes de la destruction du Phare sont multiples. Après avoir fonctionné durant toute l'Antiquité, le Phare, probablement faute d'entretien se délabre progressivement. Mais des épisodes de destruction plus brutaux ont du survenir lors de secousses sismiques très fréquentes (Guidoboni, 1984 ; Ben-Menahem, 1979) dans une zone tectoniquement instable. La subsidence attestée de cette région a également dû générer un renforcement de l'érosion marine et un sapement de l'édifice par l'action mécanique des vagues. De nombreux textes signalent des déferlantes marines brutales de type tsunami ou raz de marée (figure 7). Ces grandes vagues venues du large sont très destructrices lorsqu'elles viennent frapper la côte. Enfin, l'Homme a également sa part dans le démantèlement progressif du Phare qui a servi de carrière pour les nouvelles constructions de la ville.

Un texte de 796 nous apprend que le Phare a perdu son troisième étage. Un siècle plus tard, le sultan Ibn Touloun (868-884) installe au sommet une mosquée à coupole (Empereur, 1998). En 956, l'édifice se détériore à nouveau et perd 22 m. En 1261, suite à un violent séisme, un pan s'effondre. Mais, en 1272, Saladin entreprend des travaux de restauration qui permettront au Phare de tenir jusqu'au début du XIV^e siècle. La violence du séisme du 8 août 1303 semble avoir lourdement ébranlé voire détruit le Phare. Ces renseignements du XIV^e s. ont été fournis par un portulan dressé peu après l'événement. Ibn Taghribardi indique que des

tentatives de restauration ont été entreprises. Mais le bâtiment, en 1346 n'est plus accessible comme l'indique un voyageur d'origine maghrébine Ibn Battuta.

L'histoire du Phare prend fin en 1477, lorsque le sultan mamelouk Qaït-Bey ordonne de construire une forteresse, sur l'extrémité nord-est de l'île de Pharos, à l'emplacement du monument en ruine (Empereur, 1998)

L'importance de ce phare tant par ses dimensions que par sa fonction de guidage des navires nous fournit de précieux renseignements sur la volonté politique des dirigeants lagides de promouvoir, accroître et polariser les flux commerciaux de méditerranée à partir d'Alexandrie

3.3.2.2 Les ports d'Alexandrie d'après Strabon (figure 18)

Le géographe gréco-romain Strabon séjourne à Alexandrie entre -26 et -20 soit environ 3 siècles après sa fondation Il nous fournit une analyse assez précise du paysage littoral et portuaire à l'approche de la cité qu'il inscrit dans "Le voyage en Egypte". Il nous sert en partie de "guide" pour mieux comprendre l'héritage de l'Alexandrie des Lagides et des premières interventions urbanistiques romaines (Yoyotte *et al* , 1997).

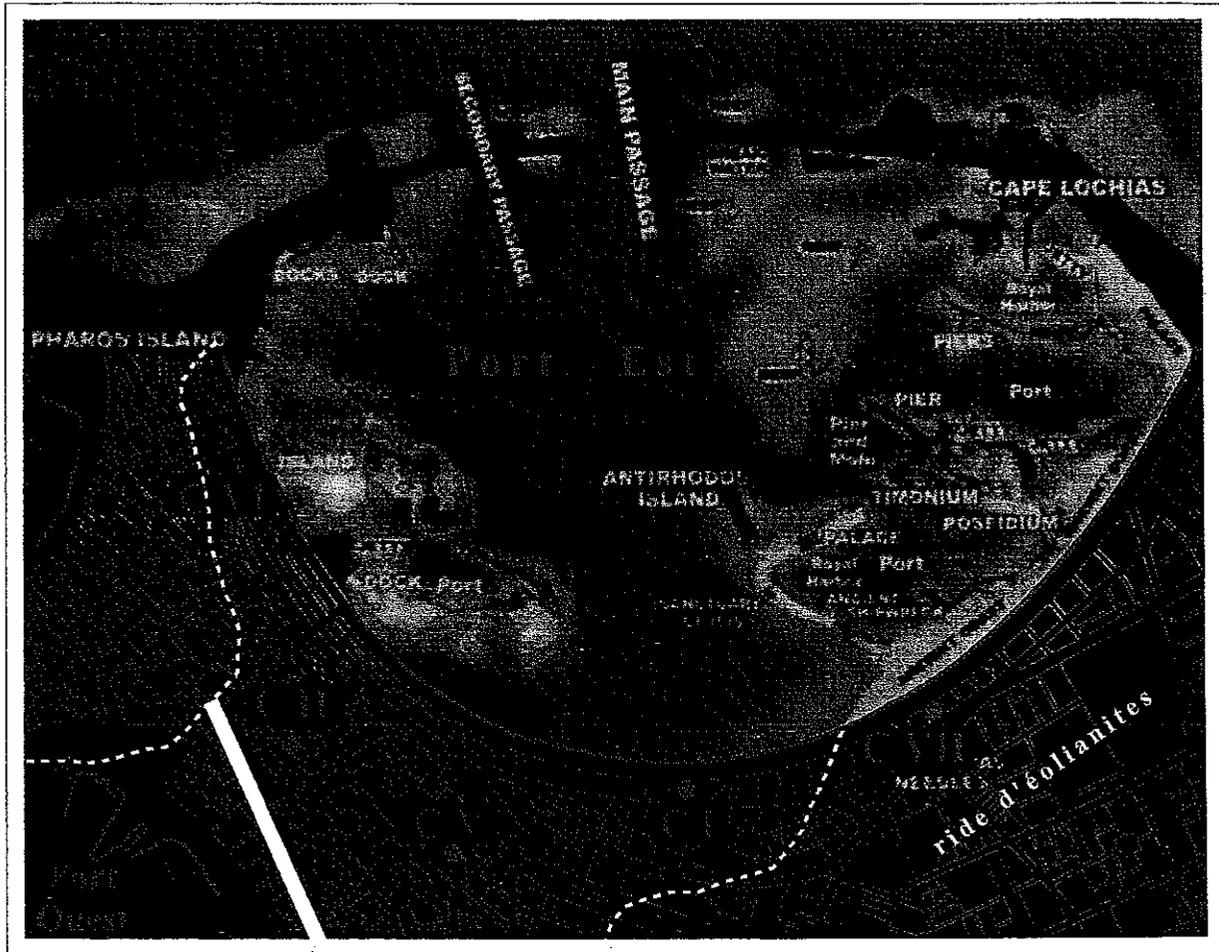
"Pharos est une île de forme oblongue, très rapprochée du rivage, et constitue avec lui un port à deux ouvertures ; le rivage, en effet, forme là une baie, faisant saillir deux caps en pleine mer et entre eux se trouve l'île de Pharos qui ferme la baie, en se prolongeant dans une direction parallèle au rivage. L'une des extrémités de Pharos, celle qui se trouve à l'est, est plus proche que l'autre du rivage et du cap qui lui fait face, cap qui a pour nom Lochias, de sorte que l'entrée du port en est rétrécie. Pour ajouter à l'étroitesse de la passe, il y a également des récifs, certains immergés, d'autres saillants, qui redoublent la fureur des vagues venues du large, quant elles se brisent sur eux."

"La pointe même de l'île est un rocher battu de tous côtés par les flots et portant une tour faite en pierres blanches, admirablement construite, à plusieurs étages, du même nom que l'île. Sostrate de Cnide, ami des rois, l'a dédiée au salut des navigateurs comme le signale l'inscription En effet, comme la côte est dépourvue d'abri, basse de chaque côté, et bordée de récifs et de bas fonds, il fallait à ceux qui y venaient un signal élevé et brillant qui pût guider favorablement leur course vers l'entrée du port

La bouche de l'ouest, sans être non plus d'un accès facile, n'exige cependant pas les mêmes précautions Elle forme un second port, celui d'Eunostos, qui s'étend en face du port fermé et artificiel. Le port dont l'accès se situe du côté de la tour de Pharos mentionnée plus haut est le Grand Port; et les deux autres ports qui lui sont contigus au fond de la baie, n'étant séparés de lui que par une digue appelée l'Heptastade La digue forme un pont qui

Figure 18

**SUPERPOSITION DE LA CARTE
DES STRUCTURES PORTUAIRES IMMERGEES
ET DU CADASTRE AVEC LES SITES
DE CAROTTAGE DU PORT EST**



Heptastade

position estimée du trait de côte
à l'époque Antique

0 m 500 1000 m



Sources : Goddio, 2001
Goiran *et al.*, 2000
Centre d'Etudes Alexandrines, 1998
(sur fond de plan cadastral de 1935-1948)

s'étend du rivage jusqu'à la partie ouest de l'île, et ne laisse ouvert que deux passages vers le port d'Eunostos, sur lesquels on a jeté un pont. Cet ouvrage constituait tout à la fois un pont conduisant à l'île et un aqueduc, à l'époque où Pharos était habitée. Mais aujourd'hui le divin César l'a dévastée lors de sa guerre contre les alexandrins, car elle avait pris le parti des rois. Quelques marins pourtant vivent près de la tour.

Quant au Grand Port, outre qu'il est merveilleusement fermé grâce à la digue et aux dispositions naturelles du lieu, il est en même temps assez profond, tout près du rivage, pour que les navires les plus grands puissent mouiller contre les degrés du quai. Il est également divisé en plusieurs ports.

En entrant dans le grand port, à main droite, on trouve l'île et la tour de Pharos ; à main gauche, les récifs et la pointe de Lochias, avec un bâtiment royal. Et pénétrant dans le port on arrive, sur la gauche, aux bâtiments royaux du dedans, qui font suite à celui du Lochias et comprennent des bosquets et de nombreuses résidences aux constructions variées. Au-dessous de ces bâtiments c'est le port artificiel et fermé, propriété privée des rois, comme l'est aussi Antirrhodos, île située en avant du port artificiel, possédant un palais royal et un petit port. Elle fut dénommée ainsi, comme si elle était la rivale de Rhodes. Viennent ensuite [.] les entrepôts, auxquels succèdent les arsenaux, s'étendant jusqu'à l'Heptastade. Voilà ce qu'on trouve dans le grand port et autour. Immédiatement après l'heptastade vient le port d'Eunostos, et, au-delà, le port artificiel, dit le Kibôtos, possédant lui aussi ses arsenaux. Plus loin, à l'intérieur de ce port, débouche un canal navigable allant jusqu'au lac Maréotis. Au-delà de ce canal, il ne reste plus qu'une petite partie de la ville "

3.3.2.3 L'Heptastade (figure 16)

Alexandrie présentait l'avantage de faire face à une île, celle de Pharos. On connaît le goût des grecs pour les îles situées devant le continent, lorsqu'ils le contrôlaient mal et qu'ils sentaient l'hostilité de la population indigène. C'était depuis les temps archaïques, l'un des principes sur lesquels reposait la colonisation (Empereur, 1998)

A des fins stratégiques, une chaussée-pont va être édifiée entre la ville et l'île. Cet Heptastade d'une longueur de 1200 m environ a, semble-t-il, été construit dès le début de la dynastie Lagide dans le prolongement du réseau viaire urbain. S'il s'agit d'une structure archéologique majeure en terme d'urbanisme et d'aménagement littoral, elle n'a cependant jamais été fouillée même si sa localisation a été récemment précisée (Hesse *et al.*, 1999). En effet, les flancs est et ouest de l'Heptastade vont connaître des atterrissements de sédiments qui vont progressivement former un tombolo en domaine supralittoral. Aujourd'hui le tombolo d'Alexandrie fait 700 m de large.

3.3.3 Alexandrie romaine puis arabe

Suite à la défaite navale d'Actium en -31, qui fut la dernière grande bataille navale de l'Antiquité (Murray, 1993), Marc Antoine et Cléopâtre se suicident en -30. En août de la même année, Octave prend Alexandrie : c'est alors la fin du règne des Ptolémées sur l'Égypte, qui devient une province romaine. Déjà sous protectorat romain depuis 59 av. J.-C., le pays conservera un statut particulier dans l'Empire puisqu'il restera le domaine personnel de l'Empereur représenté par un préfet. En +395, à la mort de Théodose le Grand, elle devient une province de l'Empire romain d'Orient avant de devenir Byzantine. Enfin, la ville est conquise par le Calife Omar en 642 ap. J.-C. et passe sous domination arabe.

3.4 Contexte côtier et sous-marin d'Alexandrie

3.4.1 Caractérisation des milieux de sédimentation littoraux actuels au large d'Alexandrie

Classer les différents types de milieux sédimentaires et les dynamiques actuelles nous permet d'établir un référentiel sommaire, utile à l'interprétation des sédiments subfossiles.

3.4.1.1 Les dynamiques éoliennes

Les vents soufflent du secteur ouest durant les 2/3 de l'année et du secteur est pour 1/3. Ce sont les vents venant d'un secteur nord-ouest qui dominent et se maintiennent pendant plus de la moitié de l'année. La répartition saisonnière est la suivante : de juin à septembre les vents viennent majoritairement d'un secteur NO (figure 19). Le reste de l'année, d'octobre à mai, 35% à 45% sont des vents d'est (Goddio *et al.*, 1998).

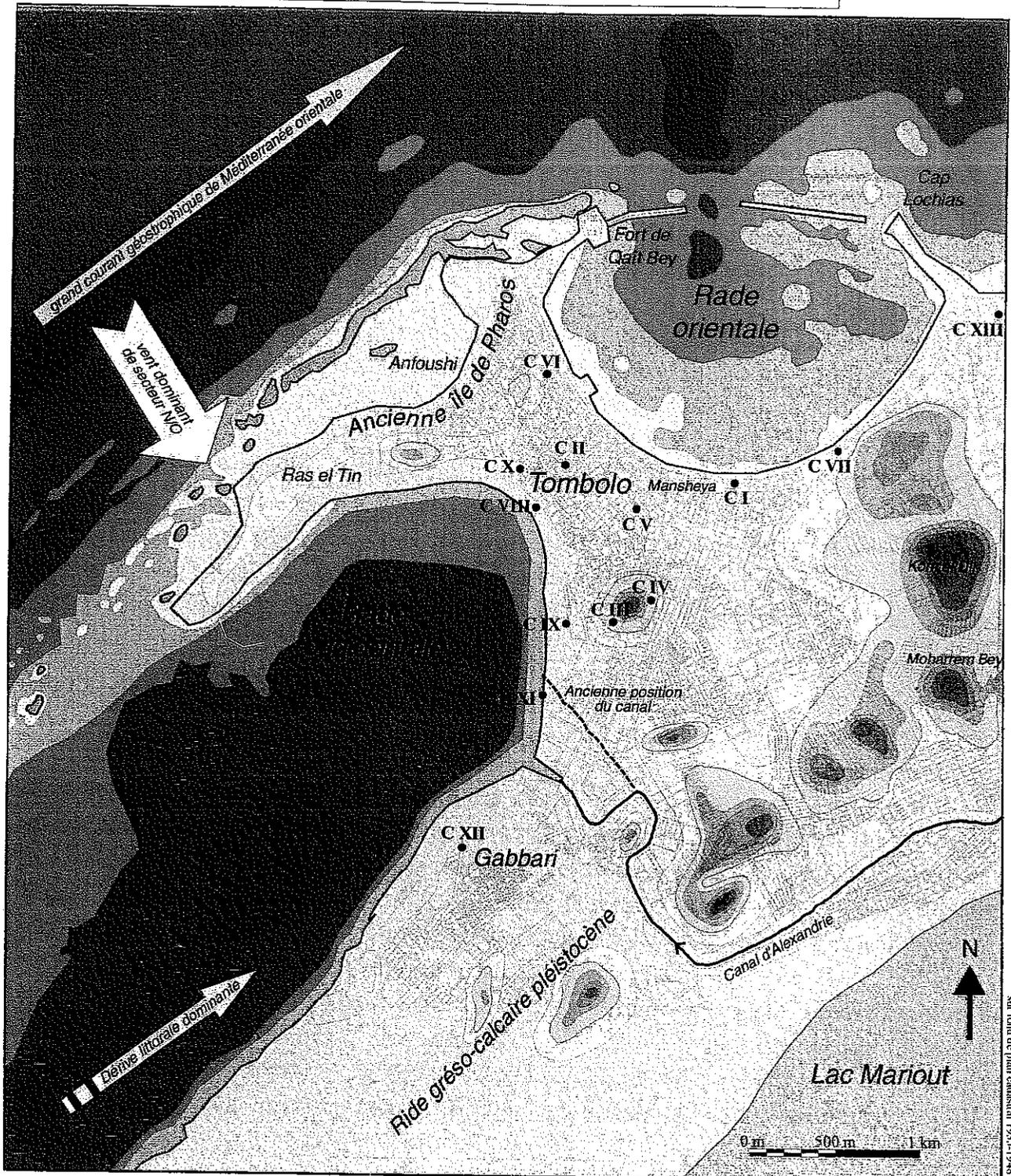
3.4.1.2 Les dynamiques marines

Le rôle des marées astronomiques est très faible puisque leur amplitude dépasse rarement 30 cm (El Din et Maher, 1997). L'action des vagues et de la houle varie au cours de l'année. La saison estivale est plutôt calme alors que la saison hivernale connaît un renforcement de l'énergie des vagues. La saison des tempêtes correspond à la fin du mois d'octobre jusqu'à la fin du mois de mars. La hauteur des vagues de ces tempêtes peut atteindre de 1,20 m à 2,10 m (Smith et Abdel Kader, 1988). Les surcôtes menacent les équipements humains déjà soumis à une érosion importante.

La saison des houles se situe entre juin et août. Si l'énergie des vagues est moins importante, leur hauteur varie entre 40 cm et 75 cm (Smith et Abdel Kader, 1988). Leur direction majeure est de NNO-ONO. À l'approche des côtes d'Alexandrie, dont l'orientation

Figure 19

CARTE DE LA CONFIGURATION ACTUELLE
DES ELEMENTS DU PAYSAGE A ALEXANDRIE



Dessin : J. Ph. Götina, 2001.
sur fond de plan cadastral 1935-1948

valeurs topographiques et bathymétriques (en m)	
■ sup. à 30m	■ écueils
■ 20 à 30m	■ 0 à -2m
■ 16 à 20m	■ -2 à -5m
■ 12 à 16m	■ -5 à -10m
■ 10 à 12m	■ -10 à -20m
■ 8 à 10m	■ -20 à -30m
■ 6 à 8m	■ inf à -30m
■ topographie indifférenciée	

est proche de SO-NE, les vagues frappent donc le rivage selon un angle presque nul, alors que le littoral du delta est frappé par des vagues de façon oblique, ce qui génère de nets courants vers l'est. A Alexandrie les crêtes des vagues sont sub-parallèles au rivage et s'accompagnent de courants de retour dirigés vers le large. Cette exportation de sédiments de la plage vers la mer semble être principalement responsable de l'érosion importante observée le long des plages (Nafaa et Frihy, 1993). Le matériel est alors pris en charge par deux types de courants (Smith et Abdel Kader, 1988) : un courant de retour presque perpendiculaire au trait de côte et la dérive littorale.

Cependant, un autre paramètre est à prendre en compte dans l'organisation morphodynamique de l'espace côtier d'Alexandrie. Il s'agit des nombreux îlots rocheux et des hauts fonds liés à la présence d'une ride pléistocène infralittorale. Son alignement parallèle à la côte contribue à la dissipation de l'énergie des vagues (Nafaa et Frihy, 1993). Cet obstacle sous-marin ou émergé, procure aux rivages du port occidental et oriental une protection naturelle les déconnecte en partie des aléas et des influences excessives de la haute mer, et notamment du courant géostrophique giratoire de Méditerranée orientale. Ce dernier se déplace dans le sens inverse des aiguilles d'une montre et mobilise les eaux marines du détroit de Sicile jusqu'aux côtes du levant (Smith et Abdel Kader, 1988).

3.4.1.3 Transect sud/nord : du médiolittoral au circalittoral (figure 20)

L'intérêt sédimentologique était d'effectuer des prélèvements sur les fonds marins dans le cadre d'une analyse morphodynamique des milieux de sédimentation actuels (figure 20) afin de pouvoir les comparer par la suite avec les sédiments issus d'environnements antiques.

Une série de 11 prélèvements de sédiments a été réalisée le long d'un transect sud/nord (figure 20a). Le transect sous-marin débute à partir d'un prélèvement sur l'estran de la plage actuelle du port oriental [A6] pour aboutir 9,5 km plus au large par 41 m de fond au prélèvement [Alex -41]. L'objectif de ce cheminement était triple :

- Obtenir une image des différents milieux de sédimentation rencontrés en échantillonnant successivement les trois étages bionomiques : médiolittoral, infralittoral et circalittoral. L'intérêt était de caractériser et d'observer les différenciations sédimentologiques (figure 20b) et biologiques au sein même de l'étage infralittoral en insistant sur les variations latérales de faciès.

- Le deuxième objectif était de connaître la nature des fonds marins. Il était en effet important en termes de sources sédimentaires de montrer la présence ou non d'un vaste herbier de posidonies qui aurait pu permettre l'amortissement de l'énergie des houles à l'approche de la côte. Il fallait également répertorier les zones de piégeage sédimentaire et les zones où le dépôt est impossible et où le substrat affleure.

- Enfin le dernier objectif était d'établir une comparaison entre les types de dépôts mis en place au large du Fort de Qait Bey par rapport à ceux obtenus par carottages et piégés dans la rade orientale à l'arrière de l'île de Pharos. Le but était de comprendre la spécificité des dépôts.

Figure 20 a : transect sous-marin au large d'Alexandrie avec les 11 sites de prélèvements

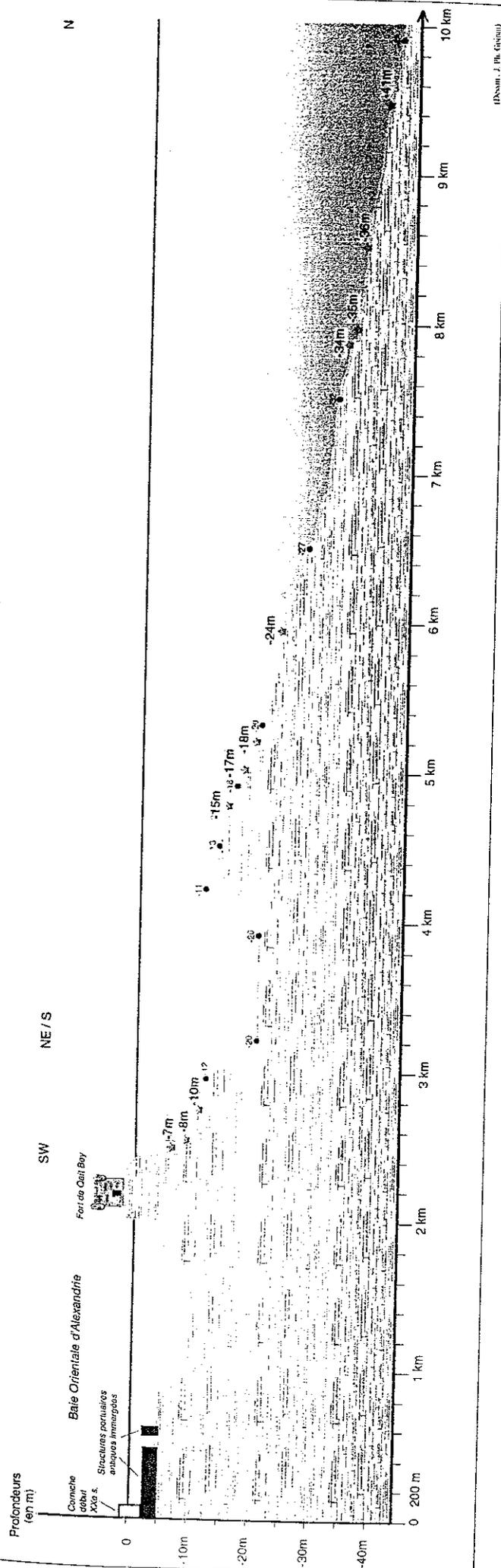
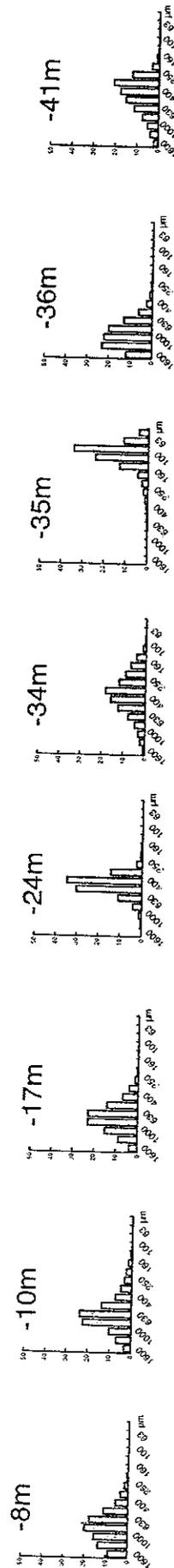
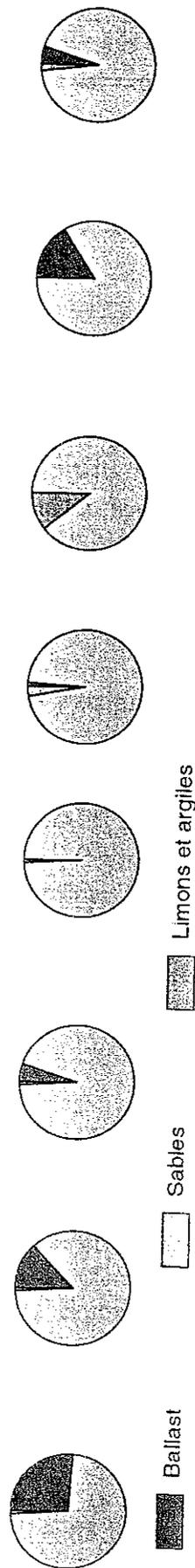


Figure 20 b : Caractéristiques granulométriques et texturales de 8 prélèvements sous-marins

- Histogramme granulométrique de la traction sableuse



- Texture totale des sédiments



mis en place sur des fonds marins exposés aux dynamiques marines, par rapport à ceux mis en place sous la protection des moles, digues ou quais. Autrement dit, lorsqu'un port est créé, quels types de dépôts y sédimentent et quels sont ceux qui n'y aboutissent pas et pourquoi.

3.4.1.3.1 Méthodologie utilisée

1) Analyses sédimentologiques et granulométriques

Le protocole de travail débute par un tamisage humide préliminaire permettant de séparer le sédiment en trois fractions : le ballast (>2mm), les sables (2mm à 50µm) et les limons et argiles (<50µm). Pour la fraction limono-argileuse, un microgranulomètre laser, de type Malvern, permet de réaliser des mesures granulométriques en voie humide en considérant chaque particule comme une sphère. Quelques gouttes de défloculant sont rajoutées dans la solution afin d'éviter l'utilisation des ultrasons. Pour la fraction sableuse et grossière, les analyses granulométriques sont réalisées en voie sèche par tamisage mécanique. Les poids obtenus à partir des refus de tamis permettent de tracer des histogrammes, et des courbes cumulatives.

Plusieurs indices statistiques ont été utilisés permettant ainsi de comparer les fractions sableuses des échantillons.

- Le calcul du grain moyen se base sur la formule de Weydert (1973). Cet indice apporte une information sur l'hydrodynamisme du milieu. Les résultats sont peu significatifs si la distribution granulométrique est polymodale.
- L'indice de tri de Folk et Ward (1957) permet de prendre en compte les portions extrêmes et moyennes des échantillons.
- L'indice d'asymétrie fait apparaître la répartition relative des particules, en indiquant la prépondérance d'une moitié de la distribution par rapport à l'autre (Folk et Ward, 1957). Ainsi une asymétrie positive indique un enrichissement en éléments grossiers, et inversement.

2) l'apport de la macrofaune fossile

Ce chapitre se limite à présenter les bases méthodologiques de l'utilisation des organismes à tests carbonatés comme indicateurs d'environnements marins fossiles. Les limites interprétatives de ces biotraceurs seront abordées ainsi que les domaines d'incertitude.

La démarche actualiste consiste à émettre l'hypothèse que l'écologie des faunes étudiées n'a pas changé au cours de l'Holocène. En appliquant ce principe, on peut utiliser la macrofaune marine, comme la microfaune de foraminifères et d'ostracodes, pour la reconstitution des paléoenvironnements.

Les déterminations de la macrofaune marine, essentiellement représentée par les gastéropodes et les pélécy-podes (bivalves), ont été faites par le Dr Michel Bourcier de la Station Marine d'Endoume, Centre d'Océanologie de Marseille, Université de la Méditerranée. La méthodologie utilisée repose sur l'analyse comparée des assemblages macrofaunistiques.

fossiles antiques et des assemblages actuels. Elle se base sur les travaux de Péres (1961), Péres et Picard (1964) et de Bellan-Santini *et al.* (1994) sur les peuplements biocénétiques des écosystèmes actuels en Méditerranée. Du haut de l'étage infralittoral jusqu'à environ 2,5 m de profondeur, se développe la biocénose des Sables Fins de Hauts Niveaux (SFHN). Le sédiment sableux rassemble deux stocks de coquillages : l'un en place, l'autre composé de coquilles mortes issues de divers biotopes et en transit sur le fond. Dans ce contexte, nous avons séparé la biocénose en place du stock remanié. Au dessous de ces hauts niveaux et jusqu'à 20 m de profondeur, on rencontre la biocénose des Sables Fins Bien Calibrés (SFBC). Elle est associée à un sédiment sableux granulométriquement bien classé. Ces fonds marins sont limités vers le bas par la biocénose des Herbiers de Posidonies (HP), celle des fonds Détritiques Côtiers (DC), ou celle des Sables Grossiers et fins graviers sous l'influence des Courants de Fond (SGCF). L'Herbier de posidonie doit être considéré comme un substrat dur (Bellan-Santini *et al.*, 1994). Les mattes constituent un frein naturel à l'influence des houles à l'approche de la côte. La biocénose des Sables Grossiers et fins graviers sous l'influence des Courants de Fond peut débiter vers le milieu de l'étage infralittoral et s'étendre jusqu'au circalittoral. Enfin, le bas de l'infralittoral et le sommet du circalittoral correspondent à la biocénose du Détritique Côtier. Le sédiment est essentiellement constitué de graviers organogènes car ils résultent de la destruction des tests calcaires des organismes et accumulés par le jeu des courants.

3.4.1.4 Sédiments de l'étage médiolittoral

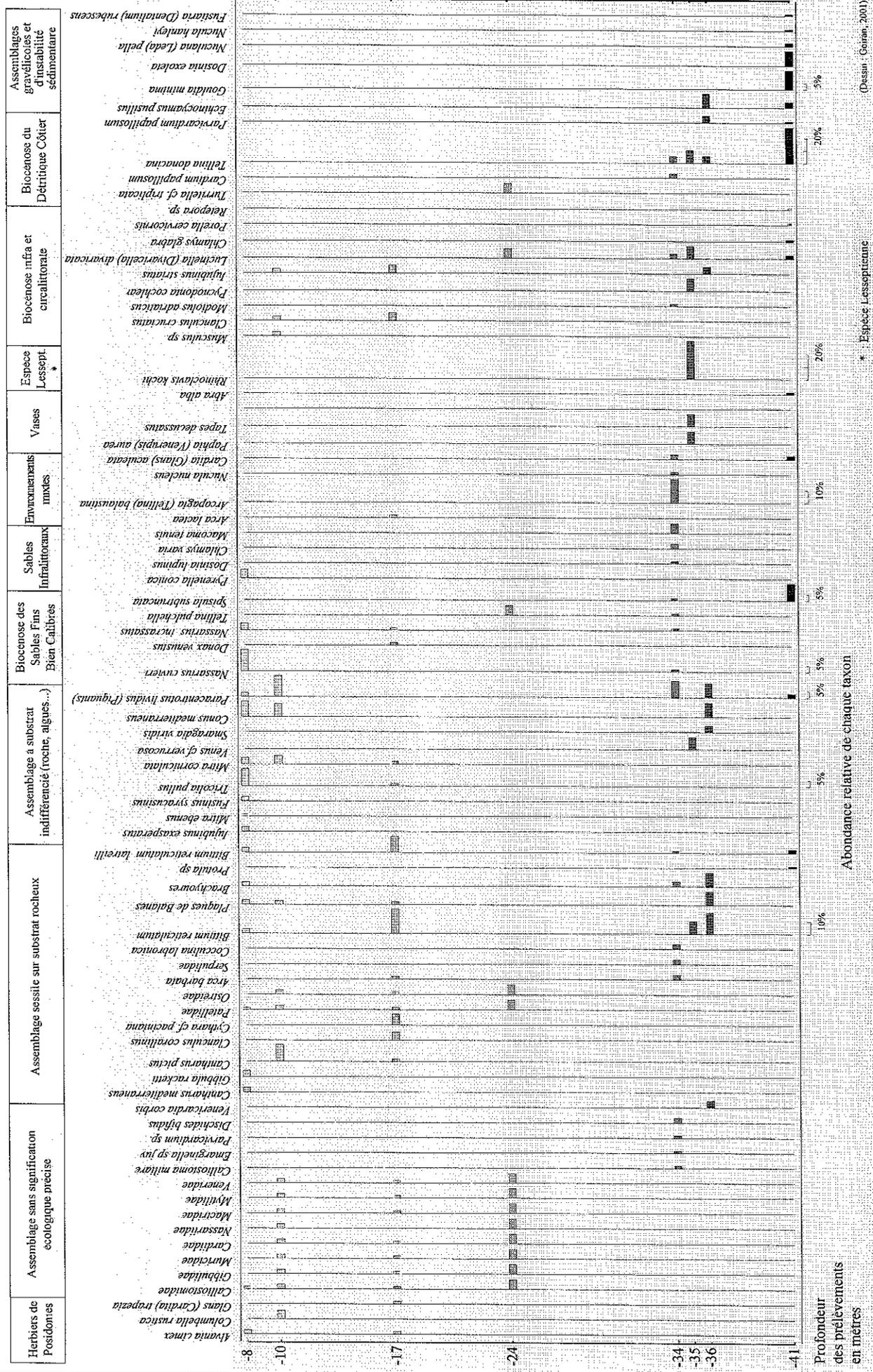
Des prélèvements ont été réalisés sur différents sites de l'étang médiolittoral du port est et de la baie d'Anfoushi. En Méditerranée dans un contexte microtidal, le médiolittoral au sens strict correspond à la zone où se déroule le va et vient régulier du plan d'eau. Les sédiments prélevés sont à 99% sableux et leur couleur dominante est le gris (7,5 YR 6/2 du code Munsell). Les sables moyens y sont majoritaires (60%). L'indice de tri (0,7) n'est pas très bon (Espic, 2000).

3.4.1.5 Sédiments des étages infralittoral et circalittoral

Les analyses texturales et granulométriques sont présentées graphiquement sur la figure 33. Si les textures restent dominées par la fraction sableuse, la présence de ballast composé de coquillages et de vases semble dépendre de la profondeur. On constate la présence de stocks coquilliers importants au sommet de l'infralittoral et leur disparition progressive au profit des vases à la base de l'infralittoral. Le sommet de l'étage circalittoral est quant à lui de nouveau riche en macrobenthos. Les indices de tri sont mauvais pour la plupart des échantillons, excepté à la base de l'infralittoral. A cette profondeur, l'indice de tri est bon et l'acuité du mode indique que des courants doivent parcourir cette zone.

Le contenu macrofaunistique des échantillons est représenté sur la figure 21 en fonction de l'abondance d'individus pour chacune des espèces recensées à telle ou telle

Figure 21 : Abondance relative du macrobenthos actuel au large d'Alexandrie, le long du profil sous-marin infralittoral et circalittoral



profondeur. De façon générale, dans la partie supérieure de l'infralittoral se concentrent les biocénoses des Sables Fins Bien Calibrés ainsi que les espèces se développant sur des substrats durs. La base de l'infralittoral se caractérise principalement par l'arrivée de faunes tolérant la vase tandis que le sommet du ciralittoral se singularise par les biocénoses résistantes du Détritique Côtier. Mais de façon générale, l'ensemble des associations ne se répartit pas strictement selon un gradient de profondeur ni selon un conditionnement du biotope. Il semble plutôt que ces fonds marins soient parcourus par des courants qui redistribuent les coquilles après leur mort. Il s'agit donc principalement de thanathocénoses de transport qui ne correspondent pas fidèlement au stock biologique en place.

3.4.2 Conclusion

Les prospections sous-marines ont apporté des informations importantes sur l'état de l'écosystème actuel au large d'Alexandrie ainsi qu'une caractérisation des différents milieux de sédimentation en présence. Les principaux enseignements sont les suivants :

- Le milieu semble soumis à des courants compétents charriant des quantités importantes de faunes issues de biotopes différents. La répartition des assemblages, avec peu de différenciation spécifique au sein de l'infralittoral, suggère des variations dans l'orientation des dynamiques probablement liées aux variations saisonnières. Ces prélèvements représentent un état, voir un instantané, des fonds marins au cours de l'année. Il faudrait donc rééchantillonner de façon plus périodique afin de mieux comprendre la mobilité des bancs sableux et des faunes qu'ils renferment. Les variations latérales de faciès l'emportent donc sur un strict étagement bathymétrique des biocénoses.

- La longueur du transect (9,5 km) et la profondeur atteinte (-41 m) établissent une première esquisse du fonctionnement des milieux sous-marins. Mais la maille d'échantillonnage assez lâche est une limite à l'interprétation en terme de dynamique. Cependant, sur toute la longueur de la zone analysée, aucun herbier de phanérogames n'a pu être mis en évidence.

- Le substrat gréseux, très concrétionné par des bioconstructions algales, est présent en continu le long du profil. La prédominance de fonds marins rocheux par rapport aux fonds marins sableux indique la constance et la compétence des dynamiques sous-marines en présence. La dominante sableuse très profonde et l'absence d'étagement granulométrique peut également suggérer la présence d'un stock issu directement de l'érosion sous-marine du substrat.

Le dernier chapitre de cette partie aborde l'aspect méthodologique de la chronologie radiocarbone utilisée dans ce travail et la terminologie associée aux dates obtenues. Ce chapitre fait également le point sur le calcul de l'âge apparent de l'eau de mer à Alexandrie. L'effet réservoir était jusqu'à présent toujours inconnu dans ce secteur.

3.5 Méthode de datation utilisée à Alexandrie : le radiocarbone

3.5.1 Historique et principe

la découverte de la radioactivité à la fin du XIXe siècle, permet d'envisager à partir du milieu du XXe siècle, la possibilité de dater des échantillons à partir des déclinés naturels d'éléments radioactifs que sont les isotopes. Les isotopes d'un élément radioactif présentent tous le même nombre de protons (généralement égal au nombre d'électrons) mais un nombre de neutrons différent. Ainsi les noyaux des isotopes ont des charges positives identiques mais des masses différentes en fonction de leur nombre de neutrons.

Le carbone 14 est un cosmonucléide : sa formation est liée aux bombardements dans la haute atmosphère de noyaux d'azote par des neutrons issus des rayons cosmiques. Le ^{14}C va ensuite s'oxyder en gaz carbonique, et se répandre sur l'ensemble de la planète sous forme de $^{14}\text{CO}_2$. Le ^{14}C se retrouve alors stocké dans les organismes vivants lors de leur photosynthèse, de leur respiration et/ou de leur nutrition. Le ^{14}C passe dans les océans par le biais des échanges isotopiques (érosion, apports fluviaux, mélanges d'interface, dissolution du CO_2 atmosphérique dans l'eau de mer...) et se retrouve assimilé par les organismes marins.

Bien que la production de radiocarbone soit continue, comme l'est depuis des millénaires le rayonnement cosmique, il n'y a pas accumulation de carbone 14 parce que cet isotope est radioactif. Cela veut dire que tous les atomes de radiocarbone se désintègrent spontanément au bout d'un certain temps en émettant un électron et en redonnant un atome de ^{14}N . Ainsi la formation et la désintégration du carbone 14 se produisent simultanément.

La méthode de datation au carbone 14 a été mise au point en 1947 par Willard Libby de l'Université de Chicago. Libby s'aperçut que l'isotope radioactif du carbone "marque" l'ensemble des organismes vivants de la planète et leur donne une radioactivité naturelle de 13.6 dpm/g (désintégration par minute et par gramme).

Lorsqu'un organisme meurt, ses échanges avec l'atmosphère cessent et sa teneur en ^{14}C va immédiatement commencer à décroître et continuera à le faire régulièrement jusqu'à la disparition totale des isotopes radioactifs qui ne sont plus renouvelés. La quantité de ^{14}C qu'il renferme diminue de moitié tous les 5570 ans : c'est la période de désintégration conventionnelle également appelée la demi-vie du ^{14}C . La teneur en radiocarbone sera d'autant plus basse qu'il se sera écoulé plus de temps depuis l'interruption de l'échange avec la source de radiocarbone, autrement dit depuis que le système d'échange s'est fermé.

La période de désintégration est théoriquement de 5730 ans, mais suite à des conventions internationales de la communauté scientifique du radiocarbone, et pour éviter toute confusion, la période utilisée est celle calculée dès 1951 par Libby : 5570 ans. Ainsi, en mesurant la radioactivité d'un échantillon carboné (bois, charbon, ossement ou coquillage) il

devient possible d'estimer le temps qui s'est écoulé entre cette mesure et la mort de l'organisme carboné

3.5.2 L'année "zéro" de référence ou le 0 BP

Comme la valeur de la radioactivité d'un échantillon ancien est comparée à celle qui existe actuellement dans la matière carbonée vivante, les âges ^{14}C sont donnés par rapport au temps présent. Les dates radiocarbone sont exprimées en années B.P. (Before Present) c'est à dire avant 1950, année "zéro" de référence du calendrier ^{14}C .

Mais, l'Homme a récemment perturbé de deux façons l'équilibre de la nature :

- Depuis le début de l'ère industrielle, la combustion de matières carbonées fossiles, telles que le charbon ou le pétrole, a introduit dans l'atmosphère une très grande quantité de CO_2 dépourvu de ^{14}C (Au bout de 40 000 ans, le radiocarbone d'un échantillon n'est plus détectable et les gisements géologiques exploités sont beaucoup plus anciens). Pour cette raison, on a mesuré qu'en 100 ans, la teneur en ^{14}C des organismes vivants avait baissé de 2%. C'est ce que l'on appelle l'effet SUESS (Délibrias, 1985).
- Les explosions nucléaires qui se sont produites à l'air libre ont dégagé une telle quantité de ^{14}C artificiel que la teneur normale a presque doublé en 1964. Mais depuis l'arrêt des explosions atomiques aériennes en 1964-65, les teneurs diminuent progressivement car l'excès est absorbé par les océans.

Dans ces conditions, la comparaison des échantillons anciens avec les actuels perd évidemment toute signification pour la datation, car aucun matériau organique récent ne peut être utilisé comme standard de référence. Pour palier cet inconvénient, il a fallu avoir recours à un échantillon étalon international préparé au National Bureau of Standards de Washington (USA).

Afin que les dates ne changent pas chaque année, l'année 1950 après Jésus-Christ a été choisie comme année 0 des dates BP : c'est l'origine du calendrier carbone 14.

3.5.3 Dates corrigées

Au début on a considéré que la désintégration du carbone en son isotope radioactif était mathématiquement stable. Puis, on s'est aperçu que ce n'était pas le cas et que des paramètres extérieurs perturbaient les calculs. La preuve en a été donnée par l'étude des microbulles de gaz carbonique piégées dans les glaces antarctiques. Le phénomène aléatoire de la désintégration fait que l'on donne les résultats ^{14}C avec une marge d'incertitude.

Les dates doivent également être corrigées d'un second paramètre : celui de l'irrégularité de la production ^{14}C dans la haute atmosphère. En remontant dans le temps (avant notre ère) un écart croissant entre les âges ^{14}C et les âges en années solaires, était constaté. Ainsi, les dates ^{14}C s'ajustaient mal au calendrier historique de l'Ancien Empire égyptien.

La raison essentielle de ce décalage entre les dates ^{14}C et l'âge réel, est une irrégularité dans la production du radiocarbone dans la haute atmosphère. Le rayonnement cosmique et la production de ^{14}C induite n'ont pas été constants au cours du temps. Cette fluctuation de la teneur en ^{14}C de l'atmosphère est liée à deux facteurs :

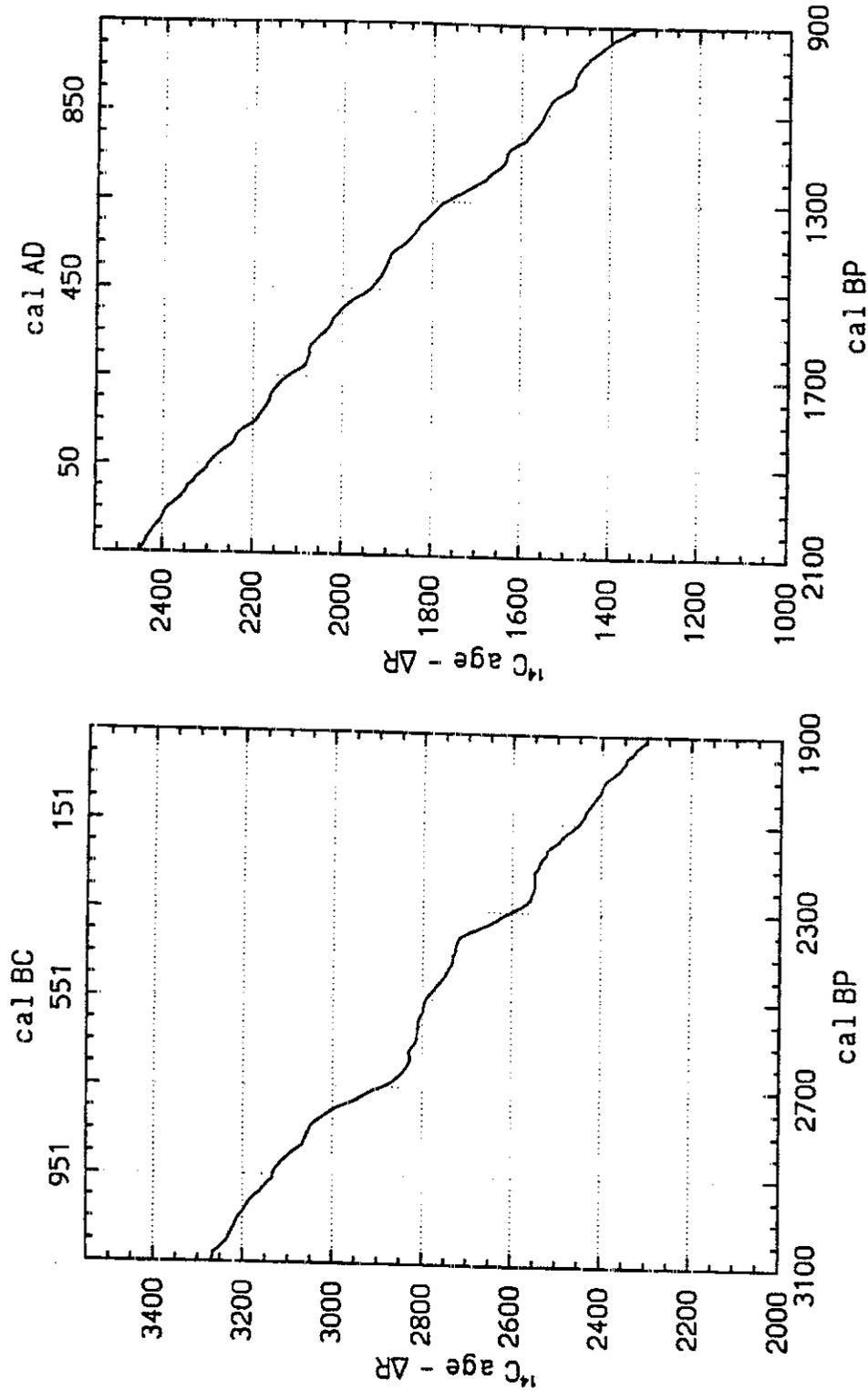
- la variabilité de l'activité du soleil : lorsque l'activité du soleil est faible (tâches peu nombreuses à sa surface) les rayons cosmiques atteignent sans difficulté la haute atmosphère. La production de ^{14}C est alors relativement forte. Inversement, lorsque l'activité du soleil est plus importante (nombreuses tâches à sa surface), le vent solaire se renforce et tend à dévier les rayons cosmiques; la production de ^{14}C s'affaiblit.
- la variabilité du champ magnétique terrestre : plus l'intensité du champ géomagnétique terrestre est forte, plus il fait écran aux particules des rayons cosmiques. Cette tendance entraîne une diminution de la production de ^{14}C dans la haute atmosphère.

Afin d'établir une courbe de correction, il a fallu dater des échantillons de matériel carboné d'âge connu. Les laboratoires ont alors utilisé la dendrochronologie. Ils ont daté au ^{14}C les cernes, et parallèlement, ils ont compté les cernes de croissance des arbres. Ils ont employé pour cela des arbres vivants très vieux, puis ont eu recours aux paléobotanistes qui leur ont fourni des arbres fossiles. Un arbre fait par définition un cerne par an et il est donc possible de connaître son âge en comptant ses cernes. Les teneurs en ^{14}C ont été obtenues sur des paquets de 5 à 10 cernes. En 1993, la revue *Radiocarbon* a publié une courbe de correction (Stuiver et Braziunas, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998) qui remonte jusqu'au début de l'Holocène : jusqu'à l'année calendaire 9439 av. J.-C. qui correspond à une date ^{14}C autour de 10 050 ans BP (figure 22).

Pour remonter au delà de ce seuil, une campagne de mesures faite sur des carottes prélevées dans des récifs de coraux (Bard *et al.*, 1993) a permis d'étendre la courbe de correction jusqu'à 20 000 ans BP en datant le carbone corallien par le radiocarbone et l'Uranium/Thorium.

La comparaison des données obtenues indique que plus on remonte dans le temps, plus le fossé se creuse entre les âges ^{14}C et calendaires. Ces résultats ont conduit à la révision de la calibration des âges ^{14}C (Bard, 1999).

Figure 22 : Exemples de la courbe utilisée pour calibrer les dates des échantillons marins (d'après : Stuiver *et al.*, 1998)



3.5.4 Problème du fractionnement isotopique

Dans la nature, des fractionnements isotopiques se produisent soit au cours des assimilations biologiques du carbone par les plantes, soit au cours de processus physico-chimiques, tel que la dissolution du gaz carbonique atmosphérique dans l'eau de mer (Délibras, 1985). Il s'en suit des enrichissements ou des appauvrissements dans la distribution des 3 isotopes du carbone (^{12}C , ^{13}C et ^{14}C). Ainsi, la plupart des plantes forment toutes leurs cellules avec un rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ appauvri de 2% par rapport à celui de l'atmosphère. En revanche, les coquillages marins montrent un enrichissement pouvant dépasser les 5% (Evin *et al.* 1998). Cette valeur de 5% se traduit par un rajeunissement d'environ 400 ans. Une correction isotopique doit être réalisée en mesurant par spectrométrie de masse le rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon à dater. Comme il existe un rapport constant entre le ^{13}C et le ^{14}C , il est ainsi possible de connaître l'abondance de ^{14}C "au départ" dans chaque échantillon. Il est donc fondamental de prendre en compte cette correction isotopique, qui est faite systématiquement par les laboratoires et entre dans la définition rigoureuse d'une date ^{14}C conventionnelle (Evin *et al.* 1998).

3.5.5 Dates calibrées : Le problème de l'effet réservoir de la mer

Une autre condition fondamentale de la méthode de datation par ^{14}C est que le radiocarbone a toujours été uniformément réparti sur l'ensemble du globe. Nos connaissances sur les mouvements des masses d'air et le cycle aérien du carbone montrent que le mélange se fait en une année. En 1963, il a été possible de vérifier cette condition : les explosions atomiques ont fait doubler la teneur naturelle en ^{14}C (25 dpmg). Ce pic de ^{14}C a immédiatement été identifié sur l'ensemble des organismes continentaux.

Si le mélange du carbone dans l'air est très rapide, les bicarbonates dissous dans l'eau de mer n'ont pas partout la même teneur en ^{14}C . Les teneurs en ^{14}C atmosphérique mettent environ 400 ans à "passer" en domaine océanique. Si l'on date, par exemple, une coquille marine des années 1930 (avant l'influence des bombes atomiques), sa teneur en ^{14}C sera d'environ de 12,9 dpmg et non de 13,56 dpmg par rapport à une coquille terrestre : ce qui lui donne un "âge apparent" vieilli d'environ 400 ans. Mais cet "effet réservoir" de 400 ans n'est pas ubiquiste, il varie en fonction du site de prélèvement (Stuiver et Braziunas, 1993). Les teneurs en ^{14}C sont en effet modifiées par des paramètres locaux, en raison d'apports de carbonates plus vieux ou plus jeunes (remontée d'eaux profondes, changement des courants).
Figure 18 : Exemples de la courbe utilisée pour calibrer les dates des échantillons marins (source: Stuiver *et al.*, 1998)

marins, variations climatiques, échange air/mer, apports fluviaux ...) Par conséquent, en l'absence d'un référentiel local, l'interprétation des datations au ^{14}C sur des coquilles marines sont imprécises. Par exemple, la datation de site archéologique proche de la mer peut être affectée par cet effet : si l'on date des ossements d'un individu dont le régime alimentaire se composait essentiellement de poissons marins, le carbone de ses cellules répercutera lui aussi le même effet d'âge apparent, d'autant plus que ce régime alimentaire sera exclusif de toute autre source de carbone.

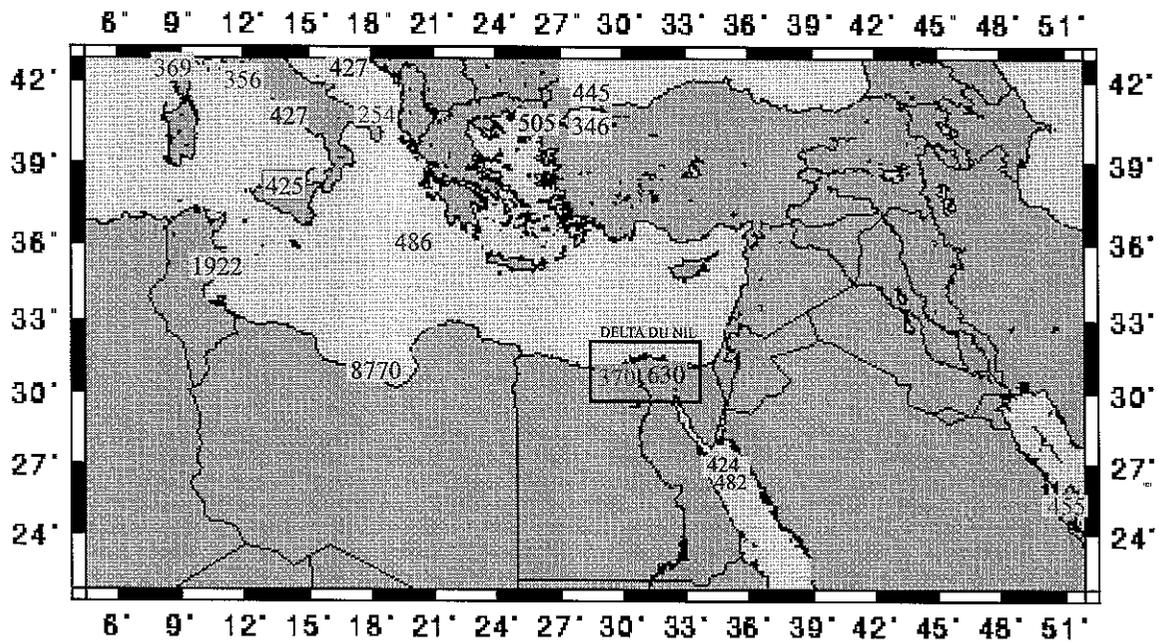
Le travail de mesure de l'âge réservoir des eaux de surface de la mer Méditerranée reste encore incomplet. Une publication récente (Siani *et al.*, 2001) apporte 37 datations AMS supplémentaires dont seulement 6 en Méditerranée Orientale dont une pour le Delta du Nil (figure 23 et tableau 1)

Afin de connaître l'âge de l'eau de mer dans le secteur côtier d'Alexandrie, une recherche a été entreprise dans les collections de référence dressées par les naturalistes au cours des deux derniers siècles. Le Musée Océanographique de Monaco possède deux coquilles marines récoltées au début du siècle sur le littoral du delta du Nil. Mais ces coquilles ont été exclues en raison du manque de précision concernant la référence du site d'échantillonnage. Dans le département du Var, l'Institut Paul Ricard ne possède pas de collection sur cette localité. En revanche, le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris nous a fourni un *Muricopsis Trunculus* récolté sur la plage d'Alexandrie en 1928. Ce coquillage d'un poids de 12 grammes possédait encore la trace desséchée du mollusque enroulé en spirale dextre. Ces détails morphologiques et biologiques permettent de dire que cet animal a été ramassé en position de vie et qu'il ne peut s'agir d'un stock fossile, remanié et déposé ensuite sur la plage.

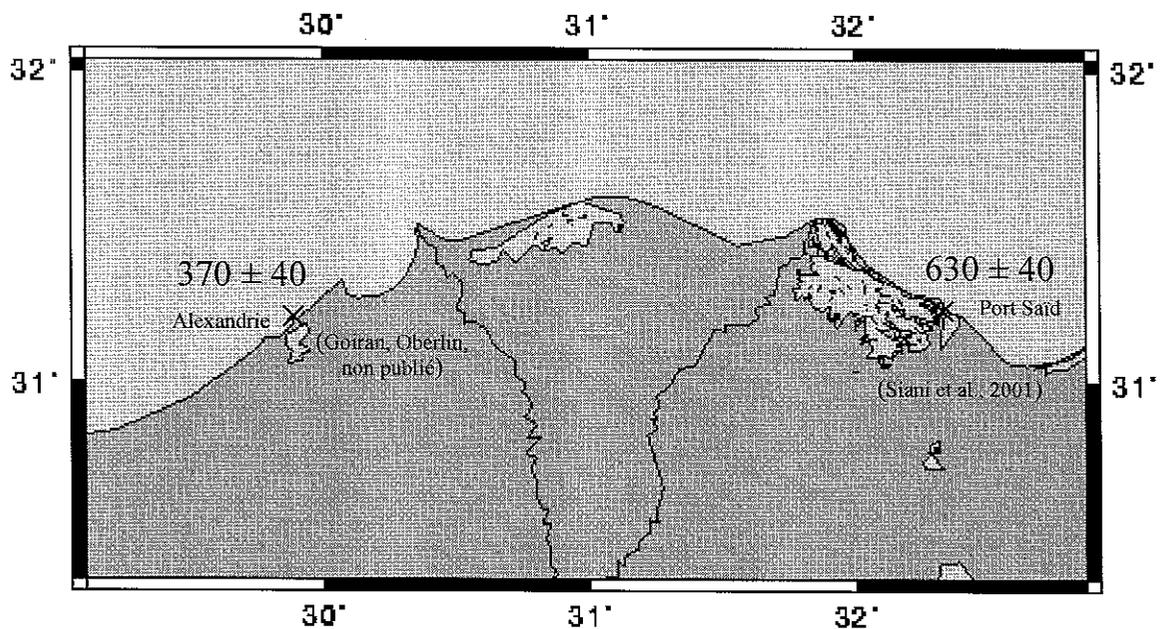
Le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris nous a fait don de ce spécimen. Le murex a alors subi un traitement préliminaire au CEREGE : lavage à l'eau MilliQ, passage aux ultrasons, puis séchage dans une étuve à 40°C. L'échantillon a ensuite été envoyé au Laboratoire ^{14}C de Lyon. Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau ci-dessous et comparés avec un travail similaire mené à proximité de Port Saïd (Siani *et al.*, 2001).

Figure 23 : Age de l'eau de mer à Alexandrie et comparaison avec d'autres sites datés et publiés

Sites dont l'âge réservoir est connu en Méditerranée



Carte du delta du Nil où sont figurés les deux sites dont l'âge réservoir est connu



Source : Siani et al., 2001
 cartes : site web (<http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk>)

Tableau 1 : comparaison de l'âge de l'eau de mer à Alexandrie et à Port Saïd

Provenance de l'échantillon	Alexandrie	Port Saïd
Espèce	<i>Muricopsis trunculus</i>	<i>Mactra corallina</i>
date du prélèvement	1928	1904
Code laboratoire	Ly-10191	GifA 96721
Teneur en ^{14}C par rapport au standard international	94.2 % \pm 0.5	
Rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	-0.81	
Age ^{14}C en années BP	480 \pm 40	715 \pm 40
$\Delta^{14}\text{C}$ (‰)		-85.1 ‰ \pm 5
Age réservoir R(t) (en années)	370 \pm 40	630 \pm 40
ΔR (en années) :	30	250
Auteurs	Oberlin, Goiran (non publié)	Siani <i>et al</i> , 2001

L'effet réservoir de l'eau de mer semble donc être près de deux fois plus grands sur la façade orientale du delta que sur sa façade occidentale. Ce vieillissement relatif des eaux est en grande partie lié aux apports nilotiques très chargés en carbonates continentaux fossiles, ces éléments carbonatés vieillis étant principalement redistribués vers l'est sous l'influence du grand courant géostrophique africano-levantin.

Toutes les dates ^{14}C présentées dans ce travail sont corrigées de l'âge réservoir standard de 400 ans. Nous avons décidé de ne pas recorriger l'ensemble des dates à partir de la nouvelle donnée de 370 \pm 40 ans en raison d'un écart très faible (30 ans) et d'une marge statistique supérieure à cet écart (40 ans).

Il serait nécessaire de renouveler ce type de travail sur l'âge de l'eau de mer à Alexandrie à d'autres spécimens récoltés avant l'ère atomique. Mais les Musées restent réticents à l'idée de telles analyses destructrices.

3.5.6 Datation ^{14}C AMS sur les tests des foraminifères

Les mesures par comptage de radioactivité ont été réalisées au laboratoire ^{14}C de Lyon sur les $\frac{3}{4}$ des échantillons dont le poids en carbonate était supérieur à 15g chacun. Pour les échantillons de poids inférieur, il a fallu faire appel à une autre technique de mesure : la spectrométrie de masse couplée à un accélérateur (AMS). Dans ce dernier cas, les échantillons sont préparés à Lyon puis envoyés au laboratoire AMS d'Oxford au Royaume Uni. La technique repose sur un dosage du ^{14}C par sa masse atomique afin de s'affranchir de la trop faible radioactivité émise par les échantillons de taille et de poids réduits. La séparation des atomes de carbone par leur masse se fait par ionisation en isolant les flux de ^{12}C , ^{13}C et ^{14}C (Evin *et al*, 1998).

L'apport fondamental de ce chapitre concerne la mise au point réalisée sur l'âge de l'eau de mer à Alexandrie. Cette mesure proche des 400 ans standard permet de valider et de comparer l'ensemble des dates ^{14}C obtenues à Alexandrie avec d'autres sites.

Partie II

Morphogenèse holocène du tombolo d'Alexandrie

*"Des îles en face de l'Asie, la première est dans
la bouche Canopique du Nil, appelée ainsi,
dit-on, du nom de Canopus, pilote de Ménélas;
la seconde est le Phare, unie par un pont à
Alexandrie, et colonie du dictateur Caesar."*

Pline, Histoire naturelle, XXXVI, XIV, 8

Le tombolo actuel d'Alexandrie qui relie l'île de Pharos au continent, fait environ 1200 m de long pour 600 m de large. Réaliser des carottages en son sein allait permettre de comprendre son évolution holocène. La morphogenèse d'un tombolo à l'échelle de plusieurs millénaires, est en effet très mal comprise car très peu étudiée. Une série de carottages pouvait permettre de préciser les rythmes d'accrétion sédimentaire en domaine infralittoral, puis de poursuivre la recherche sur l'aggradation et la progradation latérale du tombolo au détriment des baies orientale et occidentale. La date de déconnexion des deux baies était également importante à obtenir en terme de paléogéographie du trait de côte, de modification des dynamiques marines et de transit littoral.

Le deuxième intérêt était de savoir si le tombolo préexistait à l'arrivée d'Alexandre le Grand. Une fois la ville fondée, une chaussée de sept stades de long vient relier artificiellement l'île à la ville. Cet Heptastade repose-t-il directement sur un tombolo frangeant à l'époque antique ou a-t-il été édifié sur des remblais déposés dans la passe. Un an auparavant, Alexandre avait déjà réalisé une telle prouesse technique afin de soumettre la cité insulaire de Tyr en 332 av J.-C. Joindre l'île de Tyr située à une distance de 600 m de la côte levantine allait lui prendre 6 mois.

Enfin, le dernier objectif consistait à estimer la localisation de l'Heptastade qui n'a jusqu'à ce jour, jamais été retrouvé avec exactitude par les archéologues. La présence d'un tel équipement, entravant la courantologie côtière, devait se ressentir en terme de modification des faciès sédimentaires.

1 Etude du carottage C II

Le carottage a été effectué dans la zone centrale du tombolo au n°69 de la rue El Shemerly (figure 24). Effectuer un carottage au cœur du tombolo, allait déjà permettre de savoir si nous étions dans l'axe de l'accumulation sédimentaire ou si nous nous trouvions sur le flanc oriental ou occidental du tombolo. La carotte comporte six unités sédimentaires distinctes et atteint le substrat gréseux pléistocène vers -10,3 m (figure 25).

1.1 Unité sédimentaire A : une biodéposition à *Cladocora caespitosa*

Cette unité se développe sur 4,30 m d'épaisseur et se caractérise par une accumulation importante de branches de *Cladocora caespitosa* associées à des vases noirâtres très cohésives. La malacofaune marine est faiblement présente.

figure 24 : localisation des 13 sites de carottages
(sur fond de plan cadastral de 1935-1948, Centre d'Etudes Alexandrines)

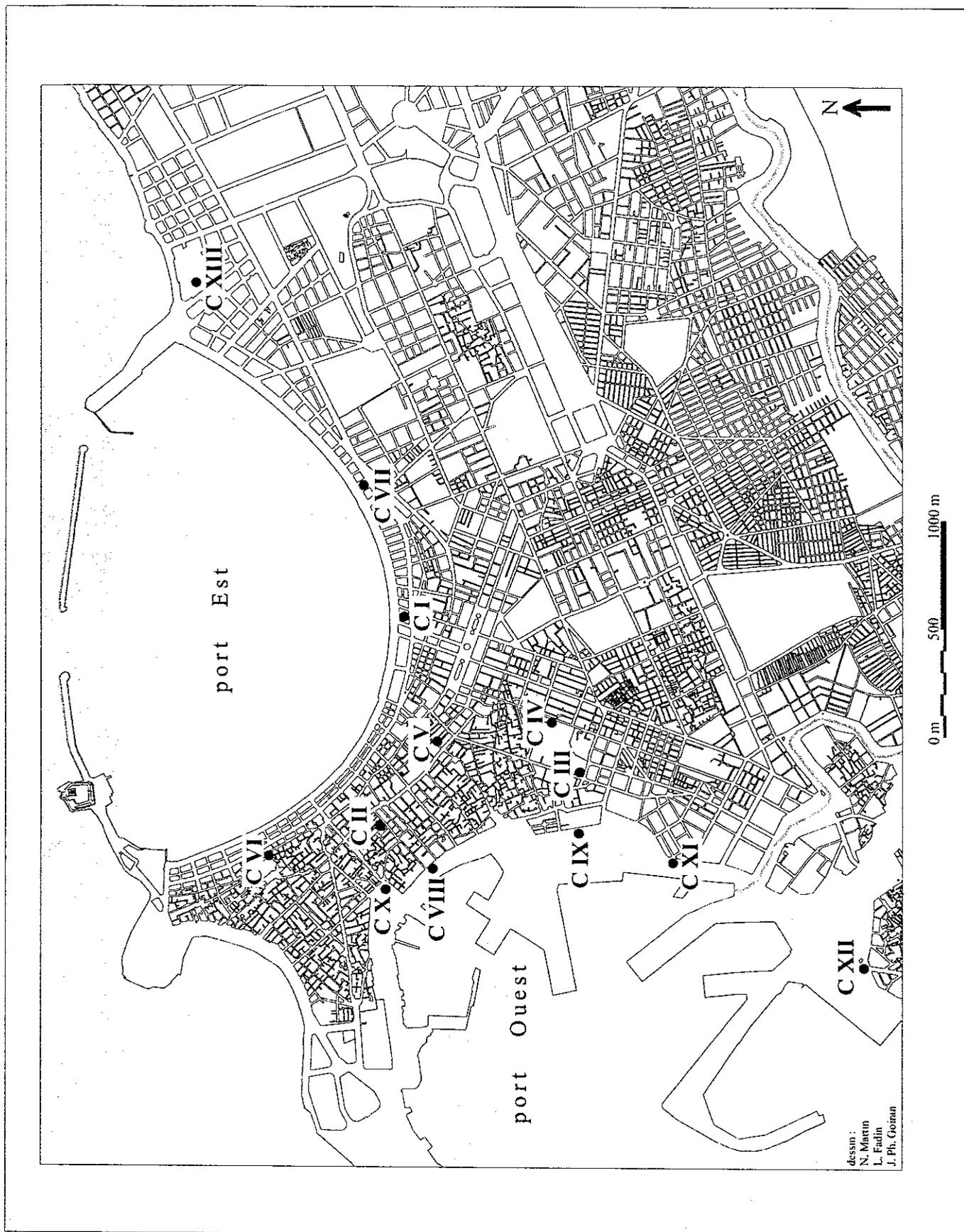


Figure 25

ANALYSES GRANULOMETRIQUES DE LA CAROTTE C-II

Profondeur (m)	Description	n° Labo	Datations ¹⁴ C en BP	Dates calibrées en années calendaires	Texture totale du sédiment (25 50 75%)	Texture des sables (25 50 75%)	Texture des argiles et limons (25 50 75%)	Granulométrie du ballast	Granulométrie des sables	Granulométrie des limons et argiles	Unités stratigraphiques
+2	Remblais										
0 m	Zéro marin moyen actuel										
-1	Sables gris avec fragments gréseux	II3 II4 II5 II6 II7	1530 ± 35 BP	800 à 950 ap. J.-C. <i>Duration archéologique terminée par un quantum. XI^e ap. J.-C.</i>				II-7 II-8	II-4 II-7 II-9	II-4	Unité F
-2	Galets et tessons roulés	II8	1635 ± 35 BP	690 à 860 ap. J.-C.							Unité E
-3	Vases	II9	1720 ± 45 BP	620 à 770 ap. J.-C.							Unité D
-4	Gravillons et tessons	II10 II11									Unité C
-4	Sables gris	II12 II13 II14 II15	1845 ± 48 BP 1935 ± 55 BP	465 à 685 ap. J.-C. 360 à 610 ap. J.-C.				II-12	II-12 II-15 II-16 II-17	II-10 II-15	Unité C
-5	Bio-déposition à Polychète <i>serpuidae</i>	II16 II17	2730 ± 50 BP	690 à -360 av. J.-C.							Unité B
-6		II18 II19 II20 II21 II22 II23	4185 ± 50 BP 4640 ± 50 BP	2440 à -2170 av. J.-C. 3010 à 2840 av. J.-C.				II-22	II-19 II-22	II-18 II-22	Unité A
-8	Bio-déposition à <i>Cladocora</i>	II24									Unité A
-10	Débris coquilliers	II25 II26 II27	5360 ± 55 BP	3920 à 3650 av. J.-C.				II-27	II-24 II-27	II-24	Unité A

Libeschi - J.-Ph. GORAN

Les datations archéologiques sont figurées en italique

Ballast

- Ballast
- Sables grossiers (2mm; 500µm)
- Sables moyens (50µm; 200µm)
- Sables fins (200µm; 50µm)

Limons et argiles

- Limons grossiers (50µm; 20µm)
- Limons fins (20µm; 2µm)
- Argiles (< à 2µm)

La base de l'unité A plus sableuse, repose sur le substrat gréseux pléistocène. Quelques branches de *Cladocora* sont présentes mais bioérodées et trop remaniées pour être datées. On rencontre également un stock malacologique riche mais couvert de concrétions calcaires. La date radiocarbone réalisée à la base de cette unité semble vieillie par un stock de coquillages fossiles. Elle indique 7810 ± 55 ans BP soit la fin du VII^e millénaire avant le Christ.

1.1.1 Analyse des branches de *Cladocora caespitosa*

Les branches font de 3 cm à 6 cm de longueur (figure 26 et 27). Elles ont été cassées à partir du récif principal et accumulées entre l'île de Pharos et la côte égyptienne. Le carottage n'a pas rencontré de récif de *Cladocora* en place. On distingue deux stocks de branches : le premier se compose de branches intactes aux bords saillants indiquant des cassures fraîches. Ces branches n'ont donc subi qu'un faible transport avant leur dépôt. La vaste baie occidentale semble tout à fait apte à pouvoir abriter de telles colonies.

Le second stock, minoritaire (1/4 du total) montre des branches perforées par des clones, usées et émoussées par un transport sous-marin, d'autres ont servi de support à des organismes colonisateurs comme les serpules. On identifie donc une juxtaposition de deux stocks de branches, l'un provenant d'un récif proche, ayant subi un faible transport, l'autre constitué de branches ayant migrées ou séjournées plus longtemps sur les fonds marins.

Cladocora caespitosa est un corail (scléactiniaire) appartenant à la famille des *Faviidae*. L'espèce, connue depuis le Quaternaire ancien, vit en symbiose avec les zooxanthelles ; de ce fait elle est inféodée à la zone euphotique. La valence bathymétrique de ces constructions coralliennes est assez grande : on les trouve aussi bien en position frangeante qu'à la base de l'infralittoral vers -30 m de profondeur.

Cladocora caespitosa est une espèce très tolérante aux conditions écologiques du milieu. On trouve ce corail dans des eaux calmes ou agitées, dans des secteurs aux eaux claires ou troublées par des apports terrigènes. Seul un changement brutal des conditions écologiques entraîne l'extinction de la communauté (pollution, turbidité trop importante, émergence ...).

La forme et la croissance de la communauté corallienne varient en fonction du type d'environnement marin. Une croissance rapide des polypes est observée quand la turbidité des eaux va de pair avec de forts courants (Laborel, 1961 ; Tur et Pere Godall, 1982). La communauté corallienne peut dépasser 1m d'épaisseur (Verri et de Angelis d'Ossat, 1899). Mais le plus fréquemment on trouve des colonies globuleuses. Ces peuplements se font aussi bien sur un substrat dur que sur un fond marin sableux.

Figure 26 : Photos et coupes d'une bioconstruction du Madréporaire *Cladocora caespitosa* (d'après : Laborel, 1987)

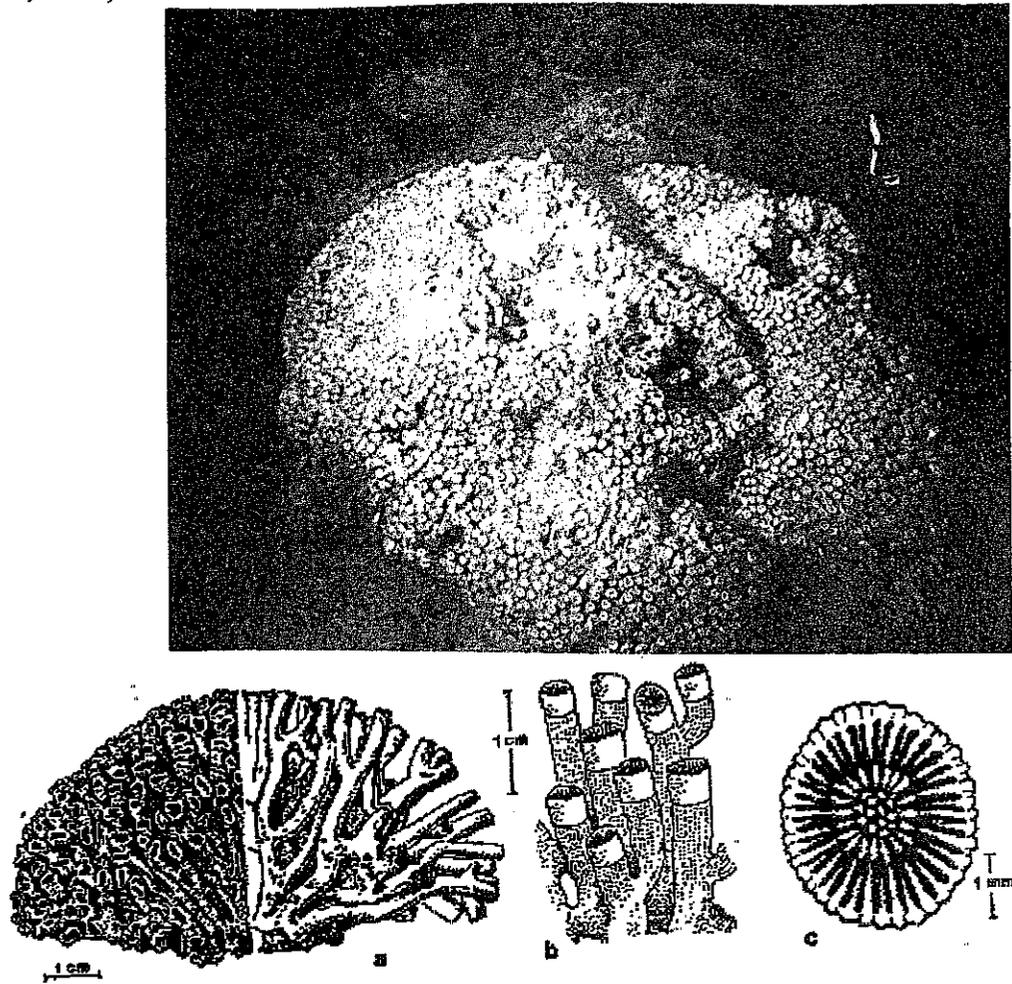
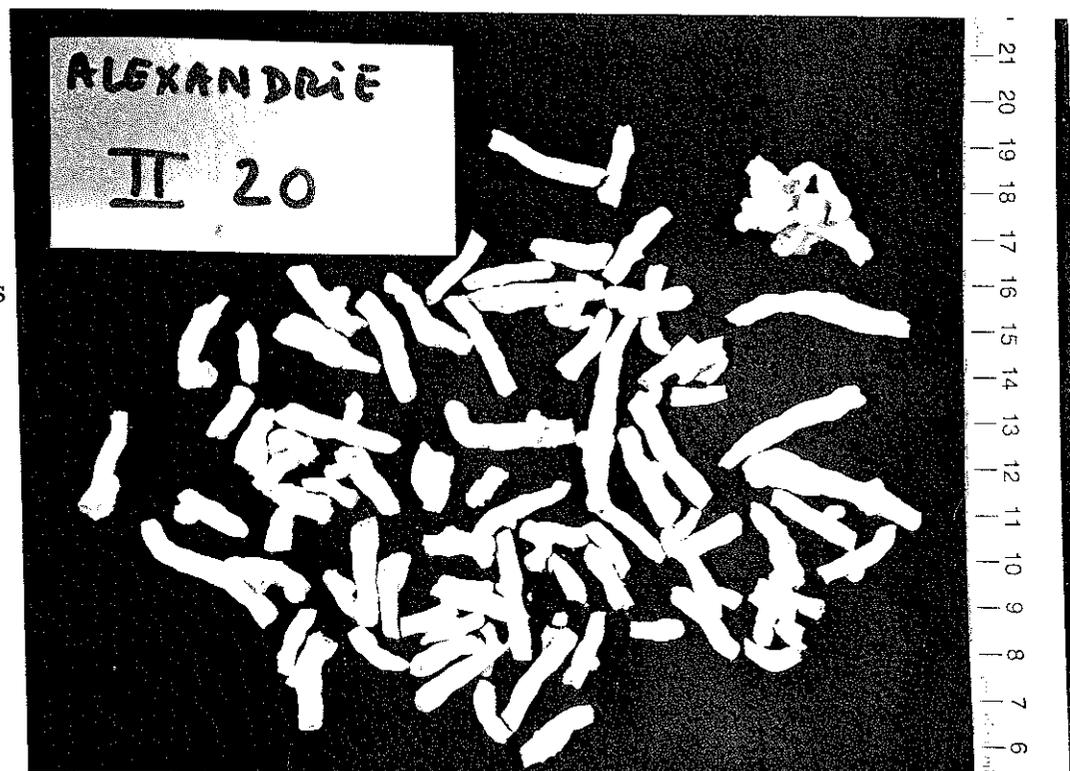


Figure 27 :
Branches cassées de
Cladocora découvertes
dans les carottes



Cladocora caespitosa n'est donc pas un bon indicateur bathymétrique et environnemental, mais constitue néanmoins un indicateur climatique intéressant car sa présence signale toujours des eaux chaudes (Peirano *et al.*, 1994)

Le pic d'aragonite (99%) obtenu par diffraction aux rayons X, indique que le système corallien ne s'est pas ouvert sur l'environnement marin et que des datations au radiocarbone sont possibles. Nous avons daté ces branches au laboratoire ^{14}C de Lyon.

1.1.2 Analyses sédimentologiques (figures 25 et 28)

L'unité A est homogène avec la prépondérance d'un ballast exclusivement biogène variant entre 66% et 42% du poids total à sec du sédiment. Cette proportion du ballast atteint 89% à la base de l'unité, en raison de la présence de fragments roulés du substrat gréseux et de gros coquillages fossiles provenant également du substratum pléistocène

La proportion des sables croît progressivement de la base au sommet, en passant de 14% à 26% du poids total à sec des sédiments. Les quantités de limons et d'argiles connaissent des fluctuations au sein de l'unité, variant de 7% à la base à 41%. Le ballast étant exclusivement composé d'éléments biogènes (branches de *Cladocora*), il ne fournit aucune information granulométrique significative. En revanche, les histogrammes granulométriques de la fraction sableuse offrent une allure polymodale qui indique un dépôt en vrac. La granulométrie laser des limons et des argiles fait apparaître deux à trois modes vers 30 μm , 10 μm et 1 μm .

A la base de l'unité, le grain moyen est élevé, il affiche une valeur de 860 μm . Puis il décroît pour se stabiliser autour de 570 μm , ce qui reste encore une valeur relativement élevée puisque toujours comprise dans la fraction des sables grossiers. L'indice de tri reste médiocre variant entre 1,14 et 1,57. Quant à l'indice d'asymétrie, toujours positif, il indique un enrichissement en sables grossiers. De façon générale, ce matériel grossier évoque des courants compétents.

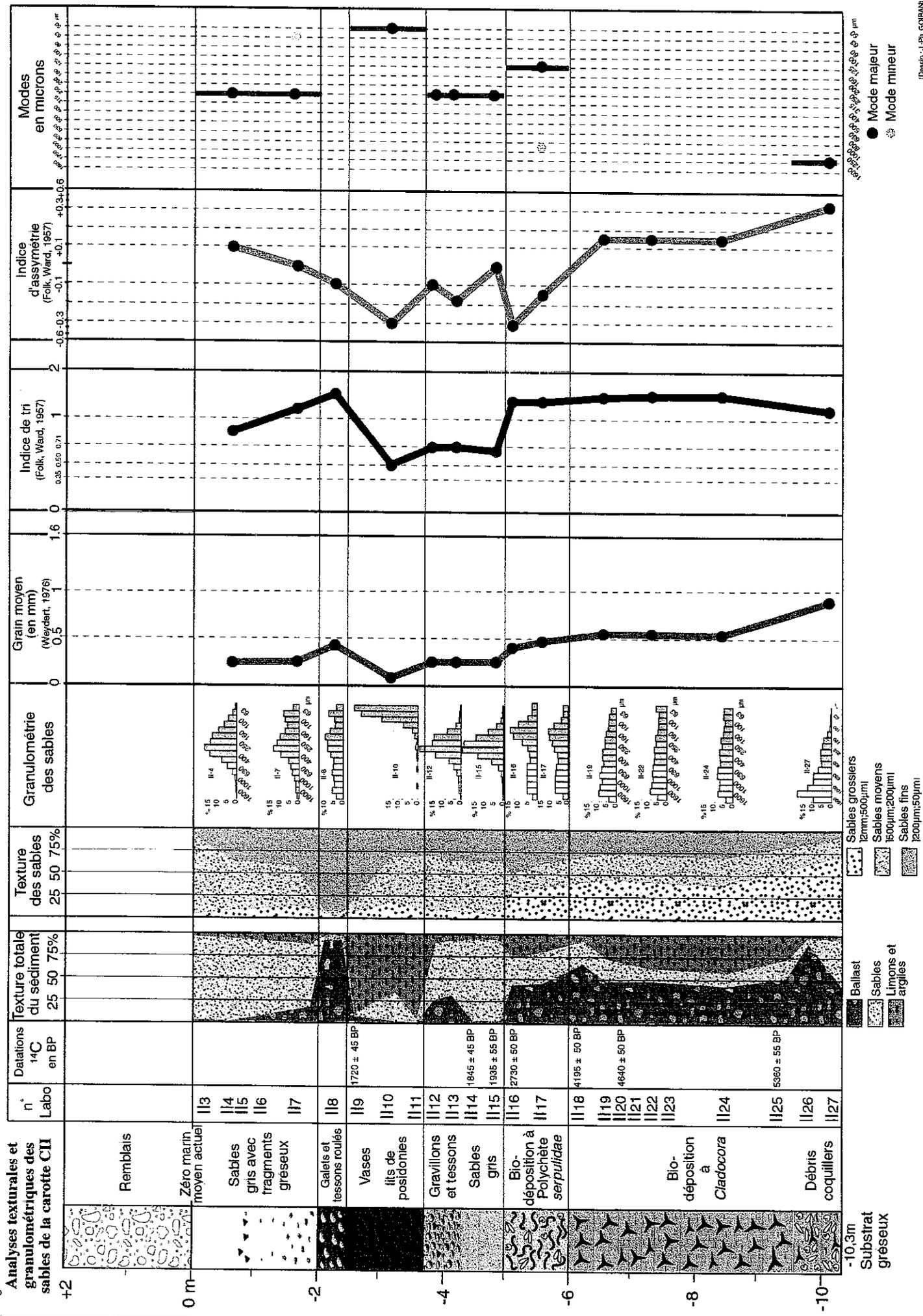
1.1.3 Analyse de l'ostracofaune (figure 29)

1.1.3.1 Intérêt des ostracodes dans la reconstitution des paléoenvironnements

Les ostracodes sont des métazoaires, phylum des arthropodes, classe des Crustacés, sous-classe des ostracodes. Le corps de l'ostracode est enfermé dans une carapace bivalve articulée dorsalement au niveau d'une charnière (Bodergat, 1987). La carapace (appelée test) est constituée de calcaire. La majorité d'entre eux sont benthiques. Certains vivent sur les plantes aquatiques ou des algues, d'autres vivent dans les premiers millimètres du sédiment

Figure 28 :

Analyses texturales et granulométriques des sables de la carotte CII



(Dessin : J.-P.L. GORAN)

Leur croissance s'effectue en 7 à 9 mues. A chaque mue, l'animal reforme une nouvelle carapace en un ou deux jours environ (De Deckker *et al.*, 1988).

La détermination des ostracodes a été réalisée dans le cadre de deux stages de formation en 1999 et 2000 au laboratoire de Géologie de Talence à l'Université de Bordeaux I sous la direction de P. Carbonel

Les données écologiques montrent que chaque espèce vit dans un milieu relativement homogène et stable. L'interdépendance de ces organismes avec les paramètres écologiques est un atout majeur à utiliser pour la reconstitution des environnements holocènes (Babinot, 1986). Certaines espèces bénéficient, au contraire, d'une large valence écologique qui leur permet de survivre lors de changements environnementaux. Ces espèces peuvent par exemple être euryhalines et eurythermes. Ces espèces opportunistes sont les plus aptes à coloniser de nouveaux milieux (par exemple *Cyprideis torosa*). Leur abondance soudaine traduit ainsi un bouleversement dans la stabilité d'un environnement.

Le mode de vie des différents ostracodes est conditionné par des facteurs primordiaux et des facteurs secondaires (Grekoff, 1970). Les facteurs primordiaux regroupent la salinité et la température des eaux. Les facteurs secondaires correspondent au substratum, à la végétation, à la profondeur et au régime hydrodynamique.

Les tests, assez fragiles, sont rapidement brisés lors d'un transport sur une distance trop importante après la mort de l'animal. Cela permet de reconnaître les faunes en place.

La densité faunique, et la diversité spécifique apportent également des renseignements sur les caractères du milieu (Carbonel, 1991). Une forte diversité spécifique pourra indiquer un milieu plus ouvert. Un monospécifisme, avec un nombre élevé d'individus, pourra signaler un environnement perturbé où seule l'espèce la plus résistante continuera à pulluler en l'absence de concurrence interspécifique.

Plusieurs assemblages sont présents à Alexandrie :

- Assemblage lagunaire : Il s'agit d'espèces se développant dans un milieu protégé. Ce milieu se caractérise par le maintien d'une communication avec la mer. Les principaux représentants sont : *Xestoleberis rond*, *Xestoleberis long*, *loxoconcha sp div*.
- Assemblage saumâtre : A Alexandrie, seul *Cyprideis torosa* apparaît dans cet assemblage. Le milieu peut se définir comme euryhalin, probablement polyhalin.
- Assemblage phytal côtier : il comprend les faunes épiphytes vivant sur les algues, les herbiers sous-marins ou les sédiments au pied des mattes (*Urocythereis*, *Heterocythereis halbomaculata*, *Aurila convexa*, *Aurila woodwardii* ...).
- Assemblage du Phytal marin : il s'agit d'espèces toujours associées aux prairies sous-marines mais situées plus loin du rivage que l'assemblage précédent et toujours immergées.

L'assemblage comprend notamment : *Callistocythere* sp., *Falsocythere*, *Caudites*, *Semicytherura* sp. div ...

- Assemblage Marin : Il se développe plus au large, sous l'influence directe de la haute mer. Cet assemblage rassemble uniquement des faunes benthiques vivant en domaine infralittoral interne (-10m à -40m) dans des eaux plus froides (*Jugocythereis*, *Triebelina* ...).

1.1.3.2 Les ostracodes contenus dans l'unité A (figure 29)

L'ostracofaune se caractérise par la présence de deux principales espèces adaptées aux milieux lagunaires sous influence marine. On compte environ 5000 individus pour 100g de sables *Xestoleberis* rond et *Loxoconcha* sont les deux principales espèces (95%). En ce qui concerne les deux autres espèces issues du phytal côtier : *Urocythereis* sp. et *Aurilla convexa*, elles ont une population inférieure à 5% et doivent être qualifiées d'espèces traces

1.2 Unité sédimentaire B : une biodéposition à polychètes *Serpulidae*

L'unité B se développe sur un mètre d'épaisseur, elle est constituée d'une accumulation de serpules libres ou en plaques. Des gastéropodes et pélecypodes sont présents mais en nombre réduit par rapport à l'abondance de serpules

1.2.1 Analyse macroscopique du contenu biogène

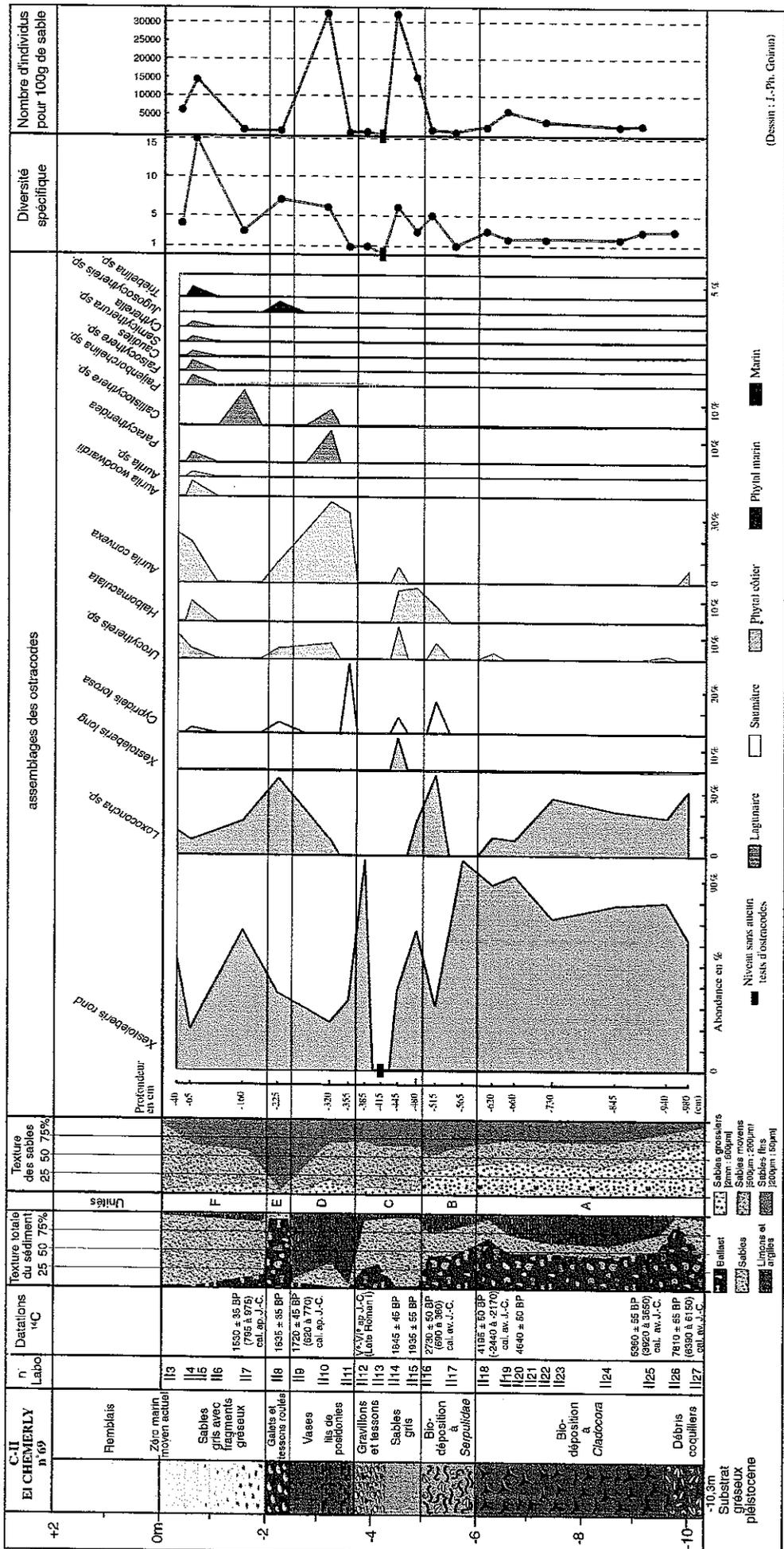
1.2.1.1 Analyse des polychètes *Serpulidae*

Les tubes et plaques de *Serpulidae* ont été déterminés à la Station Marine d'Endoume par H. Zibrowius. Deux espèces sont présentes en proportion semblable : *Potamoceros lamarcki* et *Hydroides* sp. sous forme de tubes simples ou agglomérés.

En Méditerranée, il existe 8 espèces de polychètes *Serpulidae* et seul *Hydroides elegans* (Haswell, 1883) présente des formes agglomérées. C'est une espèce euryhaline et eurytherme très tolérante aux pollutions, elle est souvent qualifiée d'espèce "pionnière" (Zibrowius, 1971). Une prolifération importante peut traduire la présence d'un environnement portuaire. Mais en l'absence de l'animal en vie, il est impossible d'être tout à fait certain de l'espèce et du type du milieu écologique. Concernant *Potamoceros lamarcki*, un peuplement dense peut se mettre en place sous une faible tranche d'eau (Zibrowius, 1971).

Ces éléments nous apportent peu d'informations paleoenvironnementales, car ils se basent sur des organismes qui ne sont pas en place et ont été acheminés ici par le jeu des courants côtiers, établis entre l'île et la côte.

Figure 29 : assemblage des ostracodes de C II



1.2.1.2 Analyse des mollusques pélecypodes et gastéropodes (figure 30)

Les deux principales biocénoses appartiennent à des milieux marins parcourus par des courants. La biocénose des Sables Fins Bien Calibrés (*Spisula subtruncata* et *Sphoeronassa mutabilis*) rassemble le plus grand nombre d'individus. La seconde biocénose est celle des Sables Grossiers et fins graviers sous l'influence des Courants de Fond (*Venerupis rhomboides*).

Ces deux biocénoses, qui développent un grand nombre d'individus (23) avec des tests bien conservés, sont en place. Elles s'opposent à un cortège d'espèces remaniées dont les coquilles sont plus abîmées et proviennent d'herbiers de posidonies (*Bittium reticulatum*, *Rissoa lineolata*, *Turboella lia*) C'est la première fois que l'on note indirectement la présence d'herbiers de Posidonies sur le littoral d'Alexandrie.

1.2.1.3 Analyse de l'ostracofaune (figure 29)

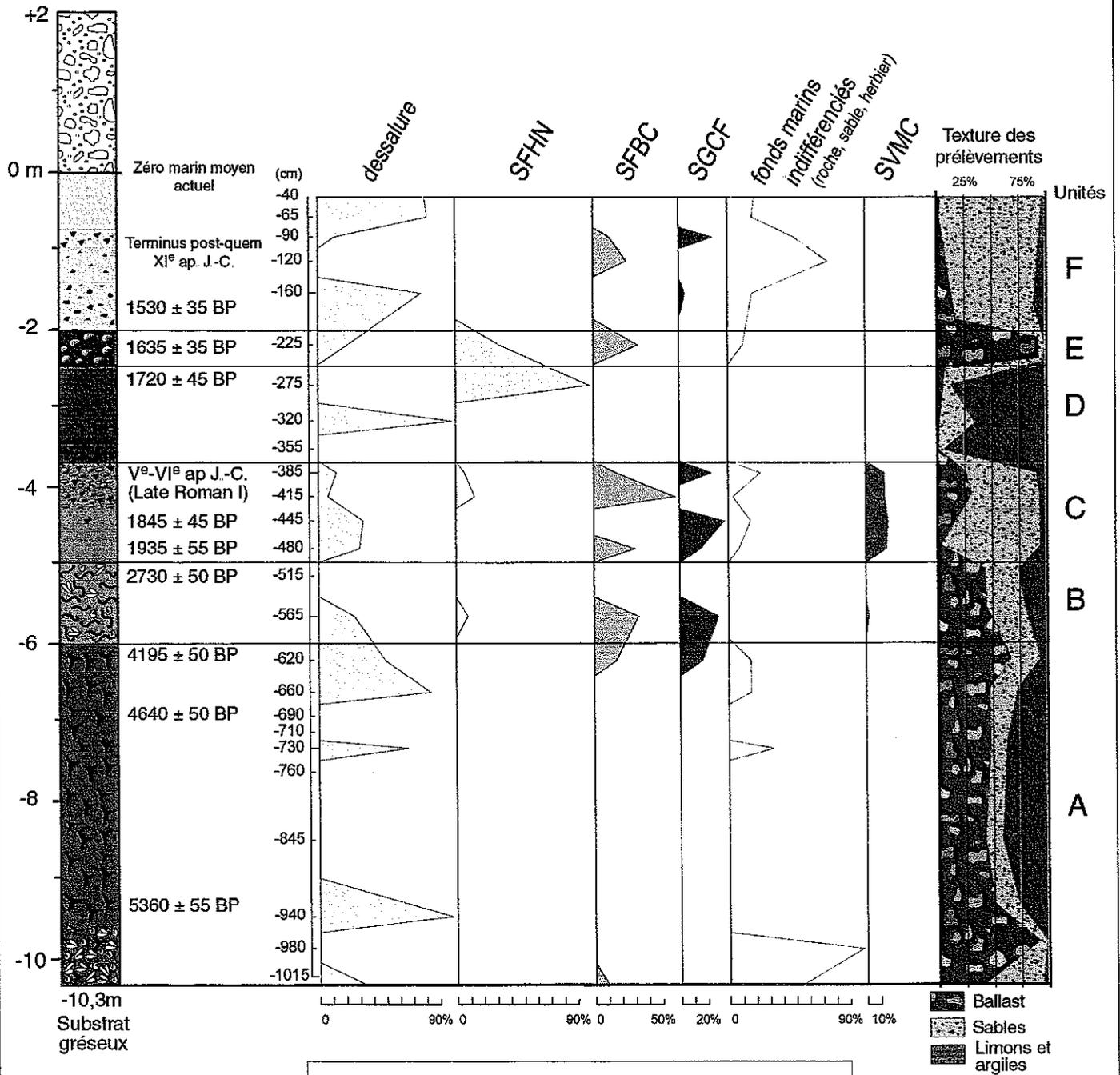
A la base de l'unité, les associations sont similaires à celles de l'unité A. Puis vers le sommet de l'unité, deux nouvelles espèces font leur apparition : *Cyprideis torosa* et *Halbomaculata sp.* L'importance de l'ostracofaune lagunaire (65%) décroît légèrement au profit des faunes du phytal côtier proche (20%). La venue de l'espèce colonisatrice *Cyprideis torosa* confirme un changement des caractères environnementaux. Il reste difficile de préciser si ce changement est d'ordre bathymétrique ou sédimentologique .

1.2.2 Analyse granulométrique (figures 25 et 28)

La proportion des trois fractions ne varie guère au sein de l'unité B, qui offre ainsi une texture très homogène. En moyenne, le ballast représente 44%, les sables 33% et la fraction limono-argileuse 23% du poids total à sec du sédiment. Le traitement granulométrique des sables montre des histogrammes avec deux classes modales peu développées pour 125 µm et 800 µm. La granulométrie laser fait apparaître un stock important de limons grossiers et un mode à 30 µm. Le grain moyen demeure élevé en variant autour de 450 µm. L'indice de tri reste mauvais vers 1,4. L'indice d'asymétrie devient négatif et signale le début d'un enrichissement en sables fins et moyens

Figure 30

ASSEMBLAGES DES PELECYPODES ET GASTEROPODES
Carotte C II Alexandrie, Egypte



SFHN : biocénose des sables fins des hauts niveaux
 SFBC : biocénose des sables fins bien calibrés
 SGCF : biocénose des sables grossiers et graviers sous l'influence des courants de fond
 SVMC : biocénose des sables vaseux de mode calme

(dessin : J.Ph. Goiran)

1.3 Unité sédimentaire C : un faciès sableux

L'unité se développe sur 125 cm d'épaisseur. A sa base, elle est datée de 1935 ± 55 ans BP (soit 360 à 610 cal. ap. J.-C.) Les tessons de céramique contenus à son sommet indiquent le Ve-VIe siècle ap. J.-C.

1.3.1 Analyse macroscopique du contenu biogène

Seules trois biocénoses paraissent en place. Elles développent chacune une population importante d'individus présentant des coquilles intactes

Deux biocénoses présentent des exigences écologiques proches : elles se localisent dans des secteurs côtiers parcourus par les courants. La biocénose des Sables Fins Bien Calibrés regroupe 4 espèces (*Cyclope cf donovani*, *Sphoeronassa mutabilis*, *Spisula subtruncata*, *Venus gallina*) pour un total de 28 individus. La biocénose des Sables Grossiers et fins graviers sous influence des Courants de Fond est moins abondante. *Venerupis rhomboides* est la seule espèce du groupe (Figure 30)

La dernière caractéristique de cette unité C est l'apparition d'une biocénose inféodée aux Herbiers de Posidonies. Il s'agit de l'arrivée de 3 espèces, *Bittium reticulatum latreilli*, *Conus mediterraneus* et *Rissoa lineolata* pour une population globale de 13 individus. Le développement d'un herbier de Posidonies doit se poursuivre au large et le jeu des courants permet d'en relever les traces indirectes.

Les polychètes *Serpulidae* sont toujours présentes mais en faible quantité. Leur importance décroît rapidement. On ne dénombre que quelques tubes au sommet de l'unité.

1.3.2 Analyse de l'ostracofaune

La partie inférieure de l'unité C se démarque par une augmentation soudaine du nombre d'individus qui dépasse 30000 tests pour 100 g de sables. Sur les 7 espèces présentes, les associations lagunaires dominant (63 % de l'effectif), viennent ensuite les assemblages du phytal côtier (32%) et *Cyprideis torosa* en tant qu'espèce accompagnatrice, qui représente environ 5% du nombre total d'individus (figure 29). L'importance de l'environnement lagunaire tend à s'affaiblir au profit d'un milieu plus ouvert aux influences marines comme l'atteste la présence et le maintien des assemblages du phytal côtier (*Urocythereis sp*, *Halbomaculata sp*, *Aurilla convexa*)

La chute drastique du nombre d'individus caractérise la partie supérieure de l'unité C. Après un niveau sans aucun test d'ostracodes, *Xestoleberis* rond est la seule espèce qui se redéveloppe. La mise en place d'une fraction gravillonnaire au sommet de l'unité peut expliquer en partie la destruction des tests

1.3.3 Analyse granulométrique

La texture met en évidence la prédominance d'un stock sableux qui décroît de la base au sommet de 90% à 63%. La proportion de ballast, quasi-absent à la base, atteint 26% au sommet de l'unité. Les teneurs en limons et argiles restent faibles et constantes aux alentours de 6% à 9% (figures 25 et 28).

Les histogrammes granulométriques de la fraction sableuse ont une allure gaussienne avec une classe modale bien développée pour 250 μm . Le grain moyen de la fraction sableuse reste constant au sein de cette unité pour une taille proche de 270 μm . L'indice d'asymétrie reste négatif et varie autour de -0,1 et -0,17. Il confirme qu'un enrichissement en sables moyens et fins se poursuit. L'indice de tri chute autour des valeurs 0,6 et 0,7, ce qui traduit un assez bon triage des éléments. La fraction limono-argileuse présente un histogramme bombé pour la classe modale 20 μm . Un important stock de gravillons, présent au sommet de l'unité, permet d'effectuer une analyse granulométrique qui montre un histogramme unimodal très développé pour 10 mm.

1.4 Unité sédimentaire D : des vases plastiques

L'unité de vases plastiques, épaisse de 125 cm, se met en place vers le VI^e s. ap. J.-C. et se termine vers 1720 \pm 45 ans BP soit 620 à 770 cal. ap. J.-C. (Ly-8873). Le taux de sédimentation apparent est élevé, de l'ordre de 0,8mm/an.

1.4.1 Analyse macroscopique du contenu biogène

L'unité se caractérise par de rares coquilles marines. Seulement deux espèces sont contenues dans ces vases. A la base, 6 individus de *Cerastoderma glaucum* sont déterminés. Ce bivalve caractérise un milieu marin dans lequel les dessalures peuvent être fréquentes, ce qui semble être une récurrence de la base au sommet de la carotte. Au sommet de l'unité, la seule espèce récoltée (*Macoma tenuis*) est un bivalve des Sables Fins des Hauts Niveaux qui se développe sous une tranche d'eau inférieure à 2,5 m et qui traduit la proximité d'une ligne de rivage (figure 30). Concernant les cirripèdes, les plaques de balanes sont très nombreuses et témoignent d'un substrat dur à proximité. Enfin, la dernière originalité de cette unité est l'apparition de fibres de posidonies qui s'organisent en lits ou en passées parallèles entre elles et horizontales.

1.4.2 Analyse de l'ostracofaune

Cette unité de vase semble propice au développement de l'ostracofaune en terme d'effectif et de diversité spécifique. Le seuil des 30000 individus pour 100g de sable est dépassé. Le calme du milieu peut expliquer en partie le développement important des populations. Dans le même temps, on compte 8 espèces différentes d'ostracodes dont deux nouvelles espèces provenant du phytal marin (*Callistocytere sp.*). Ainsi la faune du phytal côtier et marin représente 64% de l'effectif total par rapport aux assemblages lagunaires qui ne représentent plus que 29% (figure 29). Quant à *Cyprideis torosa*, il fait une brève réapparition à la base de l'unité, au moment de la mise en place de ce faciès vaseux. L'ensemble de ces tendances traduit un milieu protégé mais restant semi-ouvert vers la mer.

1.4.3 Analyse granulométrique

L'unité D se caractérise par une composition texturale dominée par la fraction limoneuse qui représente entre 65 et 92% du poids total à sec des sédiments. Le ballast et les sables sont très faiblement présents sauf dans la partie médiane de l'unité où la fraction sableuse atteint 32% (figures 25 et 28).

L'histogramme des sables est concave suggérant un mode abrité. La courbe cumulative de la granulométrie sableuse, tend vers une allure concave qui signale un processus de décantation dans un environnement calme. De son côté, l'histogramme des limons et argiles montre la prépondérance d'un stock limoneux avec un mode vers 40 μm .

Le grain moyen des sables indique 80 μm . C'est le résultat le plus faible obtenu dans cette carotte. L'indice de tri est bon pour une valeur de 0,47. Cet indice de tri n'est pas à rapprocher d'une dynamique de triage mais plutôt d'un mode de décantation lié à un milieu protégé. Enfin l'indice d'asymétrie est fortement négatif (-0,3) ce qui indique un net enrichissement en éléments de petite taille.

1.5 Unité sédimentaire E : un dépôt de galets

L'unité de 40 cm d'épaisseur est datée de 1635 ± 35 ans BP soit 690 à 860 cal ap. J.-C. L'échantillon daté, a été prélevé au centre de l'unité et correspond à un stock de bivalves intacts. L'unité se compose principalement de galets et de tessons de céramique roulés.

1.5.1 Analyse du contenu biogène

Les coquillages sont pour une grande part brisés ou roulés. L'espèce la moins abîmée et la plus nombreuse en effectif, est le gastéropode *Cyclope donavani* qui appartient à la biocénose en place des Sables Fins des Hauts Niveaux (figure 30).

Le nombre de tests d'ostracodes est très réduit au sein de cette unité de galets roulés (seulement 500 individus pour 100 g de sable). L'originalité de l'ostracofaune réside dans l'arrivée du genre *Jugosocythereis* qui témoigne d'un milieu très ouvert aux influences marines du large.

1.5.2 Analyse granulométrique

La texture met en évidence la prépondérance du ballast qui totalise 92% du poids total à sec du sédiment. Deux analyses granulométriques ont été réalisées sur les galets roulés.

Le premier histogramme a été réalisé à partir de la fraction totale du ballast. L'histogramme est unimodal avec une classe bien développée pour les éléments dont la taille est supérieure à 31mm. La seconde analyse granulométrique a été réalisée à partir d'un échantillon dont le matériel archéologique a été retiré (tessons roulés de céramique ou de mortier hydraulique). Dans ce dernier cas, l'allure de l'histogramme reste unimodale mais avec une classe modale se situant sur 10 mm (figures 25 et 28). La nature pétrographique des galets (rhyolite, calcaire noir, calcarénite, céramique...) révèle une origine locale à l'échelle de la baie. Il en est de même pour les déblais des constructions antiques qui viennent engraisser la plage.

L'histogramme de la fraction sableuse offre, au contraire, une allure polymodale indiquant un dépôt en vrac ou un piégeage des stocks sableux dans les interstices des galets. Le grain moyen de la fraction sableuse redevient élevé à 440 µm. L'indice de tri est médiocre et l'indice d'asymétrie indique un léger enrichissement en sables fins.

1.6 Unité sédimentaire F : un faciès sableux

L'unité correspond à un sable jaune homogène dont la mise en place intervient vers 1530 ± 35 ans BP soit 800 à 980 cal. ap. J.-C. Ce sont les coquillages du niveau I-7 à la base de l'unité, qui ont été datés. La partie médiane possède des tessons de céramique qui indiquent un *terminus post-quem* XIe ap. J.-C.

1.6.1 Analyse macroscopique du contenu biogène

L'espèce la plus abondante est *Loripes lacteus* avec 17 individus. Elle appartient à la biocénose des Sables Vaseux de Mode Calme. Les espèces liées aux Herbiers de Posidonies sont moins nombreuses mais toujours présentes avec 8 individus. Le reste du macrobenthos est caractéristique des Sables Fins des Hauts Niveaux (figure 30)

1.6.2 Analyse de l'ostracofaune

Le cortège d'espèces rencontrées dans cette unité sommitale reste le plus riche de toute la carotte (on compte 16 espèces qui développent une population comprise entre 800 et 1500 individus par 100 g de sable). Les assemblages du phytal côtier, phytal marin et marin prédominent et atteignent au total 56% d'individus (figure 29). Les assemblages des domaines phytal marin et marin représentent même 1/3 de l'effectif au sein de cette dernière catégorie. Les associations lagunaires se maintiennent et représentent 42%. En revanche, la proportion de *Cyprideis torosa* chute sous les 2%. Ce milieu sableux infralittoral est donc ouvert vers le large

1.6.3 Analyse granulométrique

C'est une texture sableuse qui prédomine avec une augmentation progressive du volume de sables qui passe de 69% à 93%. Les histogrammes de la fraction sableuse sont à la base bimodaux mais deviennent rapidement unimodaux à partir de la section médiane de l'unité jusqu'à son sommet. La classe modale se développe pour 250 μm . Le grain moyen reste constant autour de 270 μm . L'indice d'asymétrie est proche de zéro et l'indice de tri donne des valeurs moyennes. L'ensemble des indicateurs tend à montrer la présence de courants sur ces fonds marins sableux infralittoraux (figures 25 et 28).

1.7 interprétation des faciès de la carotte C II (figure 31)

1.7.1 Accrétion sédimentaire naturelle du tombolo

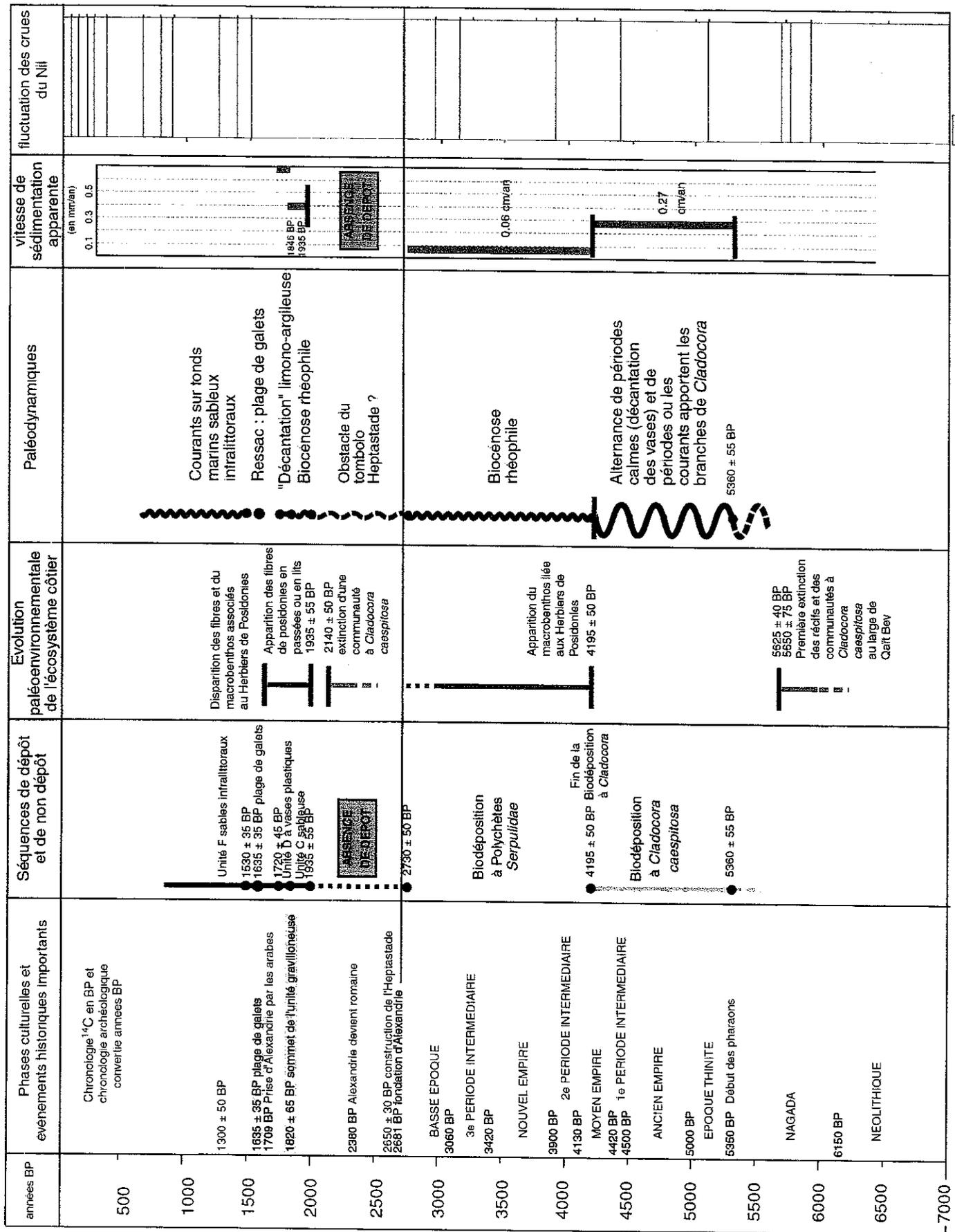
1.7.1.1 La racine sédimentaire du tombolo : une biodéposition à *Cladocora*

L'unité sédimentaire A se met en place sur un relèvement topographique du substrat pléistocène. Dans le secteur, à mi-distance entre l'île de Pharos et le "continent", la roche mère se rencontre à seulement 10,3 m sous le niveau de la mer actuel. Cet obstacle topographique a pu favoriser le dépôt des sédiments marins holocènes par rupture de charge des courants. Actuellement, la dérive littorale et les courants qui répondent à un vent dominant de secteur nord-ouest, parcourent la baie occidentale. Et l'accumulation de sédiments sur le flanc ouest du tombolo se poursuit. Si ces conditions météo-marines ont peu changé aux cours des sept derniers millénaires, alors la source sédimentaire biogène à *Cladocora* provient de la vaste baie ouest.

La mise en place des branches de *Cladocora* intervient massivement vers 5360 ± 55 ans BP (entre -3920 et -3650 av. J.-C. en date calibrée) et se poursuit de manière homogène jusqu'à 4195 ± 50 ans BP (de -2440 à -2170 av. J.-C. en date calibrée). L'âge de cette formation pose le problème de la datation d'un échantillon issu d'une thanatocénose de transport. Ces branches de corail, accumulées par les courants entre l'île et la côte égyptienne, proviennent du démantèlement d'une ou plusieurs colonies coralliennes. Les datations ne vont donc pas nous indiquer la mise en place de ce faciès, mais plutôt la destruction ou la mort du récif. Cependant les analyses diffractométriques par rayons X indiquent que ces branches sont toujours constituées à 99% d'aragonite. Aucune néogénèse ou recristallisation de calcite ne s'est produite. Cette indication minéralogique implique que les branches de *Cladocora* ont subi une fossilisation très rapide qui a empêché leur calcitisation après leur dissociation du récif en position de vie.

A ce premier stock de branches de *Cladocora* "intactes", s'oppose un second stock qui regroupe des branches calcitisées, perforées par des clones ou émoussées par un transport plus ou moins long. Ces branches abîmées représentent seulement un quart du stock total. Les datations au radiocarbone ont été réalisées sur le premier stock.

Figure 31 : Matrice synthétique des séquences de dépôt de la carotte C II



(Dessin : Gorran 2001)

□ Période de hautes crues
□ Période de basses crues

Sur le plan hydrodynamique, la morphologie quasi intacte et l'absence de traces de bioérosion sur les branches, suggèrent que leur séjour sur les fonds marins a été court et leur remaniement assez faible par rapport à la colonie. Il faut également envisager une fossilisation rapide qui a permis de préserver le squelette d'aragonite. Les vases gris-foncé qui emballent les branches ont dû jouer ce rôle dans le processus d'enfouissement rapide du sédiment. Les vases représentent environ 1/3 du poids total à sec du sédiment.

Le faciès de vases à *Cladocora* est original dans la mesure où il associe une fraction très grossière à une fraction fine. La fraction argileuse se compose essentiellement de smectites, amenées par les crues du Nil durant les saisons d'été et d'automne. Les branches de *Cladocora* peuvent provenir du démantèlement des récifs consécutif aux épisodes de tempêtes hivernales. Ce faciès se serait donc formé selon un cycle saisonnier de dépôts sédimentaires :

- un dépôt fin, d'origine allochtone, terrigène et fluvial lors de la crue du Nil estivale.
- un dépôt grossier, d'origine quasi-autochtone, biogène et marin durant les saisons froides

Ce dernier dépôt pourrait s'apparenter à un type particulier de tempestite.

La fin de la biodéposition intervient vers 4195 ± 50 ans BP (de 2440 à 2170 cal. av. J.-C. en date calibrée). Ce faciès se développe sur 3,6 m de façon homogène ce qui indique une vitesse de sédimentation moyenne apparente d'environ 30 mm/an. Cette vitesse de sédimentation est la plus élevée observée dans C II. La base de l'unité est moins homogène et les branches sont toutes bioérodées. Une datation au radiocarbone réalisée sur un stock de bivalves de l'échantillon II-27 indique 7810 ± 55 ans BP soit 6390 à 6150 cal. av. J.-C. (Ly-8869). Ce résultat semble avoir été vieilli par des éléments provenant du substrat pléistocène.

1.7.1.2 Biodéposition à serpules

Cette biodéposition intervient postérieurement à 4195 ± 50 ans BP (de 2245 à 2170 cal. av. J.-C.) et se termine vers 2730 ± 50 ans BP (de 690 à 360 cal. av. J.-C.). Il s'agit d'un dépôt composé de deux types de stocks d'origine biogène : le premier stock comporte des *Serpulidae* et le second regroupe des gastéropodes et pélecypodes rhéophiles. Deux espèces de polychètes *Serpulidae* sont rencontrées : *Pomatoceros lamarcki* et *Hydroides sp*. Elles vivent toutes deux sur des substrats durs et constituent un assemblage apporté et accumulé ici par les courants. L'excellent état de conservation des tubes et des agglomérats fragiles signale la proximité de la zone d'exportation des tests. L'abondance et la mise en place soudaine de ces tests peuvent avoir une double explication : l'une écologique l'autre purement hydrodynamique.

Un changement brutal des conditions écologiques régnantes vers un environnement plus favorable à la prolifération de ce type de faune, peut avoir pour conséquence directe une

nette densification du peuplement. Cette interprétation est renforcée par l'essor de l'espèce pionnière *Hydroïdes elegans* à condition que la détermination de cette dernière soit confirmée.

Une augmentation de la vitesse et de la compétence des courants peut favoriser l'exportation des tests de la niche écologique à *serpulidae* vers le tombolo. Une diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau sur un tombolo en accrétion, peut expliquer la recrudescence des courants.

L'hydrodynamisme du milieu au cours de cette période est également mis en évidence par l'accroissement des faunes rhéophiles, telles que la biocénose des Sables Grossiers et graviers sous l'influence des Courants de Fonds et la biocénose des Sables Fins Bien Calibrés. Ces assemblages indiquent la persistance de courants qui sous-tendent la construction sédimentaire naturelle du tombolo.

Ces dynamiques apportent des coquillages issus d'herbiers de posidonies. C'est la première fois qu'apparaît du macrobenthos d'herbier dans la carotte. Des eaux plus claires et la mise en place de courants sont un contexte favorable au développement de ces prairies sous-marines. Un taux de sédimentation d'environ 0,6mm/an rend compte de la persistance des apports sédimentaires, mais avec des vitesses de dépôt beaucoup plus réduites. L'accrétion du tombolo et la diminution concomitante de l'épaisseur de la colonne d'eau ont pu accroître la vitesse des courants et limiter les dépôts dans ce secteur.

1.7.2 Evolution sédimentaire du tombolo-Heptastade à partir du III^{ème} siècle av. J.-C.

Une absence de dépôt est observée entre 2730 ± 50 ans BP (soit 690 à 360 cal. av. J.-C.) et 1935 ± 55 ans BP (soit 360 à 610 cal. ap. J.-C.). Elle correspond approximativement à la date de fondation d'Alexandrie jusqu'à la fin de la période romaine. Deux hypothèses sont à envisager pour expliquer cette absence de sédiment dans un secteur qui connaît pourtant une aggradation constante depuis 5360 ans BP. Il peut s'agir soit d'une séquence de non dépôt soit d'une érosion post-sédimentaire.

1.7.2.1 Une séquence de non dépôt

Cette absence de dépôt peut avoir deux causes principales : soit une déconnexion avec la source sédimentaire (les sédiments "n'arrivent" plus), soit un renforcement des courants (les sédiments ne se déposent plus). Dans le cas de l'arrêt d'un apport sédimentaire, une cause naturelle serait d'envisager l'émergence du tombolo. Un tombolo bien développé en domaine médiolittoral ou supralittoral se comporte comme un obstacle face au flux sédimentaire. Le milieu évolue alors en deux cellules sédimentaires totalement distinctes : une baie orientale et une baie occidentale séparées par un tombolo. De plus, la construction de l'Heptastade qui

survient à partir de 331 av. J.-C. correspond au début de cette période de non dépôt. Ainsi la présence de l'Heptastade, venant chapeauter et artificialiser la partie supérieure du tombolo, entraverait totalement le transit sédimentaire. La position de l'Heptastade serait alors légèrement plus à l'ouest que le site de carottage C II, c'est ce que suggère d'ailleurs l'hypothèse géophysique d'Albert Hesse (Hesse *et al.*, 1999).

Dans le cas d'une hausse de la compétence des courants, le sédiment ne serait plus déposé mais exporté plus loin. La présence de l'Heptastade a pu renforcer le jeu des courants qui ne permettent désormais plus de dépôts sédimentaires dans cette zone.

Enfin, par comparaison, un hiatus est également présent dans le Lac Mariout à la même époque. La sédimentation observée dans la carotte S-79, située à 18 Km au sud d'Alexandrie, est interrompue vers 2700 BP (Goodfriend et Stanley, 1996). Les auteurs expliquent cette lacune par la défluviation de la branche Canopique (Chen *et al.*, 1992). Le Mariout est alors privé de ses apports nilotiques.

1.7.2.2 Une séquence érosive : curage ou soutirage ?

Le renforcement de la courantologie a pu favoriser une érosion post-sédimentaire. La variation brutale de faciès entre la biodéposition B à *Serpulidae* et l'unité sableuse C renforcerait cette hypothèse, dans la mesure où l'unité B pourrait avoir été en partie tronquée. Une phase d'érosion a ainsi pu faire disparaître une séquence sédimentaire longue d'environ huit siècles. Plusieurs facteurs, tant naturels qu'anthropiques, peuvent être envisagés dans le déclenchement de cette séquence érosive post sédimentaire. La recrudescence de courants pourrait avoir provoqué des soutirages sédimentaires.

Mais l'argument essentiel reste, pour les deux principales hypothèses, la présence de l'Heptastade qui a dû générer, sur ses bords, une augmentation des vitesses de courants et la recrudescence de zones d'érosion et entraver les apports de sédiments.

1.7.3 Un dépôt sableux à partir de 1935 ± 55 ans BP : unité C

La mise en place de cette unité sableuse intervient vers 1935 ± 55 ans BP soit vers 360 à 610 cal. ap. J.-C. L'arrivée de ce stock sableux intervient après une longue phase d'absence de dépôt. La reprise d'une sédimentation, avec une vitesse de l'ordre de 4 mm/an, signale un changement des conditions hydrodynamiques du milieu. La macrofaune, les histogrammes et les indices granulométriques mettent en évidence la présence de courants. La microfaune, très riche en individus et diversifiée, apporte une information partielle sur l'origine des tests contenus dans le sédiment. On note l'arrivée d'un nouveau cortège d'espèces provenant du phytal côtier. Ces associations indiquent que le milieu tend à s'ouvrir vers le large.

Ce gain sédimentaire dans le secteur ouest de la baie orientale contribue à la progradation latérale du tombolo par l'engraissement de son flanc est. La progradation rend compte de la poursuite de l'aggradation du tombolo dans sa partie sommitale légèrement plus à l'ouest. Des conditions hydrodynamiques particulières pourraient expliquer la reprise soudaine d'un apport de budget sableux important. La reprise d'une sédimentation intervient à partir de 1935 ± 5 ans BP soit entre le milieu du IV^e s. et le début du VII^e siècle ap. J.-C. en années calibrées.

1.7.4 Un dépôt de vases plastiques jusqu'à -1720 ± 45 ans BP : unité D

Les vases se mettent en place à partir du VI^e ap. J.-C. et se terminent au VII^e s. après le Christ. La vitesse moyenne de sédimentation est très élevée, de l'ordre de 10 mm/an. C'est la première et unique fois qu'un faciès de vases plastiques est révélé dans la carotte II. Le milieu de sédimentation se caractérise par un mode calme et un confinement (rosettes de gypse, lits horizontaux de posidonies, granulométrie qui présente une courbe cumulative concave traduisant un processus de décantation, omniprésence d'une fraction limono-argileuse et taux de piégeage élevé).

Ces indicateurs expriment un cloisonnement franc du milieu, rendu possible par une probable construction de structures portuaires. Ces vases plastiques et leur vitesse de dépôt sont à rapprocher d'un environnement artificiel portuaire. Ce bassin portuaire protégé reste cependant ouvert vers la mer, comme le montrent la présence de posidonies et l'arrivée massive d'ostracodes du phytal côtier et du phytal marin.

1.7.5 Dépôt de galets en 1635 ± 35 ans BP soit le VIII^e et IX^e s. ap. J.-C. : unité E

Le seul véritable processus ayant pu modeler ces galets doit être le ressac. La zone du "va et vient" des vagues a dû retravailler progressivement des déblais de construction et générer ce type de dépôt à proximité d'une paléoligne de rivage. Une telle formation pourrait s'apparenter à une grève. Ces éléments ont une origine locale et proviennent de déblais de construction de la ville.

Ce faciès de plage apporte une indication sur la mobilité latérale du trait de côte. Au début de l'époque arabe, le rivage se situait à proximité du site de carottage CII. L'exhaussement des fonds marins et le colmatage du bassin portuaire ont donc accéléré la progradation du trait de côte et la mise en place de cette plage de galets. Le terme supérieur de l'unité se positionne à 2 m sous le niveau de la mer. Une augmentation relative de 2 m du niveau marin s'est donc réalisée postérieurement au VIII^e siècle ap. J.-C. La fourchette d'incertitude de cette estimation est de l'ordre de $\pm 1,5$ m.

La position bathymétrique "trop basse" de cette plage peut avoir trois causes :

- l'une liée à l'ampleur altimétrique du développement d'une plage de galets sur le flanc oriental du tombolo. Dans un contexte microtidal au sein d'une baie, la marge d'incertitude de l'extension verticale de la plage est estimée au minimum à ± 1 m (soit 2 m d'amplitude) et au maximum à $\pm 1,5$ m (soit 3 m d'amplitude).

- un mouvement tectonique négatif postérieur à 1635 ± 35 ans BP (VIII^e siècle) est possible dans la mesure où cette zone est tectoniquement active. L'étude des autres carottes apportera des éléments de réponse

- Enfin un soutirage par les dynamiques marines ou une compaction lente des sédiments sous-jacents sont également des phénomènes à prendre en compte

1.7.6 Un dépôt sableux postérieur au VIII^e siècle ap. J.-C

L'unité sommitale du carottage se marque par la diversité spécifique des ostracodes du domaine marin proche et du large. Cet afflux massif de microfaune du large traduit une ouverture du milieu aux influences marines. Cette ouverture peut être en partie liée à un phénomène de subsidence plus ou moins rapide affectant la baie orientale.

Enfin par comparaison avec les milieux de sédimentation actuels de la baie orientale, la partie sommitale de l'unité rappelle par ses caractéristiques granulométriques le mode actuel de sédimentation sableuse.

1.8 Conclusion

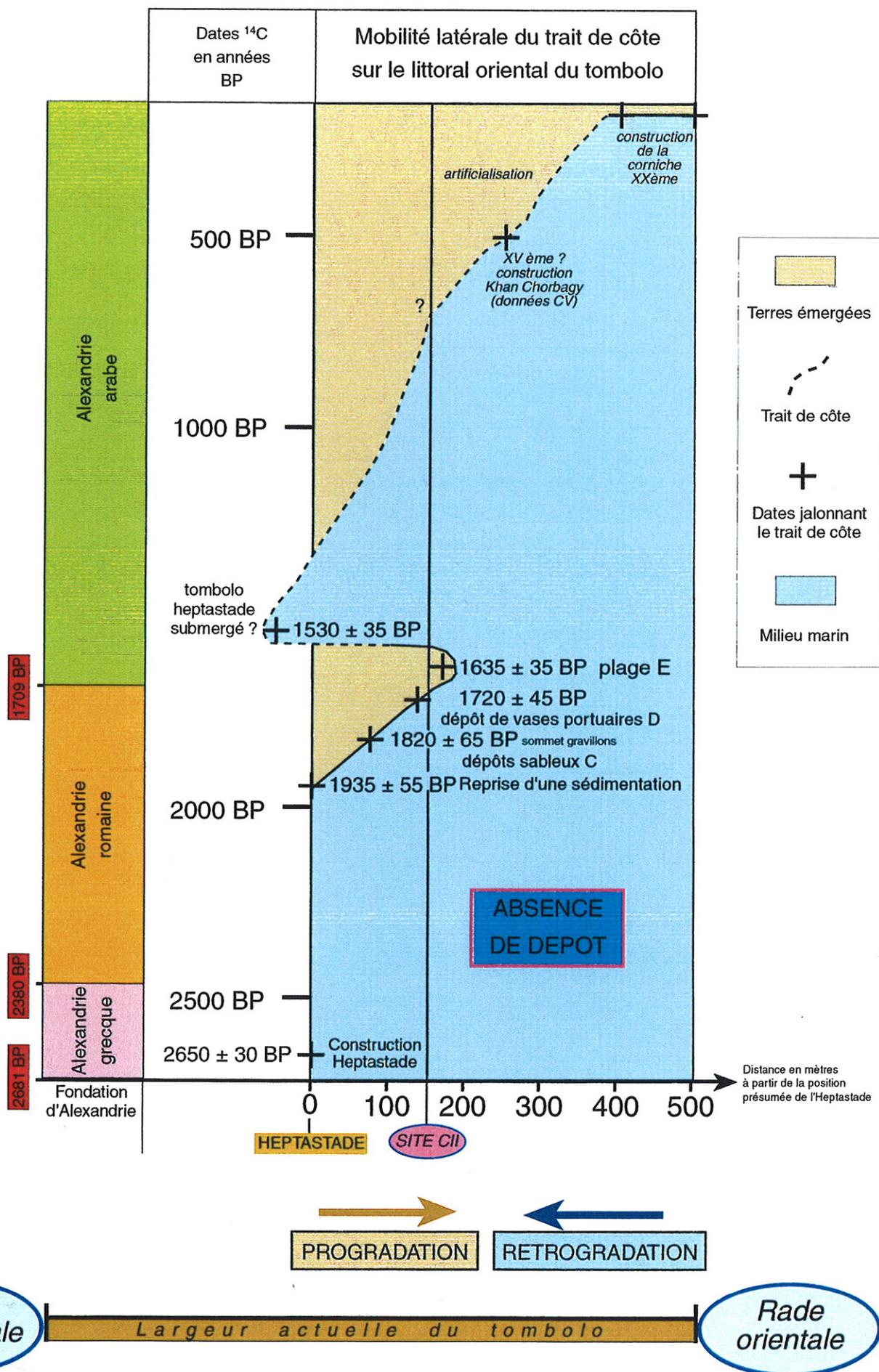
La morphogenèse du tombolo d'Alexandrie débute au milieu de la période Holocène vers 5360 ± 55 ans BP. La racine sédimentaire du tombolo se met en place sur un relèvement du substrat entre l'île et le continent. Deux principaux corps sédimentaires se succèdent. Le premier se compose d'une biodéposition à *Cladocora* qui prend fin vers 4200 ± 50 ans BP (Unité A). Une seconde biodéposition, à *Serpulidae*, se poursuit alors jusque vers 2730 ± 50 ans BP (Unité B). Ces sédiments biogènes sont acheminés par des courants marins, qui proviennent pour une large part de la vaste baie située à l'ouest.

A cette époque, le terme supérieur du tombolo, légèrement plus à l'ouest que le site C II, semble être à fleur d'eau en domaine médiolittoral ou infralittoral supérieur. Ce tombolo sub-affleurant facilite la construction de l'Heptastade, qui relie artificiellement l'île de Pharos à la cité d'Alexandrie. La construction de cette chaussée semble limiter les apports sédimentaires au cours de la période grecque jusqu'au milieu de la période romaine. La carotte

II, située à l'est de l'Heptastade, enregistre une séquence de non dépôt sur environ sept siècles. La reprise d'une sédimentation, à la fin du IV^e s. ap. J.-C (unité C), est probablement à mettre en relation avec la proximité du trait de côte. Les vases plastiques portuaires de l'unité D indiquent le colmatage rapide d'un bassin entre le VI^e et le VII^e s. ap. J.-C.

Au VIII^e s. ap. J.-C. une plage de galets (unité E) de l'époque arabe indique la progression du littoral due à l'engraissement du flanc Est du tombolo (figure 32). La progradation du rivage dans ce secteur est le pendant d'une aggradation du tombolo dans la partie centrale. Dès le VIII^e s. ap. J.-C. la plage "médiolittorale" se retrouve fossilisée par des sables marins infralittoraux (unité F). Par rapport au niveau marin actuel, la mobilité relative du niveau de la mer post VIII^e de ce secteur est de l'ordre de $2 \pm 1,5$ m

Figure 32 : Mobilité latérale du trait de côte sur le tombolo d'Alexandrie à partir des données de la carotte II



2 Analyse de la carotte C IX (figure 33)

Les quatre mètres d'accumulation de branches de *Cladocora* révélés dans la carotte CII représentent la racine sédimentaire du tombolo. Afin de mieux comprendre l'extension et l'orientation du tombolo au début de sa morphogenèse, une série de carottages a été réalisée aux alentours de C II. L'intérêt était de retrouver son secteur d'attache sur le littoral. La campagne de carottages a montré que seule la carotte C IX possédait des accumulations massives en branches de *Cladocora* comparables à la C II. Le carottage s'est arrêté à -8,2 m sous le zéro marin actuel au niveau du substrat gréseux.

2.1 Unité basale A : un dépôt de vases à *Cladocora* (entre -8,2 et -5,45 m)

Cette unité stratigraphique est épaisse de 2,75 m et correspond à un dépôt homogène de branches de *Cladocora* emballées dans des vases compactes de couleur gris foncé. Cette unité se met en place entre 5485 ± 50 ans BP (soit 4000 à 3780 cal. av. J.-C.) et 2330 ± 40 ans BP (soit -110 à +110 cal. J.-C.).

2.1.1 Analyse granulométrique

Le ballast composé presque exclusivement de branches de *Cladocora* varie entre 35% et 50% du poids total à sec des sédiments. La proportion des sables grossiers varie entre 25% et 45%. La fraction limono-argileuse et le ballast oscillent chacun entre 35% et 50%.

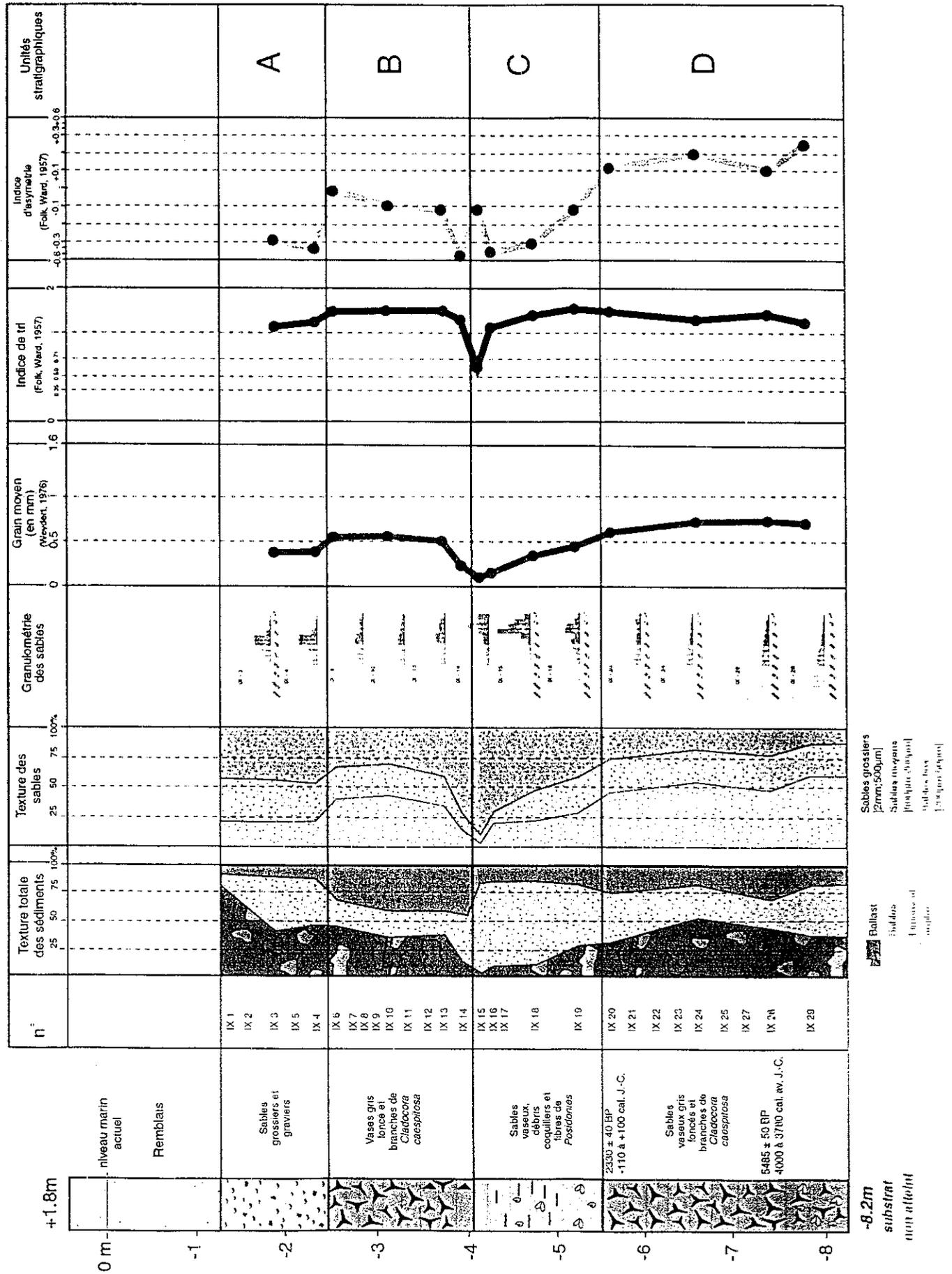
La granulométrie des sables fait apparaître des histogrammes polymodaux caractéristiques. L'indice d'asymétrie positif indique un enrichissement en sables grossiers et l'indice de tri (1,2 ; 1,5) indique des sables médiocrement classés.

2.1.2 Analyse faunistique

Les branches de *Cladocora* peuvent se regrouper en deux stocks en fonction de leur état de conservation. Un premier stock majoritaire (3/4) rassemble des branches de 3 à 5 cm de long, à cassure fraîche et dont le squelette possède encore toutes ses microcanelures. Cet excellent état de conservation s'oppose aux branches du second stock (1/4) plus abîmées. Ces dernières sont en effet souvent roulées ou perforées par des cliones.

Les gastéropodes et pélécy-podes regroupent un riche cortège d'espèces (45 espèces). Des oscillations importantes dans le nombre d'individus sont observées : leur nombre est

Figure 33 : Analyses texturales et granulométriques de la carotte CIX



susceptible de varier entre 10 et 150 individus par 500 g de sédiment tamisé. Le genre *Bittium*, très présent, est associé à des fonds marins sableux proches du rivage et parcourus par des courants (Bernasconi et Stanley, 1997). Enfin, il existe un très grand nombre d'individus juvéniles appartenant à de nombreuses espèces distinctes. Une portion de la population malacologique n'atteint pas l'âge adulte, ce qui dénote des perturbations importantes dans les milieux de sédimentation.

L'ostracofaune comporte deux espèces largement dominantes : *Loxiconcha sp* et *Xestoleberis rond*. La population de *Xestoleberis* représente 55% à 75% de l'effectif total. Il s'agit d'espèces toutes deux lagunaires mais supportant les influences marines. Elles se développent préférentiellement sur des fonds vaseux plutôt que sableux.

2.2 Unité sédimentaire B : des sables-vaseux à passées de posidonies (entre -5,45 et -3,9 m)

L'unité B correspond à une accumulation de 1,55 m de sables majoritairement fins associés à des vases et nombreuses passées de fibres de posidonies. La couleur générale de l'unité est grise (5 Y 6/1). Ce dépôt intervient postérieurement à 2330 ± 40 ans BP (soit -110 à +110 cal J.-C.). La partie sommitale comprend des tessons de céramique datés de l'Antiquité Romaine Tardive.

2.2.1 Analyse granulométrique

De la base au sommet de l'unité, on assiste à une augmentation massive des sables qui passent de 40% à plus de 70% du poids total à sec des sédiments. C'est un apport important en sables fins qui permet cette augmentation. La proportion des sables fins passe de 30% à 85% de la texture sableuse totale. Les limons et argiles passent de 20% à 45% dans la partie sommitale. Le ballast décroît progressivement vers le sommet (30% à 10%).

Les branches de *Cladocora* ont disparu. Elles ont été remplacées par des éléments signalant une anthropisation du littoral. Ainsi on trouve de nombreux tessons de céramiques, des charbons et des fragments de bois. De la base au sommet, les tessons sont de moins en moins roulés. Les histogrammes granulométriques de la fraction sableuse sont unimodaux. L'indice d'asymétrie compris entre -0,2 et -0,6 atteste d'un gain croissant en sables fins.

2.2.2 Analyse faunistique

La macrofaune se caractérise par la présence d'espèces adaptées aux fonds marins vaseux et d'espèces indicatrices de matière organique comme *Parvicardium exiguum*, *Rissoa lineolata*, *Corbula Gibba*, *Diplodonta rotundata*

L'unité est majoritairement dominée par des assemblages d'ostracodes lagunaires avec comme taxons principaux : *Xestoleberis* rond et *Loxoconcha* sp. Cependant, dans la partie sommitale de l'unité, de nouvelles associations à tendance marine se développent : *Cushmanidea elongata*, *Aurila convexa*, *Aurila woodwardii*...

2.3 Unité sédimentaire C : dépôt de vases à *Cladocora* similaire à l'unité A (entre -3,9 et -2,55 m)

L'unité C est très similaire à l'unité basale A. Il s'agit toujours d'un stock important de branches de *Cladocora* emballé dans une matrice de vases foncées et homogènes. Cette unité de 1,35 m est datée par la céramique dans sa partie inférieure, de l'Époque Romaine Tardive mais n'est malheureusement pas encore datée à son sommet.

2.3.1 Analyse granulométrique

La fraction limono-argileuse représente 40% à 50% de la texture totale, et il en est de même pour le ballast qui est uniquement d'origine biogène. Les sables (20% à 25%) présentent des histogrammes polymodaux et des indices de tri médiocre. Les sables grossiers dominent avec 40% à 45% de représentativité.

2.3.2 Analyses faunistiques

L'unité C totalise 18 espèces différentes. *Cerithium vulgatum* et *Bittium reticulatum* dominant et indiquent la proximité de fonds marins sableux parcourus par des courants. Les autres espèces sont rencontrées en très faible nombre.

Les ostracodes (*Loxoconcha* et *Xestoleberis* rond) traduisent un milieu lagunaire sous influence marine.

2.4 Unité sédimentaire D : sables grossiers

La dernière unité sommitale D se compose de sédiments grossiers, graviers, gravillons et de sables. L'unité se caractérise par une couleur blanche (5YR 8/1).

2.4.1 Analyse granulométrique

L'importance du ballast croit de la base au sommet de l'unité en passant de 40% à 80% du poids total à sec des sédiments. Les sables suivent la tendance inverse en diminuant de 45% à 15% au sommet. La fraction limono-argileuse est rare. Le ballast se compose de graviers et d'éléments anguleux sans artefact. Les fibres de posidonies sont également absentes. Les histogrammes sont légèrement unimodaux et l'indice de tri proche de 1,2 indique un sédiment médiocrement trié.

2.4.2 Analyse de l'ostracofaune

L'unité sommitale est dominée par les assemblages lagunaires. L'arrivée de deux nouvelles espèces d'ostracodes caractérise cette unité D. On assiste à la fois à la venue d'une espèce marine et d'une espèce caractéristique des milieux saumâtres au sens large : *Cyprideis torosa*. Cette dernière, apte à coloniser les nouveaux milieux, peut traduire un bouleversement d'ordre sédimentaire ou écologique, lié à la transition brutale de faciès observée entre les unités C et D.

2.5 Discussion

Toutes les branches de *Cladocora* ont été apportées. Nous n'avons pas rencontré de récifs en place. La granulométrie des sables associés à ces branches indique qu'il s'agit d'un dépôt en vrac. L'ensemble des sédiments semble s'être accumulé ici par rupture de charge des courants marins.

La construction de l'Heptastade qui intervient durant le dépôt de l'unité A ne semble pas affecter le milieu de sédimentation qui se situe à "l'amont – courant". L'environnement ne se modifie que vers 2330 ± 40 ans BP (entre le Ier s. av. et le Ier s. ap. J.-C.) soit environ trois siècles après la construction de la chaussée. Cet élément est probablement à mettre en relation, avec la grande distance (environ 300 m) qui s'étend entre le point de carottage et l'Heptastade situé plus à l'est. La présence de cet "axe" n'a donc pas modifié de façon instantanée les dynamiques naturelles des rivages de la baie occidentale.

Une seconde biodéposition à *Cladocora* intervient vers la fin de l'époque Romaine. La reprise de ce type d'accumulation reste difficile à expliquer. S'agit-il d'un retour en force des dynamiques naturelles, mettant un terme au milieu de sédimentation plus calme établi entre les deux unités A et C ?

La transition de faciès entre les unités A et B se fait de façon rapide vers 2330 ± 40 ans BP. Les sables vaseux qui se mettent alors en place comprennent des lits de posidonies. Le milieu de sédimentation semble donc plus calme à partir de cette période. Ce changement de faciès peut avoir plusieurs origines. Le stock de branches peut faire défaut ou se déposer autre part. Il faut également envisager la présence de structures portuaires de protection qui limiteraient le transit sédimentaire.

2.6 Comparaison des carottes C IX et C II (figure 34)

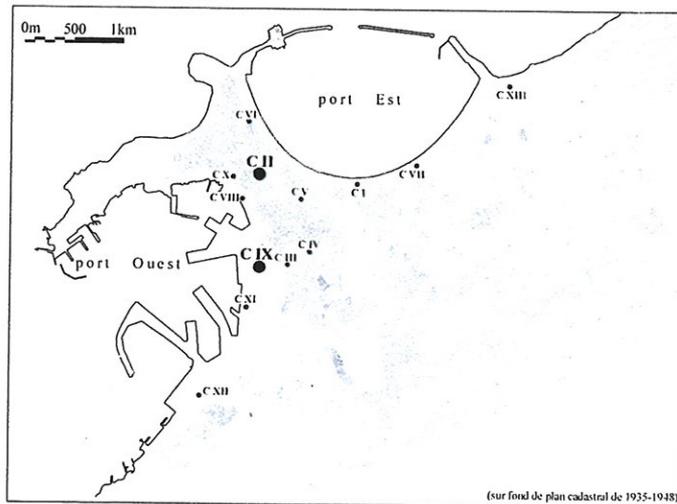
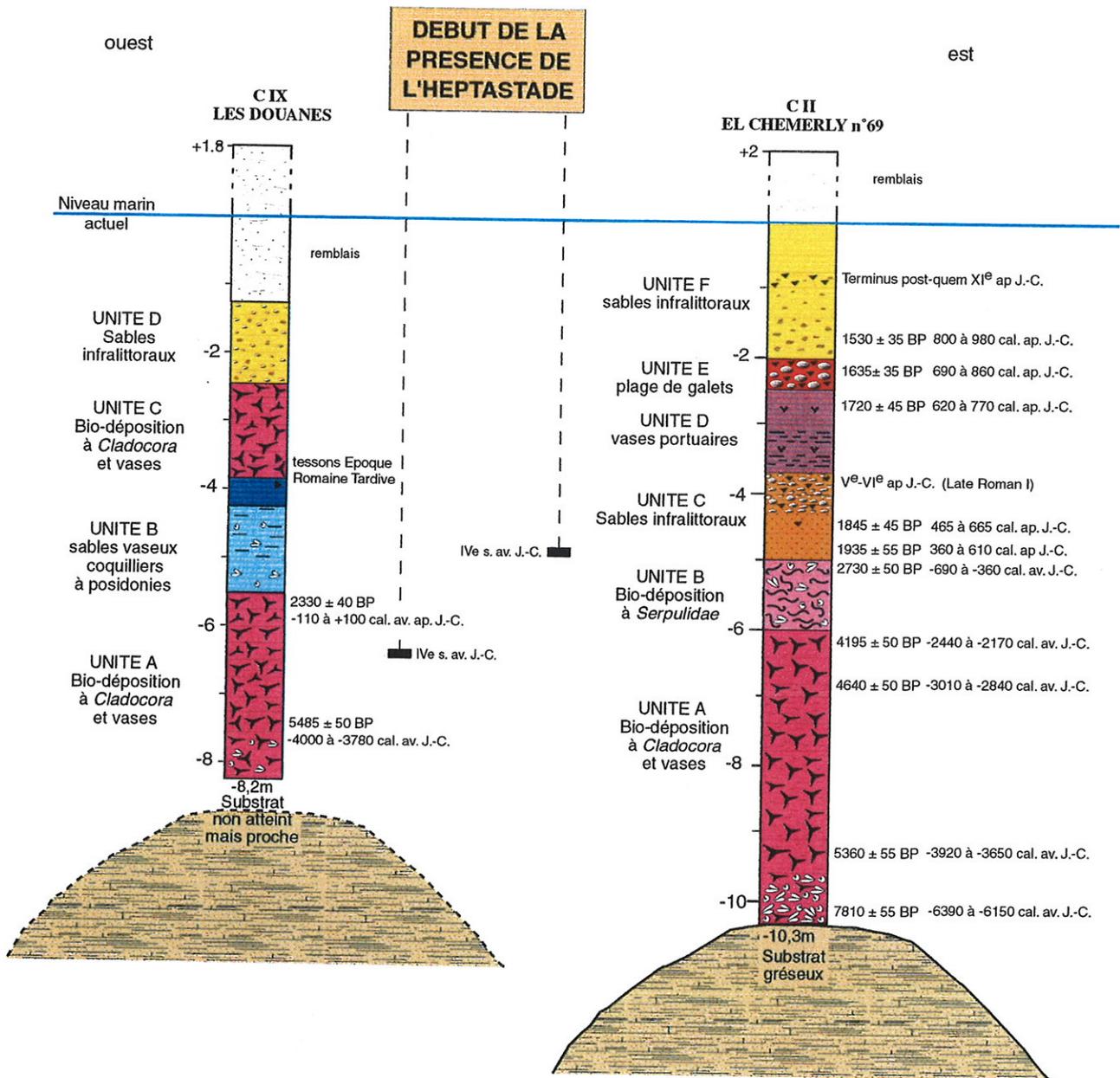
La base des deux unités à *Cladocora* est datée à 5485 ± 50 ans BP pour C IX et à 5360 ± 55 ans BP pour C II. La similitude de ces deux dates permet une reconstitution de la morphologie sous marine de l'époque. A la fin du IV^e millénaire av. J.-C., le sommet du faciès à *Cladocora* était positionné à 2 m plus haut sur le site C IX par rapport au site C II.

Il semble que la forme sous-marine du tombolo était donc logiquement plus développée à proximité du rivage sud. Dans la morphogenèse du tombolo, c'est la première étape classique du salient (Nir, 1996).

Vers le IV^e s. av. J.-C., l'Heptastade est édifié entre le site C IX et C II. Si une lacune sédimentaire s'observe dans C II, il n'en est pas de même dans C IX où l'accumulation se poursuit de manière continue. La principale source de matériel était la baie occidentale : l'Heptastade bloquant le transit vers l'est.

Enfin, ces deux carottages ont permis de mettre en évidence les principaux secteurs d'accumulation de *Cladocora* entre l'île et le continent. Ainsi, la racine sédimentaire du tombolo s'oriente nord-sud de façon légèrement arquée. Par conséquent, le tombolo de l'époque antique par rapport à l'actuel se trouve décalé vers l'ouest.

Figure 34 : Mise en relation des deux principaux carottages réalisés sur le tombolo d'Alexandrie



(Dessin : J.Ph. Goiran, 2001)

3 Modélisation actuelle et antique des dynamiques marines et sédimentaires de la région côtière d'Alexandrie

Après l'analyse sédimentologique des carottes réalisées sur le tombolo, l'utilisation d'un modèle mathématique reproduisant les dynamiques marines (courantologie induite par le vent et remise en suspension du sédiment superficiel), s'est avérée nécessaire afin de mieux comprendre la structure spatiale des courants et de quantifier l'ordre de grandeur des flux sédimentaires avant et après l'édification de l'Heptastade. Pour cela, deux modèles de la période antique ont été réalisés grâce à la collaboration du Pr. B. Millet du Laboratoire d'Océanographie et de Biogéochimie, Université de la Méditerranée : l'un représente les dynamiques morphosédimentaires du IV^e siècle avant J.-C. (Heptastade non construit) ; l'autre adopte les changements opérés dans les flux littoraux une fois l'Heptastade mis en place.

Afin que le modèle puisse tourner correctement, nous avons agrandi le secteur étudié en le faisant passer de l'aire restreinte du tombolo à une aire beaucoup plus vaste, englobant la baie occidentale et la baie orientale. Une ride côtière de calcarénite, semi-frangeante aujourd'hui, a servi de limite nord au modèle tandis que la côte de la seconde ride côtière servait de limite sud.

3.1 Méthodologie

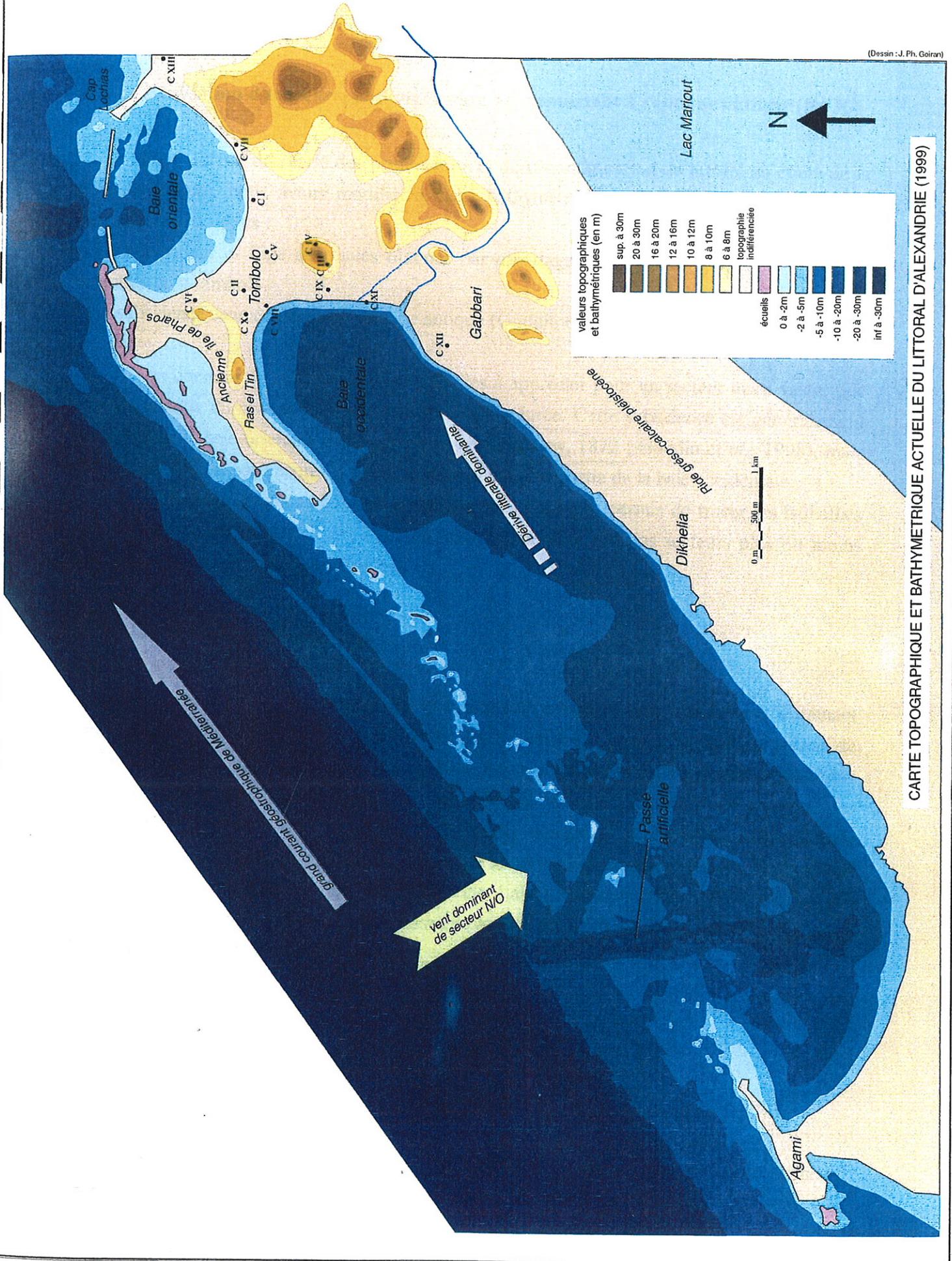
3.1.1 Données bathymétriques actuelles

Une carte bathymétrique précise de la région côtière d'Alexandrie a été réalisée à partir de cartes marines récentes et de cartes réalisées au cours des deux derniers siècles :

- carte marine du SHOM, 1999, "Alexandrie port est - secteur est", échelle 1/20 000
- carte marine du SHOM 1999, "Alexandrie port est - secteur ouest", échelle 1/20 000
- carte marine du SHOM 1989, "Alexandrie port ouest", échelle 1/20 000
- carte marine du SHOM, 1990, "Abords d'Alexandrie", échelle 1/100 000, 5923
- carte marine du British Hydrographyc Office, 1833, "Plan of the city, harbours and environs of Alexandria"

A partir de ces données bathymétriques récentes et en prenant en compte les données bathymétriques anciennes interprétées à partir des carottages, une carte paléobathymétrique a pu être établie (figure 35).

Figure 35 : Carte topographique et bathymétrique actuelle



(Dessin : J. Ph. Goiran)

3.1.2 Réalisation d'une carte bathymétrique correspondant à l'époque antique (fig 36)

Pour obtenir une carte des profondeurs et de la configuration du littoral au cours de la période antique, nous avons modifié la carte bathymétrique actuelle en fonction de trois paramètres principaux :

- La profondeur et l'âge des faciès obtenus par carottages dans la baie occidentale, la baie orientale et le tombolo.
- La subsidence estimée depuis la période antique (Goddio *et al.*, 1998 ; Goiran *et al.*, 2000).

Les données de subsidence étant difficiles à apprécier pour un secteur aussi vaste, une montée relative du niveau de la mer de 5m a été intégrée. Cette subsidence est généralement admise pour la baie orientale d'Alexandrie (Mahmoud Bey, 1872 ; Goddio *et al.*, 1998), mais nous ne possédons pas encore de données pour la majeure partie de la baie occidentale.

Les datations radiocarbone et archéologiques nous ont permis de tracer les isobathes pour la période du IV^e siècle av. J.-C. en faisant apparaître certains secteurs plus ou moins profonds que d'autres pour un même âge.

3.1.3 Les données météo-marines

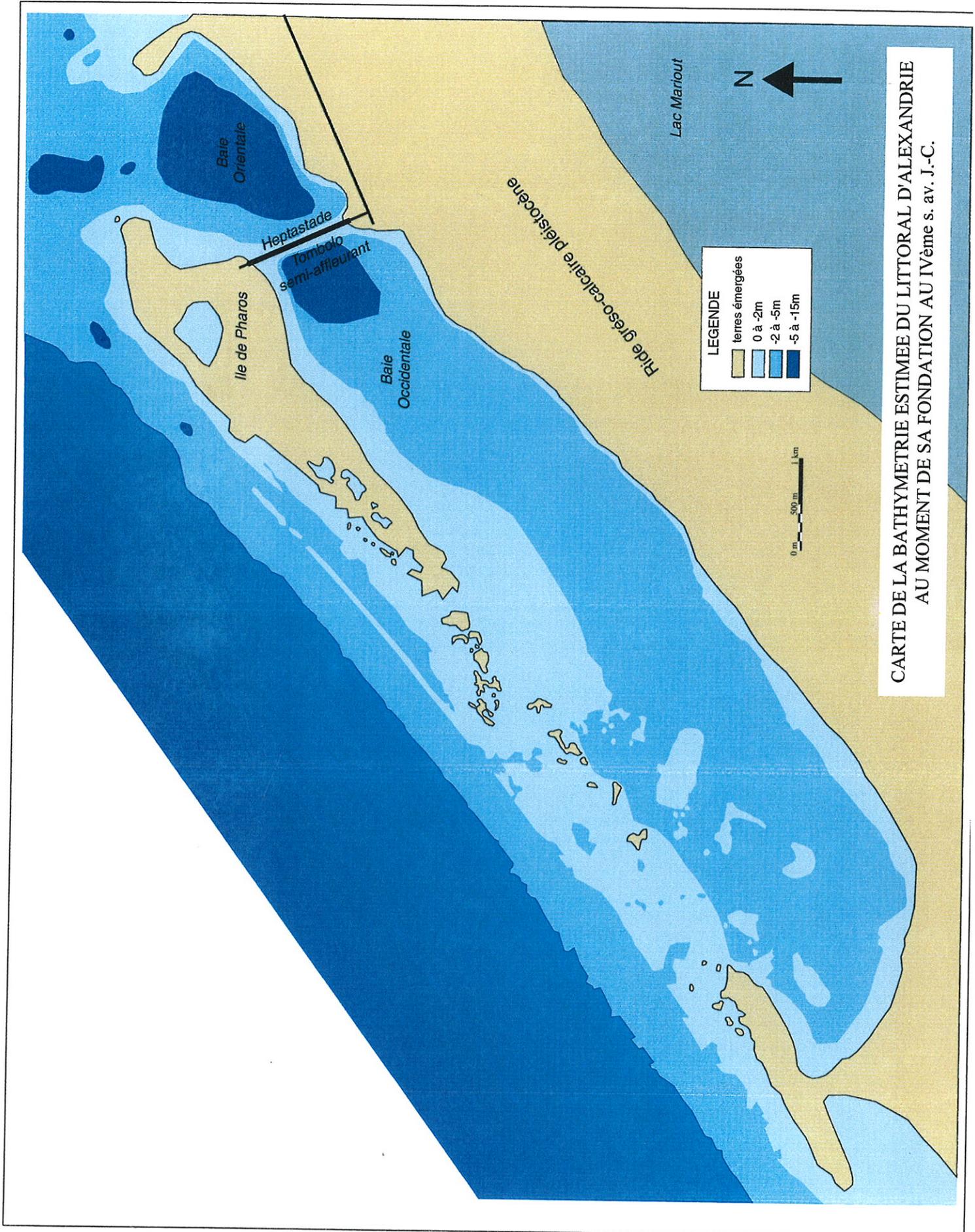
Dans cette étude, l'originalité de la configuration côtière veut que le vent dominant vienne frapper perpendiculairement la ride d'éolianite côtière. Cette particularité a permis de faciliter les calculs informatiques liés au modèle. Le vent dominant est de secteur nord-ouest (NW-315°) et a une vitesse moyenne annuelle de 8 m.s⁻¹ (stations météorologiques d'Alexandrie). Il semble que l'orientation des vents dominants n'ait guère changé depuis l'Antiquité, comme l'indiquent plusieurs auteurs de la période gréco-romaine dont Strabon (I^{er} s. av. J.-C.). Ils précisent que les rues de la ville étaient orientées d'une telle façon que les vents étiens venant de la mer rafraîchissaient la cité au moment de la période chaude et conféraient à Alexandrie un climat propice.

3.2 Modèle mathématique

3.2.1 Présentation du modèle

Le modèle numérique utilisé se décompose en deux parties, correspondant respectivement au calcul des courants horizontaux induits par le vent et des taux de remise en suspension du sédiment sous l'effet des vagues.

Figure 36 : Carte de la bathymétrie antique estimée



Modélisation des courants induits par le vent

Le modèle numérique utilisé se base sur une formulation bidimensionnelle horizontale des équations de la dynamique des fluides intégrées sur la verticale et permet de calculer la vitesse du courant horizontal, moyennée sur la verticale, au sein d'une masse d'eau homogène mise en mouvement sous l'effet du forçage du vent. Le système des équations est le suivant :

$$\begin{aligned} \delta U / \delta t + U \delta U / \delta x + V \delta U / \delta y - fV + g \delta \zeta / \delta x - \tau_{sx} / \rho h + \tau_{bx} / \rho h &= 0 \\ \delta V / \delta t + U \delta V / \delta x + V \delta V / \delta y + fU + g \delta \zeta / \delta y - \tau_{sy} / \rho h + \tau_{by} / \rho h &= 0 \\ \delta \zeta / \delta t + \delta(hU) / \delta x + \delta(hV) / \delta y &= 0 \end{aligned}$$

avec :

τ_{sx} et τ_{sy} : les tensions d'entraînement en surface dues au vent

$$\tau_{sx} = C_d \rho_a W^2 \sin \alpha \quad \tau_{sy} = C_d \rho_a W^2 \cos \alpha$$

τ_{bx} et τ_{by} : les tensions de frottement du mouvement sur le fond

$$\tau_{bx} = [\rho g U (U^2 + V^2)^{1/2}] / C^2 \quad \tau_{by} = [\rho g V (U^2 + V^2)^{1/2}] / C^2$$

U et V : les composantes horizontales de la vitesse du courant moyennée sur la verticale.

$f = 2 \omega \sin \lambda$: le paramètre de Coriolis

ω : la vitesse angulaire de rotation terrestre

λ : la latitude ($\lambda = 31^\circ$ N)

ζ : l'élévation de surface

h : la profondeur de la colonne d'eau.

ρ : la masse volumique de l'eau ($\rho = 1027 \text{ kg m}^{-3}$, homogène)

g : l'accélération de la pesanteur ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$)

C_d : le coefficient de traînée du vent ($C_d = 2.5 \cdot 10^{-3}$)

ρ_a : la masse volumique de l'air ($\rho_a = 1.25 \text{ kg m}^{-3}$)

α : la direction du vent (NW- 315°)

W : la vitesse du vent (8 m s^{-1})

C : le coefficient de frottement de Chézy.

Ce système d'équations est résolu numériquement à l'aide d'un schéma classique semi-implicite en direction alternée de type ADI (Alternating Direction Implicit). Le domaine de calcul est discrétisé en un maillage de 21 sur 69 mailles carrées régulières de 200 mètres de côté. Un pas de temps de 10 secondes est choisi de manière à conserver la stabilité du calcul numérique et des simulations de 20 heures sont effectuées pour atteindre la stationnarité de la solution numérique. Le programme informatique calcule à chaque pas de temps, les composantes horizontales de la vitesse du courant moyennées sur la verticale, et les élévations

de la surface de l'eau. Des précisions supplémentaires sur le modèle bidimensionnel de circulation sont disponibles dans de précédentes publications (Millet, 1989 ; Millet *et al.*, 2000).

Modélisation des taux de remise en suspension du sédiment

Le modèle numérique utilisé reprend les formulations présentées par Vlag (1992), et utilisées pour le calcul de la remise en suspension du sédiment dans des milieux côtiers peu profonds sous l'effet des champs de vagues induits par le vent. Les équations permettant de calculer la hauteur et la période des champs de vagues à l'équilibre sont issues des travaux du CERC (1975) et reportées comme suit :

$$g H/W^2 = 0.283 \operatorname{th}[0.53 (g h/W^2)^{0.75}] \cdot \operatorname{th}[(0.0125 (g F/W^2)^{0.42}) / (\operatorname{th}(0.53 (g h/W^2)^{0.75}))]$$

$$g T/(2 \pi W) = 1.2 \operatorname{th}[0.833 (g h/W^2)^{0.375}] \cdot \operatorname{th}[(0.077 (g F/W^2)^{0.25}) / (\operatorname{th}(0.833 (g h/W^2)^{0.375}))]$$

avec :

H : la hauteur des vagues (m)

T : la période des vagues (s)

g : l'accélération de la pesanteur ($m \cdot s^{-2}$)

h : la profondeur (m)

F : la longueur de fetch (m)

W : la vitesse stationnaire du vent ($m \cdot s^{-1}$)

Le calcul de la tension résultante de frottement sur le fond due aux courants τ_c est effectué à l'aide du modèle de courant précédemment décrit, $\tau_c = (\tau_{bx}^2 + \tau_{by}^2)^{1/2}$, et le calcul de la tension de fond maximale due aux vagues τ_v est effectué à partir de la formule suivante :

$$\tau_v = \rho f_v U_b^2$$

avec :

f_v : le coefficient de friction, fonction du nombre de Reynolds:

$$f_v = 0.1 \operatorname{Re}^{-0.23} \text{ avec } \operatorname{Re} = (U_b A_b) / \nu$$

ν : le coefficient de viscosité cinématique ($\nu = 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1}$)

U_b : la vitesse orbitale due aux vagues à proximité du fond ($m \cdot s^{-1}$)

$$U_b = (\pi H/T) \cdot (1/\sinh[4 \cdot \pi^2 H/(g \times T^2)])$$

A_b : la hauteur de vague à proximité du fond (m)

$$A_b = (H/2) \cdot (1/\sinh[4 \cdot \pi^2 H/(g \times T^2)])$$

La tension de fond résultante τ_b due aux effets conjugués du courant et des vagues est calculée ultérieurement par simple composition vectorielle : $\tau_b = (\tau_c^2 + \tau_v^2)^{1/2}$.

Le taux R de remise en suspension est la masse de sédiment susceptible d'être décrochée par unités de surface et de temps, sous les effets conjugués des courants et des vagues :

$$R = M [1 - (\tau_{cr} / \tau_b)] \quad R > 0$$

avec :

R : le taux de remise en suspension ($\text{kg m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

M : le taux maximal de remise en suspension ($M = 1.6 \cdot 10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

τ_b : la tension de fond résultante du courant et des vagues (N m^{-2})

τ_{cr} : la tension critique de remise en suspension du sédiment ($\tau_{cr} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-2}$)

3.2.2 Résultats

Deux séries de calculs des champs de courant, tensions de fond, hauteurs de vagues et taux de remise en suspension du sédiment ont été effectuées à l'aide des deux modèles précédemment décrits, sur l'ensemble du domaine et sous le forçage stationnaire du vent dominant (NW-315°; 8 m s^{-1}), mais dans des conditions morphologiques différentes du domaine. La première série correspond à une situation dans laquelle le tombolo est quasiment à fleur d'eau mais n'émerge pas encore. La seconde série est postérieure à la construction de l'Heptastade au IV^e siècle av. J.-C., qui entrave la courantologie et le transit sédimentaire côtier. Ces deux séries de calculs ont permis d'obtenir deux séries de 5 cartes.

3.2.2.1 Hauteurs de vagues

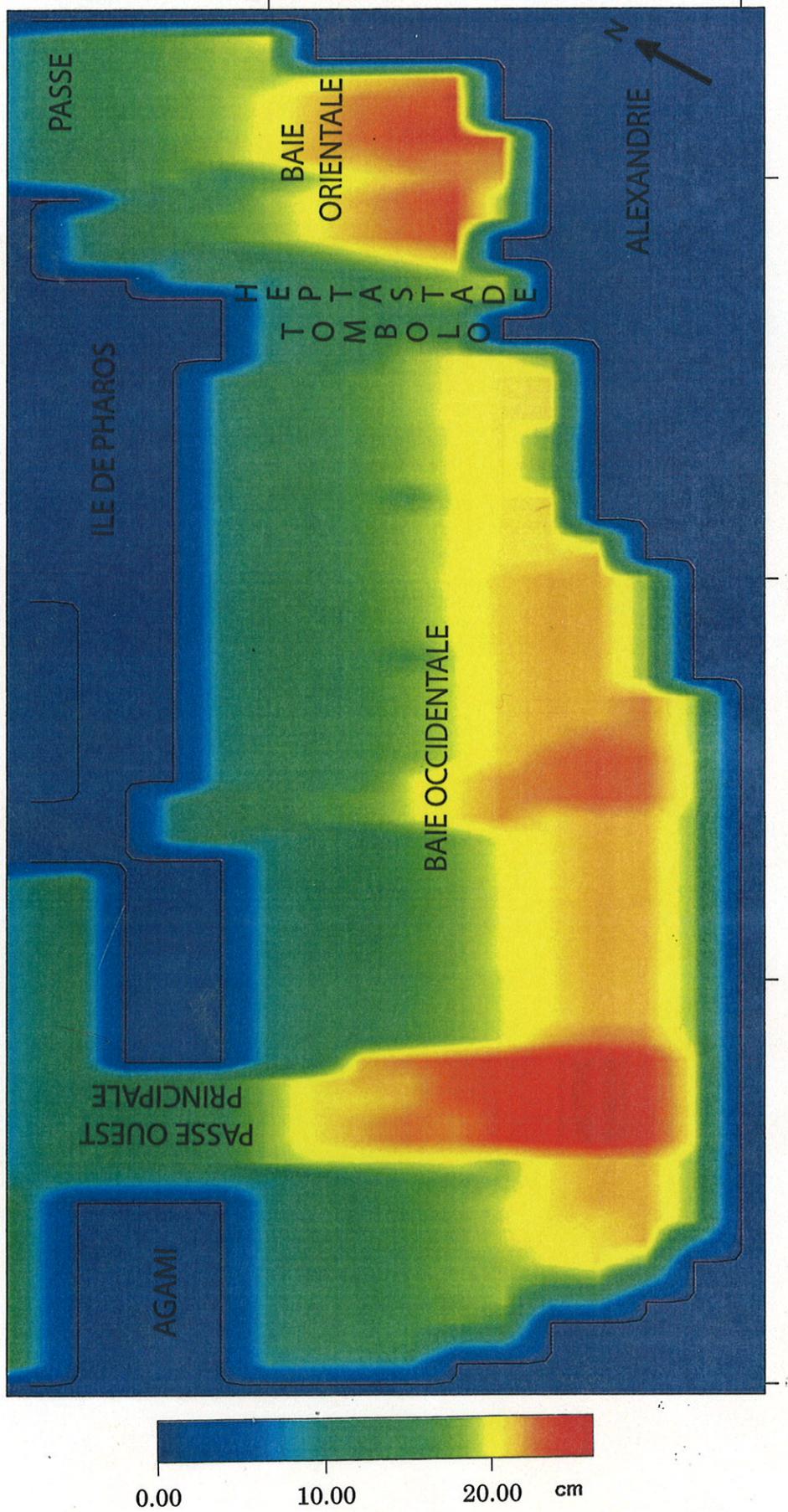
Les deux cartes des hauteurs de vagues (figures 37 et 38), antérieures et postérieures à la construction de l'Heptastade, sont sensiblement identiques. Elles permettent de localiser trois principales zones du déferlement des vagues en raison de leur cambrure et de leur élévation dues aux frottements sur le fond :

La zone 1 se situe en face de la grande passe ouest

La zone 2 se situe en face de la passe centrale

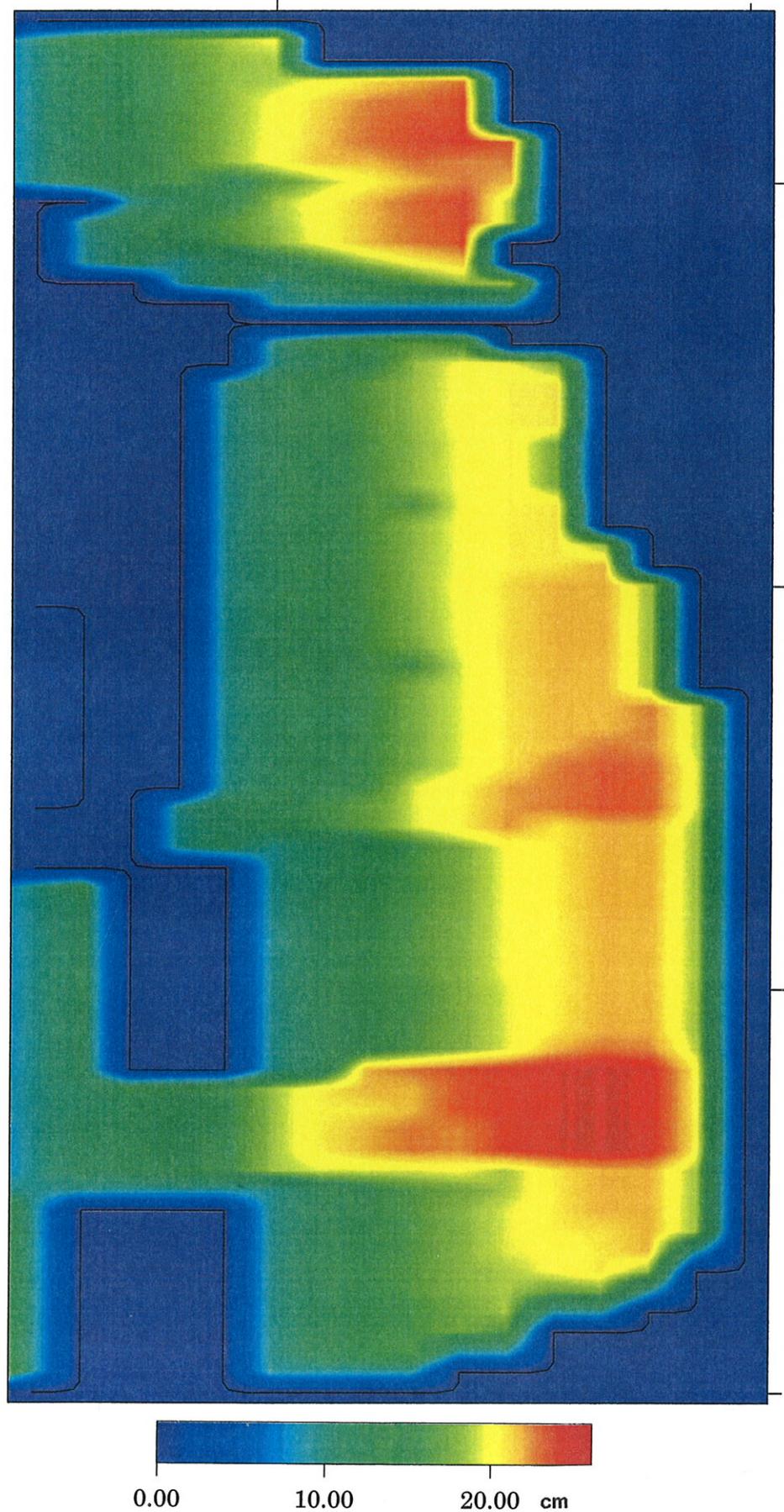
La zone 3 se situe à l'est (dans la baie orientale)

Figure 37 : Carte des hauteurs des vagues au déferlement : situation avant l'Heptastade



hautvag

Figure 38 : Carte des hauteurs des vagues au déferlement : situation après l'Heptastade



Ces cartes permettent de qualifier certains secteurs plus battus que d'autres. Il apparaît clairement que la baie orientale reste largement soumise à un clapot même après la construction de l'Heptastade. Le modèle montre que cet ouvrage, parallèle à la direction du vent, n'a pas su protéger la baie orientale de l'influence des vagues.

3.2.2.2 Champ de courant induit par le vent

Chacune des deux cartes du champ de courant de surface induit par le vent (figures 39 et 40) apporte une information sur la direction et la force du courant. Les flèches représentées sur les cartes sont assimilées à des vecteurs dont la longueur est proportionnelle à la vitesse du courant. Les courants les plus forts atteignent une vitesse de 15 cm s^{-1} et se localisent dans trois secteurs principaux :

- la passe ouest
- la côte ouest de la baie occidentale
- et l'ensemble de la baie orientale d'Alexandrie

Les courants s'organisent d'ouest en est sous la forme de sept gyres principaux. L'importance du gyre situé dans la baie orientale est à mettre en relation avec l'intensité des courants situés à sa périphérie et à la régularité bathymétrique de cette baie orientale.

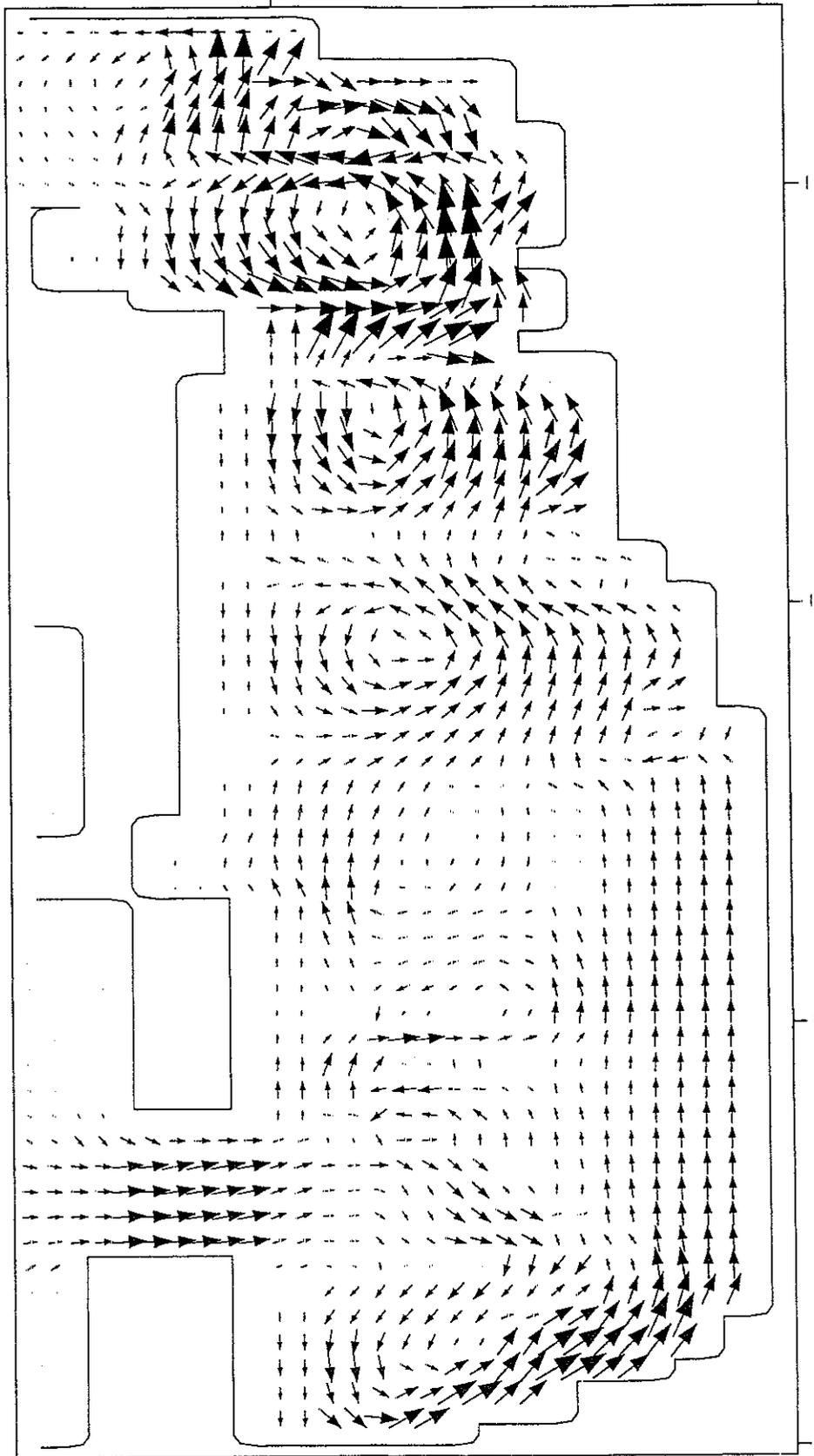
La construction de l'Heptastade provoque deux modifications importantes de la courantologie:

- La passe ouest devient beaucoup plus calme. L'arrivée d'eaux marines dans la baie tend à s'affaiblir. Tout se passe comme si l'Heptastade avait entravé le flux entrant par la passe ouest et ressortant par la passe de la baie orientale : le système de circulation générale des eaux disparaît. La baie occidentale reçoit désormais beaucoup moins d'eau marine du large. Dès lors, la baie évolue en milieu semi-ouvert ; cela se voit dans les carottes du port ouest où les ostracodes du large disparaissent à la période Antique gréco-romaine.

- De part et d'autre de l'Heptastade, les courants s'orientent en sud-nord sur son côté ouest et en nord-sud sur son côté est. Toujours sur le flanc ouest de l'Heptastade, on note un courant de très faible vélocité et donc de compétence très limitée. En revanche, le côté oriental est soumis à un courant plus fort, mais dont la vitesse décroît rapidement vers le sud, à mesure que l'on se rapproche de la ville antique.

De manière plus générale, l'Heptastade a provoqué une diminution sensible de la vitesse des gyres (plus nette dans la baie occidentale que dans la baie orientale), liée à la déconnexion des deux baies et la disparition du schéma de circulation général des eaux.

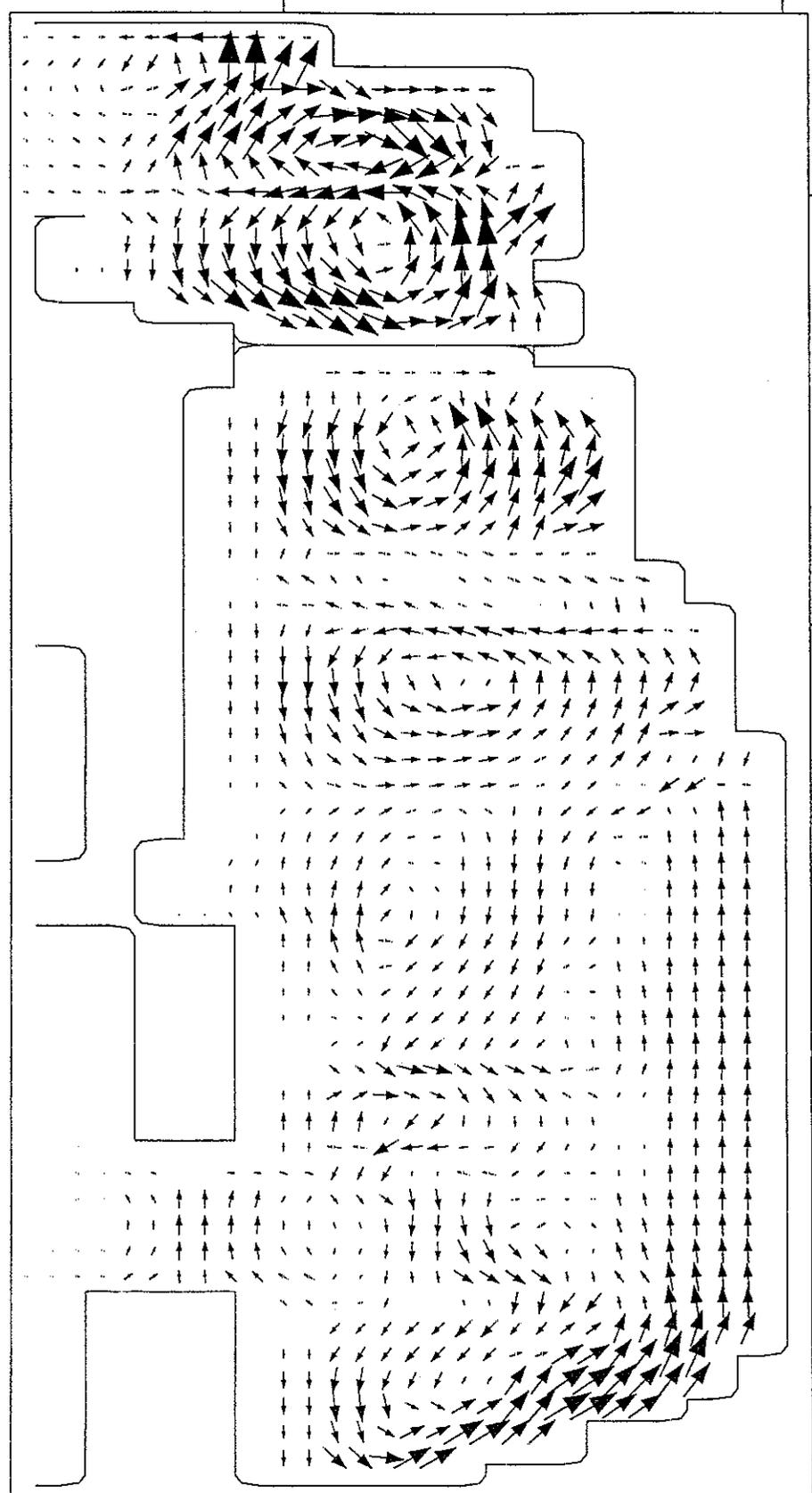
Figure 39 : Carte de champ de courant induit par le vent : situation avant l'Heptastade



VENT DE NW-315 DEGRES , 8 M/S

→ = 14.31 cm.s⁻¹

Figure 40 : Carte de champ de courant induit par le vent : situation après l'Heptastade



VENT DE NW-315 DEGRES , 8 M/S

→ = 14.02 cm.s⁻¹

3.2.2.3 Tensions de fond induites par le courant seul

Les cartes des tensions de fond induites par le courant seul (figures 41 et 42) correspondent au stress imposé par le mouvement de la masse d'eau sur le fond. Elles permettent de quantifier la capacité d'érosion du courant sur le sédiment. Elles indiquent également l'orientation privilégiée de cette érosion. Au final et au vu de la répartition spatiale du champ de tensions de fond, il est possible d'avoir une idée à la fois de l'intensité et de l'orientation du transport sédimentaire.

Sur les deux cartes les flèches expriment quatre types de tendances :

Tendance 1 : Les courants de fortes intensités qui s'orientent dans une même direction indiquent une zone de mobilisation sédimentaire (exemple : la passe ouest)

Tendance 2 : Si l'intensité du courant est faible et que les vecteurs convergent, alors l'accumulation sédimentaire se fait (exemple : aire sud-ouest du tombolo).

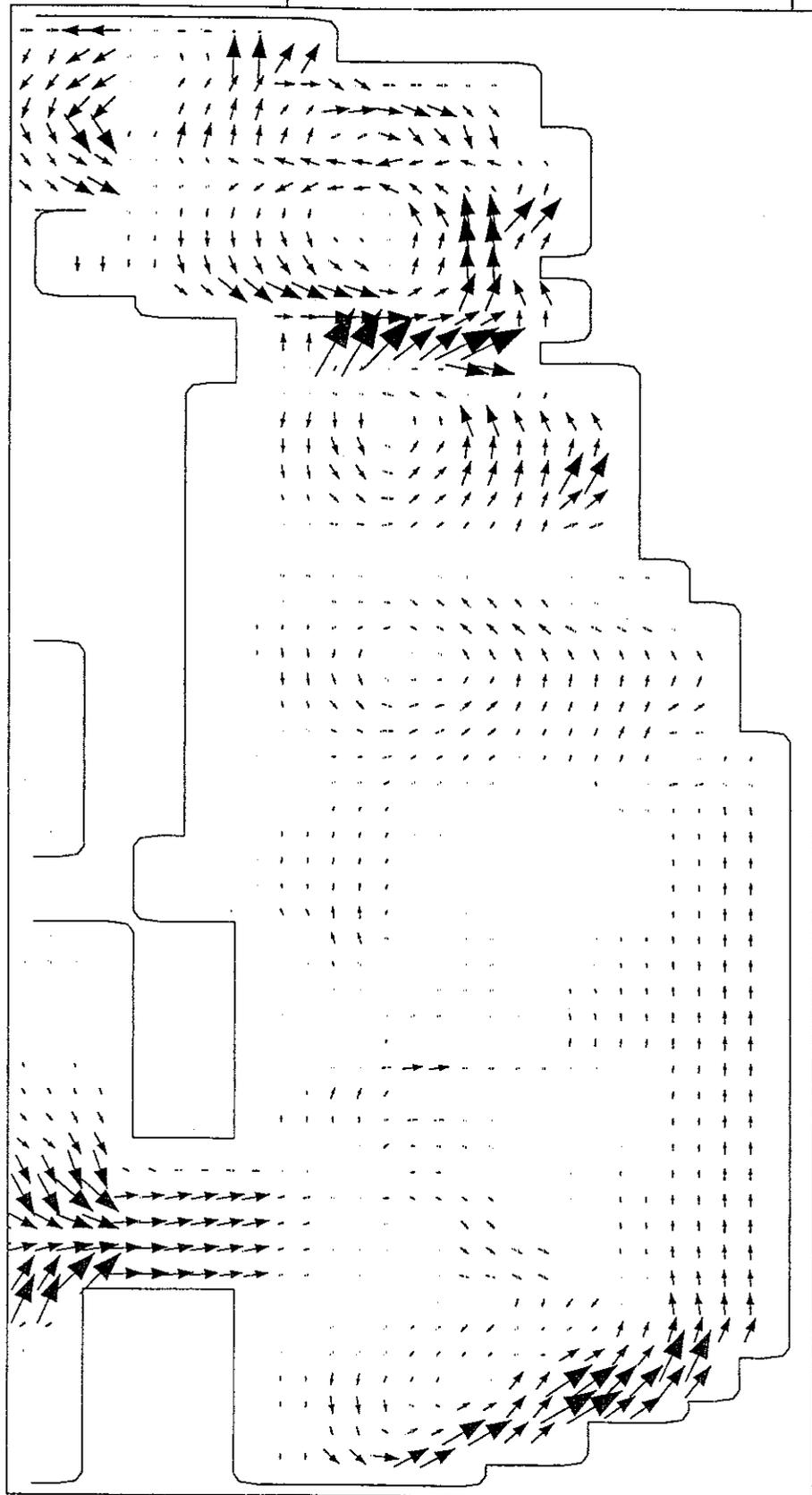
Tendance 3 : Si l'intensité du courant est élevée et que les vecteurs convergent, alors l'accumulation pourra se faire mais localement, et la turbidité des eaux devient importante (exemple : secteur nord du tombolo ou partie sud de la baie orientale).

Tendance 4 : Les zones presque blanches localisées au cœur des gyres et correspondant à des courants de très faibles intensités, signalent une accumulation de sédiment (exemple : la baie occidentale).

La carte de l'état de l'érosion antérieure à la construction de l'Heptastade fait apparaître 4 zones d'évolution distinctes. La passe ouest montre l'importation massive d'un sédiment marin venant s'accumuler dans la baie. Le littoral ouest de la baie occidentale illustre le cas d'un littoral en forte érosion avec exportation de sédiment vers l'est. La partie ouest du tombolo se trouve, dans sa partie sud, dans une zone de convergence où le dépôt de sédiments se fait, tandis que le côté oriental du tombolo est soumis à une érosion importante. Enfin, il apparaît clairement que la baie orientale, parcourue par des flux érosifs convergents et divergents, se caractérise par la turbidité de ses eaux.

La construction de l'Heptastade annule l'arrivée des sédiments marins par la passe ouest et renforce considérablement l'érosion du littoral ouest de la baie. De nos jours, cette zone est toujours soumise à l'érosion marine puisque des constructions antiques se retrouvent en partie sur l'estran et attaquées par les vagues. L'absence de vecteurs sur le flanc ouest du tombolo signale l'absence d'érosion. Son flanc oriental se trouve soumis au nord à des courants érosifs qui décroissent rapidement vers le sud. Cette perte de vitesse peut entraîner un dépôt de charge dans ce secteur. Une autre caractéristique affectant la baie orientale est la recrudescence des flux sédimentaires entrant et sortant par la passe est.

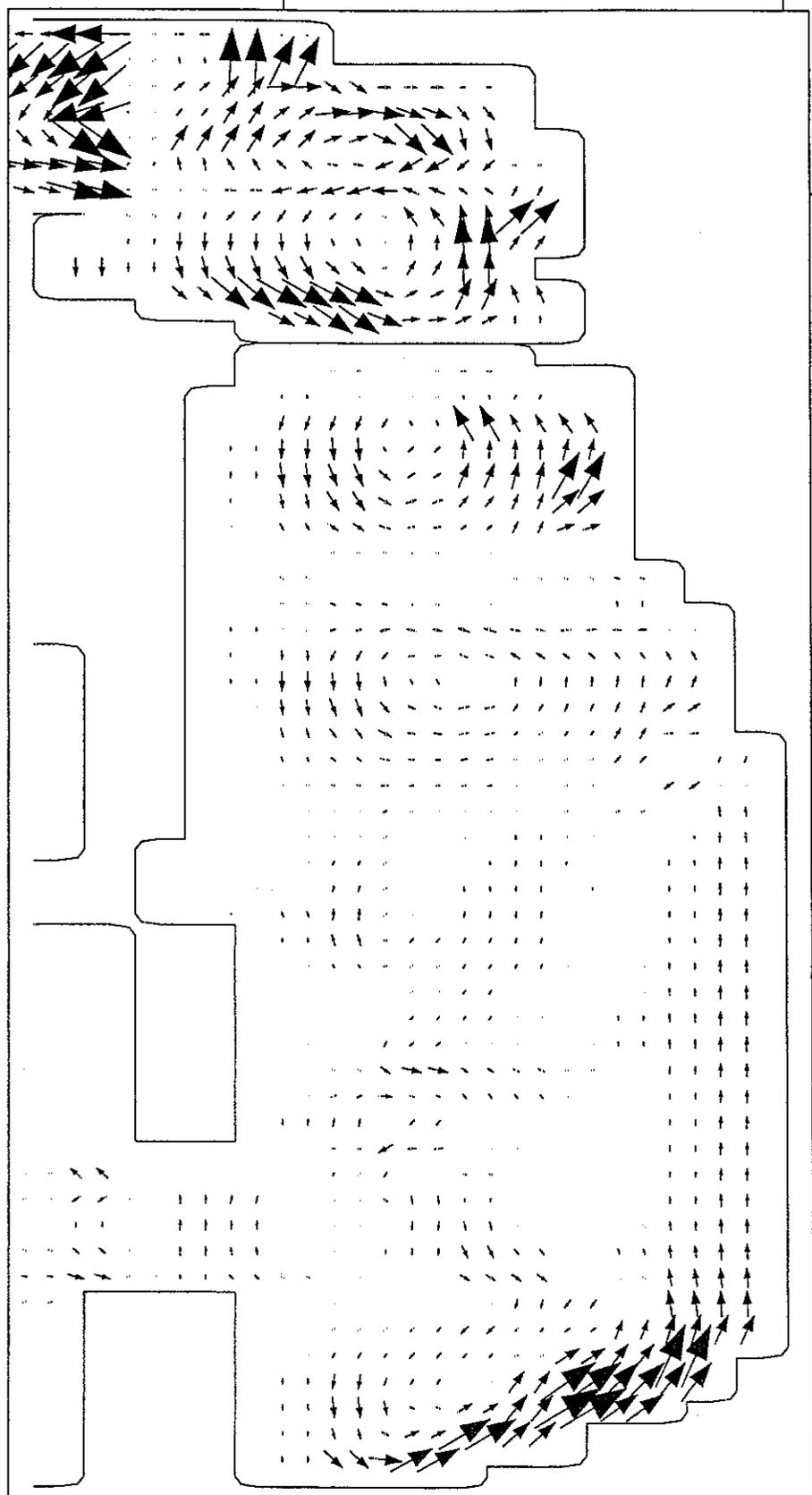
Figure 41 : Carte des tensions de fond induites par le courant seul : situation avant l'Heptastade



VENT DE NW-315 DEGRES , 8 M/S

—▶ = 135.61 x 10⁻² N.m⁻²

Figure 42 : Carte des tensions de fond induites par le courant seul : situation après l'Heptastade



VENT DE NW-315 DEGRES , 8 M/S

→ = 112 25 x 10⁻² N.m⁻²

3.2.2.4 Tensions de fond résultantes (vagues + courants)

Les deux cartes obtenues (figures 43 et 44) permettent une synthèse des secteurs où le fond marin est le plus érodé ou remobilisé par l'action cumulée des courants et des vagues. L'intérêt majeur de ces cartes est de montrer que tant que l'Heptastade n'était pas construit, une accumulation préférentielle de sédiments se faisait dans sa partie nord (zone blanche et bleu foncé). L'Heptastade, venant chapeauter la partie sommitale du tombolo, a fait basculer la tendance vers des atterrissements sédimentaires majoritaires pour la face ouest

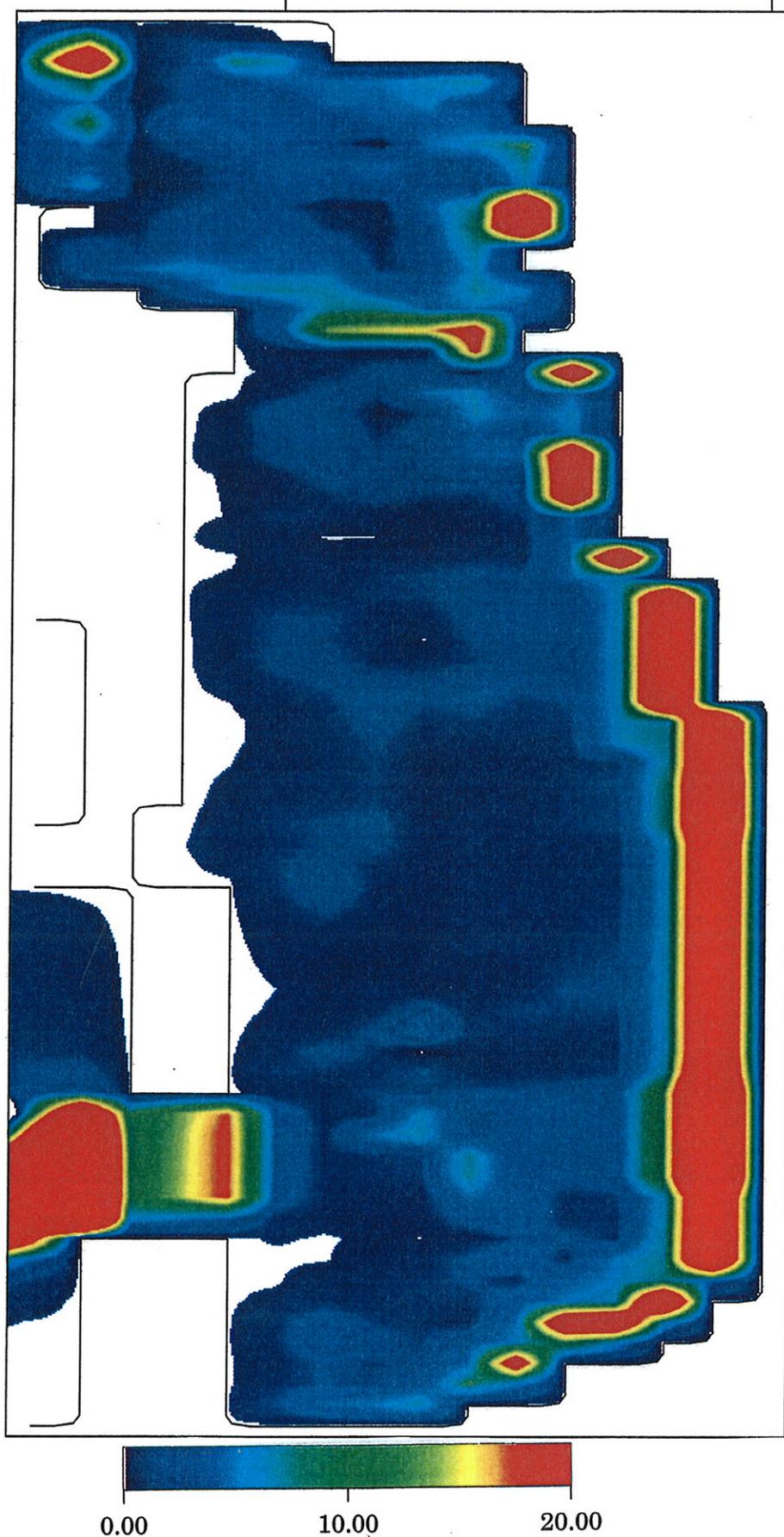
3.2.2.5 Taux de remise en suspension du sédiment

Les deux cartes (figures 45 et 46) qui représentent le taux de remise en suspension du sédiment ne correspondent qu'aux textures grossières, sableuses, limoneuses ou argileuses, d'un sédiment non cohésif et non compacté, en raison de la paramétrisation choisie dans le modèle de remise en suspension du sédiment. Ainsi des fonds marins qui seraient composés exclusivement de vases cohésives ne peuvent être intégrés à la présente étude. Ce faciès de vases plastiques n'a d'ailleurs été rencontré que dans des environnements portuaires postérieurs à la construction de l'Heptastade. Les résultats obtenus sont exprimés en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Ainsi, les zones en couleur sur la carte indiquent la masse de sédiments, en kilogramme pour chaque mètre carré et par seconde, susceptible d'être mobilisée sous les effets conjugués des courants et des vagues

Ces résultats permettent d'apprécier la variabilité spatiale de ce paramètre qui intègre les effets conjugués de la bathymétrie, du fetch, des tensions de courant et des tensions dues aux vagues, et qui traduit la capacité des conditions environnementales à remettre en suspension le sédiment

La carte antérieure à l'Heptastade fait apparaître un taux de remise en suspension du sédiment assez faible pour la section du tombolo. Une aire de très faible mobilité des sédiments se dessine à mi-distance entre l'île et le continent. Ce secteur d'accumulation a pu aider à la mise en place artificielle de l'Heptastade. A partir du moment où celui-ci est construit, les conditions hydrodynamiques changent radicalement avec la création de deux baies distinctes. La baie orientale reste soumise à un taux élevé de remise en suspension du sédiment et devait se caractériser par ses eaux troubles. Ce dernier élément peut expliquer, en partie, le cloisonnement portuaire aménagé sur le pourtour de la baie orientale.

Figure 43 : Carte des tensions de fond résultantes (vague et courant) : situation avant l'Heptastade



TENSIONS DE FOND ($\times 10^{-2} \text{ N.m}^{-2}$)

Figure 44 : Carte des tensions de fond résultantes (vague et courant) : situation après l'Heptastade

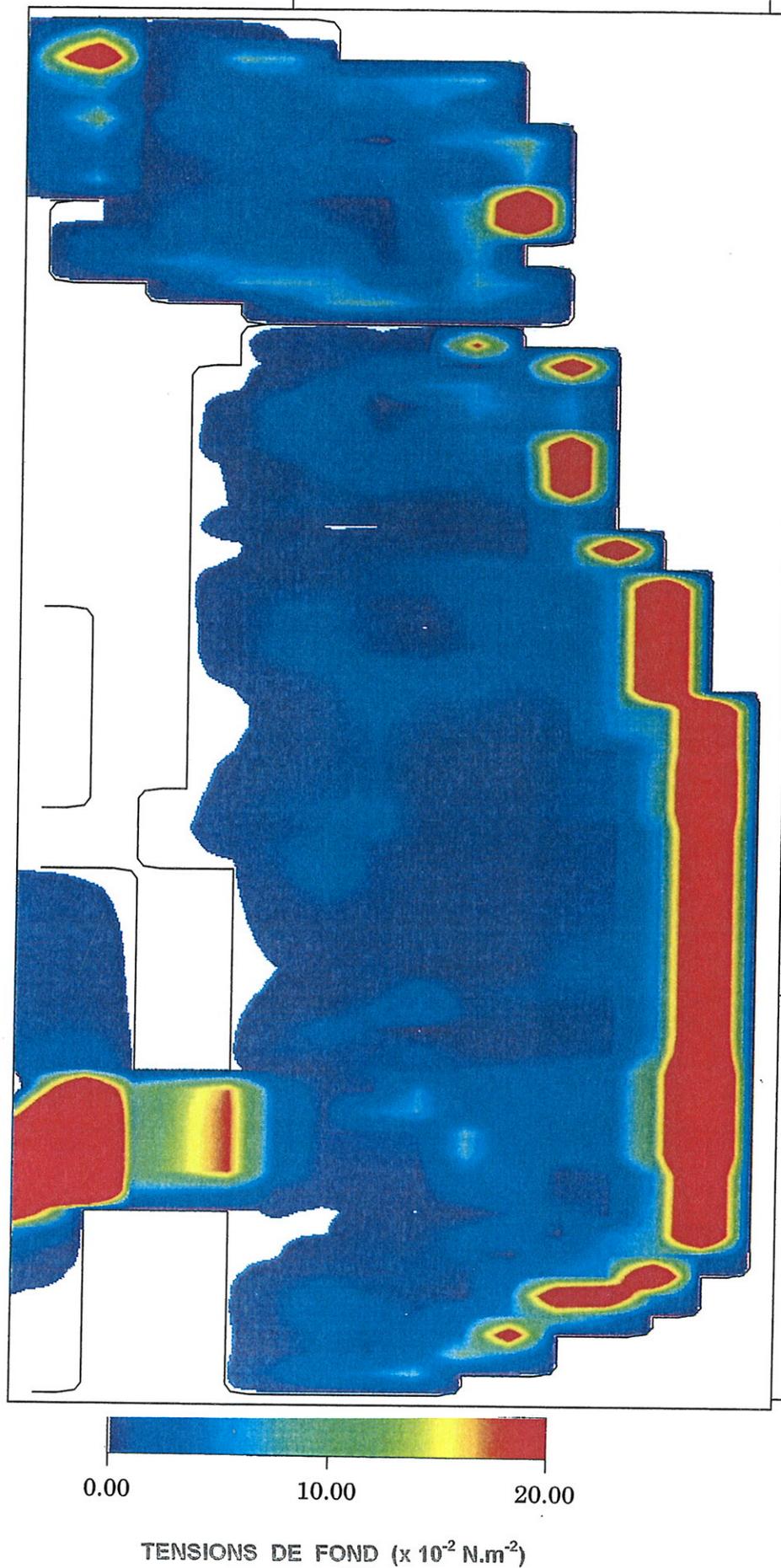


Figure 45 : Carte des taux de remise en suspension du sédiment : situation avant l'Heptastade

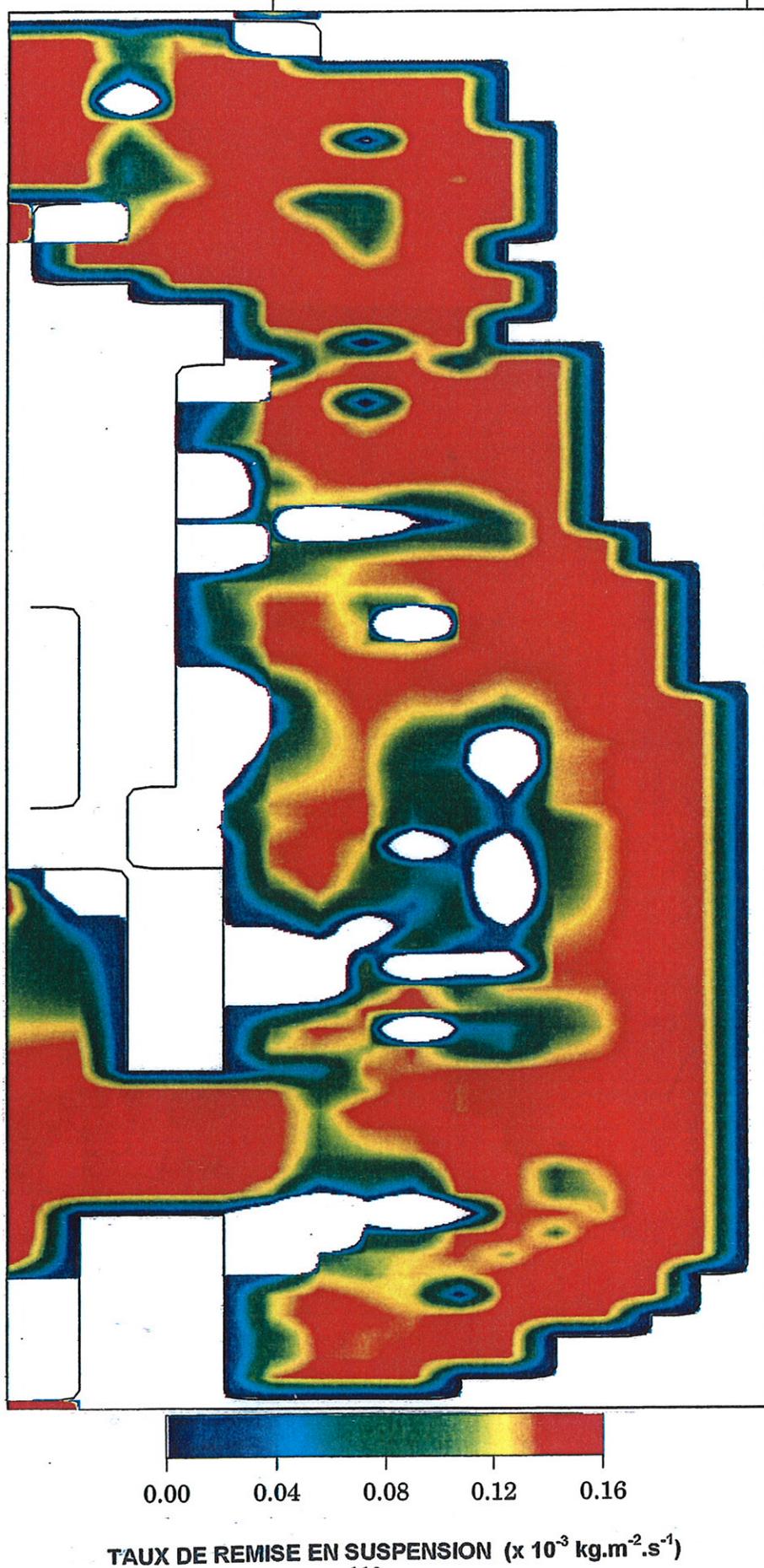
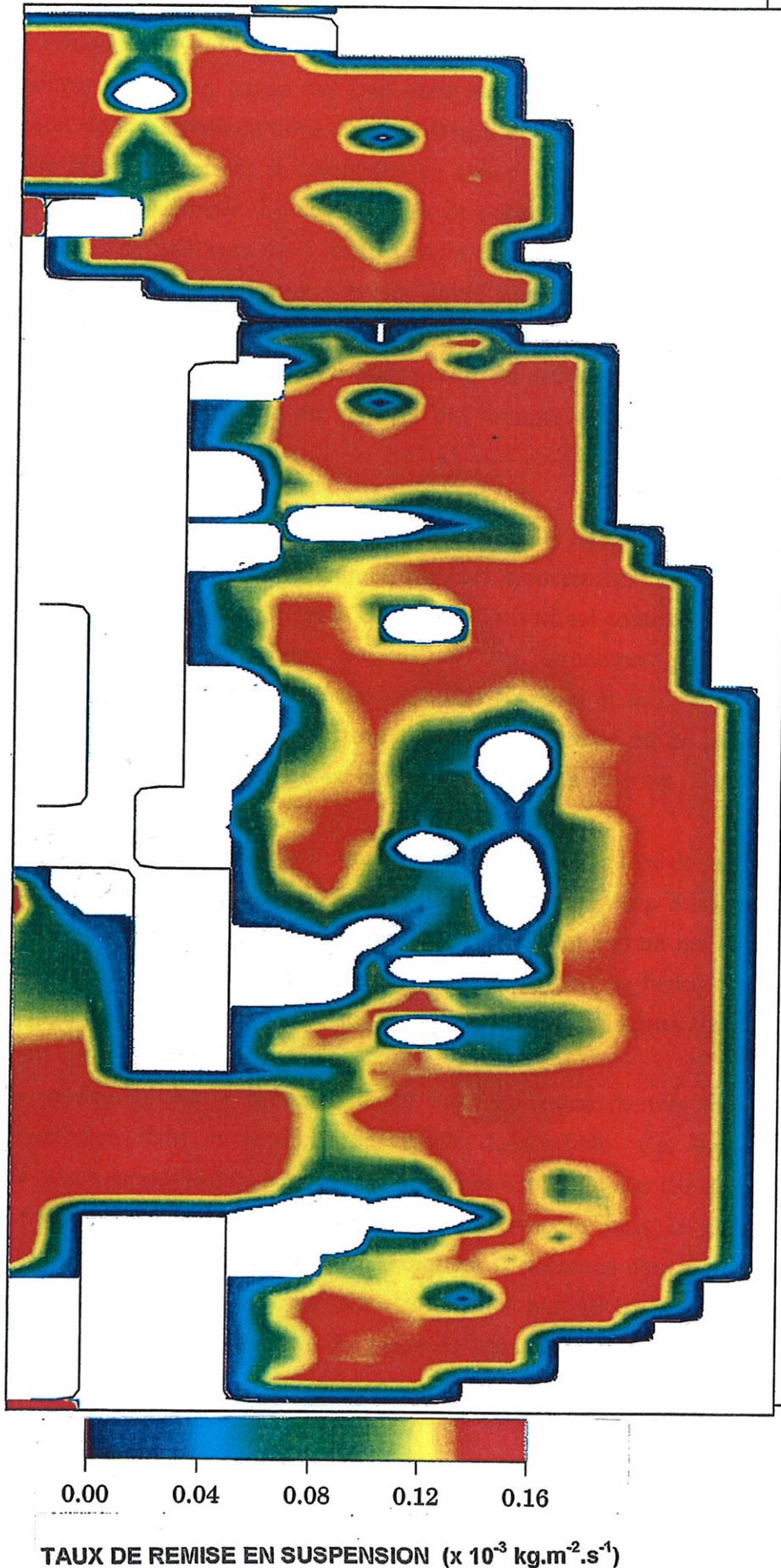


Figure 46 : Carte des taux de remise en suspension du sédiment : situation après l'Heptastade



3.3 Discussion

Plusieurs critiques doivent cependant être rappelées afin de faire évoluer le modèle par la suite. Le modèle repose en partie sur une carte marine dont la paléobathymétrie a été estimée grâce aux données radiocarbone des carottages et aux indicateurs faunistiques. Ces données de base sont à revoir et à compléter en raison des nouvelles séries de datation obtenues dans la rade occidentale. Le second biais de départ dans ce modèle, est la prise en compte d'une subsidence uniforme de 5 mètres. Afin de rendre le modèle plus simple pour l'obtention d'un premier résultat, nous n'avons gardé que la grande passe dans la rade occidentale, alors qu'elle en compte deux autres plus réduites. Enfin, les résultats numériques obtenus en ce qui concerne la remise en suspension du sédiment demeurent encore très schématiques en raison du fait qu'ils ne tiennent pas compte de la diversité spatiale de la nature du sédiment.

Mais la création de ce modèle répond à un triple intérêt. Il permet de mieux comprendre que la rade orientale reste animée par des mouvements d'eau et de sédiments importants, même après la construction de la chaussée. Dans un tel contexte hydrodynamique, on comprend mieux l'importance des bassins et des structures portuaires antiques redécouverts récemment par l'équipe de Franck Goddio (Goddio *et al.*, 1998). Les sociétés antiques ont aménagé et cloisonné le pourtour de la baie orientale en de multiples bassins portuaires afin de protéger le milieu de la houle, des courants internes à la baie et de la turbidité de ses eaux.

Le second intérêt est d'estimer la direction des courants à l'entrée de la rade orientale, dans la passe comprise entre le cap oriental de l'île de Pharos et le cap Silsileh. Ainsi, pour accéder au port les navires antiques devaient emprunter le courant entrant qui se met en place à l'est de l'île de Pharos. Pour reprendre le large, la sortie du port se faisait du côté du cap Lochias. La position du Phare d'Alexandrie sur le cap est de l'île de Pharos à proximité même du courant entrant apparaît ainsi très logique.

Enfin, le modèle révèle la présence d'une zone oblongue de très faible remise en suspension du sédiment dans la section transversale du tombolo. Cet espace de calme hydrodynamique relatif, se positionne à mi-distance entre la cité antique et l'île de Pharos. Ce secteur a donc pu faciliter le développement du tombolo puis la construction de l'Heptastade. Nos carottes, notamment la C II, indiquent la présence d'un haut fond ou d'un tombolo à fleur d'eau. Les données géophysiques obtenues par Albert Hesse et son équipe (Hesse *et al.*, 1999) montrent également la présence d'un banc de sable dans la section médiane de l'Heptastade.

Partie III

Les milieux de sédimentation portuaires antiques à Alexandrie

*"Ptolémée III Evergète était si ambitieux et fastueux en ce qui concernait les livres, qu'il ordonna que tous les livres de ceux qui débarquaient à Alexandrie lui soient apportés, afin qu'on fasse immédiatement des copies et que l'on rende aux visiteurs non pas les originaux mais les copies. [...]
C'est ainsi que se constitua dans la bibliothèque d'Alexandrie un fond de "livres des navires" "*

Zeuxis (II^e s. av. J.-C.)

1 La baie orientale d'Alexandrie

Une baie est un rentrant du littoral qui peut s'évaser vers le large ou être verrouillée par un goulet (George et Verger, 1996 ; Joly, 1997). Une baie constitue donc un milieu de sédimentation plus ou moins calme, apte à piéger naturellement les sédiments. L'île de Pharos à l'ouest, le cap Lochias à l'est et la présence de récifs et de hauts fonds au milieu de la passe, constituent un cadre naturel idéal pour le piégeage et la conservation des archives sédimentaires. En l'absence d'indicateur de niveau marin immergé au large de Qait bey, nous avons décidé de rechercher l'information des mouvements relatifs du plan d'eau au sein des sédiments accumulés dans la baie. Nous disposons également des textes anciens et de vestiges relatifs à l'occupation et à l'aménagement des rivages en bassins portuaires. A l'époque antique, la baie aménagée et artificialisée s'apparentait à une vaste rade.

Il était donc nécessaire d'organiser une série de carottages longeant la baie actuelle, afin d'obtenir cinq types d'informations :

- 1) La principale information concernait les variations relatives du niveau marin avec la mise en évidence de faciès de plage.
- 2) Ces plages allaient permettre de reconstituer le déplacement latéral du trait de côte par la mise en évidence de séries progradantes ou transgressives.
- 3) Les rythmes et la nature du comblement de la baie ont pu être étudiés par le biais des vitesses de sédimentation et des types d'apports sédimentaires.
- 4) Le degré de protection ou d'ouverture du milieu au cours du temps était également nécessaire à connaître, en terme d'évolution des milieux de sédimentation, dans la mesure où la baie actuelle est un milieu battu.
- 5) Enfin, mesurer les impacts d'origine anthropique au niveau de base et à l'aval d'une métropole antique.

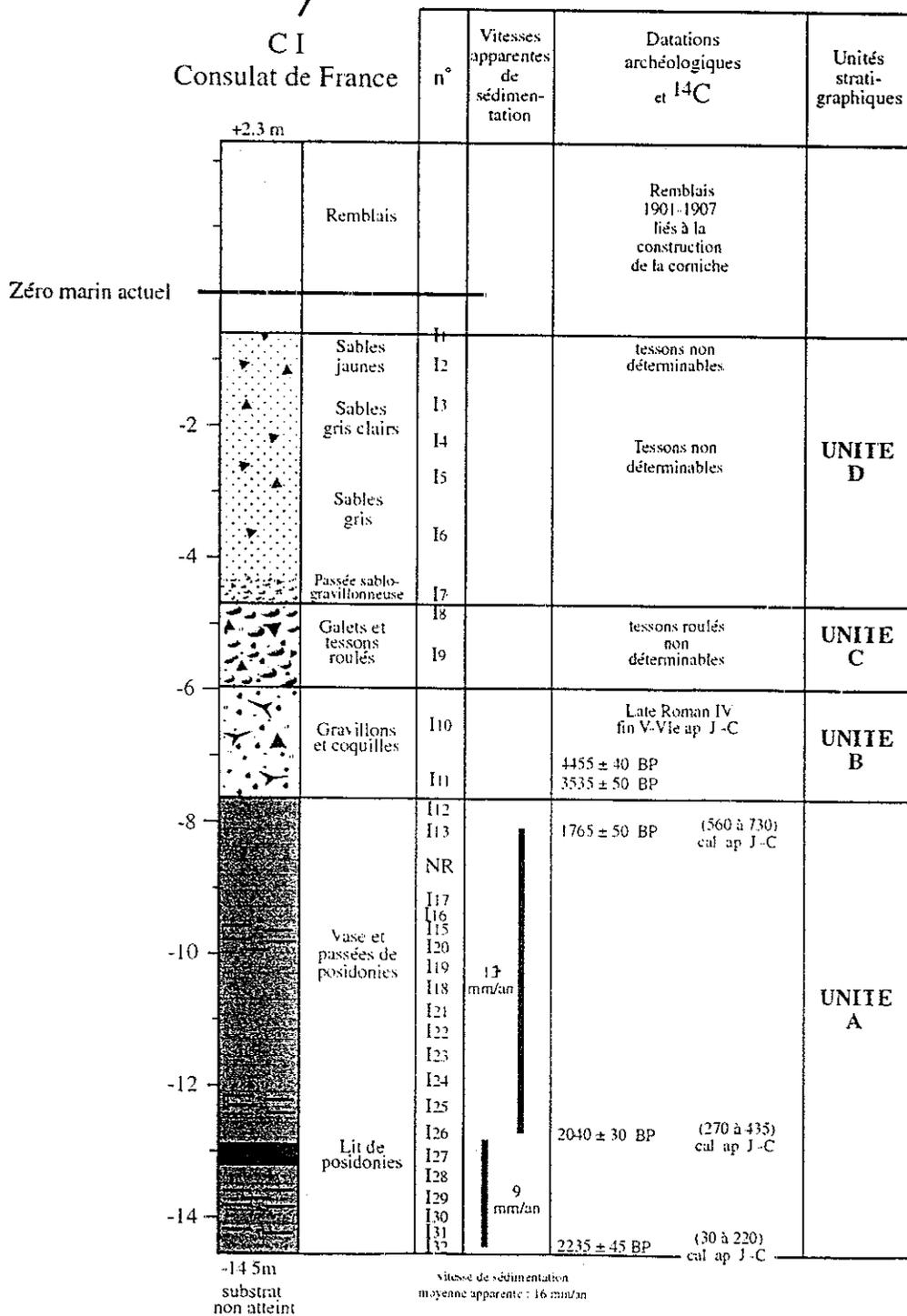
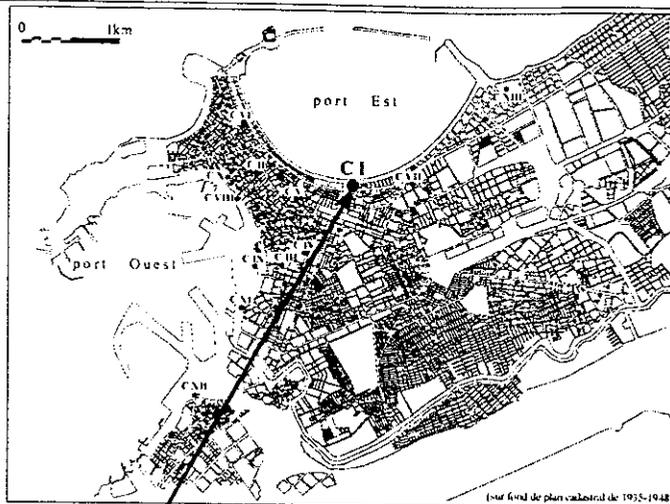
1.1 Analyses des unités sédimentaires de la carotte C I

Ce premier carottage a été réalisé dans les jardins du Consulat Général de France d'Alexandrie. La carotte C I atteint une profondeur de -14,5 m sous le niveau marin actuel et quatre unités sédimentaires se distinguent (figure 47).

1.1.1 Unité basale A : vases plastiques

L'unité inférieure de la carotte se compose d'une accumulation de vases homogènes sur 685 cm. Les datations au radiocarbone réalisées sur des fibres de posidonies indiquent à la base (échantillon I 32 à -14,3 m) : 2235 ± 45 ans BP soit 25 à 220 cal. ap. J.-C. (Ly-8865).

Figure 47 : Localisation du carottage C I : Jardins du Consulat de France



L'échantillon I 26 à -12,7 m : 2040 ± 30 BP soit 270 à 435 cal. ap. J.-C. (Ly-9146) et au sommet (échantillon I 13 à -8,2 m) : 1765 ± 50 ans soit 560 à 730 cal. ap. J.-C. (Ly-8866). La vitesse moyenne apparente de sédimentation est rapide de l'ordre de 9 mm/an à la base de l'unité, puis 17 mm/an dans la section médiane et sommitale (figure 47).

1.1.1.1 Analyses granulométriques

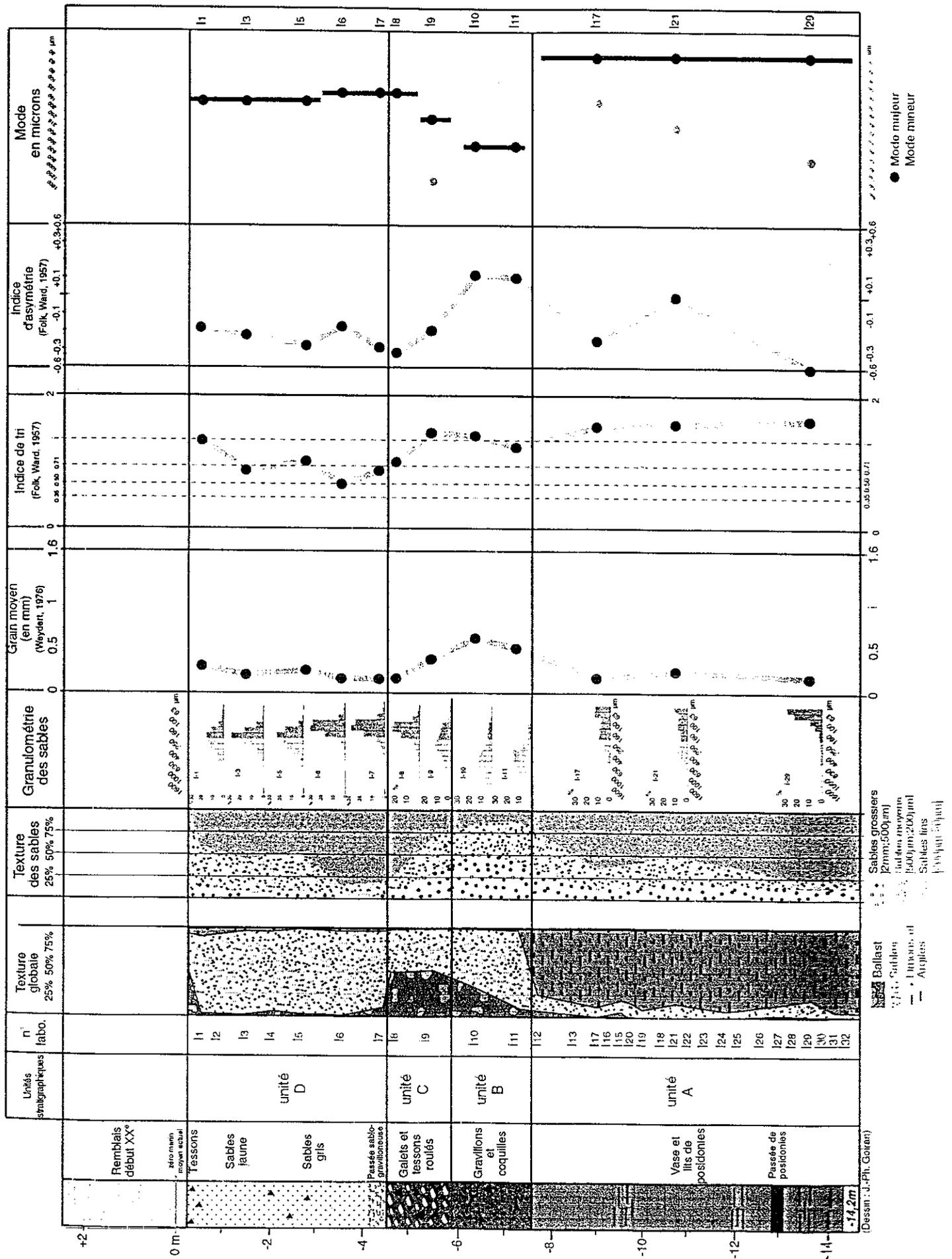
La fraction limono-argileuse représente en moyenne 80% à 90% du poids total à sec du sédiment. La proportion des sables varie de 5% à 15% et le ballast de 1% à 5%. Le volume des limons fins et argiles correspond à 75% de la fraction limono-argileuse totale. Les histogrammes obtenus sont bi-modaux avec une classe modale majeure vers 30 μm , et une seconde peu développée vers 1 μm (figure 48).

Les sables fins prédominent dans la fraction sableuse totale et varient entre 50% et 77% du poids total des sables à sec. La proportion des sables moyens oscille entre 9% et 32%. Le stock de sables grossiers reste faible et constant autour de 15% du poids total. Les histogrammes obtenus, sont de deux types : soit polymodal, soit unimodal dans les sables fins. La courbe cumulative des sables de ce dernier type présente une allure concave très nette. Le grain moyen varie entre 190 μm et 270 μm . L'indice de tri est en général mauvais : il varie entre 1,3 et 1,4. L'indice d'asymétrie présente des valeurs toujours négatives qui indiquent un enrichissement constant en sables fins. Le ballast associe des coquillages, des fibres de posidonies ainsi qu'une fraction importante de petits cristaux de gypse en rosette d'une taille de 2 à 3 mm, caractéristiques des milieux semi-confinés.

1.1.1.2 Analyses de la macrofaune

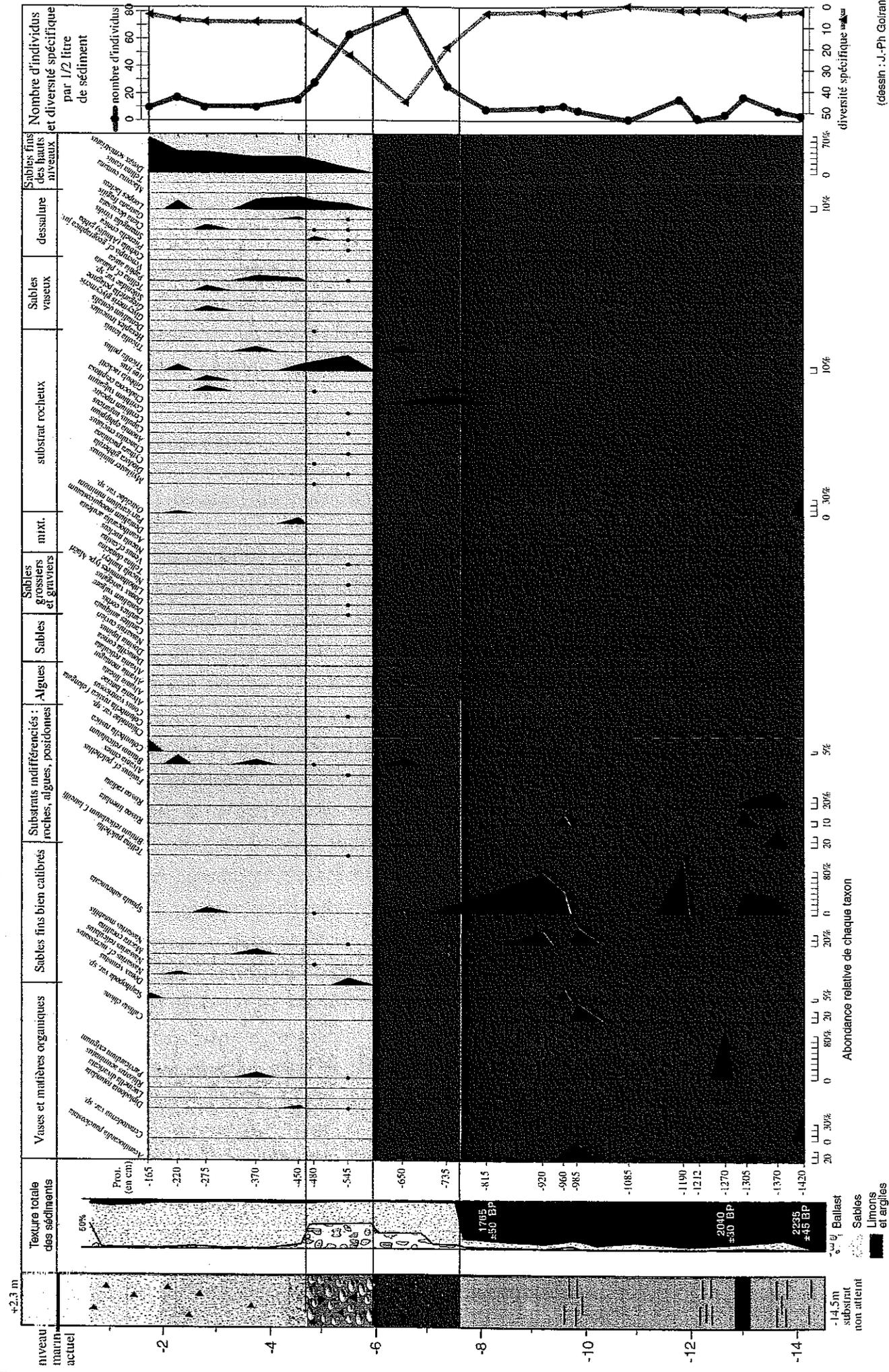
Le contenu malacologique du ballast se compose exclusivement de gastéropodes et de pélécy-podes. Le nombre d'espèces récoltées s'élève à 11 (figure 49). Toutes les espèces font parties de deux biocénoses marines dont les exigences écologiques ne sont pas très éloignées : la biocénose des Sables Vaseux de Mode Calme avec enrichissement en matières organiques, et la biocénose des Sables Fins Bien Calibrés. Les espèces filtreuses prédominent dans cet environnement de sédiments fins. Le nombre d'individus reste faible et ne dépasse pas 20 par demi litre de sédiment tamisé.

Figure 48 : Analyses de la traction sableuse de la carotte C I



(Dessin : J.-Ph. Goran)

Figure 49 : Analyse de la macrofaune marine du forage C-I (Consulat Général de France d'Alexandrie)



(dessin : J.-Ph. Goiran)

1.1.1.3 Analyse de la microfaune

1.1.1.3.1 Ostracofaune

Les ostracodes se regroupent en trois assemblages principaux : lagunaire, phytal côtier et phytal marin. L'assemblage lagunaire représente en moyenne les deux tiers du pourcentage total de l'ostracofaune. Le nombre d'espèces varie entre 3 et 14 avec une tendance moyenne autour de la valeur 7 (figure 50).

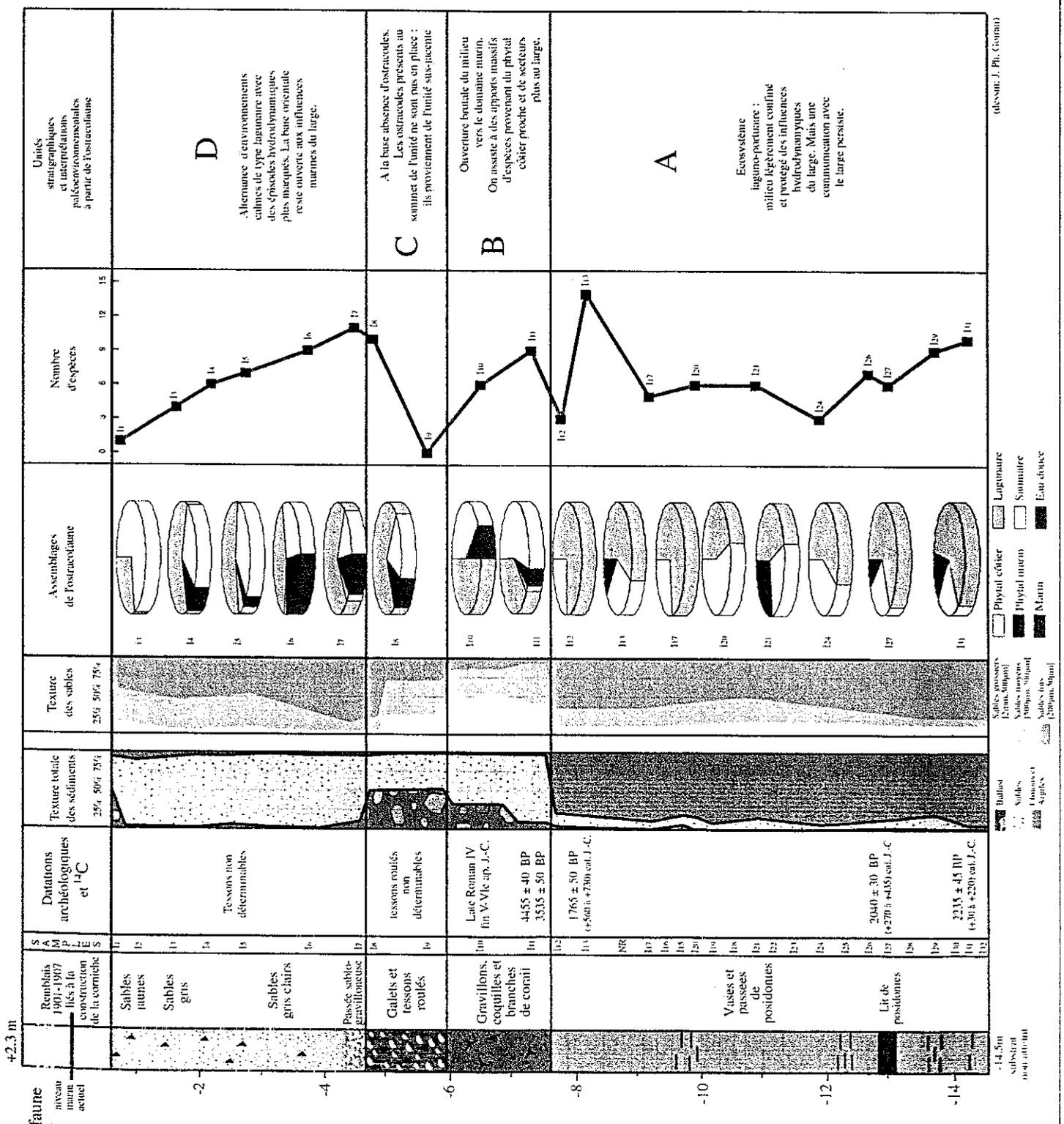
1.1.1.3.2 Foraminifères

1) Intérêts de l'utilisation des foraminifères

Les foraminifères sont des protozoaires, phylum des Rhizopodes, classe des Granuloréticulés, ordre des Foraminiféridés. Ce sont des organismes unicellulaires entourés d'une coquille appelée test. Les tests sont cloisonnés en chambres qui se multiplient au fur et à mesure de la croissance de l'animal. Selon les espèces, les tests sont en calcite, ou en aragonite. L'océan mondial regroupe aujourd'hui 4000 espèces différentes, dont seulement 40 sont planctoniques. Les espèces planctoniques ou pélagiques, se trouvent au large et sont caractéristiques de la haute mer où elles vivent en "suspension" dans l'eau. A l'inverse, les foraminifères benthiques vivent sur les fonds marins, près des côtes. Certains foraminifères sont ubiquistes, alors que d'autres ne vivent que dans des milieux écologiques particuliers : sables, vases, substrats rocheux, algues, herbiers, coraux, lagunes. Ces populations inféodées à un biotope constituent d'excellents outils dans les recherches paléoenvironnementales. Cependant de grandes incertitudes demeurent encore aujourd'hui sur l'écologie précise de certains individus, si bien que l'occurrence de telle ou telle espèce dans des carottes n'apporte pas toujours une information précise sur le type de milieu. Les mêmes incertitudes persistent sur les durées de vie, et les vitesses de déplacement des foraminifères dans l'eau, sur les fonds marins et au sein même du sédiment.

Les foraminifères associés aux environnements portuaires antiques d'Alexandrie ont été déterminés par le Professeur J.P. Debenay du Laboratoire de Géologie de l'Université d'Angers (UPRES 2644). L'équipe du Pr. Debenay étudie depuis plusieurs années les assemblages de foraminifères présents dans des bassins portuaires actuels sur les côtes françaises et tente de caractériser les espèces typiques de ces milieux artificiels, à la fois calmes et semi-ouverts (Debenay

Figure 50 :
Analyse de l'ostracofaune
de la carotte C I



(dessin: J. Ph. Gouan)

Comparer le port antique d'Alexandrie à un petit port de plaisance actuel français est une démarche plus significative que de le comparer au milieu portuaire actuel d'Alexandrie. En effet, la ville qui totalise environ 5 millions d'habitants rejette la plus grande part de ses eaux usées dans ses deux rades. Le trafic commercial maritime croissant du premier port d'Égypte apporte également des pollutions excessives d'hydrocarbures, de produits chimiques et de métaux lourds, incomparables à la situation antique.

Enfin, l'étude des assemblages de foraminifères présents dans la carotte C I devait permettre de souligner des ruptures environnementales éventuelles dans le fonctionnement d'un bassin portuaire d'époque romaine.

2) Analyses des foraminifères de l'unité A

Le nombre d'espèces de foraminifères varie entre 7 et 17, ce qui est relativement faible par rapport à la diversité spécifique globale de la carotte qui est de 87 espèces (figure 51). Le nombre d'individus comptés pour 10 g de sables varie entre 50 et 600 à l'exception du niveau - 230 cm (échantillon I-25) qui correspond à un pic de population atteignant 1500 individus. Il s'agit d'une population quasi-monospécifique d'*Amonia tepida*. Cette dernière se définit comme l'espèce majeure de l'unité A, avec une abondance moyenne voisine de 50%. *Amonia tepida* caractérise un milieu lagunaire hyperhalin. Deux autres espèces de la famille des *Miliolidae* soulignent également le caractère relativement hyperhalin du milieu : *Quinqueloculina seminula* et *Quinqueloculina stelligera*. De façon parallèle, un second assemblage minoritaire à dominance marine est présent (*Haynesina depressula*, *Brizalina striatula*...) et traduit une connexion avec le domaine marin.

1.1.2 Unité B : arrivée d'éléments grossiers

L'unité B se compose d'un dépôt de sables et de graviers sur 170 cm. Ce niveau grossier contraste radicalement avec l'unité de vases sous-jacentes.

1.1.2.1 Analyses granulométriques (figure 48)

Le ballast représente 9% à 32% du poids total à sec du sédiment. Il se compose de gravillons et de graviers. On distingue deux stocks morphométriquement différents : un premier stock constitué d'éléments émoussés et roulés. Un second rassemble des éléments intacts et anguleux. Les sables sont majoritaires et totalisent 67% à 87% de la texture totale du sédiment. La fraction limono-argileuse est quasiment absente.

L'étude texturale de la fraction sableuse fait apparaître la prépondérance des sables grossiers qui atteignent 44% à 54% du poids total. Les sables moyens varient entre 34% et 45%. La quantité de sables fins est très réduite, autour de 11% à 13%. La granulométrie de la fraction sableuse met en évidence une classe modale modérément développée vers 500 μm . Le grain moyen élevé, est compris entre 500 μm et 620 μm . Les indices d'asymétrie positifs (0,08 et 0,13) traduisent un enrichissement en sables grossiers. Enfin, l'indice de tri variant entre 0,91 et 1,09, rend compte d'un dépôt en vrac des sédiments.

Les analyses granulométriques du ballast font apparaître des histogrammes bi-modaux. La classe modale majeure qui se situe sur 2 mm, est beaucoup plus développée à la base de l'unité qu'à son sommet. Un mode mineur apparaît pour 10 mm.

1.1.2.2 Analyses de la macrofaune marine

L'unité B possède une macrofaune marine très diversifiée (figure 49). Quatre grands groupes sont représentés : les mollusques comprenant les gastéropodes, les pélecypodes et les scaphopodes, puis les crustacés cirripèdes. Les deux premières classes de mollusques restent cependant les plus nombreuses. Elles se regroupent en 11 biocénoses distinctes. Au sein de ces biocénoses, on dénombre 52 espèces différentes pour un total de 79 individus. Ce décompte montre une grande diversité spécifique, mais un faible nombre d'individus. Le nombre d'individus par espèce est inférieur à 5% par rapport à l'effectif total. Ces espèces peuvent donc être qualifiées d'espèces traces. Elles sont alors représentées par un point noir sur la figure 3.

La dernière caractéristique de cette unité est la présence d'un grand nombre de branches de *Cladocora*, corail méditerranéen infralittoral et circalittoral assez tolérant aux fluctuations écologiques du milieu. Il se présente ici sous la forme de branches cassées et remaniées de plus ou moins grandes tailles.

1.1.2.3 Analyses de la microfaune

1.1.2.3.1 Ostracofaune

A la base de l'unité B, l'ostracofaune d'origine marine est majoritaire : elle représente 58% du nombre total d'individus (figure 50). Des espèces très marines provenant du large font leur apparition. On note également l'arrivée de *Cyprideis torosa* qui est une espèce opportuniste et colonisatrice de nouveaux milieux. Au sommet de l'unité B, les assemblages marins se maintiennent. Les espèces de la haute mer augmentent en importance relative, et atteignent le seuil des 10 %.

1.1.2.3.2 Foraminifères

Le nombre d'espèces atteint 18 tandis que l'effectif varie entre 50 et 100 individus pour 10 g de sable. L'originalité de cette unité réside dans l'arrivée massive d'assemblages liés aux herbiers de phanérogames (figure 51). A ces foraminifères majoritairement épiphytes (*Peneroplis planatus*), se juxtapose un stock de foraminifères qui prolifèrent dans les sables au pieds ou dans les chenaux des herbiers (*Massilina gualteriana*). Ces formes liées à la présence "d'oasis végétales sous-marines" sont également indicatrices de courants marins et d'eaux plutôt claires. On note enfin, la présence relativement plus abondante de formes aux tests robustes comme *Quinqueloculina ungeriana*, ou encore d'espèces circalittorales, telles que *Triloculina tricarinata*.

1.1.3 Unité C : galets roulés

Il s'agit d'un faciès de galets et de tessons très roulés sur 125 cm d'épaisseur. La fragmentation et le mauvais état général des nombreuses céramiques antiques rendent impossible une datation archéologique. Le stock de galets est hétérogène. On trouve des éléments de rhyolite, de granite et de calcarénite.

1.1.3.1 Analyses granulométriques

Le ballast représente 50% du poids total à sec du sédiment. Il se compose de gravillons, de galets et de tessons (figure 48). La proportion de sable est identique à celle des rudites. La fraction limono-argileuse est absente. La base de l'unité se caractérise par l'importance des sables moyens qui représentent 44% du poids total des sables. Au sommet la proportion bascule en faveur des sables fins qui totalisent les $\frac{3}{4}$ du poids total des sables.

De la base au sommet, les histogrammes de la fraction sableuse sont unimodaux, et traduisent la même granodécroissance en passant d'un mode à 250 μm à un mode à 130 μm . L'indice d'asymétrie évolue de -0,18 à -0,35 révélant un net enrichissement en sables fins vers le sommet de l'unité C. Le grain moyen diminue, passant de 390 μm à 170 μm , et l'indice de tri est meilleur.

1.1.3.2 Analyses de la macrofaune marine

La macrofaune se caractérise par un riche cortège d'espèces au sein desquelles les individus restent peu nombreux. On dénombre 30 espèces pour un total de 64 individus par

demi litre de sédiment tamisé, et on y compte 27 espèces accompagnatrices. Elles sont représentées par un point noir sur le diagramme (figure 49). Trois espèces seulement regroupent un grand nombre d'individus rassemblant 65% du nombre total d'individus de l'unité B. *Tricolia pullus* provient d'un biotope rocheux infralittoral. *Loripes lacteus* est fréquemment associée aux zones de dessalure. Enfin, *Donax semistriatus* appartient à la biocénose des Sables Fins des Hauts Niveaux.

1.1.3.3 Analyses de la microfaune

La base de l'unité C se caractérise par une absence complète de tests d'ostracodes. En revanche, dans la partie supérieure de l'unité, le nombre d'ostracodes devient important avec la prédominance d'un assemblage lagunaire (figure 50).

Le nombre d'espèces de foraminifères (entre 29 et 33) est le plus élevé dans la carotte, mais un grand nombre d'entre-elles reste à l'état de trace (sur le graphe, figure 60, les points noirs figurent les espèces dont l'abondance relative est inférieure à 1%). La population augmente considérablement de la base au sommet en passant de 250 à 1000 individus pour 10g de sable.

Sur le plan qualitatif, les espèces dominantes proviennent à la fois des prairies sous-marines, ainsi que des zones parcourues par des courants. Certaines formes provenant même de l'infralittoral profond ou du ciralittoral (*Triloculina tricarinata*, *Textularia cf truncata*).

1.1.4 Unité D : sables marins

L'unité D se compose d'un faciès dominé par des sables homogènes sur une épaisseur de 410 cm.

1.1.4.1 Analyses granulométriques

La proportion de sables varie entre 85% et 96% du poids total à sec des sédiments. A la base le ballast représente 10% de la texture totale, et se constitue de gravillons roulés et de fragments anguleux de grès. Mais l'importance de ces éléments grossiers décroît rapidement pour ne plus représenter que 1% à 3% vers le sommet de la carotte. La fraction limono-argileuse correspond à 4% du poids total à sec des sédiments (figure 48).

La granulométrie du ballast, réalisée à la base de l'unité, fait apparaître un mode bien développé pour 10 mm. L'analyse texturale des sables indique que les sables fins sont majoritaires (leur proportion varie entre 46% et 84%). Les sables moyens représentent 17% à

45% de la fraction sableuse totale et les sables grossiers sont rares. Les prélèvements effectués sur les rivages actuels de la baie orientale présentent des similitudes texturales et granulométriques avec les échantillons sableux du sommet de l'unité D.

Le grain moyen augmente légèrement de la base au sommet de 160 μm à 210 μm . L'indice d'asymétrie est négatif et varie entre -0,17 et -0,35. Il confirme un enrichissement en sables fins. L'indice de tri donne des résultats variant entre 0,64 et 0,74 : le sédiment sableux est donc bien trié. Les histogrammes, unimodaux, de la fraction sableuse indiquent la même tendance.

1.1.4.2 Analyses de la macrofaune marine

De la base au sommet, le nombre de gastéropodes et de pélécy-podes reste constant : environs 8 espèces par demi litre d'échantillon tamisé pour un nombre d'individus variant entre 10 et 20. (figure 49).

Deux assemblages développent des populations importantes. Le premier rassemble les espèces adaptées aux dessalures. Le second correspond à la biocénose des Sables Fins des Hauts Niveaux, qui regroupe des espèces vivant dans une tranche d'eau ne dépassant pas le seuil des 2,5 m de profondeur. Cette biocénose est donc inféodée au sommet de l'étage infralittoral.

1.1.4.3 Analyses de la microfaune

Le nombre d'espèces d'ostracodes décroît de 11 à 4 de la base au sommet. La tendance générale qui se dégage, est une augmentation dans la proportion des assemblages liée au domaine phytal côtier proche et lointain. Le décompte indique que la proportion de ces assemblages passe de 43% à 71% vers le haut au détriment des associations laguno-portuaires, traduisant une très nette ouverture du milieu (figure 50).

La diversité spécifique des foraminifères diminue de 30 à 23 de la base au sommet de l'unité. On observe une évolution similaire pour l'effectif total qui décroît de 400 à 50 individus pour 10 g de sable. La caractéristique première de cette unité reste la diminution très nette des faunes issues des prairies sous-marines avec notamment la disparition des grandes formes épiphytes. On ressent toujours la présence de courants. Un grand nombre de tests sont usés et roulés.

1.1.5 Discussion

1.1.5.1 Unité A : un bassin portuaire antique envasé

L'unité basale A caractérise un milieu de sédimentation calme et assez protégé des influences marines du large. Trois indicateurs rendent compte de cette double tendance de protection et de confinement partiel du milieu.

- Indicateur sédimentologique : l'unité A se compose d'une accumulation massive de vases plastiques. Aucun sédiment grossier ne vient perturber ce dépôt limono-argileux très homogène.

- Indicateur minéralogique : La présence d'un stock de cristaux de gypse, développés en rosette, indique une croissance synsédimentaire. Le stock important de rosettes traduit un environnement paralytique concentré en sel (Rouchy, communication pers.). Cependant, les échanges avec la mer persistent pour permettre les apports en sels et sulfates.

- Indicateur faunistique : Les deux biocénoses du macrobenthos rencontrées dans cette unité sont adaptées à des surcharges en sédiments vaseux et riches en éléments organiques. La sur-représentation en *Amonia tepida* indique le caractère lagunaire et hyperhalin du milieu. La présence, en moins grand nombre, d'espèces marines extérieures au port, permet toutefois d'affirmer que les communications avec la mer n'ont jamais cessé. L'ostracofaune renforce ce constat par la prédominance des assemblages lagunaires face aux assemblages côtiers, en proportion mineure mais toujours présents.

Les taux apparents de sédimentation sont de l'ordre de 9 mm/an à la base de l'unité, pour atteindre 17 mm/an dans les $\frac{3}{4}$ supérieurs de l'unité. Les vitesses de sédimentation sont donc multipliées par deux de la base au sommet. Cette accélération peut s'expliquer par le rôle de la compaction plus forte à la base qu'au sommet. La vitesse apparente moyenne de sédimentation est de l'ordre de 13 mm/an. Cette vitesse élevée reste cependant inférieure à celles observées dans d'autres ports antiques méditerranéens notamment Marseille, où les vitesses d'envasement atteignent 20 mm/an entre le VI^e et Ve s. ap. J.-C. (Morhange, 1994).

Pour la carotte C I, cette accumulation de vase perdure au cours des cinq premiers siècles de notre ère. L'homogénéité constante de ce faciès au cours de l'antiquité romaine signale le bon fonctionnement du bassin et un aménagement efficace des structures de protection.

1.1.5.2 Unité B : une ouverture soudaine aux dynamiques marines du large

La mise en place de ce faciès sédimentaire grossier s'effectue dans un contexte d'hydrodynamisme marin violent. Plusieurs indicateurs sous-tendent cette hypothèse.

Une brutale variation de faciès est observée : on passe d'un milieu de décantation portuaire calme à un dépôt en vrac de graviers, gravillons et sables grossiers. Il s'agit d'une rupture nette dans les modes de sédimentation. On dispose également d'indications biologiques qui rendent compte de la violence du ou des événements : de nombreux fragments de branches cassées de *Cladocora* se retrouvent mêlés dans cette unité. Les assemblages de macrofaune apportent des informations sur l'énergie du milieu. Un stock important de coquilles marines est entièrement brisé. On assiste aussi à la juxtaposition de biocénoses issues de biotopes radicalement différents : il s'agit d'un mélange de faunes allochtones provenant de "niches écologiques" très distinctes. La juxtaposition de stocks brisés ou intacts et de diverses origines, traduit une perturbation dans l'écosystème littoral. Cette mobilisation du matériel biogène se perçoit également dans les résultats des datations au radiocarbone. Deux datations au radiocarbone ont été effectuées sur des coquilles et sur des branches de *Cladocora*. Elles donnent respectivement les résultats suivants :

Tableau 2 : Analyse ^{14}C de 2 échantillons de l'unité C I B

Référence échantillon	Nature de l'échantillon	Code laboratoire	Teneur en ^{14}C	$\Delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	Age ^{14}C en années BP	Age calibré Stuiver et Braziunas, 1993
I 10	Branches de <i>Cladocora</i>	Ly-8867	64.4 % ± 0.5	-3.3	[3535 ± 50]	1572 à 1364 av. J-C
I 10	Coquilles marines	Ly-8868	57.4 % ± 0.4	-1.6	[4455 ± 40]	2848 à 2499 av. J-C

Ces deux dates radiocarbone de 3535 ± 50 ans BP et 4455 ± 40 ans BP indiquent la remobilisation d'un stock coquillier fossile par des dynamiques marines plus exceptionnelles que les courants modaux.

La perception d'un changement de milieu de sédimentation se perçoit également, mais de façon différente avec le contenu microfaunistique du sédiment. Les foraminifères et les ostracodes mettent en évidence un afflux massif d'espèces issues d'herbiers et de prairies sous-marines. A cela s'ajoute la disparition quasi complète de l'assemblage lagunaire traduisant une ouverture soudaine du milieu vers les dynamiques marines du large. L'essor de *Cyprideis torosa* dénote enfin le caractère perturbé du milieu en raison du comportement colonisateur de l'espèce.

Enfin, l'exoscopie des quartz au microscope électronique à balayage, fait apparaître des traces de chocs de haute énergie, qui renforcent l'hypothèse d'un ou plusieurs événements hydrodynamiques marqués.

1.1.5.3 Unité C : plage de galets à proximité d'un rivage

L'unité stratigraphique, postérieure au VI^e siècle après J.-C., contraste par les nombreux éléments grossiers et roulés qu'elle contient. Les histogrammes unimodaux du ballast indiquent un hydrodynamisme suffisamment marqué pour pouvoir à la fois trier et façonner ces éléments. Dans cette baie, la zone du ressac semble être la seule zone suffisamment active pour pouvoir rouler du matériel grossier.

Concernant l'origine du matériel, il peut s'agir de déblais jetés sur la plage, puis roulés par les vagues, telle une "plage urbaine". L'autre hypothèse pouvant expliquer cet apport important de galets hétérogènes (tessons de céramique, rhyolite, granite et calcarénite) serait à mettre en relation avec l'interprétation de l'unité B. En effet, ce matériel grossier pourrait provenir d'une destruction et du remaniement de structures archéologiques suite à des déferlantes marines importantes.

La microfaune apporte des éléments de réponse : alors que la plupart des tests d'ostracodes sont cassés ou absents, les foraminifères indiquent que le milieu reste largement ouvert vers la mer. Cependant aucun des assemblages n'est en place. L'omniprésence de thanatocénoses de transport indique un milieu où s'accumule la faune morte.

Cette plage se positionne au dessus d'un bassin portuaire romain (+1.5 m du sommet de l'unité A de vases portuaires). Elle illustre une progradation du trait de côte qui s'explique par un apport conséquent de matériel sédimentaire. Cette avancée du trait de côte est alimentée principalement par du matériel archéologique local.

La partie médiane de l'unité C de galets se situe à -5,5 m sous le niveau marin actuel. Autrement dit, ce faciès de grève a subi un affaissement relatif d'environ 5,5 m ($\pm 1,5$ m) postérieurement au VI^e siècle après J.-C. La conservation de cette formation de galets indique que l'affaissement s'est réalisé de manière rapide, permettant ainsi une bonne fossilisation de cette unité. Dans ce cas de figure, l'hypothèse d'une subsidence co-seismique est à envisager (Long et Shennan, 1994).

Les quais découverts par l'équipe de F. Goddio à proximité du site de carottage se positionnent par 5 à 6 m de fond, et ont été attribués à l'Antiquité tardive par Yoyotte (Goddio *et al.*, 1998). La plage de galets et les structures portuaires semblent donc avoir été immergées rapidement vers la fin de l'Antiquité. La bonne conservation des quais antiques et des pavages milite en faveur d'un passage rapide sous les eaux. L'hypothèse co-seismique est à privilégier face à une subsidence lente, qui aurait logiquement entraîné la destruction des structures construites.

La baie orientale semble donc avoir été affectée par une subsidence rapide comme l'attestent les deux indicateurs archéologique et sédimentologique.

Entre 2000 ans BP et 1700 ans BP, une partie des côtes de Méditerranée orientale est affectée par des phénomènes de surrection ou d'immersion rapides (Pirazzoli *et al.*, 1996; Kelletat, 1991). Ces mouvements verticaux auraient pour origine tectonique d'une part la subduction de la plaque africaine sous les plaques égéo-anatoliennes et d'autre part le jeu de la faille transformante levantine (Le Pichon et Angelier, 1979 in Pirazzoli, 1996). Cet épisode de mobilité tectonique sur un court laps de temps, mais à large répartition spatiale, a été dénommé l'"Early Byzantine Tectonic Paroxysm : EBTP" (Pirazzoli, 1986 ; Pirazzoli *et al.*, 1996). La subsidence brutale, affectant les littoraux d'Alexandrie, peut être mise en relation avec cette crise seismo-tectonique, qui semble toucher une grande partie des côtes de Méditerranée orientale.

1.1.5.4 Unité sommitale D : une réouverture du milieu

La texture exclusivement sableuse rend compte d'un milieu plus ouvert aux influences du large. Les histogrammes unimodaux indiquent une plage sous-marine parcourue par des courants infralittoraux. Les assemblages macrofaunistiques apportent deux informations complémentaires sur le milieu de sédimentation. Une première biocénose, adaptée aux dessalures, semble indiquer que la nappe phréatique vient sourdre à proximité. La biocénose des Sables Fins des Hauts Niveaux précise que l'on se situe dans la ceinture sableuse de l'étage infralittoral supérieur et indique une tendance à l'aggradation des fonds marins. La microfaune exprime elle aussi, une double tendance avec d'une part un milieu restant ouvert face aux influences marines du large, et d'autre part une morphologie de petits fonds. Enfin, l'importance des tests roulés semble traduire la présence d'une plage sous-marine, et la proximité du rivage. Cet environnement préfigure les conditions dynamiques actuelles.

1.1.6 Conclusions

L'évolution des paléoenvironnements portuaires et côtiers à Alexandrie au cours des deux derniers millénaires semble rythmée par quatre phases majeures :

Etape 1 : On assiste au colmatage d'un bassin portuaire d'époque romaine ayant fonctionné entre le I^{er} siècle ap. J.-C. et le VI^e siècle ap. J.-C. Il s'agit d'un milieu artificiellement protégé et semi-ouvert. Les vitesses d'envasement rapides, de l'ordre de 13mm/an, traduisent un exhaussement rapide des fonds marins.

Etape 2 : La brusque mise en place d'une unité grossière indique un hydrodynamisme marqué pouvant être associé à des épisodes de tempêtes, ou de tsunami survenant postérieurement au VI^e siècle.

Etape 3 : La présence de nombreux galets roulés signale la proximité d'un rivage. La position actuelle de ce faciès de plage apporte une double information concernant le déplacement latéral de la ligne de rivage, et la mobilité verticale du niveau marin. D'une part, on assiste à la progradation du trait de côte par un apport important de matériel sédimentaire grossier. D'autre part, la profondeur de cette plage, à -5,5 m sous le niveau marin actuel, indique une nette subsidence post VI^e siècle.

Etape 4 : L'unité sommitale exprime la persistance d'une tendance à l'exhaussement des fonds marins, et à l'ensablement généralisé de la rade orientale. On assiste à une artificialisation du trait de côte, et une progradation par bétonisation du littoral lors de la construction de la corniche au XX^e siècle.

1.2 Analyse de la carotte C V : Khan Chorbagy

Il était nécessaire de connaître la stratigraphie du secteur dans lequel est implanté le carottage C V pour deux raisons principales. Il s'agit d'une zone charnière entre le tombolo et le port oriental. Nous désirions savoir si la carotte C V allait restituer le comblement sédimentaire de la baie ouest ou l'accrétion sédimentaire du tombolo. Il était important de retrouver, plus au sud, le prolongement de l'assise sédimentaire holocène du tombolo, composée d'une accumulation massive de branches de *Cladocora*. D'autre part, si l'on reprend la description du port oriental de Strabon, la carotte V devrait se trouver à proximité du chantier naval et de l'Heptastade. Il était donc nécessaire de connaître la nature des sédiments et la profondeur du substrat dans un site aujourd'hui distant de 350 m du rivage est (figure 52).

1.2.1 Unité basale A : vases gris clair

L'unité stratigraphique A, épaisse de 1,4 m, correspond à des vases gris clair qui se sont déposés par environ 16 m sous le niveau marin actuel en 4 siècles et demi, entre 3115 ± 45 ans BP (soit 1040 à 810 cal. av. J.-C.) et 2550 ± 45 ans BP (soit 350 à 140 cal. av. J.-C.). Le taux de sédimentation apparent est assez faible de l'ordre de 2 mm/an. Le substrat gréseux n'a pas été atteint.

1.2.1.1 Analyses granulométriques

La texture globale du sédiment est dominée par une forte proportion de limons et d'argiles, qui représentent 80% de son poids total à sec (figure 53). La proportion des sables varie entre 10 à 15%. Le ballast n'est représenté que par un assemblage coquillier et des fibres de posidonies. Au sein de la fraction sableuse, les sables fins et moyens dominent largement, et constituent 75% du poids total.

Les traitements granulométriques font apparaître des histogrammes polymodaux et les indices de tri qui en découlent sont mauvais. L'indice d'asymétrie proche de -0,2, indique un enrichissement en éléments fins. La granulométrie laser de la fraction limono-argileuse montre l'abondance des limons fins.

1.2.1.2 Analyse faunistique

L'assemblage macrofaunistique est dominé par seulement deux espèces qui regroupent à elles seules 75 % du nombre total d'individus. *Parvicardium exiguum* et *Rissoa lineolata* se développent dans des milieux riches en matière organique, soumis à des décantations d'éléments fins.

Figure 52 : Localisation du carottage C V : Khan Chorbagy

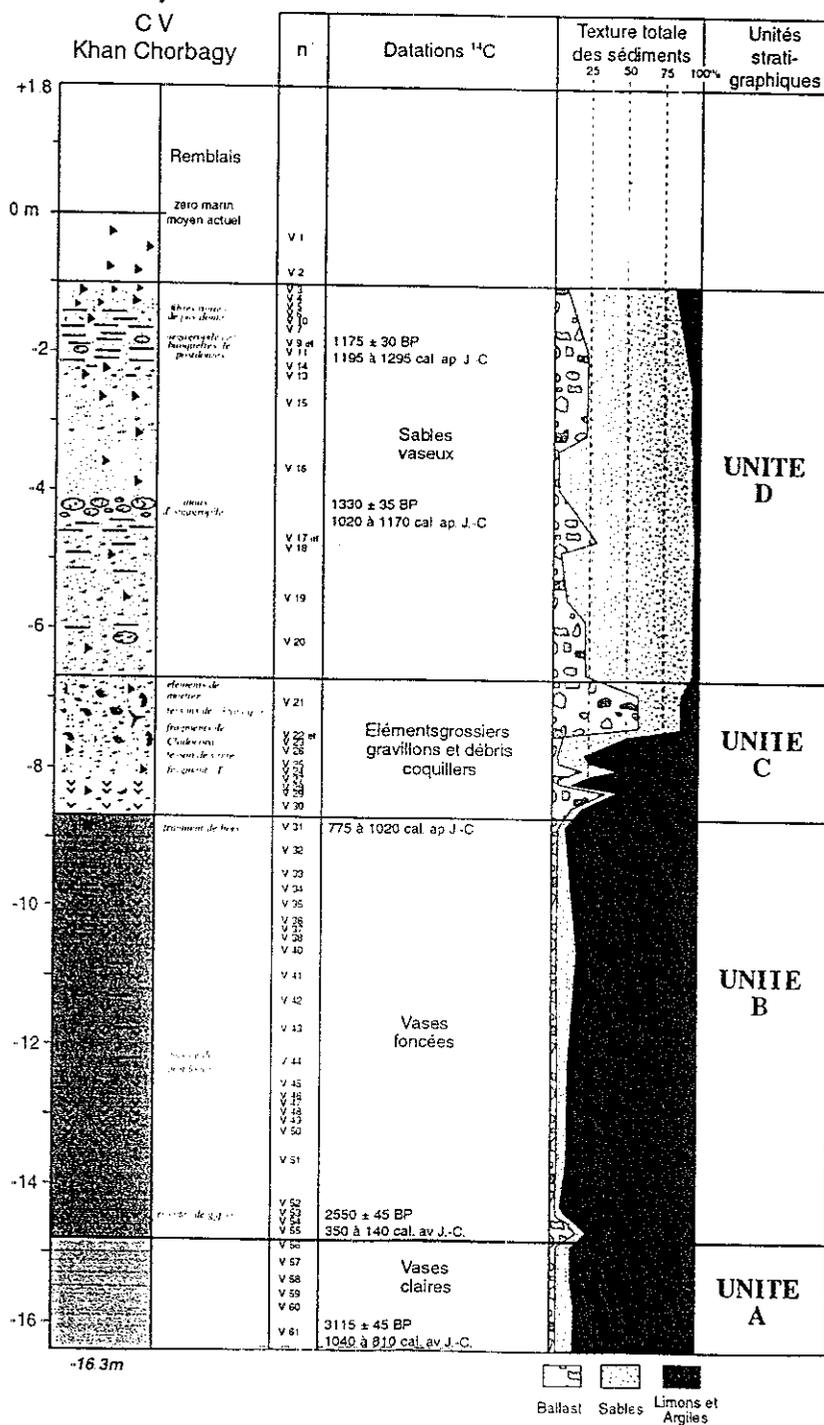
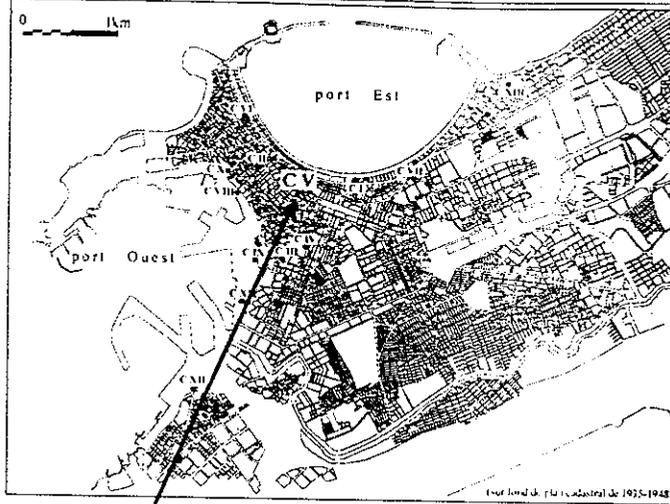
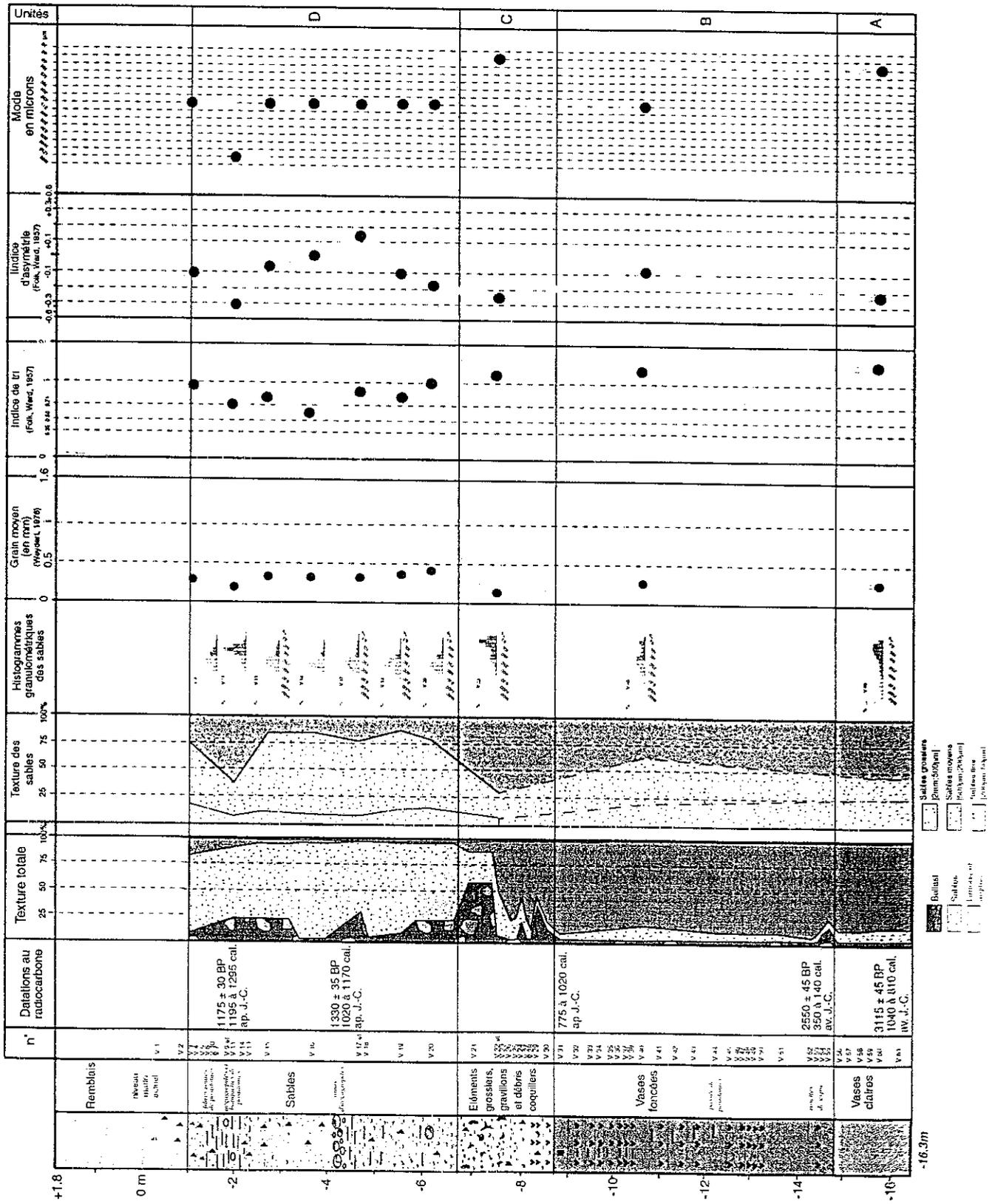


Figure 53 : Analyses granulométriques de la carotte C V



Le nombre de test d'ostracodes comptés pour 100 g de sable est l'un des plus élevés de la carotte V : en moyenne on totalise 10000 tests. Sur les 10 espèces recensées, *Xestoleberis* rond et *Loxoconcha* sp. dominant largement et traduisent un environnement lagunaire. Les autres espèces, dont l'abondance relative est inférieure à 5%, sont qualifiées d'espèces accompagnatrices et proviennent, pour la plupart de milieux marins proches. Cet assemblage côtier indique que, même si l'environnement lagunaire prédomine, des échanges avec la mer sont possibles.

1.2.2 Unité sédimentaire B : vases plastiques

L'unité B correspond au même type de vases rencontrées dans l'unité sous-jacente, sauf que la couleur diffère : il s'agit d'un gris très foncé 5Y4/1. De plus, ces vases sont plus cohésives, semblables à un faciès de vases plastiques. Elles se déposent sur 6 mètres d'épaisseur à partir de 2550 ± 45 ans BP, soit 350 à 140 cal. av. J.-C. (datation réalisée sur des bivalves marins). Le sommet des vases est daté de 1125 ± 65 ans BP, à partir d'un fragment de bois, soit en âge calibré entre 775 à 1020 ap. J.-C. Le taux de sédimentation apparent est de 5 mm/an.

1.2.2.1 Analyses granulométriques

La composition texturale du sédiment ne change pas par rapport à l'unité A (figure 53). La fraction limono-argileuse prédomine avec 80 % à 90% du poids total à sec des prélèvements. La granulométrie laser montre que les limons fins sont majoritaires au sein de la fraction limono-argileuse. Les sables et le ballast sont peu représentés. Ce dernier contient cependant de nombreux fragments de bois, graines, fibres de posidonies et un stock important de cristaux de gypse en rosettes.

1.2.2.2 Analyse faunistique

1.2.2.2.1 Analyse de la macrofaune

A la base de l'unité, l'échantillon V 55 se caractérise par une concentration de coquillages. Il s'agit d'un assemblage quasi-monospécifique à *Corbula Gibba*. Ce biofaciès indique une sédimentation en éléments fins et un niveau élevé de la turbidité des eaux (Bourcier *et al.*, 1979; Bernasconi et Stanley, 1997). L'abondance de coquilles traduit une perturbation de l'écosystème et souligne le rôle pionnier de cette espèce.

Par la suite, *Corbula gibba* se retrouve associé à *Rissoa lineolata* et indique que l'environnement est toujours dominé par une décantation d'éléments fins organiques.

1.2.2.2 Analyse de l'ostracofaune

Le nombre d'ostracodes pour 100 g de sable est proche de 100. Cet effectif relativement faible s'explique en partie par un environnement confiné, assez répulsif (décantation de fines, eaux troubles...). Deux espèces lagunaires prédominent *Xestoleberis* sp. et *Loxoconcha* sp. Par rapport à l'unité précédente, l'assemblage du domaine phytal côtier se renforce en espèces et en effectifs. C'est le signe d'une communication renforcée avec le domaine marin.

1.2.3 Unité sédimentaire C : variations brutales de texture à la fin de l'époque romaine

L'unité C épaisse de 2 m, se singularise par une série de changements brusques de sa texture globale. On observe en alternance des passées de vases et de sables avec des éléments plus grossiers. Ces variations sont postérieures à la fin du VIII^e s. ap. J.-C.

1.2.3.1 Analyses granulométriques

La fraction limono-argileuse reste prépondérante, mais 3 niveaux de sédiments grossiers sont identifiés. Le premier niveau se met en place à -8,25 m, le second à -7,95 m et le troisième à -7,5 m. Suite à la première arrivée de ballast, composée de gravillons et graviers, les cristaux de gypse associés aux vases disparaissent définitivement (figure 53). Le ballast représente 35% du poids total à sec du sédiment et comprend de nombreux fragments d'os et de tessons de céramique.

Après un retour à une texture plus fine, composée à 80% de vases, une nouvelle passée de sables et d'éléments grossiers se met en place et représente 40% du poids total à sec du sédiment. La composition du ballast est sensiblement la même que précédemment : graviers, charbon de bois, os, tessons de céramique, graines, coquilles brisées et intactes.

A -7,95 m, une dernière passée limono-argileuse se dépose. Les limons représentent encore 70% de la texture totale, les sables 20% et le ballast 10%.

A -7,5 m, une variation de faciès s'opère brutalement. Le ballast et les sables représentent désormais 85% de la texture totale. Le ballast devient majoritaire avec 60% de représentativité contre 25% pour les sables. Le ballast se compose de graviers, de "boules de vase", de tessons de céramique et de blocs anguleux de mortier grisâtre, dont le diamètre avoisine les 5 à 7 cm. La fraction biogène emballe des coquillages brisés pour la plupart, ainsi que des branches de *Cladocora*.

La granulométrie laser de la fraction limono-argileuse montre l'abondance des limons grossiers face aux argiles et limons fins. Les sables, peu nombreux à la base, n'ont pas subi de traitement granulométrique. En revanche, l'histogramme obtenu au sommet, offre une allure bimodale avec un mode majeur pour 63 μm . Un important stock de sables fins afflue au sommet de l'unité. Le grain moyen s'en trouve diminué et l'indice de tri est mauvais.

1.2.3.2 Analyses faunistiques

Dans la partie inférieure de l'unité, on note des espèces liées aux milieux vaseux et riches en matière organique. Les assemblages de la partie supérieure proviennent de secteurs plus variés, tels que les substrats rocheux, les herbiers de posidonies, les fonds marins sableux ... Cette seconde portion de l'unité se différencie également par l'arrivée massive d'un très grand nombre d'individus, qui atteint le seuil des 250 pour 50 g de sédiment tamisé. De nombreuses espèces représentent moins de 5% de l'effectif global.

De la base au sommet de l'unité, le nombre d'ostracodes augmente considérablement : on passe de 50 tests à 1000 tests pour 100 g de sable. L'ostracofaune lagunaire est toujours présente, mais son abondance relative a diminué au profit d'assemblages du phytal côtier proche et lointain. Le milieu s'ouvre donc aux influences marines du large.

1.2.4 Unité sédimentaire D : sables et amas d'ægagropiles entre la fin du VIIIe et le XIIIe siècle ap. J.-C.

L'unité D se compose d'une fraction essentiellement sableuse de couleur grise (2.5 Y 6/0) à gris clair (2.5 Y 7/0) qui se développe sur 5,5 m, entre le début de l'époque arabe et la fin du XIIIe siècle. Cette sur-représentation des sables contraste avec la tendance à l'envasement qui affecte ce secteur côtier depuis 3100 ans BP (excepté l'unité grossière C). La vitesse de sédimentation apparente est de 13 mm/an.

1.2.4.1 Analyses granulométriques

Les sables dominent avec 75 à 95 % du poids total à sec des sédiments (figure 53). Au sein de cette fraction, les sables moyens sont largement majoritaires et totalisent en moyenne 75% de la texture sableuse. Les vases représentent moins de 5% et le ballast connaît quelques pics ne dépassant pas les 25%.

Ce dernier se compose de fragments d'os, de céramiques et de posidonies sous forme de fibres ou d'ægagropiles. Les ægagropiles sont des pelotes de posidonies façonnées par le va et vient des vagues au niveau de la zone de ressac au moment de la défrondaison des herbiers. Ces ægagropiles sont ensuite souvent accumulées sur le haut de plage lors des épisodes de tempêtes. Il arrive parfois que ces ægagropiles soient recouvertes, et fossilisées par des accumulations de sables sur la plage aérienne. Dans ce cas, les ægagropiles constituent un indicateur de la proximité d'un rivage. Cette concentration importante d'ægagropiles se positionne à 4,25 m sous le niveau marin actuel.

La granulométrie des sables fait apparaître des histogrammes unimodaux avec une classe modale à 250 µm. L'indice de tri donne un sédiment assez bien classé mais le dépôt est de moins en moins bien trié vers le sommet de l'unité.

1.2.4.2 Analyses faunistiques

La macrofaune est très riche, tant par sa diversité spécifique, que par l'importance de sa population. Certains assemblages écologiques sont autochtones alors que d'autres ont été apportés. Il semble que la biocénose des fonds marins sableux prédomine, avec des tendances vers les sables fins, ou les sables vaseux. Un second stock provient de fonds marins indifférenciés (roches ou posidonies) mais également de l'étage circalittoral. C'est la preuve d'une ouverture du milieu de plus en plus marquée.

De la base au sommet le nombre d'ostracodes pour 100 g diminue progressivement de 1000 à 100 tests. L'environnement n'est plus dominé par les assemblages lagunaires. Seul *Xestoleberis* rond se maintient et indique un milieu lagunaire au sens large. On assiste à l'arrivée massive d'un riche cortège d'espèces du domaine Phytal côtier, tel qu'*Aurila convexa*, *Halbomaculata* sp., *Urocythereis* sp et *Cushmanidea elongata*. Quelques tests d'espèces provenant du large sont également présents.

1.2.5 Discussion

Nous souhaitons insister sur 3 étapes majeures de la morphogenèse de la baie est.

1.2.5.1 Passage d'un fond de baie protégée à un port antique

L'unité basale A se dépose antérieurement à la fondation d'Alexandrie en 331 av. J.-C. Son dépôt intervient entre 3115 ± 45 ans BP (soit 1040 à 810 cal. av. J.-C.), et se termine avant 2550 ± 45 ans BP (soit 350 à 140 cal. av. J.-C.). Une texture limono-argileuse et des

enrichissements constants en éléments fins caractérisent un milieu de sédimentation calme. Les assemblages faunistiques suggèrent un milieu de fond de baie naturellement protégée par le tombolo.

La transition de l'unité A vers l'unité B se caractérise surtout par la prolifération soudaine de *Corbula gibba* alors que le faciès de vase reste homogène. Ce type de prolifération est due à l'arrivée d'eau bien oxygénée arrivant sur des fonds riches en matière organique en général dans le port, près des passes (Bourcier *et al.*, 1979). Cette transition, qui se situe entre le milieu du IV^e et le milieu du II^e siècle avant J.-C, intervient au moment où l'Heptastade est construit et les ports aménagés. Le passage de vases gris clair, à des vases gris foncé contenant un important stock de cristaux de gypse, suggère un confinement beaucoup plus prononcé du milieu. Ces vases plastiques, dans lesquelles s'intercalent des lits de posidonies, traduisent un environnement portuaire mis en place au début de la période hellénistique. Le taux de sédimentation apparent indique 13mm/an. Par rapport à l'unité A (avec 2mm/an), le taux de sédimentation a été multiplié d'un facteur 6 ce qui suggère une protection accrue du milieu et un piégeage accéléré des sédiments fins.

Dans cette hypothèse, il semble que le mode calme de la baie naturellement protégée n'ait pas suffi, et que les sociétés aient été obligées de protéger le milieu pour les navires. La baie naturelle a laissé place à une rade aménagée et artificiellement protégée.

L'homogénéité des vases plastiques et l'absence d'arrivée d'éléments grossiers lors de tempête, sur plus de 6 mètres d'épaisseur, révèle l'histoire d'un bon fonctionnement du bassin portuaire et témoigne de l'importance des ouvrages et de leurs entretiens constants au cours du temps.

1.2.5.2 Destruction progressive puis brutale d'un bassin portuaire

L'unité C s'individualise par une série de cinq brusques fluctuations texturales. La continuité de la séquence de vases sous-jacentes se trouve rompue à trois reprises par l'arrivée de sédiments grossiers. A la suite de la première incursion de sédiments grossiers, l'accumulation de vases se poursuit, et des cristaux de gypse continuent à se former. C'est la preuve que le milieu reste confiné, et que le bassin portuaire se trouve toujours protégé. Le matériel sédimentaire grossier, amené au cœur du bassin est d'origine marine, comme l'indiquent les tests d'ostracodes du phytal côtier qui s'opposent aux espèces en place laguno-portuaires. Ces incursions de sédiments "plus marins" peuvent, en partie, survenir au moment des grandes tempêtes hivernales. Suite à la deuxième passée de sédiments grossiers, l'accumulation de vases perdure, mais la récurrence du phénomène met un terme définitif aux précipitations de gypse. A ce stade, le milieu de sédimentation cesse d'être un bassin portuaire. Le nouveau dépôt grossier révèle l'influence de plus en plus importante des

dynamiques marines. Suite à une troisième décharge massive de sédiments grossiers d'origine marine, les vases disparaissent.

Si l'on effectue une comparaison entre les trois sous-unités grossières, la dernière se différencie avant tout, par ses 100 cm d'épaisseur, alors que les deux autres ne dépassaient pas 10 cm chacune. La proportion de ballast est également bien supérieure à celle observée dans les 2 passées précédentes ; elle dépasse 60% du poids total à sec des prélèvements. Concernant la composition du ballast, la présence de blocs de mortier anguleux, de branches de *Cladocora* et de la juxtaposition de stocks coquilliers provenant de différents biotopes marins, témoigne d'une modification de l'environnement. L'origine du contenu biogène signale l'arrivée massive de sédiments venus du large. La singularité de ce dépôt tend à le rapprocher d'un dépôt de tempête nettement plus important que les deux dépôts grossiers précédents. Les conditions morphodynamiques de sa mise en place sont à rapprocher d'un événement hydrodynamique violent.

1.2.5.3 Submersion du port au début de l'époque arabe

Au début de l'époque arabe, un nouveau milieu de sédimentation majoritairement sableux se met en place. Les histogrammes granulométriques de la fraction sableuse indiquent que le milieu est parcouru par des courants sous-marins qui génèrent un tri des particules. Ces courants s'apparentent aux dynamiques marines actuellement en vigueur dans la rade orientale. L'ostracofaune concentre des espèces du phytal côtier proche et lointain et contient également de nombreuses espèces traces du large. Le milieu paraît donc sous l'influence directe de la mer, l'association lagunaire restant minoritaire.

Vers le milieu de l'unité, une concentration importante d'ægagropiles se positionne à 4,25 m sous le niveau marin actuel. Ce type d'accumulation d'ægagropiles s'élabore au niveau de l'estran et semble se fossiliser fréquemment en haut de plage, lors des hautes mers ou des tempêtes. La date de cette concentration de pelotes de posidonies varie entre la fin de l'Antiquité et le Xe siècle. S'étant fossilisé dans l'étage supralittoral, et étant aujourd'hui situé à -4,25 m, ce haut de plage témoigne d'une mobilité relative négative du niveau de la mer assez importante, à rapprocher de celle des quais et de la plage de galets. La fourchette d'imprécision ($\pm 1,5$ m) n'est guère meilleure.

1.3 Comparaison C I et C V (figure 54)

Nous désirons insister sur 4 thèmes importants.

1.3.1 Mise en évidence d'un vaste système portuaire

Les carottes C I et C V révèlent l'histoire du fonctionnement de deux bassins portuaires antiques peut-être distincts. La carte des structures portuaires immergées (Goddio, 2001 ; Mahmoud Bey, 1872) du Port Oriental d'Alexandrie correspond à une vaste rade, dont le pourtour est occupé par une succession de bassins portuaires de taille comparable (figure 24). Ce type d'aménagement portuaire ne correspond pas aux modèles portuaires classiques du type carthaginois (avec lagunes coalescentes) ou phénicien (port de type cothon). Cette organisation spécifique d'une baie, trop vaste à l'origine pour servir d'abri naturel, fait appel à un ensemble de petits bassins portuaires qui jalonnent le fond de baie. Cette structuration de l'espace côtier pourrait se définir comme le modèle portuaire alexandrin. Il s'agissait de démultiplier le trait de côte à l'image des marinas modernes.

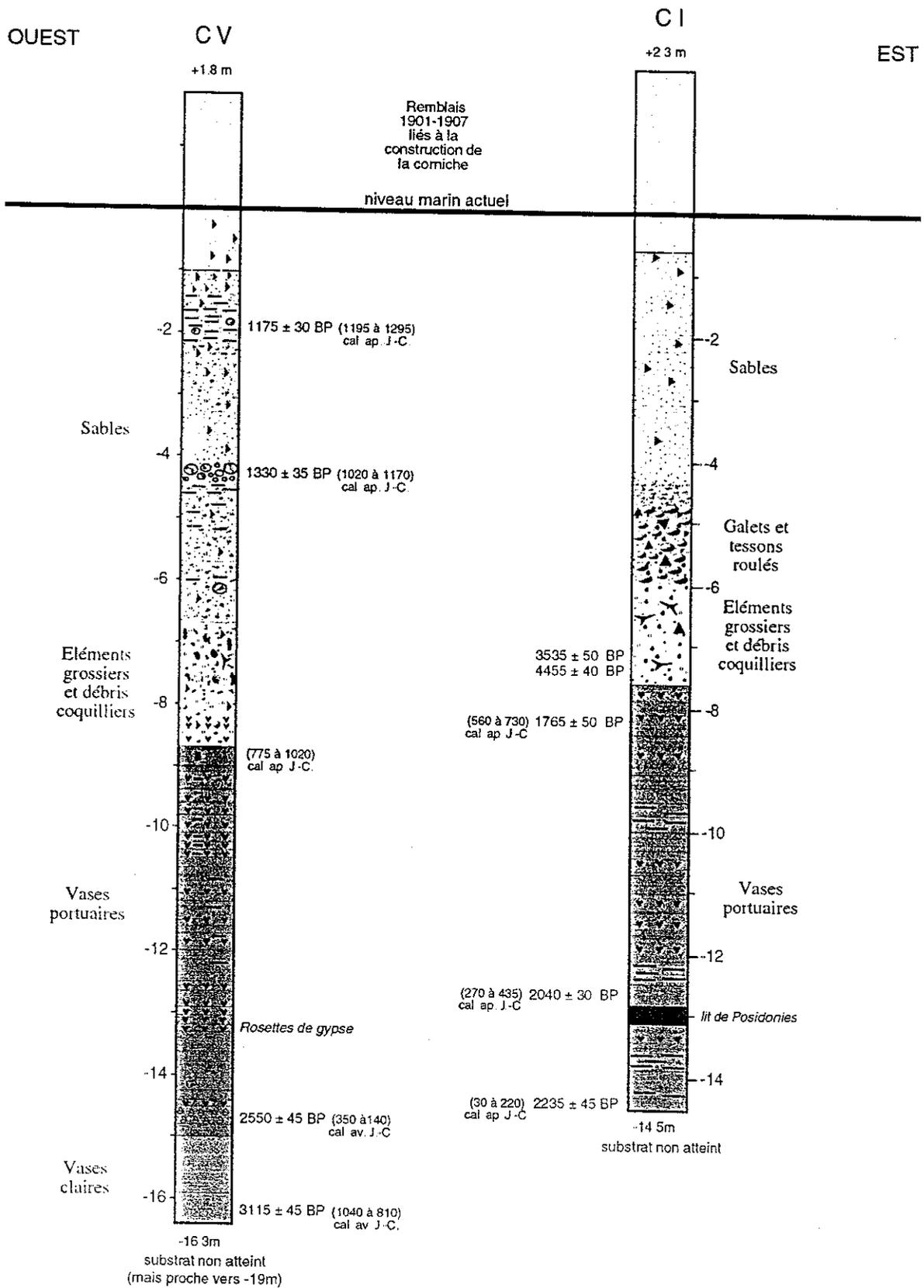
La carte du cadastre (figure 52) met également en valeur la position originale du carottage C V situé aujourd'hui à 350 m du rivage du port est, et qui retranscrit pourtant un environnement portuaire ouvert vers la mer. Il semble donc qu'apparaît ici, une paléogéographie du trait de côte. A l'époque antique, la baie orientale présentait une invagination plus prononcée vers le sud-ouest. Le rivage devait se situer à proximité de Khom el Nadura. La figure 18 renforce ce constat dans la mesure où aucune structure antique n'apparaît à proximité de la corniche actuelle. De même le carottage C I, montre que le bassin portuaire est enfoui sous la Corniche et le Consulat de France.

On distingue quatre similitudes entre les deux bassins portuaires étudiés. Le point commun essentiel réside dans la texture particulière des vases et dans leur couleur foncée, qui témoignent d'un environnement calme et protégé. Le second aspect est la présence du même type de cristaux de gypse en rosette signalant le confinement du milieu.

Le troisième aspect correspond au contenu biogène (posidonies, micro et macrofaune) qui souligne que ce milieu lagunaire reste en communication avec la mer. Enfin, les vitesses élevées de sédimentation renforcent l'idée d'un piège sédimentaire artificiel.

La diversité de fonctionnement des bassins apparaît en premier lieu dans le contenu des vases. L'importance des charbons de bois découverts dans l'unité de vases B de C V montre que ce bassin reçoit, aussi bien des apports marins que des apports "urbains".

Figure 54 : Comparaison des carottes CV et C I



Si la présence proche de l'arsenal est fort probable, le débouché d'un égout dans le port n'est pas à exclure.

La seconde différence est liée au degré de protection des bassins. Il semble que C V soit plus protégée que C I, même si son taux de sédimentation est légèrement inférieur (8mm/an pour CV contre 13 mm/an pour CI). C V contient des cristaux de gypse plus gros et des accumulations de posidonies, sous forme de lits ou de passées plus nombreux et plus fréquents.

1.3.2 Le ou les événement hydrodynamiques violents

Respectivement l'unité B de la carotte C I et l'unité C de la carotte C V enregistrent le même type de perturbations sédimentaires pouvant être relié à un événement hydrodynamique violent qui semble affecter l'ensemble de la rade orientale d'Alexandrie. Si des similitudes sédimentologiques sont clairement attestées entre ces deux dépôts, il existe cependant des différences dans l'organisation des unités.

Le passage des vases au dépôt grossier se fait de manière brutale pour C I alors que pour C V la mise en place de deux passées grossières, préliminaires au dépôt grossier massif, indique une transition par à-coups, entre les deux milieux. L'hypothèse d'un tsunami pourrait expliquer en partie la différence. Le contact brusque observé dans C I pourrait en effet provenir de l'érosion de la partie supérieure de l'unité A. Il existerait un hiatus en raison de la troncature du terme sédimentaire supérieur des vases.

Ces deux dépôts grossiers comportent des similitudes, et des différences d'ordre texturale et biologique. Le ballast représente 30% de la texture totale pour C I B et 60% pour C V C. L'importance relative du ballast dans l'unité C de la carotte C V s'explique par la présence de plusieurs gros blocs, d'une dizaine de centimètres de diamètre. De plus, si les sables grossiers caractérisent l'unité de C I, c'est une fraction sableuse fine plus abondante qui est observée dans C V.

En revanche, les contenus biogènes des sédiments sont semblables avec l'arrivée de très nombreuses coquilles, plus ou moins brisées et remaniées de différents biotopes sous-marins, dont des branches brisées de *Cladocora*.

1.3.2.1 Mobilité latérale du trait de côte (figure 55 et 56)

Respectivement les deux faciès de plage se trouvent au dessus d'unités composées d'éléments grossiers et hétérogènes qui définissent un milieu de sédimentation marin perturbé. Le taux de sédimentation élevé inhérent aux bassins portuaires entraîne un exhaussement

Figure 55 : Mobilité latérale du trait de côte sur le littoral sud de la rade orientale (données de la carotte C I)

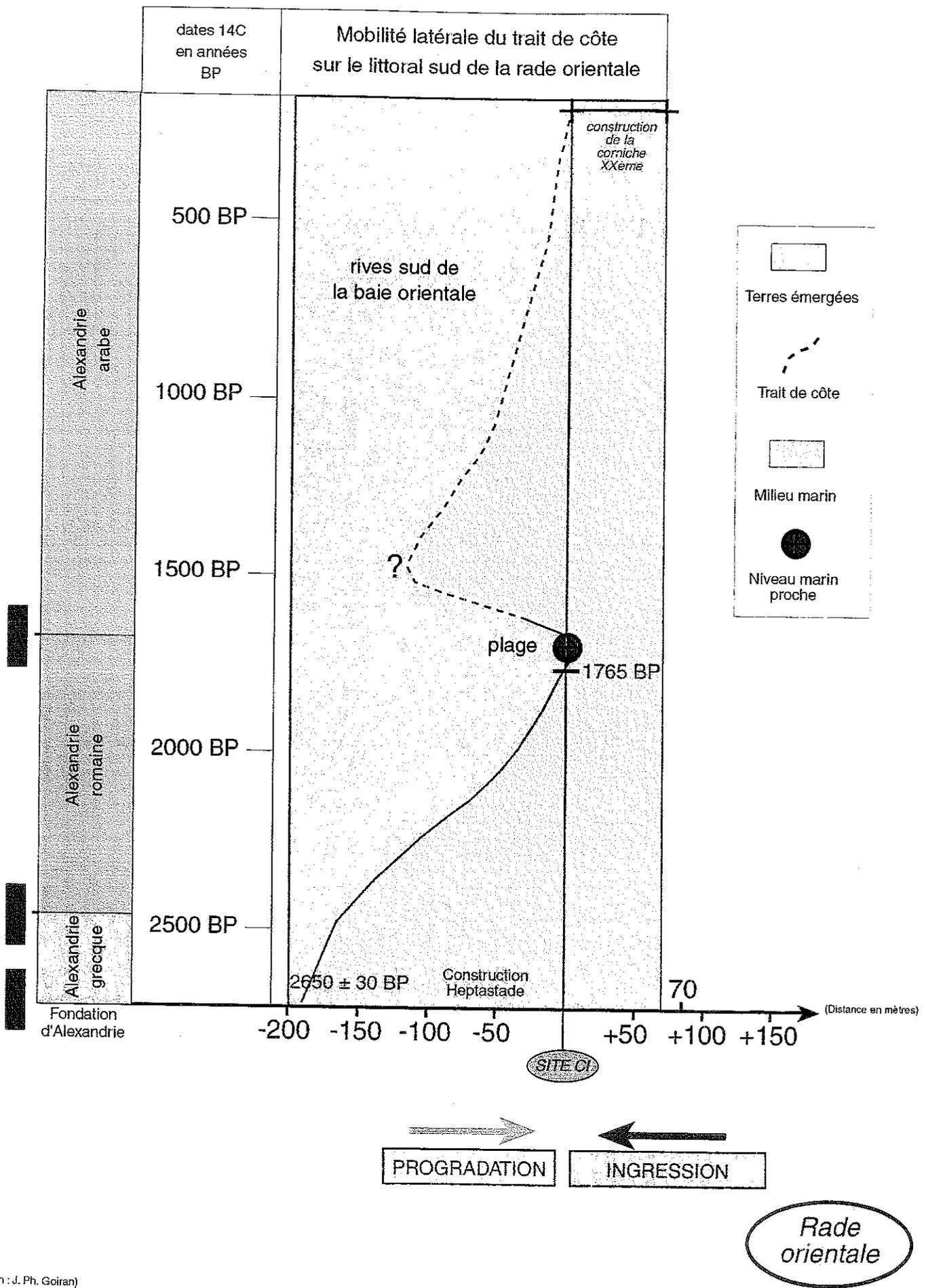
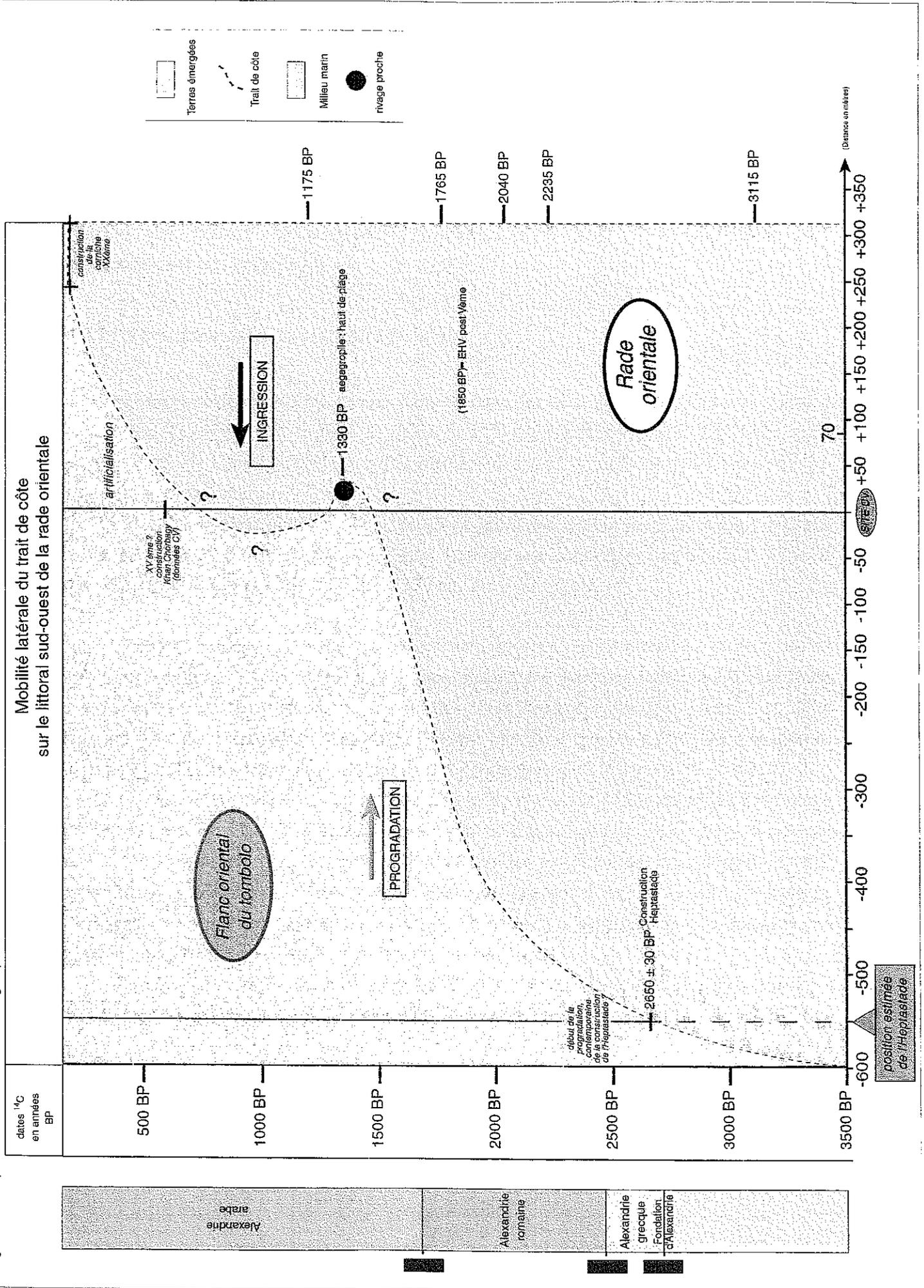


Figure 56 : Perception de la mobilité latérale du rivage à partir des données de la carotte CV



progressif des fonds marins portuaires et contribue, en partie, à l'avancée concomitante des plages de la rade orientale.

Il est possible d'expliquer la différence de faciès de ces deux plages. Les galets roulés de C I suggèrent une section littorale plus exposée à la houle dominante, et soumise à des processus morphodynamiques capables de rouler le matériel. Les *ægagropiles* de C V (figure 57 a) enregistrent un environnement marin plus calme, où un estran sableux facilite la formation des pelotes de posidonies (Kelletat, 1997). Les deux indicateurs sont malheureusement très imprécis.

1.3.2.2 Variations relatives verticales de la mer

Les niveaux de plage ainsi repérés dans chacune des deux carottes se définissent ainsi :

- Pour la carotte C I, la plage de galets de type grève demeure encore mal datée, mais postérieure au VI^e siècle ap. J.-C. La partie médiane de l'unité de galet est située aujourd'hui à 5,5 m sous le niveau marin.

- Pour C V c'est plutôt un haut de plage qui a été découvert. Il se compose d'une accumulation sur 20 cm d'*ægagropiles* située à 4,25 cm sous le niveau marin actuel. Ce niveau est daté de 1330 ± 35 ans BP soit 1020 à 1170 cal. ap. J.-C (figure 57).

Il est fort probable que ces deux niveaux indiquent un ancien niveau de plage de la fin de l'antiquité romaine, ou du début de l'époque musulmane avec une fourchette d'incertitude de $\pm 1,5$ m. Il n'y a rien d'étonnant à ce que les côtes d'altitudes des deux niveaux de plage divergent avec des *ægagropiles* topographiquement plus haut que les galets. Dans la mesure où les *ægagropiles* se concentrent au sommet des plages émergées (figures 57 b, c, d et e) .

La conservation de ces indicateurs de niveau de plage sur côte meuble implique d'une part un passage brusque dans l'étage infralittoral et d'autre part la fossilisation rapide du matériel. Il est en outre attesté que les sédiments sableux fossilisant ces deux plages, ont une origine franchement marine. Il semble donc clair que, postérieurement à la mise en place de ces plages, survienne un type de subsidence d'une ampleur suffisante pour permettre une ingression marine, venant fossiliser rapidement les formations.

En terme d'hydrodynamisme, les galets roulés révèlent donc un milieu plus exposé à l'action des vagues, tandis que les pelotes de posidonies roulées révèlent quant à elles, une dynamique marine plus calme. Autrement dit, le site C I, avec sa plage de galets, paraît plus battu que le site C V, avec sa plage de pelotes de posidonies.

Figure 57 : photographies des aégagropiles d'Alexandrie et des accumulations actuelles sur quelques plages varoises

Photo a : Amas d'aégagropiles carotte V, échantillon 17 (Alexandrie)
date radiocarbone obtenue : 1330 ± 35 BP
soit 1020 à 1170 cal. ap. J.-C.

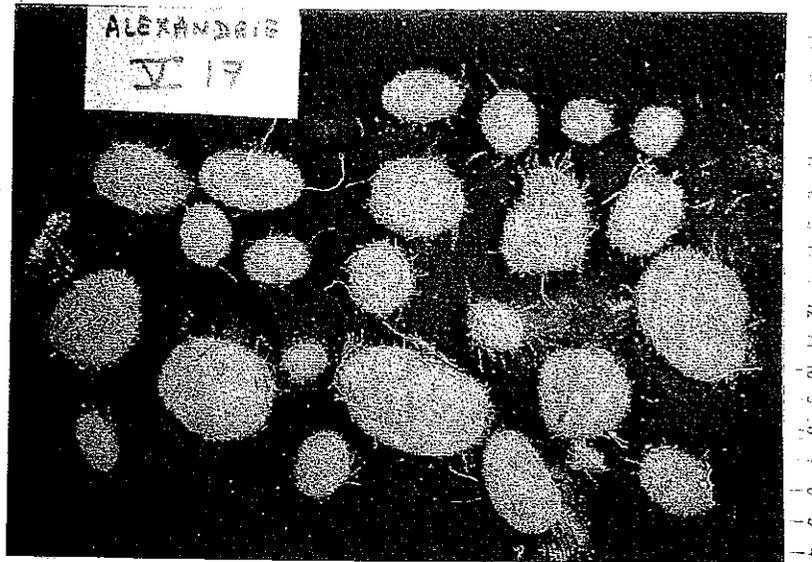


Photo b et c : Accumulations d'aégagropiles en haut de plage. (Plage du Pellegrin, Var, février 2001)

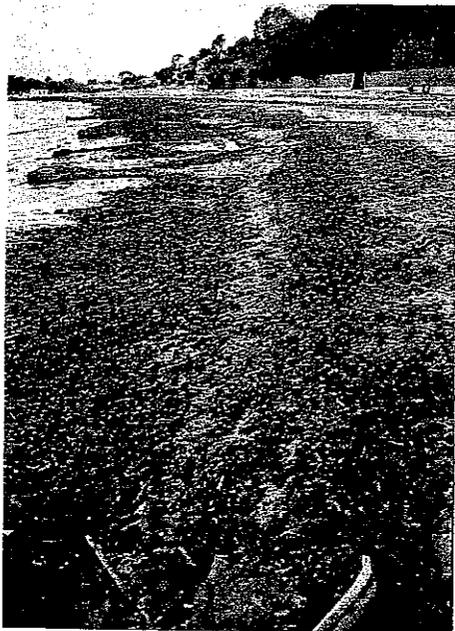


Photo d : Accumulations d'aégagropiles en haut de plage. (Plage de l'Argentière Var, février 2001)



Photo e : Aégagropiles en cours de formation dans la zone de va et vient des vagues. (Plage de La Capte, tombolo est de Giens, février 2001)

(Photos : J.Ph. Géliou)

2 La baie occidentale d'Alexandrie

La baie occidentale d'Alexandrie était désignée comme le port d'Eunostos par Strabon, c'est à dire le port du bon retour (figure 21). Cette zone semble avoir été toujours plus ouverte face aux influences marines venant du large. A tel point, qu'un petit port fermé, le Kibotos, fut construit dès l'Antiquité pour abriter les navires. Le Kibotos se situait au débouché du canal d'Alexandrie qui était relié au Lac Mariout et plus loin à la branche Canopique du Nil. Cet espace portuaire n'a encore jamais été retrouvé, mais sa position probable est légèrement à l'ouest de l'Heptastade et à l'est du débouché actuel du Canal d'Alexandrie (Empereur, com. Pers.).

La baie occidentale correspond actuellement à une vaste rade militaro-commerciale. Les opérations de carottage ont été rendues possibles grâce à l'accord des autorités militaires et de l'Amiral Mohamed Zaki. Les sites de carottages dépendent, là encore, des possibilités offertes par les équipements portuaires, les entrepôts et des contraintes liées aux canalisations souterraines. Au total, cinq carottages ont été réalisés sur le pourtour de la rade occidentale, du sud au nord : C XII, C XI, C IX, C VIII et C X (figure 24).

Malgré les difficultés rencontrées pour réaliser les carottages en raison des contraintes du milieu, nous avons pu réaliser les cinq principaux objectifs fixés.

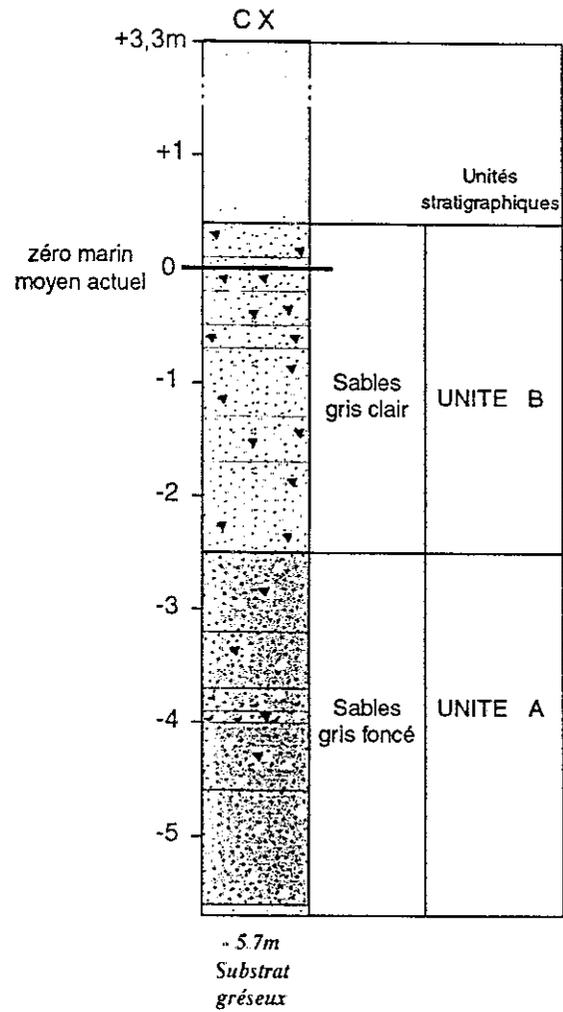
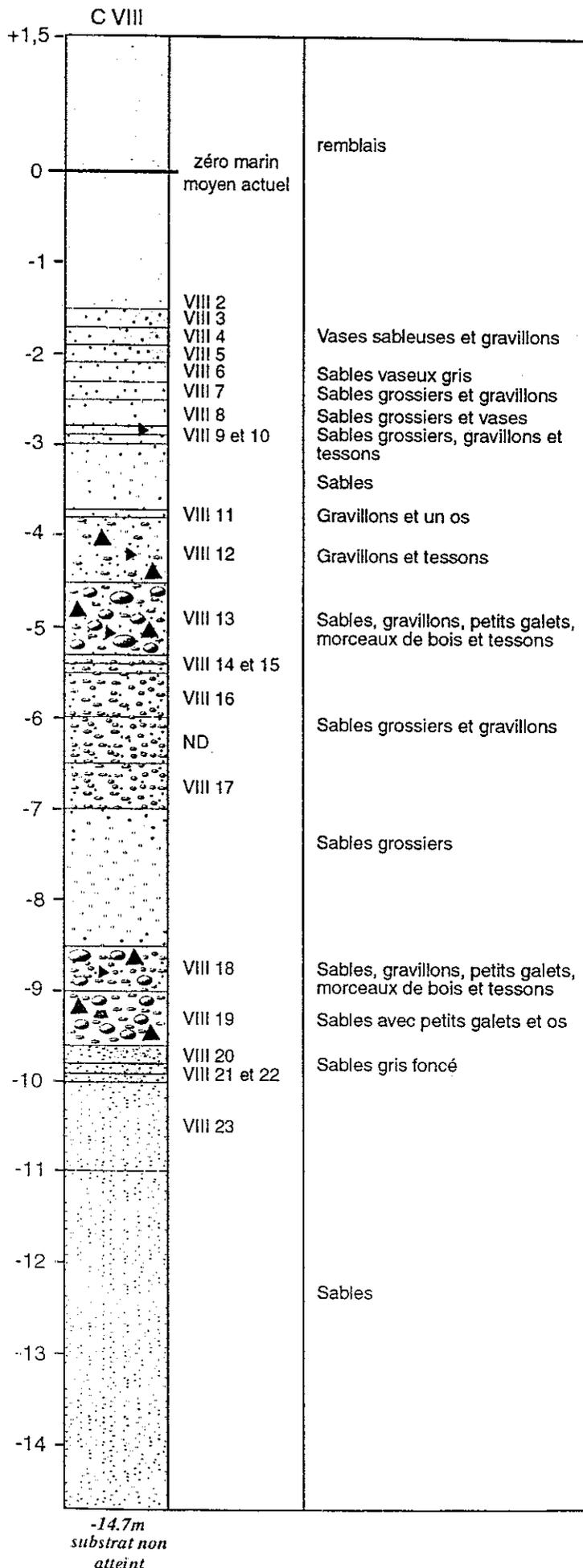
- Connaître le ou les types de milieux sédimentaires associés à la baie ouest pour savoir si ce secteur est plus battu que la baie orientale (C X et C VIII).
- Essayer de comprendre l'organisation spatiale du tombolo et tenter de retrouver une partie du corps sédimentaire côté ouest (C IX). La carotte C IX composée de faciès à *Cladocora*, similaires à ceux observés dans C II, a donc été étudiée dans la partie II de cette thèse.
- Implanter un carottage dans le secteur supposé du bassin portuaire du Kibotos (C XI).
- Enfin comprendre si le littoral sud de la baie était à associer à une côte meuble ou à une côte rocheuse à falaise (C XII)

2.1 Présentation et analyse des carottes

2.1.1 Carotte C X

Le carottage s'est déroulé près de la porte d'accès 1 du port oriental. Le substrat gréseux est atteint à 5,7 m sous le niveau marin actuel. La partie sommitale de la carotte comporte environ 3 m de remblais récents liés à l'extension des installations commerciales. Sur le plan stratigraphique, deux unités sont à distinguer : à la base une unité de sables gris et au dessus une unité de sables jaunes (figure 58).

Figure 58 : Carottes C VIII et C X



2.1.1.1 Analyse de l'unité basale A

Cette unité de sable gris (code Munsell : 2,5 Y 5/0) se développe sur une épaisseur de 3,20 m. Son sommet est daté de 2045 ± 45 ans BP soit 250 à 450 cal. ap. J.-C. Les sables représentent en moyenne 85% du poids total à sec du sédiment total. La fraction limono-argileuse est quasiment absente, quant au ballast il se compose de coquillages et de fragments de grès à la base, puis de tessons de céramique de l'époque romaine au sommet.

Les sables grossiers et moyens prédominent et représentent 75% de la fraction sableuse totale. La granulométrie reflète un tri médiocre et les courbes cumulatives convexes signalent un dépôt en vrac du stock sableux.

Les associations macrofaunistiques sont pour l'essentiel issues de l'infralittoral rocheux et des fonds marins sableux. Au sommet de l'unité apparaît la biocénose rhéophile des Sables Fins Bien Calibrés. L'ostracofaune se compose de tests marins et lagunaires en proportion semblable (figure 58). Deux espèces traces ont été rencontrées : l'une d'eau douce, l'autre d'eau saumâtre. Parmi les tests marins, il faut différencier l'association majoritaire des domaines du phytal côtier et du phytal marin avec des tests provenant du large.

2.1.1.2 Analyse de l'unité B

La seconde unité composée de sables jaunes (7,5 YR 7/2) se met en place postérieurement à 2045 ± 45 ans BP (entre le milieu du III^e et le milieu du Ve. ap. J.-C.) et se termine vers le VI^e siècle ap. J.-C. La texture, majoritairement sableuse sur 2,9 m d'épaisseur, associe des proportions de ballasts riches en tessons roulés de céramiques antiques. La granulométrie des sables indique un tri médiocre avec des sables moyens qui restent majoritaires. Le contenu macrofaunistique est assez disparate avec des associations liées aux fonds marins sableux et rocheux ainsi que des espèces tolérant les eaux saumâtres. Les ostracodes se regroupent dans deux grands ensembles : l'un, du phytal côtier majoritaire à 65%, l'autre lagunaire.

2.1.1.3 Discussion

La texture de sables homogènes qui compose les deux unités sédimentaires de la carotte révèle un milieu ouvert et battu. Ce secteur exposé aux processus hydrodynamiques caractérise l'Antiquité romaine à Alexandrie. La base de la carotte, encore mal datée mais probablement antérieure aux Romains, se compose aussi de sables crus déposés en vrac. L'ostracofaune permet de nuancer les apports venant du large. L'unité inférieure est très riche en espèces d'origines diverses et contient un nombre d'individus élevé. En cela, il semble que cette unité inférieure représente un environnement plus ouvert que l'unité supérieure qui ne

possède aucun test du phytal marin. En revanche, les apports du phytal côtier sont supérieurs aux associations lagunaires dans la partie sommitale. L'interprétation de ces données doit prendre en compte le rôle tampon joué par l'importante superficie de la baie occidentale, en partie protégée des aléas marins par la présence d'une ride sous-marine constituant des hauts fonds.

2.1.2 Carotte C VIII

Le carottage C VIII a été réalisé à proximité de la porte 6 d'accès au port ouest. Pour le moment, les datations ^{14}C sont toujours en attente et les tessons de céramique, trop roulés, n'ont pu fournir de jalons chronologiques. Pour ces raisons, la carotte n'a pas encore été traitée avec précision en laboratoire et reste conservée en chambre froide. La figure 66 représente la composition texturale et stratigraphique de cette carotte longue de 16,2 m. Il apparaît très clairement qu'une texture sableuse se maintient sur toute l'épaisseur. Quelques unités plus grossières se distinguent et alternent entre des passages de gravillons et de galets.

Ces faciès impliquent des milieux de sédimentation parcourus par des courants et sous influence directe de condition hydrodynamique marquée. Cet environnement donc reste exposé à la houle et aux vagues durant toute la période.

2.1.3 Carotte C XI

Ce site, proche de la porte d'accès 18, a été choisi dans le périmètre supposé de l'aire d'extension du Kibotos. La carotte C XI atteint le substrat pléistocène vers 7,8 m sous le niveau marin actuel. Les sédiments sont en cours de traitement et les analyses restent donc sommaires. On distingue successivement quatre unités sédimentaires.

2.1.3.1 Unité sédimentaire basale A : sables et vases à *Cladocora*

L'unité inférieure se compose de branches de *Cladocora* associées à une texture sableuse qui évolue vers des vases au sommet. La datation radiocarbone obtenue à la base de l'unité indique 5485 ans BP soit 4000 à 3780 cal. av. J.-C. (Ly-10617). Malgré un changement de texture, la constance de ces apports en branches de *Cladocora* donne une homogénéité à ce faciès. Des thalles de maërl, présents en abondance, indiquent un environnement aux eaux claires et un taux de sédimentation relativement lent.

2.1.3.2 Unité sédimentaire B : des vases plastiques

La mise en place de vases plastiques n'est pas encore datée; en revanche le sommet de l'unité donne 2160 ± 45 ans BP soit 100 à 340 cal. ap. J.-C. Ces vases plastique emballent de nombreux charbons de bois et quelques tessons qui signalent la présence de sociétés humaines sur le littoral. Aucune branche de *Cladocora* n'est présente dans ce faciès.

2.1.3.3 Unité sédimentaire C : sables et passées de posidonies

L'unité C se dépose entre 2160 ± 45 ans BP (soit 100 à 340 cal. ap. J.-C.) et 1885 ± 45 ans BP (soit 30 à 240 cal. ap. J.-C.). Elle se compose de sables plus ou moins grossiers et d'une quantité importante de tessons intacts, mais dont les dates sont toujours en attente. Vers son sommet, des passées de fibres de posidonies apparaissent.

2.1.3.4 Unité sédimentaire D : galets et tessons roulés

Des galets et des tessons roulés datés de 1885 ± 45 ans BP (soit 30 à 240 cal. ap. J.-C.) viennent clore la partie sommitale de la carotte. Quelques *ægagropiles* sont également observées.

2.1.3.5 Discussion

Le brusque arrêt des apports de branches de *Cladocora* intervient au moment du dépôt des vases plastiques. Ce type de vases demande un milieu particulièrement calme et protégé pour décanter. Cependant, en l'absence d'analyses plus poussées, il reste difficile de préciser si ce faciès indique un milieu portuaire. En revanche, la présence de galets et de tessons roulés associés à des pelotes de posidonies, constitue un bon argument en faveur de l'hypothèse d'un faciès de plage concernant l'unité C. Cette plage, au sens large, se positionne à -1,90 m sous le niveau marin actuel pour une date vers 1885 ± 45 ans BP (soit 30 à 240 cal. ap. J.-C.) avec une fourchette d'incertitude de $\pm 1,5$ m.

2.1.4 Carotte C XII

La carotte C XII a été réalisée à proximité du site archéologique de la Nécropole antique de Gabbari en cours de fouille en 1999 et aujourd'hui recouverte par une chape de béton et une voie rapide pour les besoins d'accessibilité au port. Cette nécropole ptolémaïque a été creusée dans le substrat pléistocène de la ride R I, très proche du rivage dans ce secteur.

Le site de carottage se positionne à la base d'un replat topographique à une centaine de mètres du littoral actuel. Le substrat a été atteint très rapidement. Deux autres carottages, non mentionnés sur la carte (figure 24), ont été réalisés 50m plus à l'est et 50 m plus à l'ouest de C XII. Pour ces trois carottes le substrat apparaît à une profondeur similaire proche du zéro marin actuel. Aucune formation sableuse n'a été rencontrée; un paysage de côte rocheuse devait donc prévaloir à l'époque antique, assez proches des paysages décrits lors de l'Expédition d'Egypte.

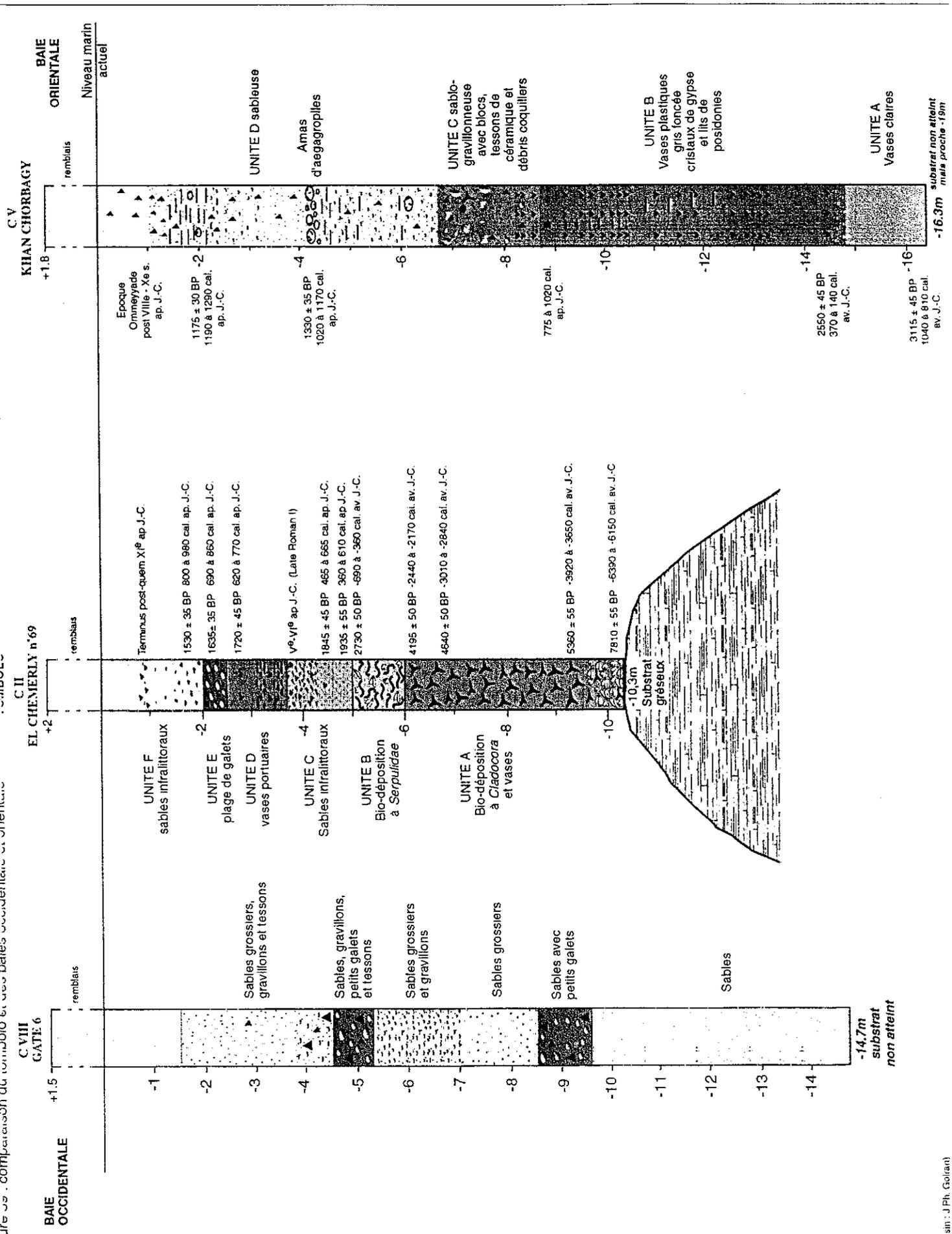
2.2 Evolution comparée des baies orientale et occidentale de part et d'autre du tombolo (figure 59 et figures de conclusion 100, 101 et 102)

Dans la baie orientale, le carottage C V a permis d'atteindre la plus grande profondeur soit 16,3 m sous le niveau marin actuel sans avoir atteint le substrat. A cette profondeur, le sédiment est daté de 3115 ± 45 ans BP (soit -1040 à -810 cal. J.-C.) et signale un environnement sédimentaire marin et protégé tel un fond de baie. Les données communiquées par les BTP d'Alexandrie indiquent un substrat vers -19 m dans ce secteur. Par comparaison, le substrat est rapidement atteint à -10,3 m à la base du corps sédimentaire du tombolo. Le relèvement du substrat dans cette zone a pu servir d'obstacle ou de frein aux courants qui viennent de la baie occidentale. L'accrétion du tombolo ne démarre vraiment qu'à partir de 5360 ± 55 BP soit au début du IV^e millénaire avant le Christ, au moment où le niveau de la mer a cessé de monter rapidement. L'unité inférieure du tombolo correspond à une biodéposition de branches à *Cladocora* emballées dans une matrice cohésive limono-argileuse. Cette première biodéposition qui se termine vers 4200 ± 50 ans BP est relayée par une seconde biodéposition à *Serpulidae*. Les stocks de bioclastes, témoignent de la richesse biologique qui se développe dans la baie occidentale. Cette vaste baie semble être la source émettrice d'un détritisme biogène.

Le terme supérieur de l'unité C II B, daté de 2730 ± 50 ans BP, correspond au terme supérieur de l'unité C V A composée de vases claires. L'accrétion du tombolo a permis le dépôt de vases dans la baie orientale. A l'inverse, dans la baie occidentale, les corps sédimentaires à la base de C VIII restent sableux, signe d'un hydrodynamisme plus marqué à l'ouest qu'à l'est. Il est regrettable de ne pas encore avoir de date ^{14}C sur cette carotte mais la texture peut suffire à elle seule à montrer que, quelle que soit l'époque, les faciès grossiers dominent.

La carotte C V montre un calme sédimentaire au cours de la période gréco-romaine, pouvant être associé à un bassin portuaire. Si aucun dépôt d'époque grecque n'est observé ou conservé dans la carotte C II, les unités d'époque romaine montrent un milieu de plus en plus protégé. Au VI^e et VII^e siècle ap. J.-C., on peut considérer qu'un bassin portuaire est toujours fonctionnel mais en voie de colmatage rapide.

Figure 39. Comparaison du remblai et des bates occidentales et orientales



(Dessin: J.Ph. Golan)

Postérieurement au VIII^e siècle, la carotte C V enregistre un sédiment très grossier qui suggère un dépôt en vrac, contemporain du dépôt de tsunami ou de tempête observé plus à l'est dans C I. Des plages de galets (C I, C II) et d'aegagropiles (C V) vont ensuite se mettre en place: on assiste à une progradation de l'ensemble des rivages de la baie orientale

Vers le IX^e siècle, le milieu s'ouvre radicalement aux influences marines du large. Cette ouverture se perçoit aussi bien dans C II que dans C V sous forme d'indicateur biologique, minéralogique et granulométrique. Les raisons de cette ouverture soudaine semblent complexes car multiples (subsidence, recrudescence d'épisodes de tempête). Cependant la plage de galets de la C II qui se positionne aujourd'hui à -2 m sous le niveau marin, est recouverte d'un sédiment marin daté entre le IX^e et Xe siècle ap. J.-C. Ce contexte milite en faveur d'une hypothèse de type subsidence.

Les textures homogènes de sables qui caractérisent les unités sommitales C II F et C V D indiquent à la fois le rapprochement de la ligne de rivage et la persistance d'un milieu dorénavant plus exposé aux dynamiques marines.

Nous avons donc pu confirmer et préciser les points importants suivants :

- 1- Une baie orientale déjà naturellement protégée par un tombolo avant la fondation grecque.
- 2- Une baie occidentale toujours largement ouverte aux influences marines, sauf pour C XI.
- 3- Des faciès de colmatage accéléré dans le ou les bassins de la baie orientale à partir de la fondation de l'Heptastade.
- 4- Un épisode d'hydrodynamisme violent qui a affecté la baie orientale post VIII^e siècle et que nous étudions en détail dans le chapitre III qui suit.
- 5- Une ingression marine finale mise en relation avec un mouvement relatif du niveau marin d'environ 5 à 6 m vers le IX^e-Xe siècle ap. J.C. et postérieur à l'écart hydrodynamique.

Le chapitre suivant est consacré à l'analyse du dépôt grossier, corrélatif de l'épisode hydrodynamique marqué, observé dans la rade orientale au début de l'époque arabe. L'étude porte sur l'exoscopie des quartz afin de relever puis d'établir une typologie des traces de chocs observées à leur surface.

3 Essai de caractérisation d'un dépôt de tsunami par l'étude des quartz

3.1 Problématiques et objectifs du travail

Plusieurs hypothèses peuvent être évoquées afin d'expliquer la transition brutale de faciès, entre l'unité de vases et l'unité d'éléments grossiers hétérogènes, observée dans les deux carottes du port oriental (C I et C V). L'une d'elle suggère une mise en place brutale liée à un événement hydrodynamique violent d'origine marine, qui aurait pu mobiliser et apporter au sein du bassin portuaire des sédiments grossiers. Les deux principaux facteurs, susceptibles d'engendrer de tels processus morphodynamiques, peuvent être soit des aléas dépendant de conditions météo-marines telles que de violentes tempêtes, ou bien des aléas d'origine sismique engendrant quant à eux des tsunamis ou "seismic sea wave" en anglais. Une seconde hypothèse serait un affaissement co-sismique de la frange littorale.

Les tsunamis peuvent être déclenchés par des séismes ou des glissements de terrains sous-marins. Ces mouvements de masse, en domaine sous-marin, se propagent à la surface des mers et océans sous la forme d'une onde oscillatoire.

Dans le cas d'un ou plusieurs événements hydrodynamiques majeurs venant frapper le littoral d'Alexandrie, il est possible d'orienter les voies de recherche, dans un premier temps, vers "l'hypothèse tsunami". En effet, si l'on prend en compte l'ensemble des recherches historique au cours des 2000 dernières années, huit tsunamis sont venus frapper la ville d'Alexandrie (figure 7). Même s'il faut prendre la nature et le contenu des textes avec prudence, les tsunamis ne sont pas rares à Alexandrie. La région offre d'ailleurs un contexte favorable tant par ses aspects tectono-structuraux (subduction de la plaque africaine sous la plaque égéo-anatolienne), que par l'instabilité sédimentaire du prodelta du Nil, comme nous l'avons présentée en première partie.

3.1.1 Méthodologie

Un épisode de tempête ou de tsunami peut être considéré comme un processus hydromorphosédimentaire brutal puisqu'il associe un mouvement de hautes vagues à forte énergie cinétique, à une remobilisation de stocks sédimentaires du large et des petits fonds.

Les sédiments mis en jeu lors de ces mouvements de brassage et de déferlement peuvent enregistrer à leur surface des traces ou microtraces d'usure mécanique, de fracturation, de chocs, d'impacts, de broyage, voire de "mitrillage"...

Si l'échelle microscopique a été privilégiée dans cette étude, restait à définir et choisir sur quel type de marqueur allaient porter ces analyses. Les grains de quartz ont été retenus pour deux raisons essentielles :

- raison minéralogique : il était nécessaire de sélectionner un marqueur suffisamment résistant pour ne pas être détruit ou trop fragmenté lors des épisodes hydrodynamiques importants.
- raison historique : L'exoscopie des quartz dans les problématiques paléoenvironnementales a donné lieu à des publications fondamentales au cours des 30 dernières années. Ces travaux nous permettent de mieux comprendre le comportement spécifique de ce marqueur, rencontré dans divers milieux de sédimentation. D'autre part, notre équipe bénéficiait d'un savoir faire et d'une expérience dans la morphoscopie et l'exoscopie des quartz (Morhange *et al*, 2000 ; Bruzzi et Prone, 2000)

Par conséquent, au sein du contingent minéralogique, les quartz sont apparus comme susceptibles d'être les meilleurs marqueurs

Déterminer si tel faciès exprime une mise en place par un tsunami ou une tempête, amène à le comparer à d'autres dépôts prélevés sur le même site. Il était nécessaire d'essayer de trancher entre les impacts exoscopiques des quartz issus de tempêtes qui viennent affecter le littoral d'Alexandrie de façon régulière et les grandes marques exoscopiques de quartz, pouvant avoir été générées par des tsunamis ou des tempêtes extrêmes. Ce premier travail a été effectué sur des échantillons de la carotte C I intégrant quatre unités sédimentaires différentes. L'objectif, était de rechercher les traces de chocs les plus violentes et les plus fraîches sur chaque lot de quartz. Ce travail complète la méthode expérimentale mise au point par Prone (1980) puis Bruzzi, (1998).

En fonction de l'origine cristalline du quartz, son altération ne sera pas la même. Celle ci s'attaque en premier lieu aux sommets puis aux arêtes en les émoussant légèrement. Les faces sont théoriquement attaquées en dernier. Ainsi un cristal automorphe parfait, évoluera vers une bille de quartz ou, plus communément, un rond mat. En revanche un cristal xénomorphe (asymétrique) évoluera, à terme, vers une goutte de quartz (Clocchiatti, 1975).

3.2 Méthodologie : morphoscopie (LB) et exoscopie (MEB)

Après avoir recueilli la fraction sableuse totale [2 mm ; 50 µm] par tamisage humide, la matière organique est détruite à froid par ajout d'eau oxygénée à 20%. Les échantillons sont alors traités, toujours à froid, à l'acide chlorhydrique. Puis un second tamisage est réalisé afin de séparer les sables grossiers, moyens et fins. Pour ce travail, seules les fractions grossières et moyennes sont étudiées au MEB, en raison de l'extraction délicate des quartz fins, le plus souvent à l'état de débris.

Le prélèvement s'effectue sur un plateau de tri à la loupe binoculaire avec des grossissements variant de x20 à x60. Une analyse morphoscopique est réalisée afin de mettre en évidence les différentes formes de quartz qui composent le cortège. En se référant aux

travaux de Culver (Culver *et al.*, 1983), sur la représentation statistique d'un échantillonnage, 30 grains de quartz ont été à chaque fois prélevés parmi les sables grossiers et moyens. Les 25 quartz choisis sont ensuite montés sur des plots métallisés à l'or et placés dans la chambre à vide du MEB. C'est le microscope électronique à balayage de la Faculté de Saint Charles à Marseille que nous avons utilisé pour ces opérations. L'exoscopie des quartz est une analyse morphologique à forts grossissements (jusqu'à 4000x) de l'état de surface de chaque grain.

3.3 Analyses morphoscopiques et exoscopiques des quartz d'Alexandrie

L'analyse tant morphoscopique qu'exoscopique n'avait pas pour but principal de reconstituer l'ambiance paléoenvironnementale dans ce secteur côtier telle que celle a été menée par exemple à Larnaca, dans le port de Kition-Bamboula (Morhange *et al.*, 2000). Au contraire, l'objectif était de se focaliser sur la recherche de traces très fraîches de chocs de grande ampleur ou de figures d'impact peu communes pouvant être reliées à une dynamique morpho-sédimentaire exceptionnelle.

Afin de pouvoir différencier les traces de chocs exceptionnels des traces de chocs classiques, nous avons donc analysé successivement les cortèges de quartz issus des différentes unités de la carottes C I. Puis nous avons procédé à une démarche comparative en observant les quartz prélevés sur le littoral de la baie orientale, ainsi que les quartz issus du substrat gréseux pléistocène, afin de caractériser le stock hérité.

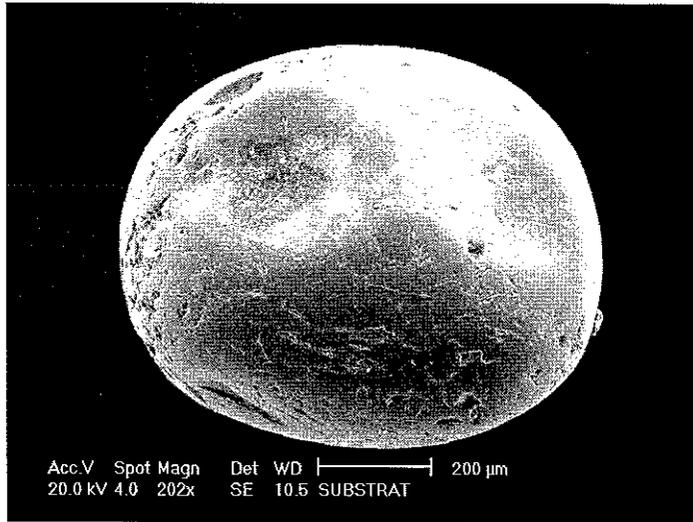
3.3.1 Les quartz du substrat gréseux pléistocène

Ces quartz proviennent d'une carotte de substrat, obtenue grâce à un carottier mécanique utilisé par les BTP d'Alexandrie, lors des carottages réalisés au cours du chantier de construction de la nouvelle bibliothèque d'Alexandrie.

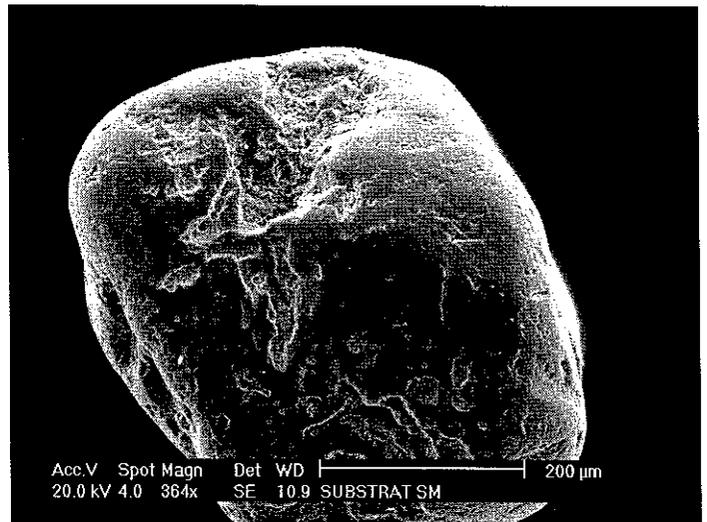
3.3.1.1 Analyse exoscopique

Sur le plan exoscopique, les quartz offrent une allure de surface usée. Les traces sont peu fraîches en raison de la fossilisation des grains et de la diagenèse de cette calcarénite pléistocène. Aucune trace de chocs frais n'a été remarquée. Les quartz se regroupent en deux stocks principaux de proportion semblable. Le premier comporte des cupules de chocs (figure 60 a et f) ou des traces de rainurage parallèles (figure 60 d). Le second rassemble les grains parsemés de traces de dissolution isolée ou organisée, en un réseau plus ou moins orienté et digité (figure 60 b et c). Pour certains, on observe même un stade avancé dans l'encaissement du réseau de dissolution par rapport à la surface du grain (figure 60 b et e).

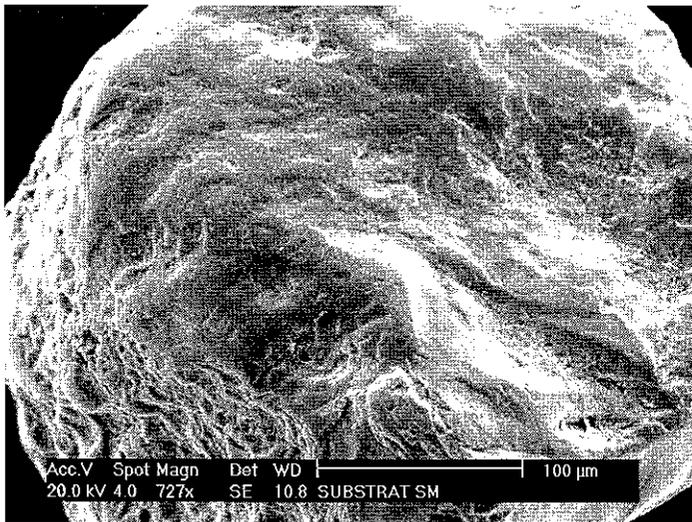
Figure 60 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie Substrat, Sables Grossiers et Moyens



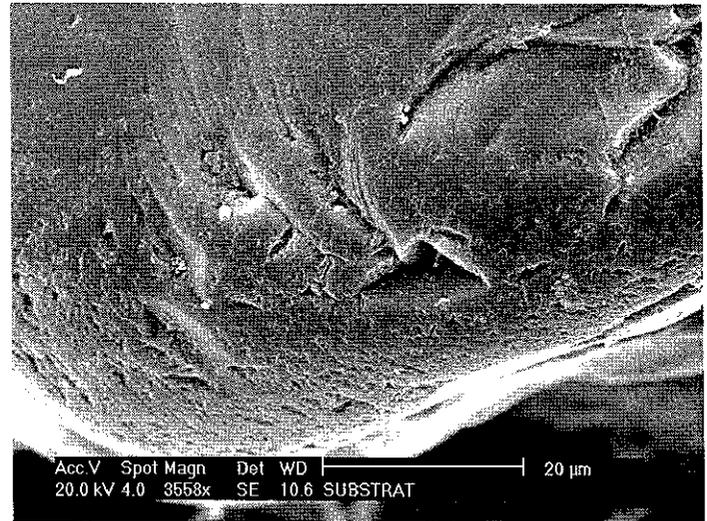
a) Alexandrie Substrat : Rond mat avec réseau de dissolution et cupules de chocs



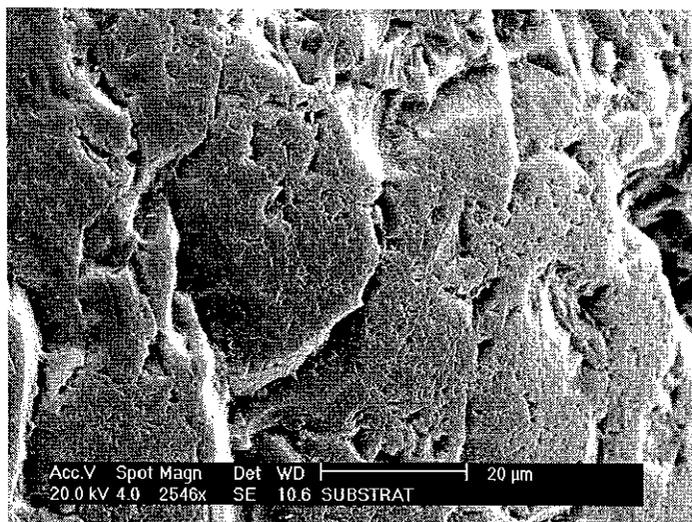
b) Alexandrie Substrat : Emoussé mat avec réseau de dissolution très avancé



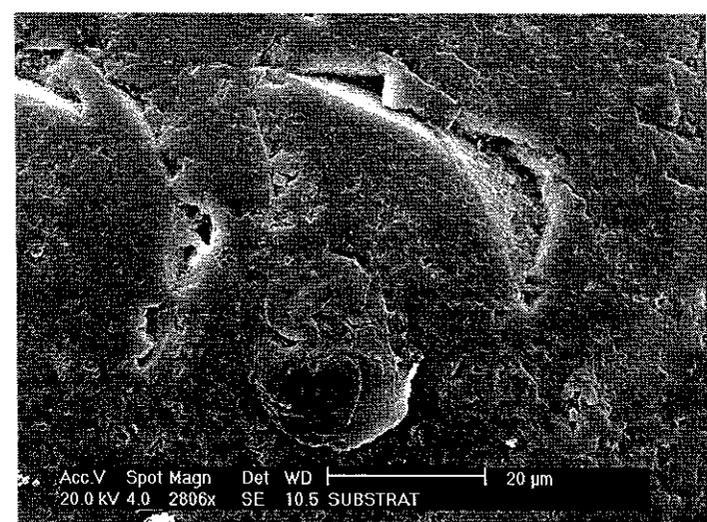
c) Alexandrie Substrat : Réseau de dissolution prononcé sur un émoussé teme



d) Alexandrie Substrat : Traces de rainurages et de dissolution



e) Alexandrie Substrat : Réseau de dissolution



f) Alexandrie Substrat : Cupules de chocs

3.3.2 Les quartz de l'unité A des vases portuaires antiques

Nous n'avons pas analysé au MEB tous les échantillons, trop nombreux, de l'unité A. Seuls les quartz du prélèvement I-17 et I-26 ont été analysés.

3.3.2.1 Analyse morphoscopique (figure 61)

Les quartz de la fraction grossière sont absents du prélèvement I-26, le plus profond. Sa fraction moyenne totalise $\frac{3}{4}$ de non usés évolués. Le I-17, situé dans la section sommitale de l'unité A, comporte seulement deux classes, probablement en raison de la faible proportion des éléments grossiers (12%). Les émoussés mats (figure 61) représentent les $\frac{3}{4}$ du stock et les non usés le quart restant.

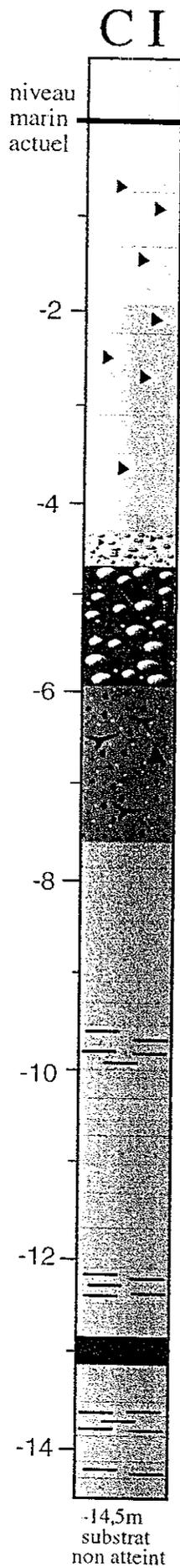
3.3.2.2 Analyse exoscopique du plot I 26

Les traces de dissolution sont très présentes sur les quartz (figure 62 a, b et c). Certaines se développent sur les arêtes (figure 62 b), d'autres sur les faces (figure 62 c). Quelques inclusions sont repérées (figure 62 d) qui tendent à fragiliser le quartz lors de chocs éventuels. Quelques belles traces d'impacts sont présentes. Certaines d'entre-elle sont fraîches (figure 62 f), d'autres commencent à s'émousser (figure 62 e).

3.3.2.3 Analyse exoscopique du plot I 17

L'ensemble des quartz présente un faciès de surface affecté par de la dissolution beaucoup moins prononcée que celle observée sur les grains du substrat (figure 63 b et e). Ces traces peuvent être liées à une évolution dans un environnement confiné et protégé de type portuaire. De nombreux tests de nannoflore de diatomées restent piégés ou simplement posés à la surface des grains de quartz (figure 63 d et e). La présence de ces frustules siliceuses particulièrement fragiles face aux influences hydrodynamiques côtières renforce l'idée d'un environnement calme. Les principales traces de secteurs cassés sont recouvertes de dépôts plus ou moins massifs (figure 63 f) et de baguettes de gypse (figure 63 c). Ces traces peu fraîches sont plus à rapprocher à une faiblesse dans la structure du cristal qu'à un choc.

Figure 61



MORPHOSCOPIE DES QUARTZ DE LA CAROTTE CI

Sables Grossiers

Sables Moyens

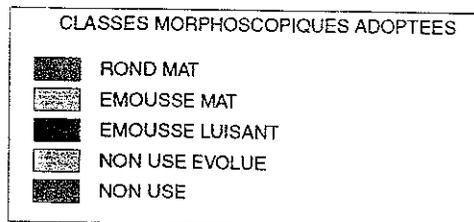
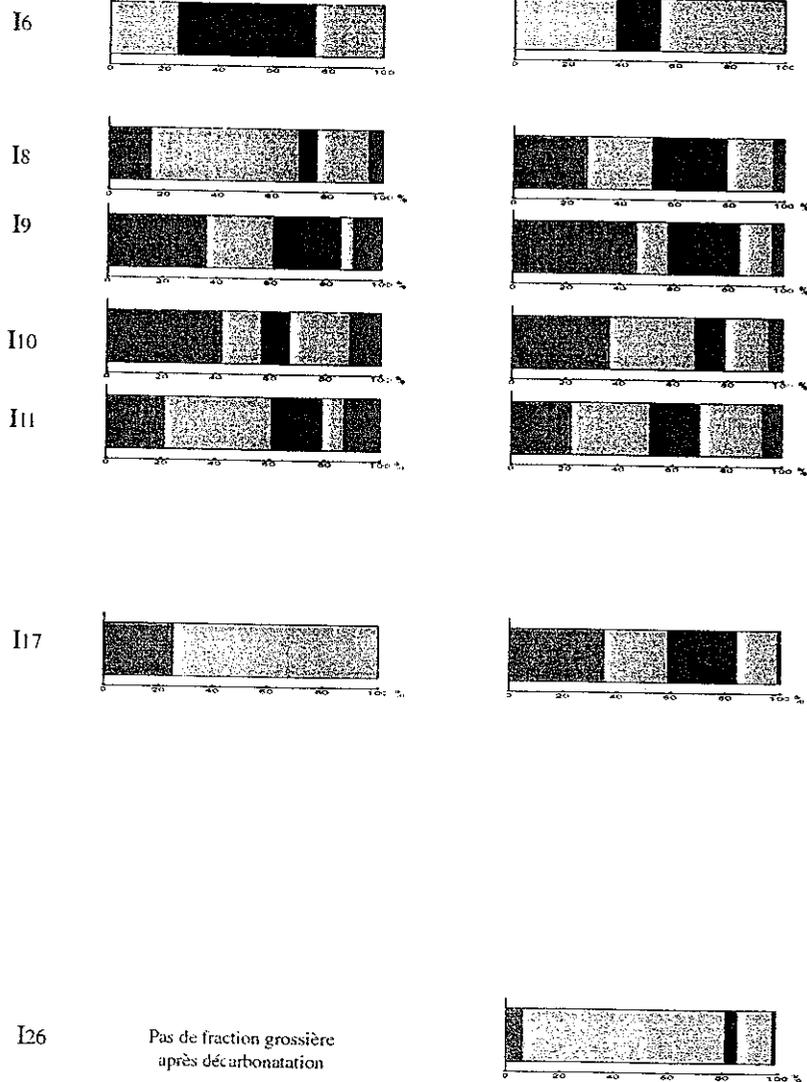
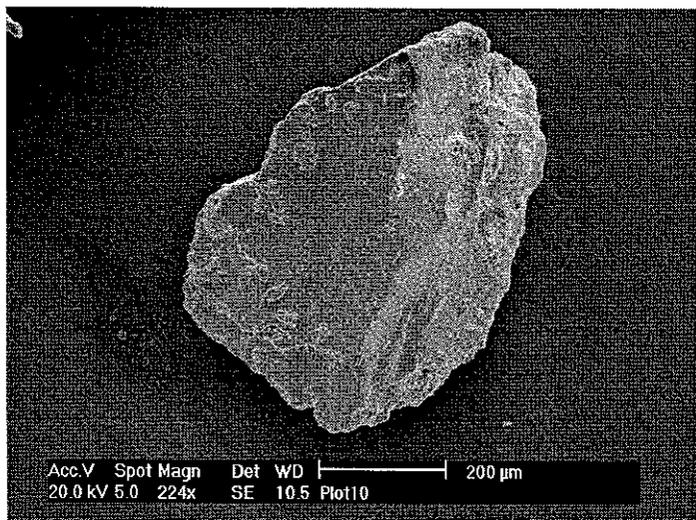
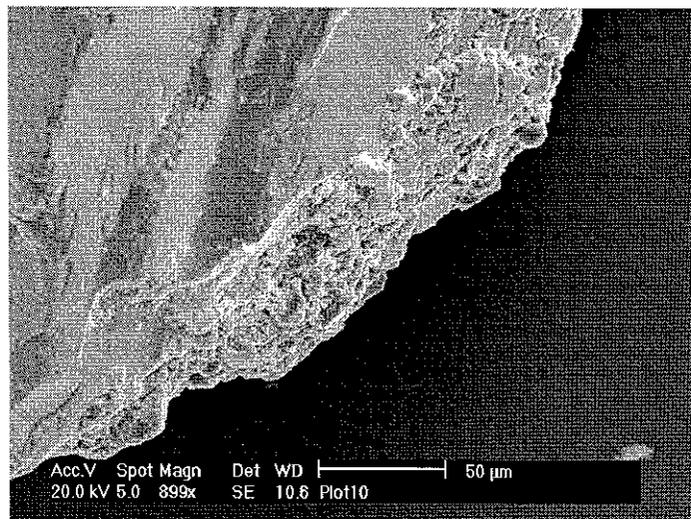


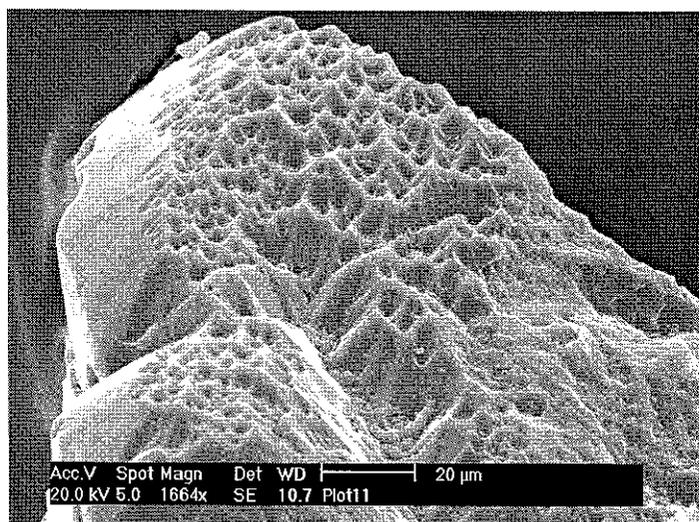
Figure 62 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 26 Sables Moyens



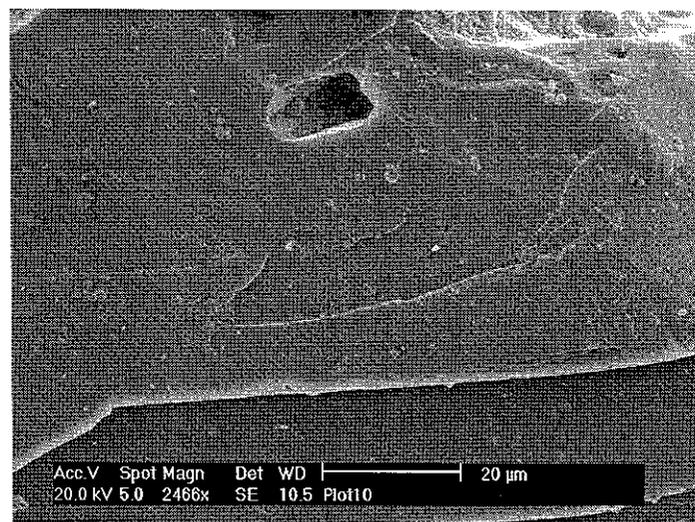
a) Alexandrie I 26 SM : Quartz non usé évolué avec traces de dissolution et de dépôts



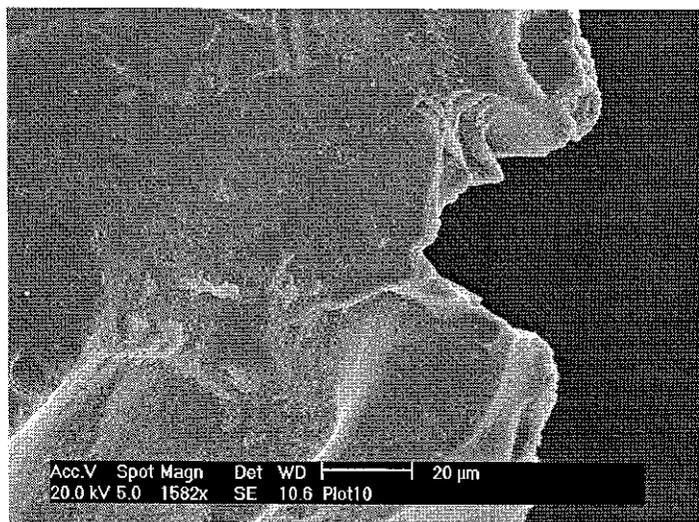
b) Alexandrie I 26 SM : Zone soumise à la dissolution au niveau d'une arête



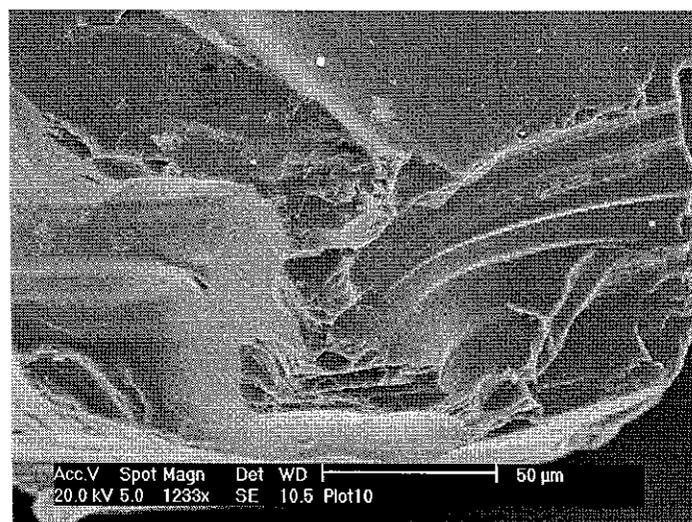
c) Alexandrie I 26 SM : Face alvéolée, probablement lié à un mode particulier de dissolution, la structure cristalline pouvant contraindre l'attaque



d) Alexandrie I 26 SM : Creux net sur une face, lié à une inclusion



e) Alexandrie I 26 SM : impact le long d'une arête Certains bords sont en partie émoussés

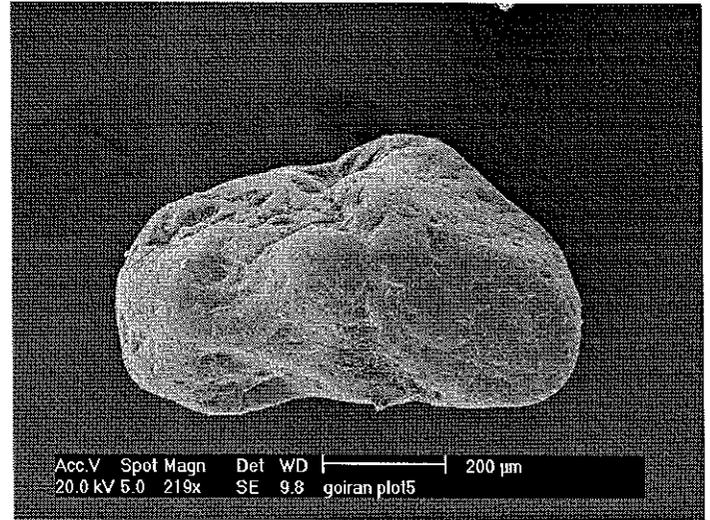


f) Alexandrie I 26 SM : Bel impact mécanique frais

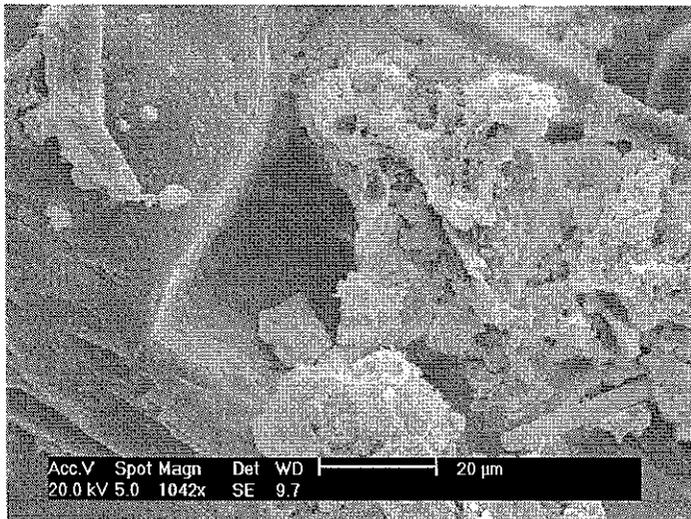
Figure 63 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 17 Sables Grossiers et Moyens



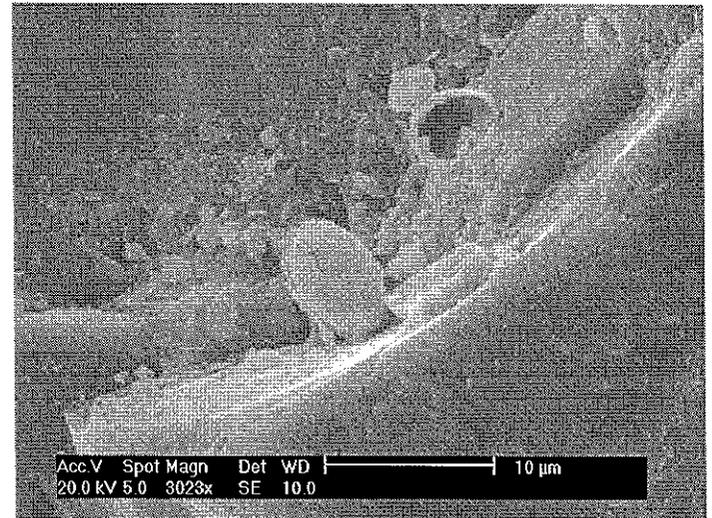
a) Alexandrie I 17 : Eroussé mat



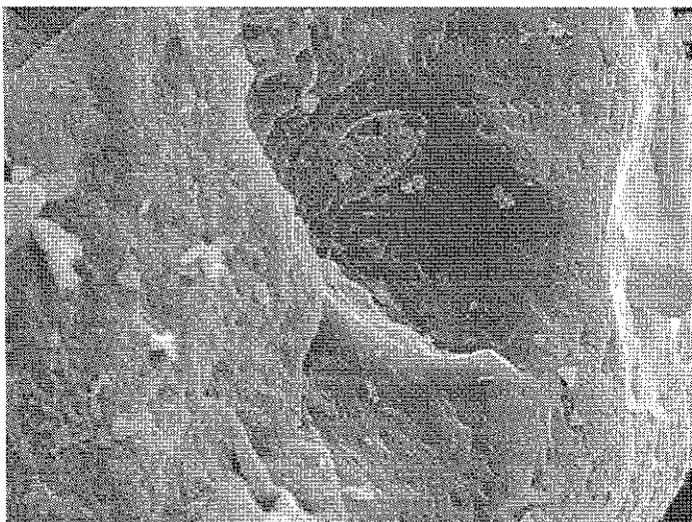
b) Alexandrie I 17 SM : Eroussé terre avec réseau de dissolution



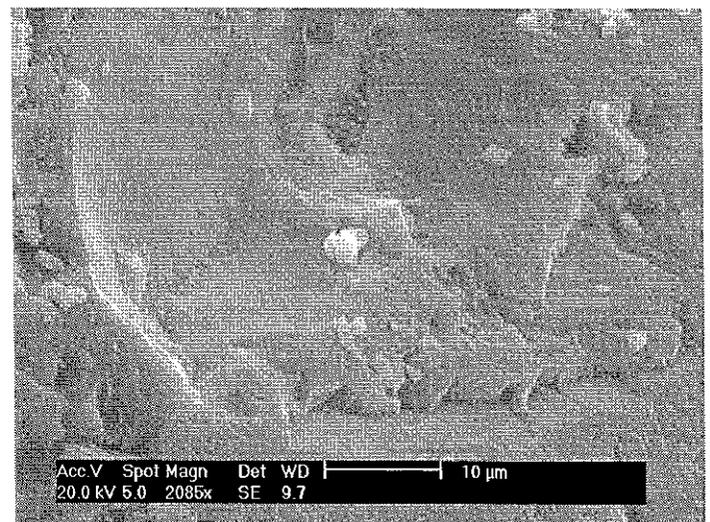
c) Alexandrie I 17 SM : Alvéole d'inclusion remplie de dépôts, fragments de diatomées et de baguettes de gypse



d) Alexandrie I 17 SG : diatomées et dépôts sur un non usé



e) Alexandrie I 17 SM : diatomées dans une ancienne cupule de choc et traces de dissolution périphériques



f) Alexandrie I 17 SG : Impact sur un sommet de non usé terre avec nombreux dépôts de pyrite

3.3.3 Les quartz de l'unité B

Les deux prélèvements (I-11 et I-10) constitutifs de l'unité B ont été analysés.

3.3.3.1 Analyse morphoscopique

L'unité B rassemble les 5 classes morphoscopiques définies, avec l'arrivée caractéristique d'un stock de Rond Mat puisqu'ils représentent 5% à 15% du cortège total des quartz. Les non usés et non usés évolués sont les deux classes morphoscopiques les plus importantes.

3.3.3.2 Analyse exoscopique de I 11

L'examen exoscopique a permis d'effectuer une série de clichés sur lesquels différents types d'impacts mécaniques très frais apparaissent. Chacune de ces marques se distingue des autres tant par son amplitude, que par sa position ou sa géométrie. Il a cependant été possible de les regrouper et d'établir ainsi une typologie basée sur les traces les plus importantes:

- cupules de chocs de large amplitude (figure 64 a)
- traces de broyage (figure 64 b)
- zones de desquamation (figure 64 e et f)
- plaques de décollement et d'écaillage (figure 65 a)
- lignes de fracturation (figure 64 c et d)

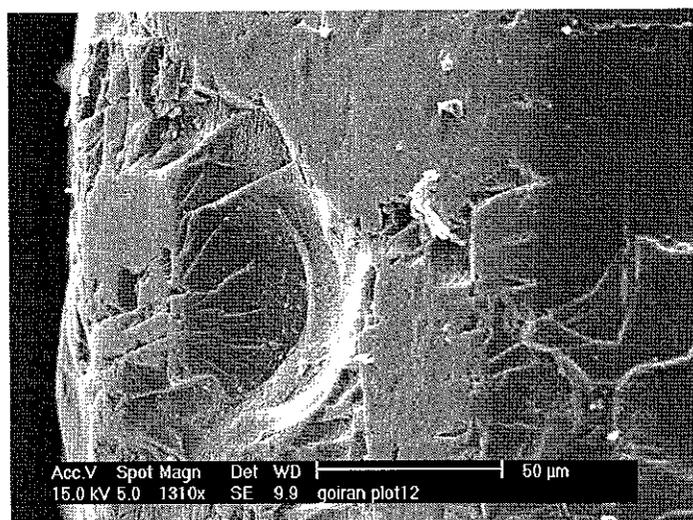
Une seconde série de traces moins importantes par l'ampleur des marques est également observée. Elle se développe principalement sur les quartz contenus dans la fraction des sables moyens.

- des coups de gouges (figure 65 c et f)
- des impacts en équerre (figure 65 d)

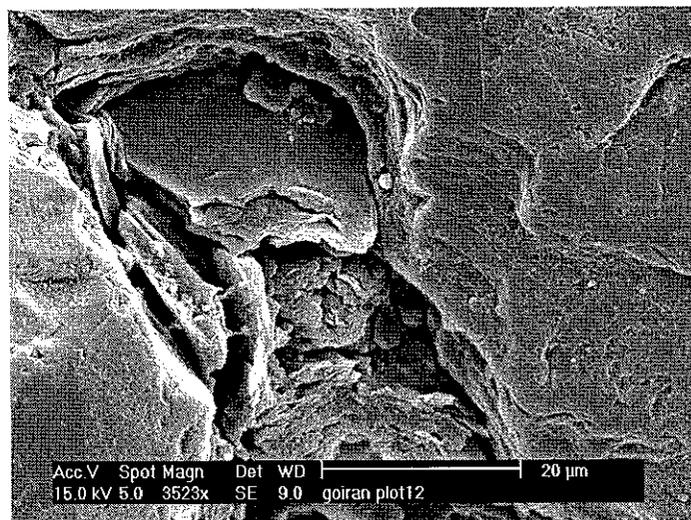
L'ampleur de ces marques de choc frais, peut être reliée à une dynamique hydrosédimentaire marine peu commune et de très forte énergie.

3.3.3.3 Analyse exoscopique de I 10

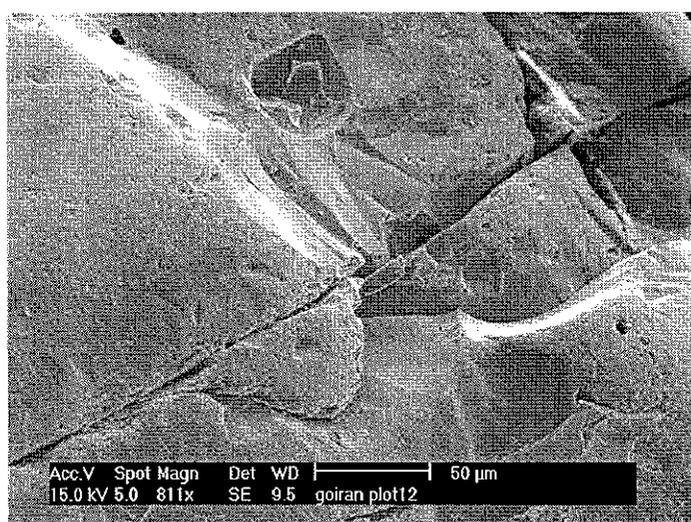
Ce second échantillon de l'unité B offre également des traces de choc peu communes. Les principaux types sont : des fracturations multiples associées à des zones de compression (figure 66 a et b) et de la dislocation (figure 66 c). Les Ronds Mats semblent développer des types de marques particulières : des linéaments curvilignes (figure 66 e) et des desquamations en écaille (figure 66 f).



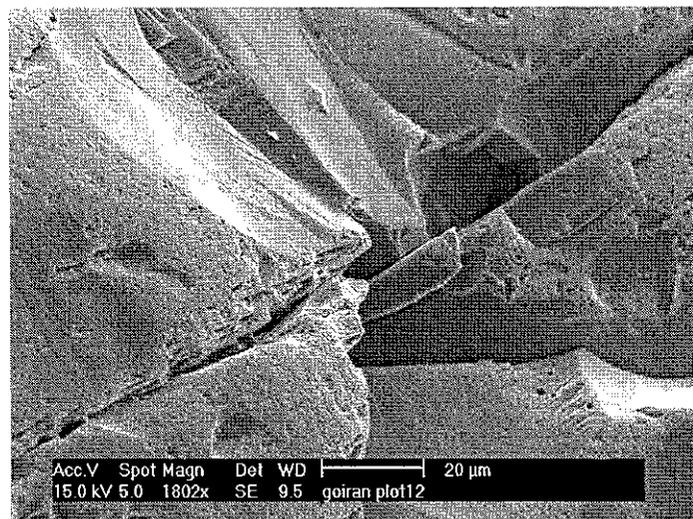
a) Alexandrie I 11 SG : Trace de choc de grande amplitude



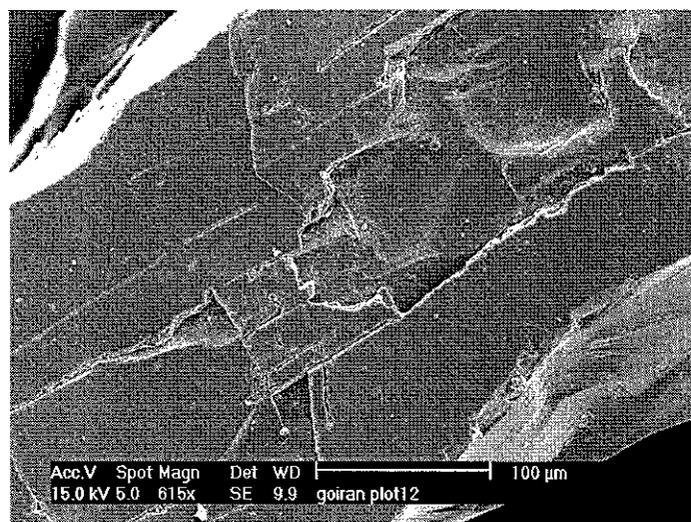
b) Alexandrie I 11 SG : Zone de broyage



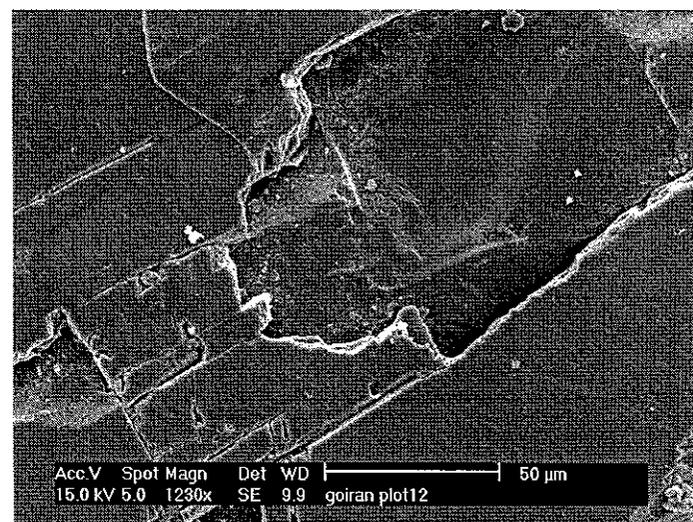
c) Alexandrie I 11 SG : Grande ligne de fracturation sur une face du quartz



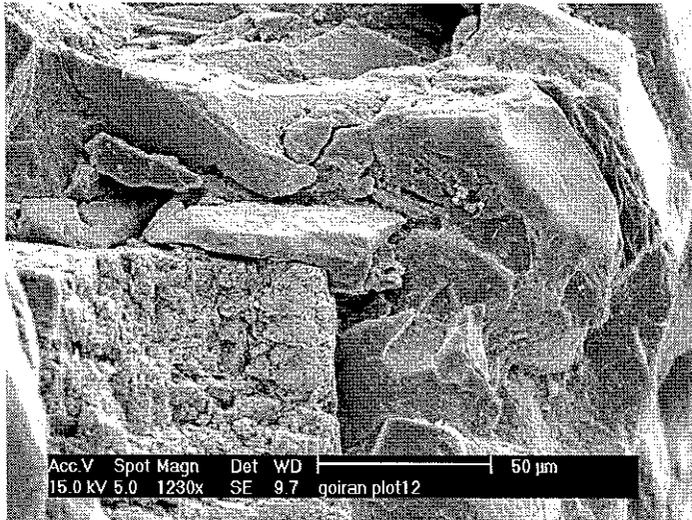
d) Alexandrie I 11 SG : Détail du linéament



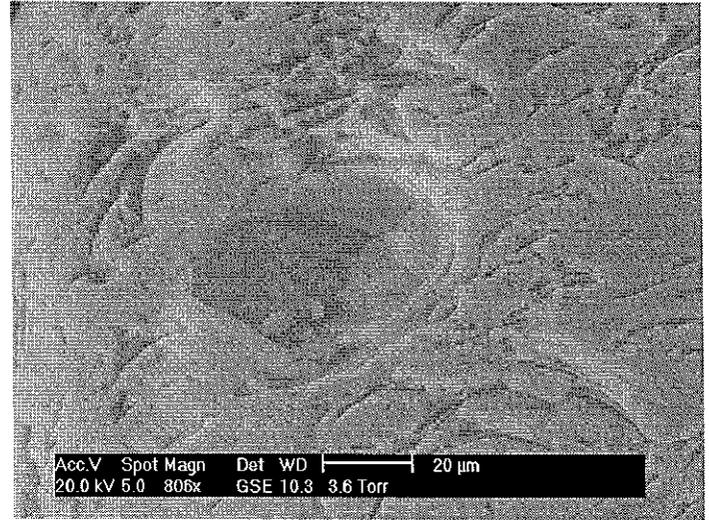
e) Alexandrie I 11 SG : Plaque de décollement sur la face d'un quartz



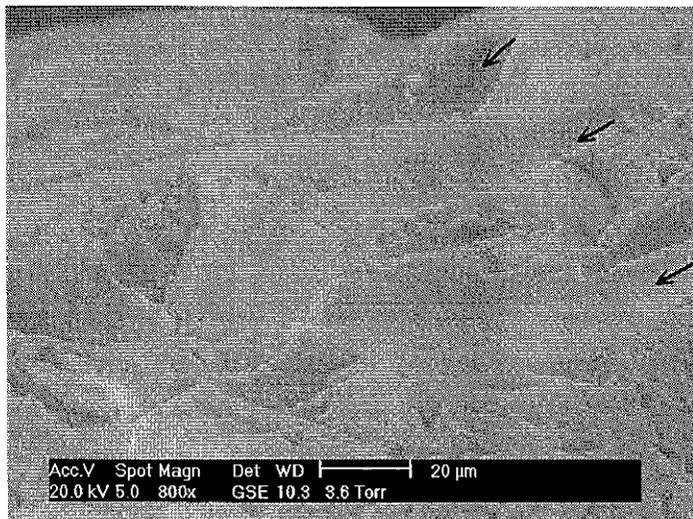
f) Alexandrie I 11 SG : Détail de la zone de desquamation



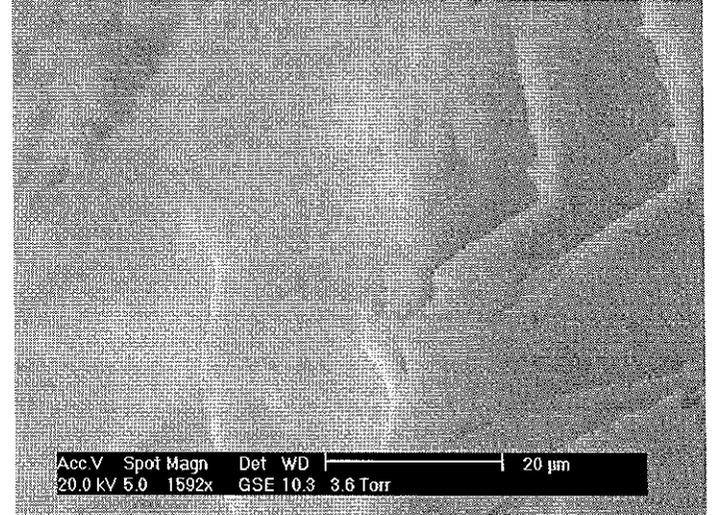
a) Alexandrie I 11 SG : Zone de broyage, écaillage et plaques de décollement



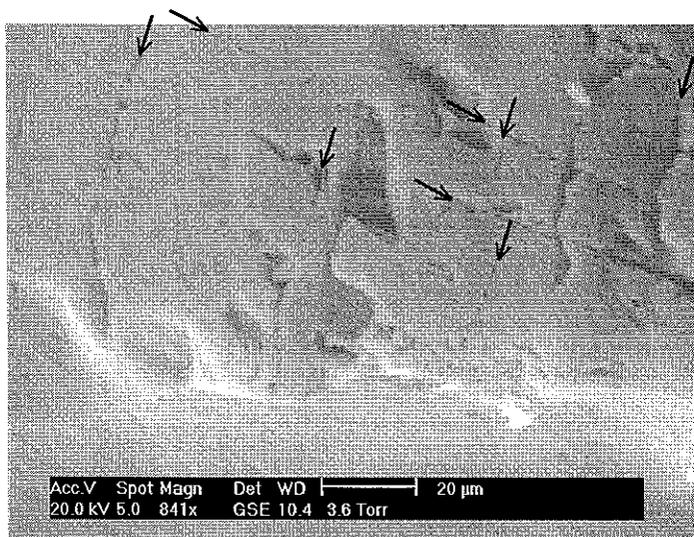
b) Alexandrie I 11 SM : Trace d'impact sur un rond mat



c) Alexandrie I 11 SM : Longs coups de gouge parallèles sur une face de quartz



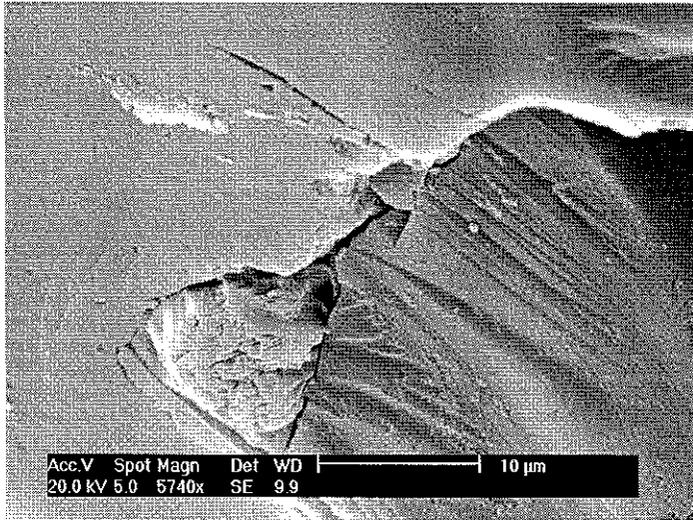
d) Alexandrie I 11 SM : Surface affectée par deux types d'impacts : curvillignes au centre et en équerre à droite



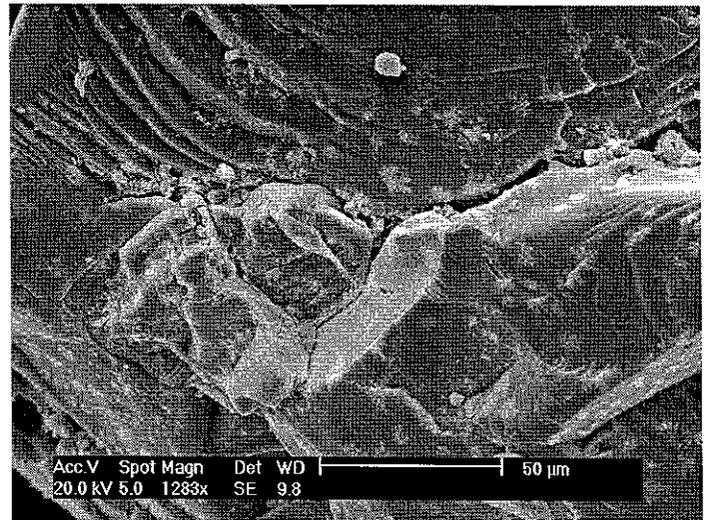
e) Alexandrie I 11 SM : Réseau de fracturations plus ou moins frais



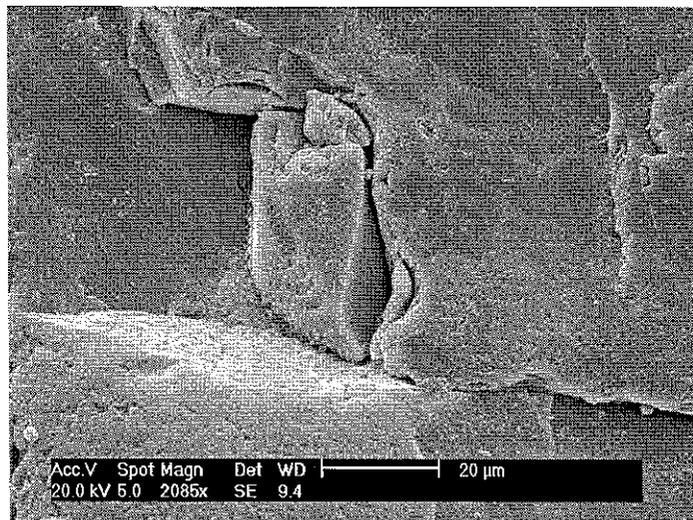
f) Alexandrie I 11 SM : Zone d'impact et coup de gouges



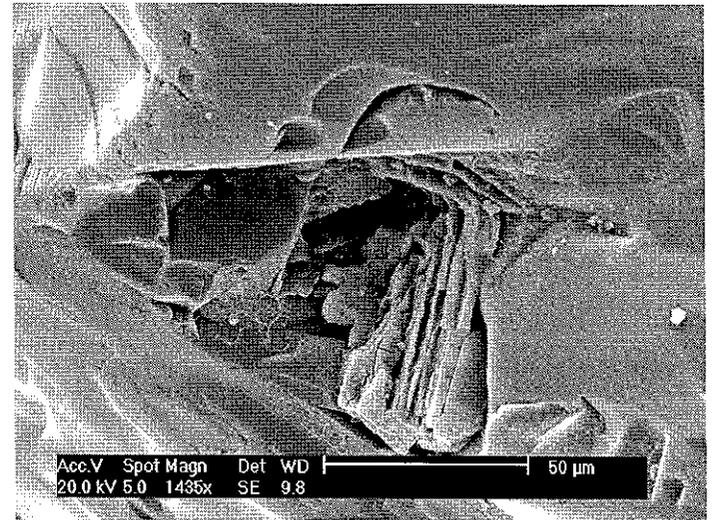
a) I - 10 SG : Sections fracturées, compression et zone de broyage



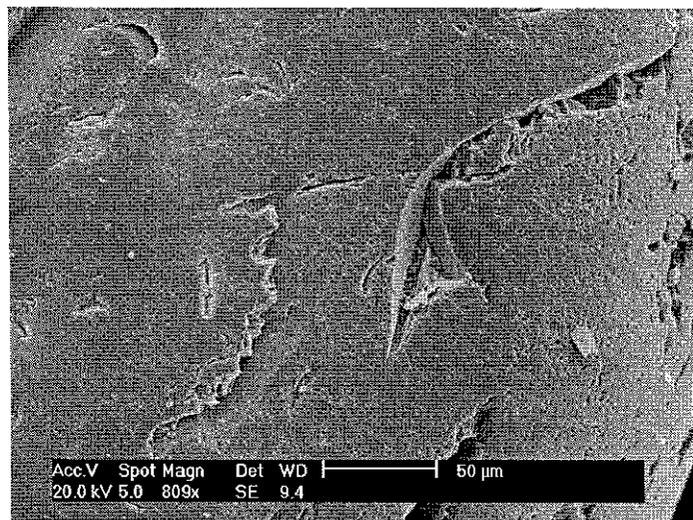
b) I - 10 SM : Compression et fracturation à orientation triple



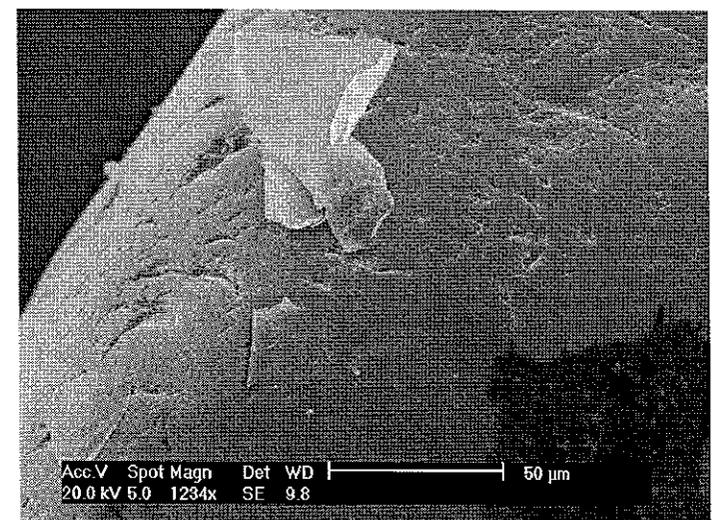
c) I - 10 SG : Dislocation et fracturations curviligne



d) I - 10 SM : Multiples traces de chocs sur le pourtour d'une cavité, probablement une inclusion qui a sauté



e) I - 10 SG : Linéaments curviligne de grande ampleur sur un rond mat



f) I - 10 SM : Ecailles rond mat. L'une est toujours en place

3.3.4 Les quartz de l'unité C de la plage de galets

Les prélèvements I-9 et I-8 de l'unité C ont été analysés.

3.3.4.1 Analyses morphoscopiques

Les 5 classes morphoscopiques sont présentes avec une prépondérance de la classe des émoussés luisants (25%, figure 67 a) pour le I 9 et principalement des non usés évolués (55%) pour le I 8.

3.3.4.2 Analyse exoscopique

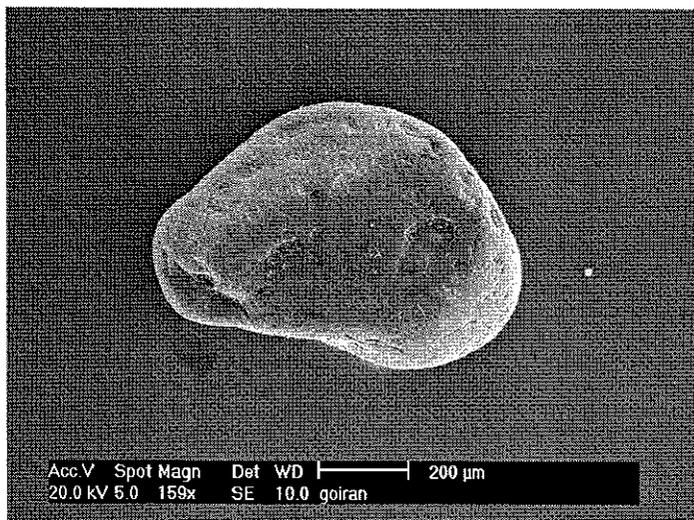
Les principales traces de chocs attestées sont sans commune mesure avec celles observées sur les quartz de l'unité B précédente. La marque la plus notable correspond à certaines zones de desquamation (figure 67 c). Des traces de chocs en cupule ou curvilignes existent mais sont anciennes en raison de certains dépôts qui les recouvrent (figure 67 d, e et f). Si quelques inclusions ont sauté, leurs bords sont généralement émoussés et les cavités remplies de dépôt (figure 67 b). L'unité C est donc caractérisée par de nombreuses traces d'érosion mécanique ancienne héritée de l'épisode B.

3.3.5 Les quartz de l'unité D sableuse

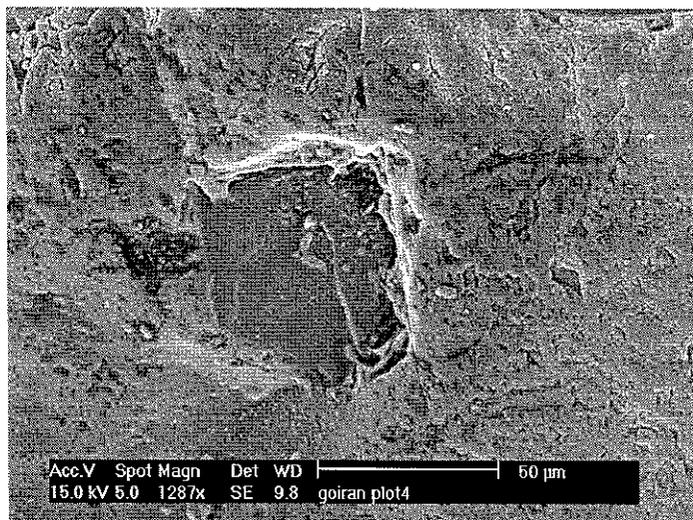
L'unité sommitale D très sableuse n'a pas été entièrement analysée de manière systématique. Seul l'échantillon I-6 à été sélectionné car il n'est pas directement en contact avec l'unité C sous-jacente et à servi d'échantillon témoin, représentatif de l'unité.

3.3.5.1 Analyse morphoscopique

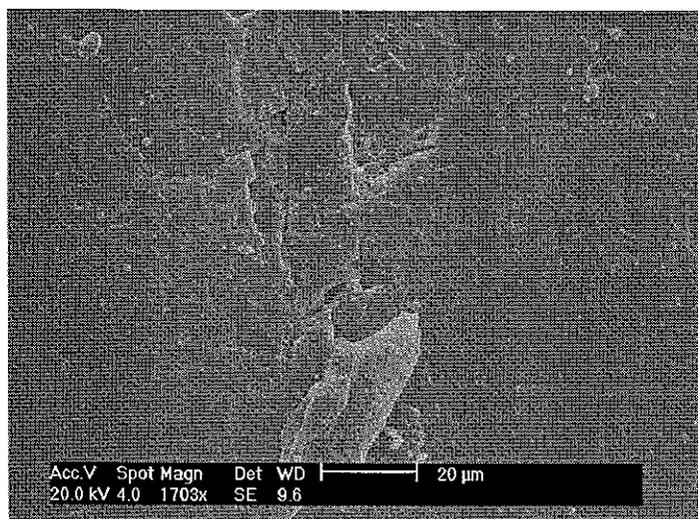
Seules trois des cinq classes morphoscopiques sont observées. Les Ronds Mats et les Non Usés sont absents dans les deux fractions réunies des sables grossiers et moyens. Les Emoussés Luisants prédominent chez les grossiers (figure 68 a) et les Non Usés Evolués chez les moyens.



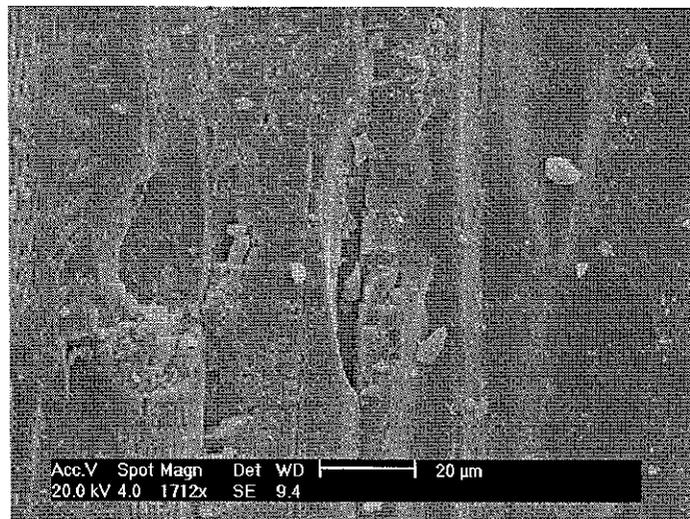
a) I - 9 SG : Quartz émoussé luisant



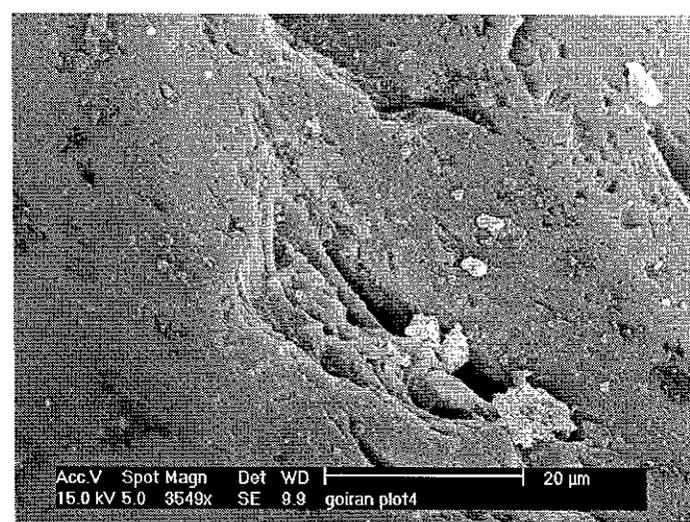
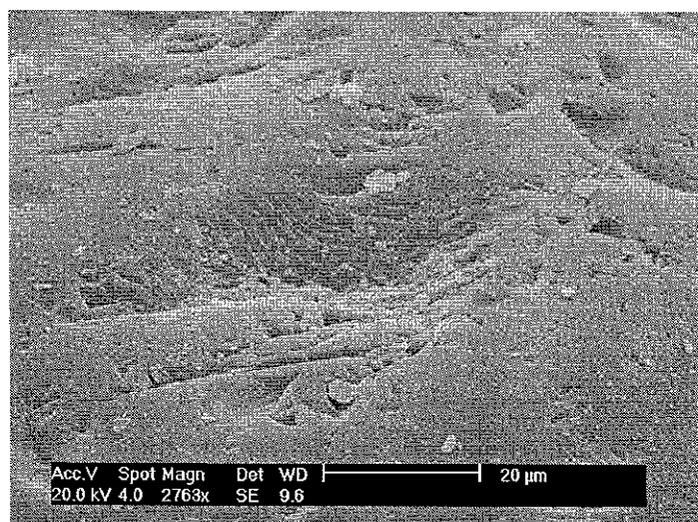
b) I - 9 SM : Cavité géométrique liée à une inclusion



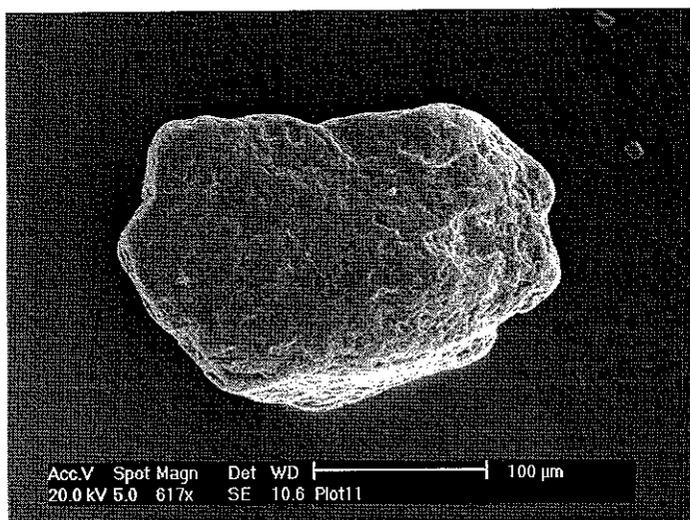
c) I - 9 SG : Traces de desquamation superficielles anciennes



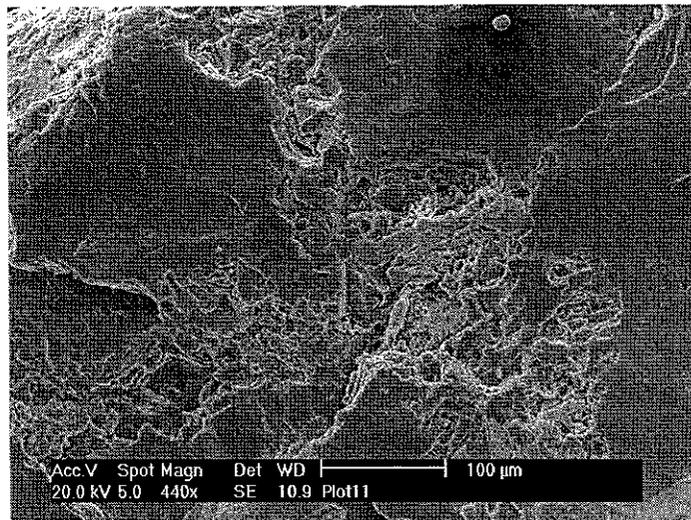
d) I - 9 SM : Anciennes traces de chocs



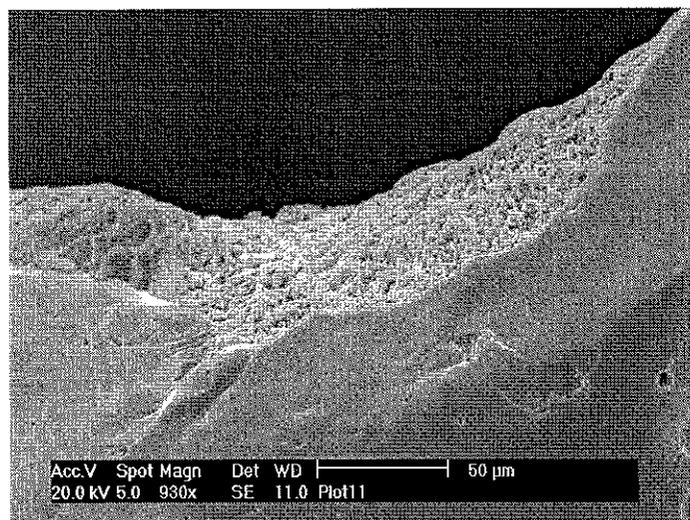
e et f) I - 9 SG : Trace de chocs anciens, figure émoussée et dépôts



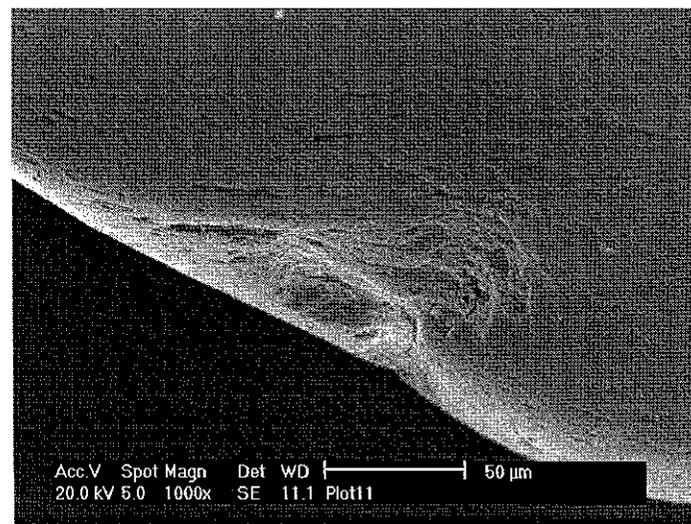
a) I - 6 SG : Quartz de type émoussé luisant



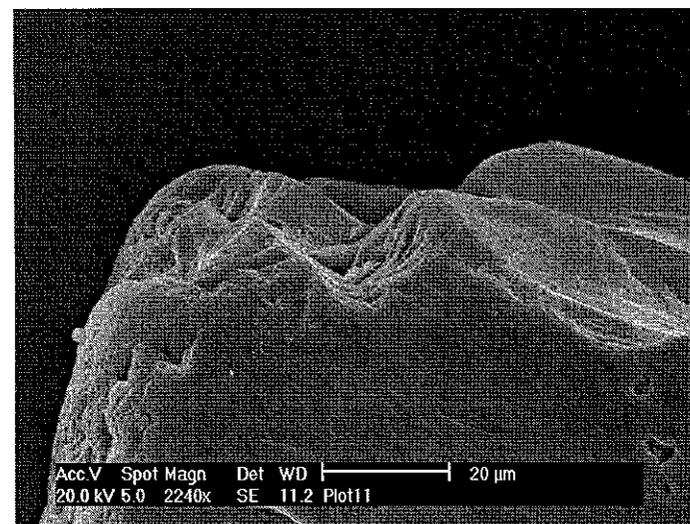
b) I - 6 SG : Réseau de dissolution



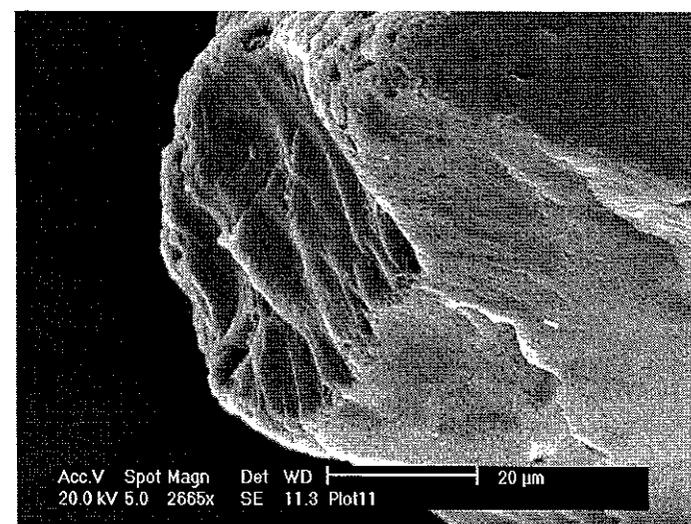
c) I - 6 SG : Zone sur laquelle se développe un réseau de dissolution



d) I - 6 SG : Ancienne cupule de choc en passe de s'effacer sur un émoussé luisant



e et f) I - 6 SG : Les traces de chocs se trouvent presque uniquement situées sur les sommets des grains



3.3.5.2 Analyse exoscopique

Si la plupart des quartz possèdent de plus ou moins vastes réseaux de dissolution à leur surface (figure 68 b et c), les traces de chocs se retrouvent sur les sommets des grains (figure 68 e et f). Ces traces de chocs sont relativement fraîches mis à part quelques crêtes émoussées mais aucun dépôt ne les recouvre. Il semble qu'une ancienne série de chocs en forme de cupules ait existé mais de faible amplitude et en partie effacée par usure ou par dissolution (figure 68 d). On note ici la prédominance des processus chimiques par rapport à l'abrasion mécanique.

3.3.6 Les quartz des milieux de sédimentation actuels

Afin d'établir une comparaison avec les quartz actuellement présents et mobiles dans la baie orientale, nous avons choisi d'effectuer un échantillonnage de sables sur un estran du rivage ouest de la rade orientale. Il s'agit de l'échantillon A1.

Les traces de chocs sont plus fréquentes dans ce niveau mais pas pour autant plus fraîches. Si certaines lignes de fractures existent, elles semblent pour la plupart héritées car remplies ou recouvertes de dépôts (figure 69 b, c et d). Certains réseaux de dissolution prononcés ont été repérés (figure 69 f). Enfin, la trace de choc la plus spectaculaire reste celle du cliché de la figure 69. Cet impact reste difficile à définir et à comprendre. Il peut être qualifié d'artefact car aucun autre impact de ce type n'a été repéré dans le cortège.

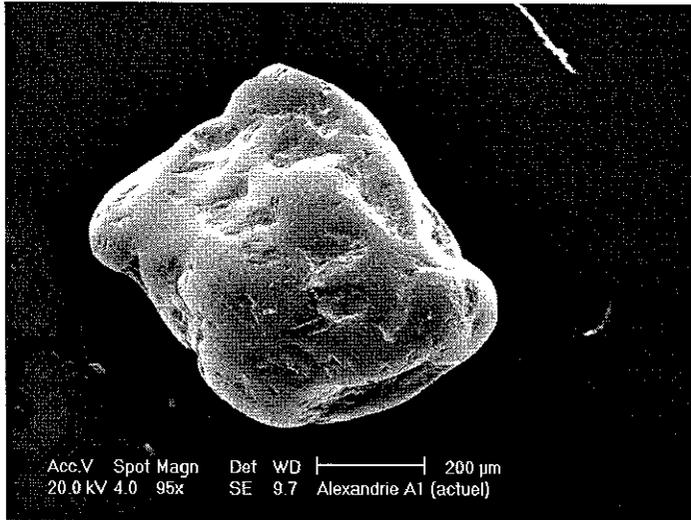
Une partie de ces formes de dissolution et d'impact peut en partie trouver une explication dans le rôle joué par le rejet dans le port est actuel, de produits nocifs et de matériaux d'origine diverse.

3.3.7 Exoscopie des quartz de l'unité grossière de la carotte C V

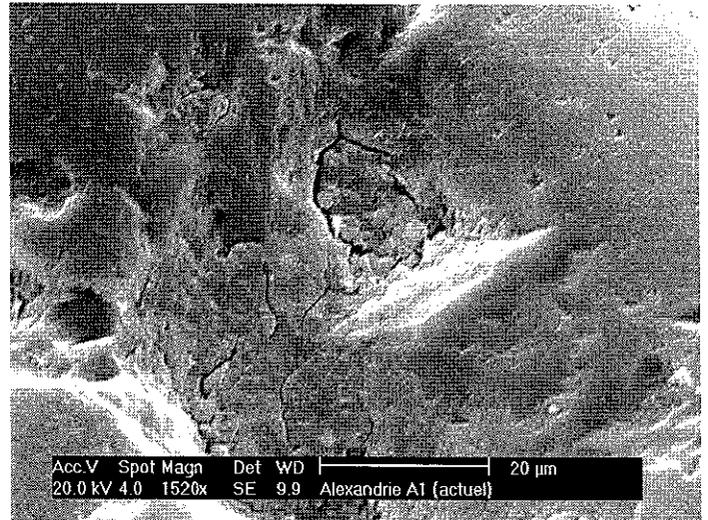
Les quartz de l'échantillon V 21, qui appartiennent au sommet de l'unité grossière C de la carotte V, ont été analysés afin d'être comparés à ceux observés dans l'unité B de la carotte C I. L'unité B de C I semble être le pendant du sommet de l'unité C de C V.

- Les quartz grossiers présentent des traces de fracturation fraîches et très nombreuses. Par endroit, la surface du quartz est parsemée de micro-éclats. Si un grand nombre de ces écailles est parti, il semble que celles qui sont restées, l'aient été en raison de leur petite taille (entre 10 μm à 60 μm). Sur les clichés a et b de la figure 70, on en observe quelques spécimens. Il est difficile de discerner s'ils appartiennent à la structure cristalline disloquée en surface ou s'il

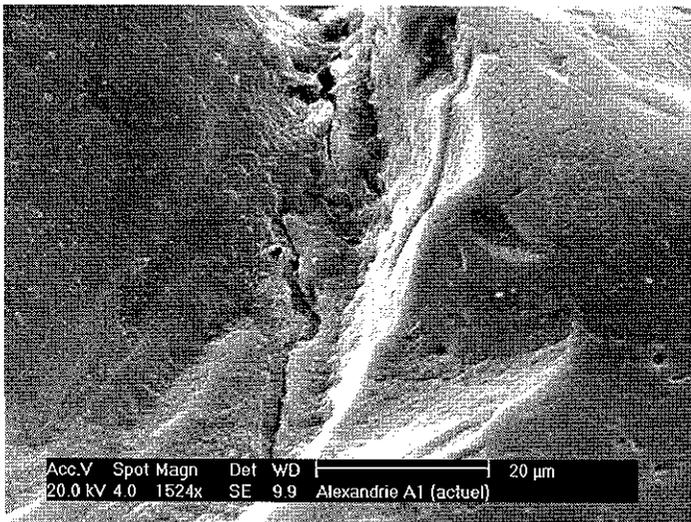
Figure 69 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie actuel Sables Grossiers et Moyens



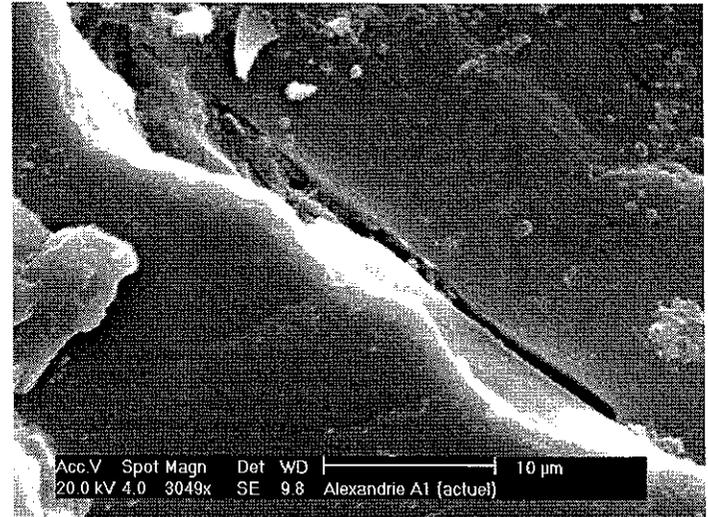
a) Alexandrie actuel : Emoussé luisant



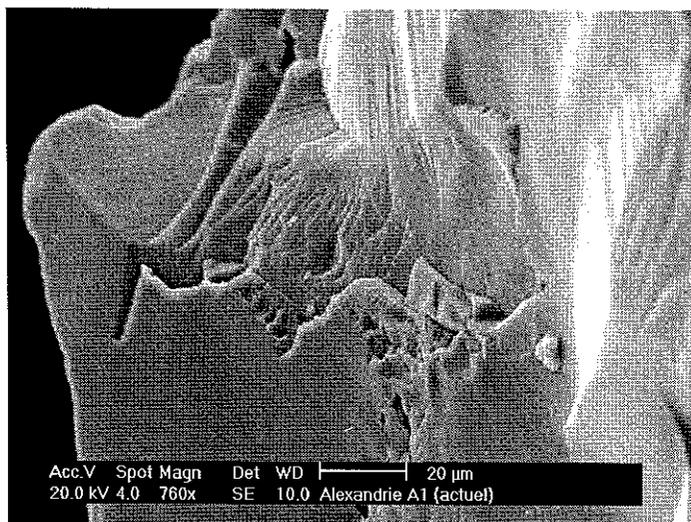
b) Alexandrie actuel : Zone de craquelures



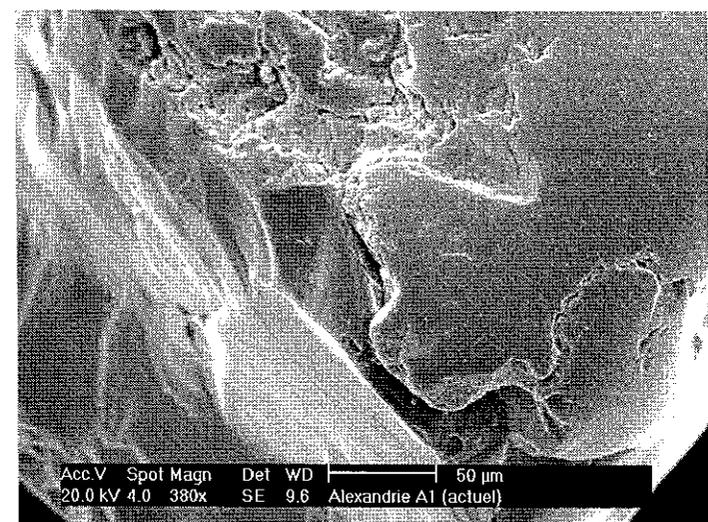
c) Alexandrie actuel : Fracture rectiligne



d) Alexandrie actuel : Ligne de fracture de dimension réduite



e) Alexandrie actuel : Trace de choc d'origine indéterminée

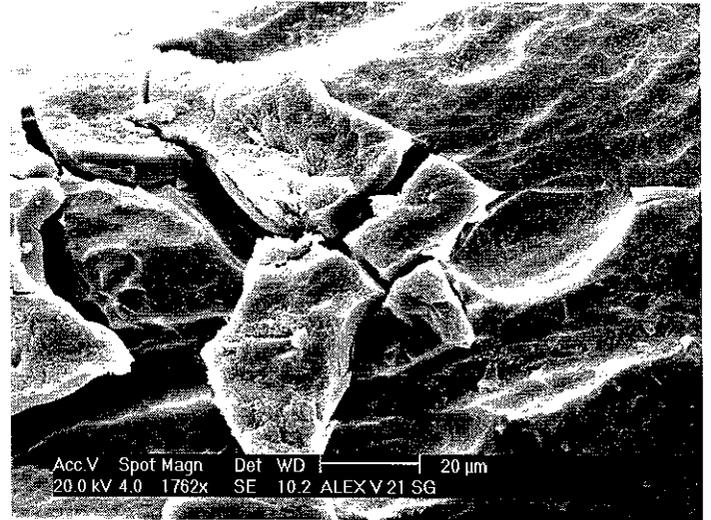
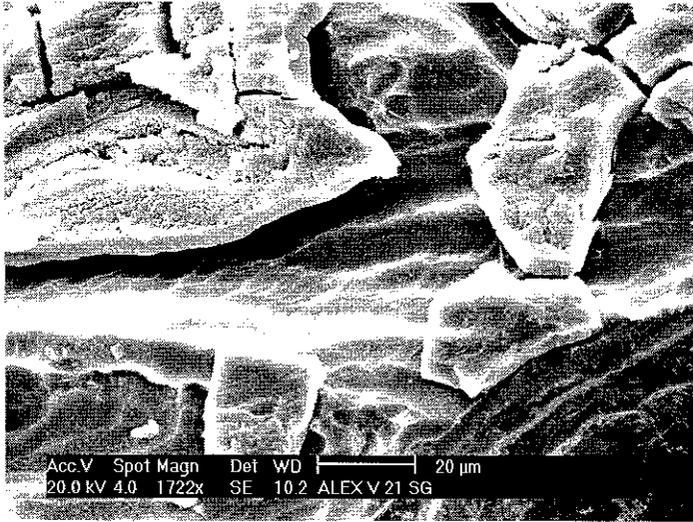


f) Alexandrie actuel : Réseau de dissolution en bordure d'un quartz cassé

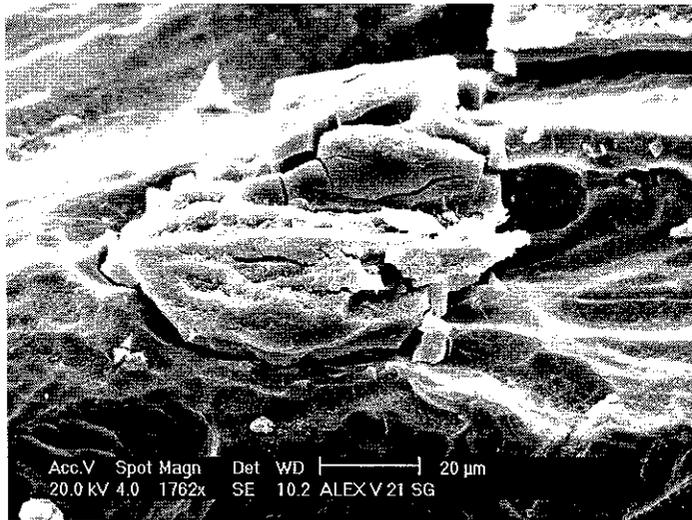
s'agit de dépôts anciens récemment fracturés en plaques. Les fracturations existent sous forme rectiligne ou légèrement courbe (figure 70 c et d). Les fracturations à orientation triple génèrent le plus grand nombre d'écaillés (figure 70 f). Enfin, un dernier type d'impact se caractérise par des zones de broyage (figure 70 e)

- Le lot de quartz moyens se singularise par l'abondance de fracturations à orientation souvent triple (figure 71 c et f). Ces fracturations génèrent de la dislocation en blocs de taille diverse, entre 10 μm (figure 71 a) et 40 μm (figure 71 f). Des lignes de fractures rectilignes et assez longues (50 μm à 60 μm) sont repérées (figure 71 b et d). Quelques coups de gouge de dimension modeste sont repérés au cœur d'une vaste section fraîchement fracturée (figure 71 e et f).

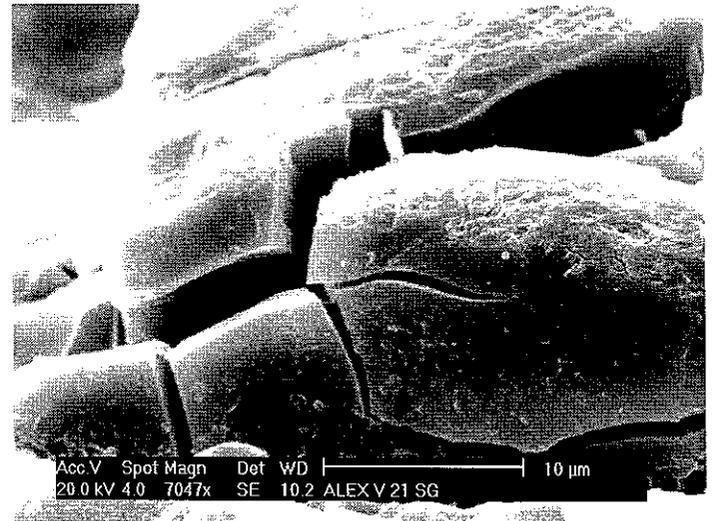
Figure 70 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie V 21 Sables Grossiers



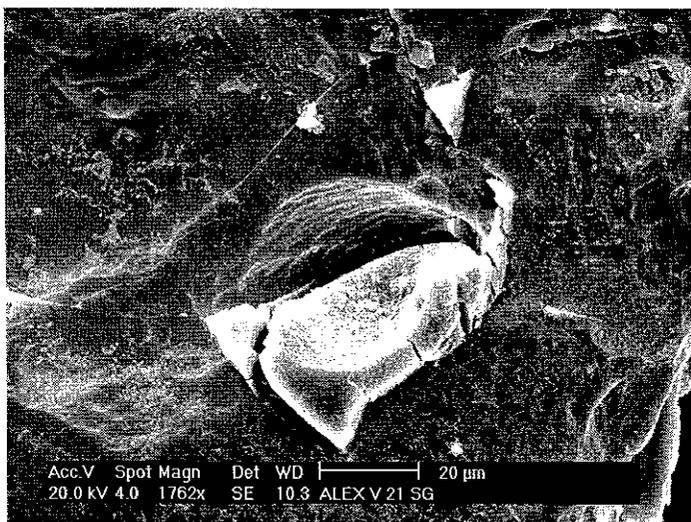
a et b) V - 21 SG : Vaste surface fraîchement fracturée et disloquée avec lignes de fractures sous-jacentes
Une partie des micro-éclats sont restés en place



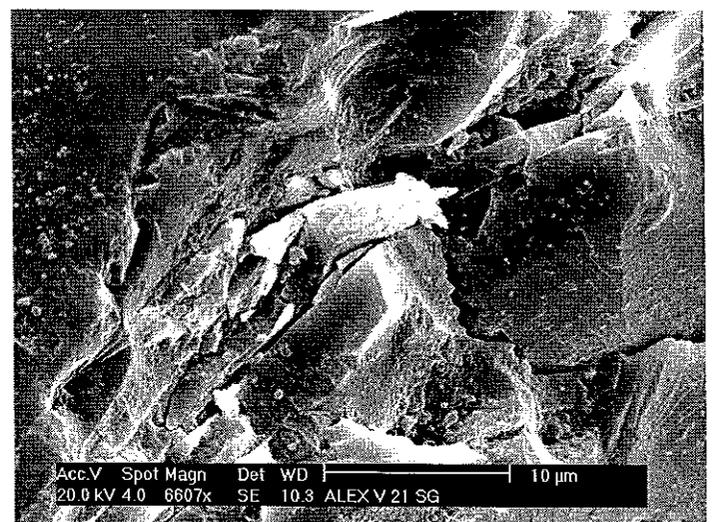
c) V - 21 SG : Zone disloquée à écaillage



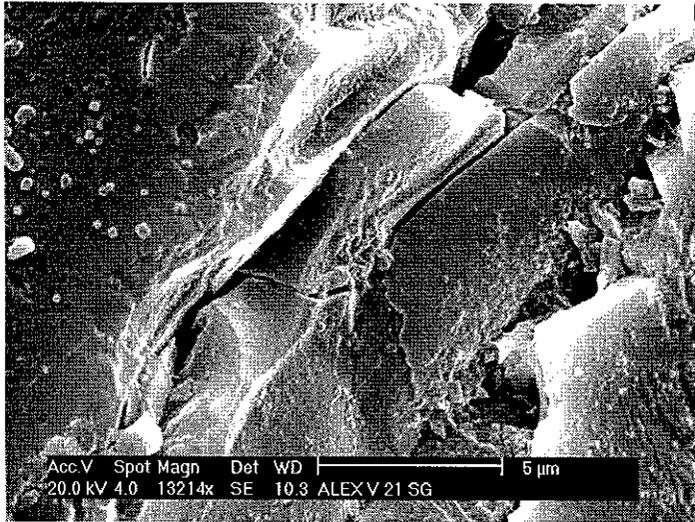
d) V - 21 SG : Détail de nettes fracturations rectilignes et curvilignes



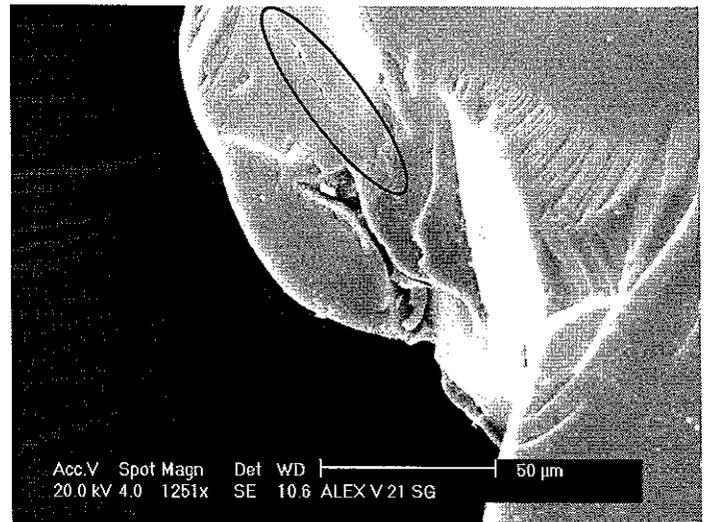
e) V - 21 SG : Zone de broyage (fragilisée par une inclusion?)



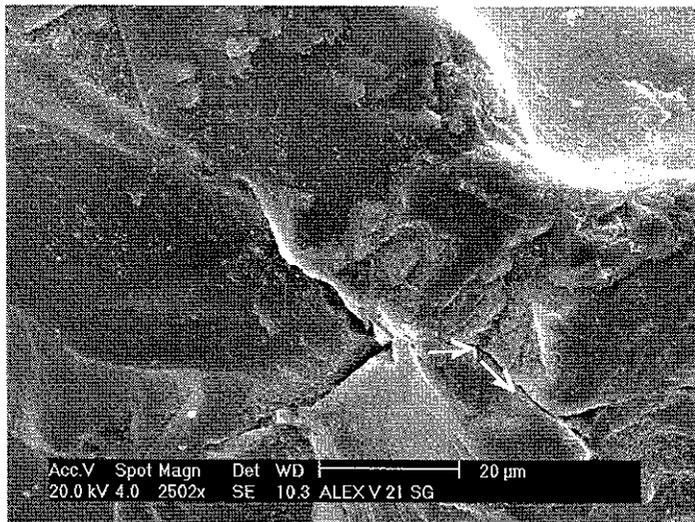
f) V - 21 SG : Zone de fracturations multiples et écailles



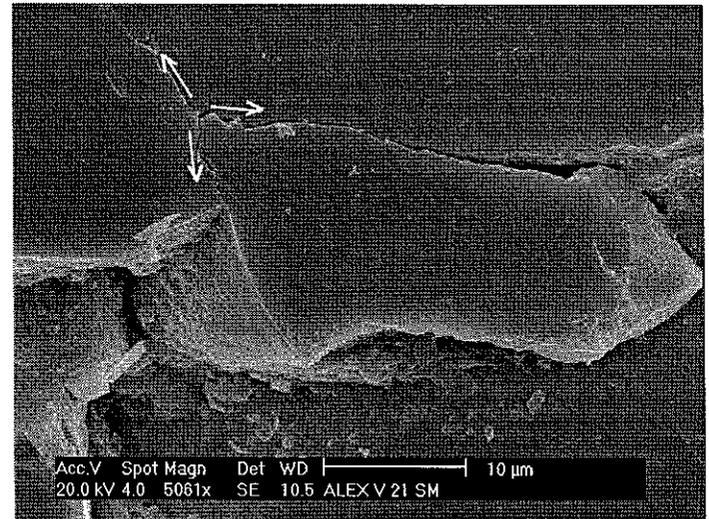
a) V - 21 SG : Linéaments parallèles avec zone de fracturations multiples et dislocation



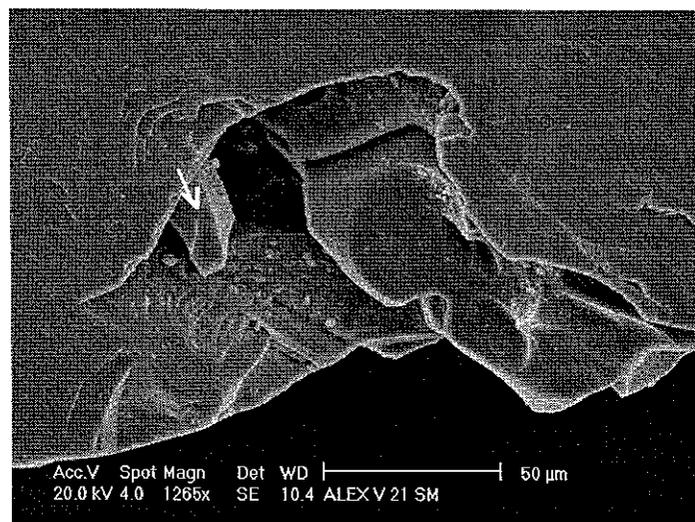
b) V - 21 SG : traces de chocs et ligne de fracture (cf cercle)



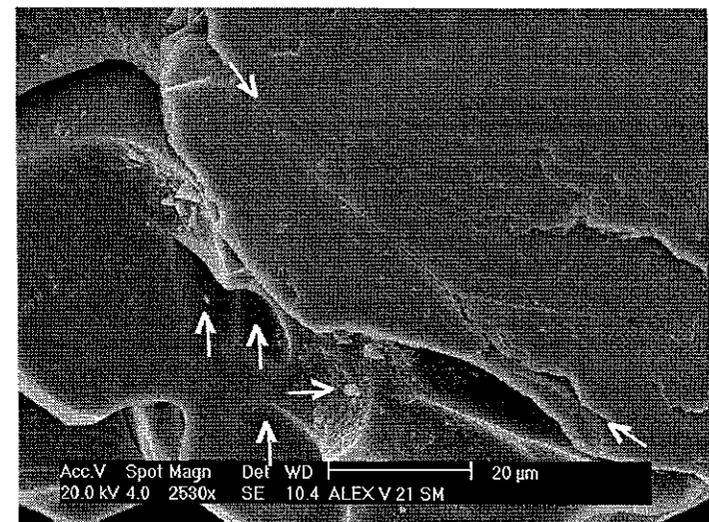
c) V - 21 SG : Fracturations à orientation triple



d) V - 21 SM : Fracturations à orientation triple générant de la dislocation



e) V - 21 SM : Section de choc fraîche de grande amplitude et dislocation (cf. flèche)



f) V - 21 SM : Détail du cliché de gauche Section délimitée et fragilisée par des lignes de fracture Coups de gouge remplis ou non par des dépôts

3.4 Discussion des résultats et essai de typologie pour CI

Au terme de cette série d'analyses, une double tendance s'observe tant sur le plan morphoscopique qu'exoscopique.

3.4.1 Discussion des stocks morphoscopiques

Les diagrammes de la figure 61, qui représentent l'évolution des classes morphoscopiques dans la carotte C I, mettent en évidence l'arrivée d'un stock de quartz rond mat synchrone de la mise en place de l'unité grossière B. Ces ronds mats, ne dépassent pas 15% en représentativité, mais leur arrivée soudaine, au sein de l'unité B puis au sein de la plage galets C, et leur disparition tout aussi brutale à la base de l'unité supérieure A, suggèrent un changement dans l'origine des apports sédimentaires. Dans le contexte géographique d'une rade orientale relativement protégée, ce stock de rond mat peut venir du large. Une autre hypothèse serait une provenance plus locale avec des ronds mats issus du haut de plage. Cela sous-entend une érosion de la plage émergée, à mettre également en relation avec des dynamiques marines capables de remobiliser un tel stock. Plus aucune plage n'existe dans la baie est, sauf dans le secteur le plus abrité, à l'arrière de Qait Bey.

3.4.2 Discussion et typologie des traces de chocs

A partir des relevés et des clichés réalisés sur les traces de chocs les plus importantes des quartz de la carotte C I et par comparaison avec les quartz contenus dans le substrat et issus de l'actuel, l'unité B apparaît comme la plus affectée par des traces fraîches de chocs, multiples et de grande ampleur. Ces traces se retrouvent autant sur les sommets du grain que sur ses arêtes ou ses faces. A l'inverse, les quartz des unités A, C, D, de l'actuel et du substrat, enregistrent préférentiellement ces marques sur les sommets ou sur les arêtes. La diversité des formes de chocs observés sur les grains de l'unité B peut être classée :

- 1) des cupules de chocs de grande amplitude. L'ampleur de la forme permet de distinguer ces quartz des cupules de chocs habituellement observées dans un contexte modal.
- 2) des zones de broyage et de dislocation. Le broyage intervient lorsque la violence du choc est forte ou si la zone d'impact n'a pas permis au quartz de se "libérer".
- 3) des fracturations : L'orientation peut être, soit simple avec de longs linéaments, soit multiple et divergente, soit organisée en réseaux parallèles et sécants. Certaines fracturations pouvant se terminer de façon légèrement arquée.

- 4) des plaques de desquamation ou d'écaillage : la plupart des quartz ne possède plus que l'empreinte. Pour d'autre, la plaque est en partie décollée. Certaines plaques se maintiennent du fait de leur petite taille. Dans ce cas, nous avons qualifié d'écaille ce type de plaque.
- 5) dislocation en blocs ou fragmentation dans certains secteurs.
- 6) des coups de gouges sous la forme de longues traces, curvilignes et en creux.

Si l'on établit un rapprochement entre morphoscopie et exoscopie, l'unité B montre clairement que toutes les classes morphoscopiques sont affectées par des marques de chocs. Il apparaît également que même les ronds mats sont touchés alors que cette classe est la seule à demeurer intacte dans l'unité C. Les ronds mats de l'unité B, ne sont cependant affectés que par un seul type de marque : les cupules de chocs de grande amplitude. Il semble que la rotondité des quartz limite l'impact ou confère au grain une résistance relative grâce à cette forme particulière qu'il a acquis.

Le fait que les traces de choc soient fraîches à la surface des quartz (notamment les plaques ou écailles de desquamation) peut servir d'argument attestant la rapidité de la fossilisation du dépôt.

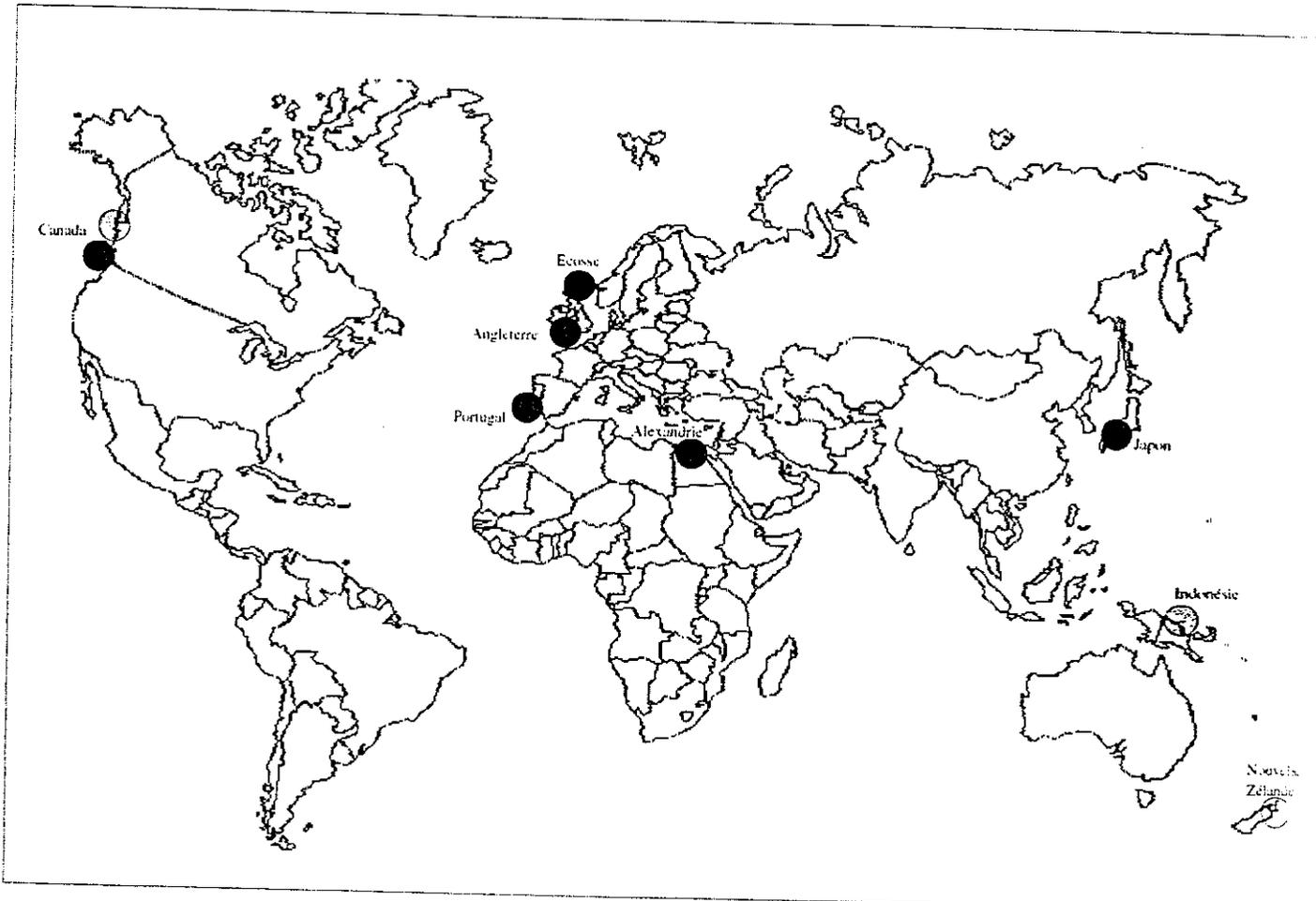
Les unités A, C, D, les milieux de sédimentation actuels et fossiles du substrat ne possèdent pas de traces de choc, significatives d'un épisode hydrodynamique majeur. Et cela, contrairement au quartz appartenant à l'unité B ou une série de marques de chocs frais a été décelée. A terme, il serait nécessaire d'étudier les quartz provenant du large à partir des prélèvements sous-marins effectués à différentes profondeurs. Cette démarche devrait être quantifiée et basée sur des analyses statistiques intégrant les critères de la typologie.

3.5 Comparaison avec des quartz provenant de dépôts de tsunami attestés

Afin de valider ou d'infirmer l'hypothèse avancée selon laquelle la dépôt grossier B a été mis en place par un tsunami, il nous fallait plusieurs échantillons de référence issus de dépôts attestés de tsunami. Pour rendre l'étude exoscopique des quartz la plus significative possible, plusieurs dépôts de tsunamis ont été récoltés à travers le monde, afin de reconnaître s'il existait une ubiquité et une spécificité des marques de chocs provoquées sur les grains de quartz par un tsunami. Les facteurs locaux engendrent bien sûr des différenciations inter-régionales, en fonction de l'origine pétrographique des stocks de quartz ou de l'intensité du tsunami. (figure 72).

Figure 72

LOCALISATION DES QUARTZ ISSUS DES DEPOTS
DE TSUNAMIS ETUDIES AU MEB



● Dépôt de tsunami ancien

○ Dépôt de tsunami récent

Plusieurs collaborations universitaires ont été établies (Canada, Japon, Royaume Unis, Portugal). Mais nous n'avons pas encore obtenu de prélèvements dans l'actuel sur chaque site. Ces échantillons sont importants afin d'obtenir un référentiel des quartz modaux.

3.5.1 Analyses exoscopique des quartz

3.5.1.1 Dépôts de tsunami au Canada : en 1700 et en 1964

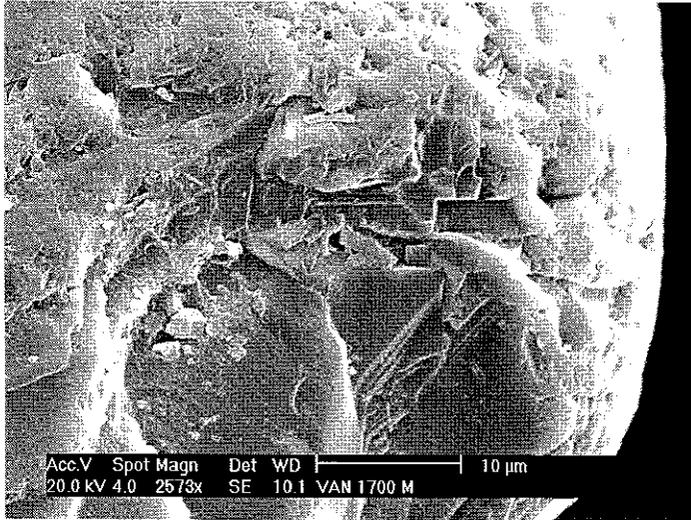
3.5.1.1.1 Cadre de l'étude

A l'échelle séculaire, de violents tsunamis viennent frapper la côte de la Colombie Britannique en raison de séismes profonds engendrés le long de la zone de subduction Cascadienne. Les échantillons de ces dépôts de tsunamis attestés ont été prélevés par le Dr. Ian Hutchinson (Department of Geography and Institute for Quaternary Research, Simon Fraser University). L'un de ces dépôts de tsunami est daté de 1700 AD, l'autre de 1964 AD. Il s'agit de tsunamis ayant affecté tous deux le secteur de Louie Bay sur la côte ouest de Vancouver Island. Cette île de 400 Km de long a été sévèrement touchée en 1700 ap. J.-C. par un tsunami d'une hauteur de 5 à 15 m. Mais le tsunami le plus dévastateur reste celui de 1964 avec 3 vagues successives d'une hauteur de 4.3 m (hauteur maximale mesurée par le marégraphe de Port Albertini).

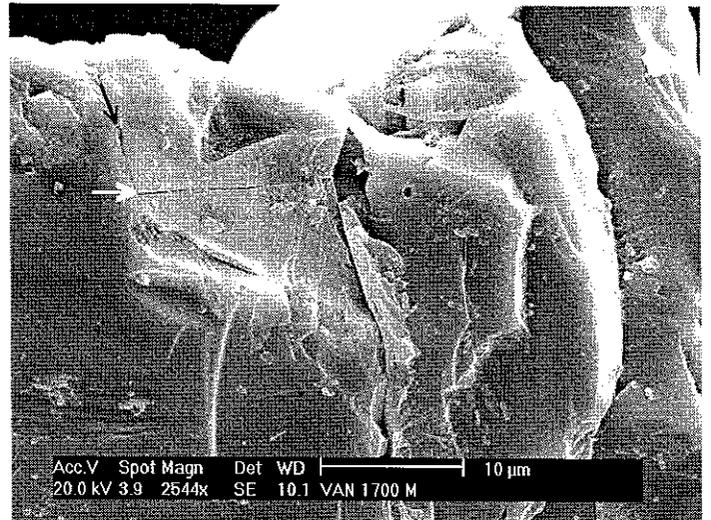
3.5.1.1.2 Exoscopie des quartz du dépôt de 1700

Si de nombreuses traces de chocs sont attestées, leurs dimensions sont légèrement inférieures à celles observées sur les quartz de l'unité C I B d'Alexandrie. De nombreuses diatomées, brisées ou presque intactes, sont repérées sur la moitié du lot de quartz. Plusieurs types d'impacts sont à énumérer : des réseaux de fractures (figure 73 b, e, f), d'amples cupules de choc (figure 73 d) notamment inscrites sur les ronds mats (figure 73a), ainsi que des zones de broyage et d'écaillage (figure 73 c). Enfin un nouveau type de forme apparaît (cliché 73 e) : il s'agit de surfaces ciselées et cannelées dont la finesse indique l'état de fraîcheur.

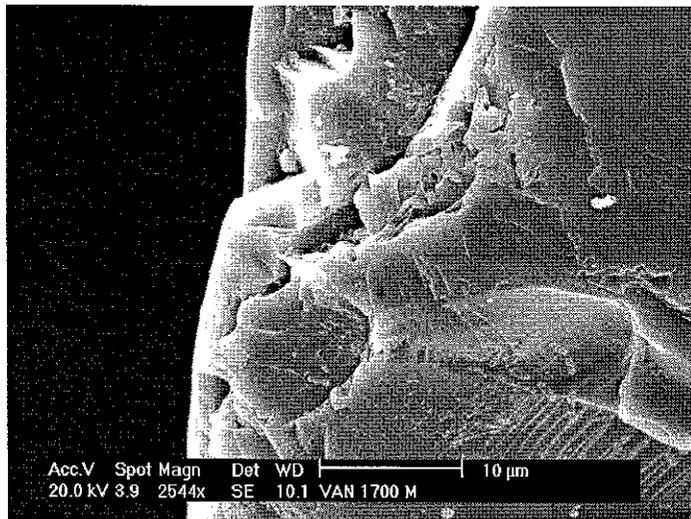
Figure 73 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Vancouver 1700 Sables Moyens



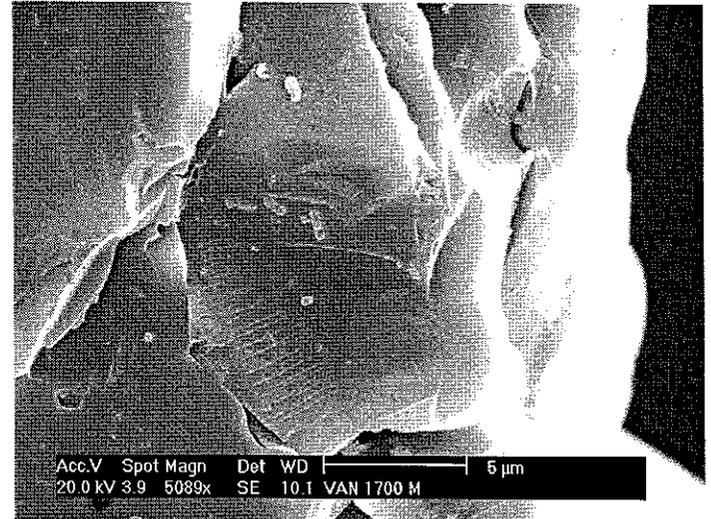
a) Vancouver 1700 SM : Traces d'un large impact frais sur un rond mat



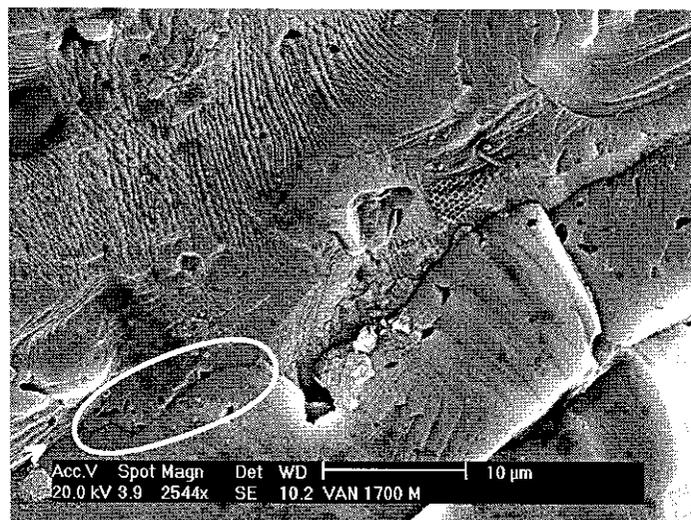
b) Vancouver 1700 SM : Réseau de fractures orthogonales



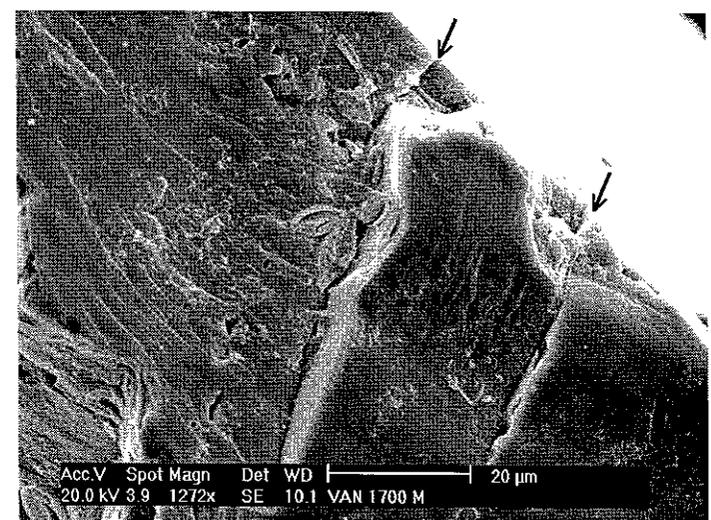
c) Vancouver 1700 SM : Zone de broyage, d'écaillage et grandes lignes de fractures



d) Vancouver 1700 SM : Aire d'impact frais avec 4 lignes de fractures parallèles entre elles



e) Vancouver 1700 SM : Surface cisellée et canelures



f) Vancouver 1700 SM : Deux fractures parallèles et suborthogonales à l'orientation de l'arête

3.5.1.1.3 Exoscopie des quartz du dépôt de 1964

Par rapport au dépôt de 1700, les diatomées ne sont plus observées à la surface des quartz de 1964, un seul frustule disloqué à été observé. Dans la série des quartz grossiers, les fractures et les dislocations semblent affecter en priorité les zones sombres des quartz évolués (figure 74 a, b et c). Des zones d'impact frais générant de petites écailles apparaissent sur les clichés, tandis que l'on retrouve à nouveau les surfaces cannelées et ciselées observées en 1700 (figure 74 e). Enfin, une fracture fraîche sur un côté du quartz présente une cassure parallèle à l'orientation d'une face (figure 74 f).

Les quartz de taille moyenne, se caractérisent par un écaillage important (figure 75 a et b). Des plaques de grandes dimensions et en voie de décollement sont présentes (figure 75 c et d). Des zones disloquées, de taille réduite, mais bien individualisées sont notées (cliché 75e). Le cliché 75 f met en évidence des fracturations.

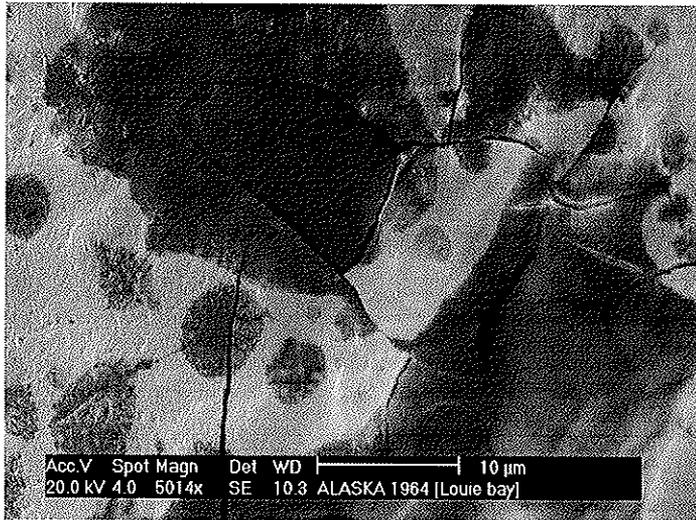
3.5.1.2 Dépôt de tsunami au Japon en 869 ap. J.-C.

Les quartz de la fraction des sables grossiers font apparaître des lignes de fracture fines mais longues (figure 76 a). On note des cupules de chocs (figure 76 b) ainsi que des successions de chocs frais le long des arêtes (figure 76 c et f) ou de certaines faces (figure 76 d). Des surfaces ciselées et cannelées sont également remarquées (figure 76 e et f). Enfin la présence de nombreuses inclusions tend à fragiliser la structure cristalline de ce cortège de quartz (figure 76 a et f).

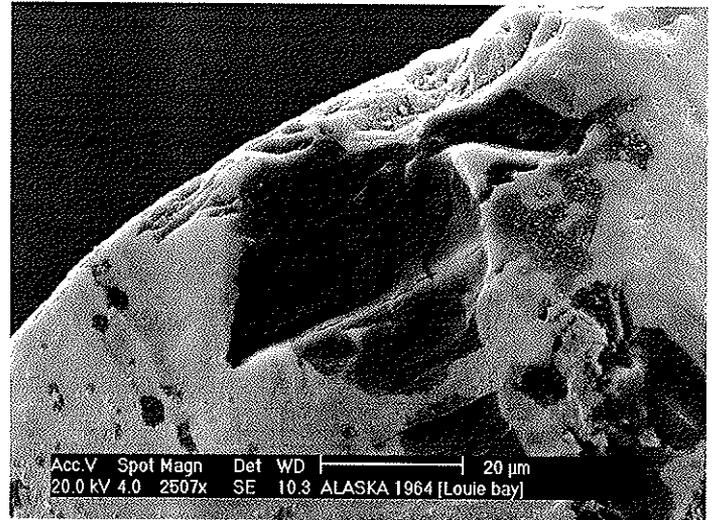
La fraction moyenne des quartz étudiés comporte toujours de nombreuses inclusions (figure 77 a). Les impacts relevés font souvent apparaître de belles plaques de décollement (figure 77 b et c). Des traces curvilignes de chocs frais caractérisent les ronds mats (figure 77 d). Enfin de vastes réseaux de fracturation multidirectionnels sont observés (figure 77 e et f).

3.5.1.3 Un dépôt de tsunami au Portugal en 1755

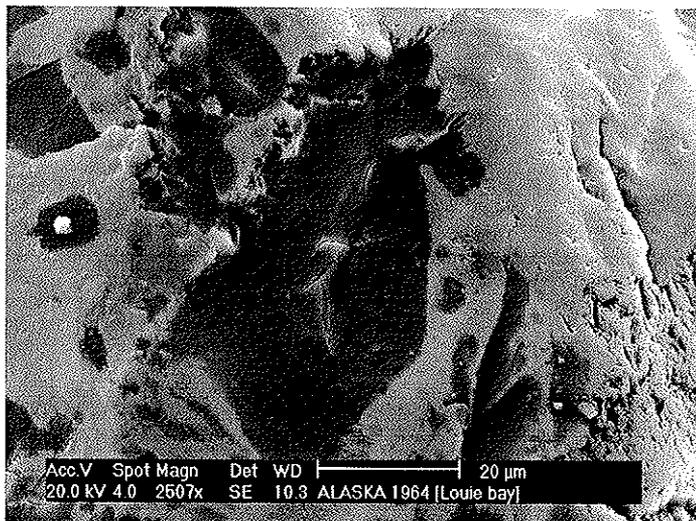
Ce dépôt de tsunami est lié au séisme qui a secoué Lisbonne le 1^{er} novembre 1755 avec une magnitude de l'ordre de 8,5 (Andrade et Hindson, 1999). Ce séisme a engendré un tsunami qui a touché les côtes ouest et sud du Portugal ainsi qu'une partie de l'Espagne et du Maroc. La hauteur de la vague est estimée entre 10 et 15 m.



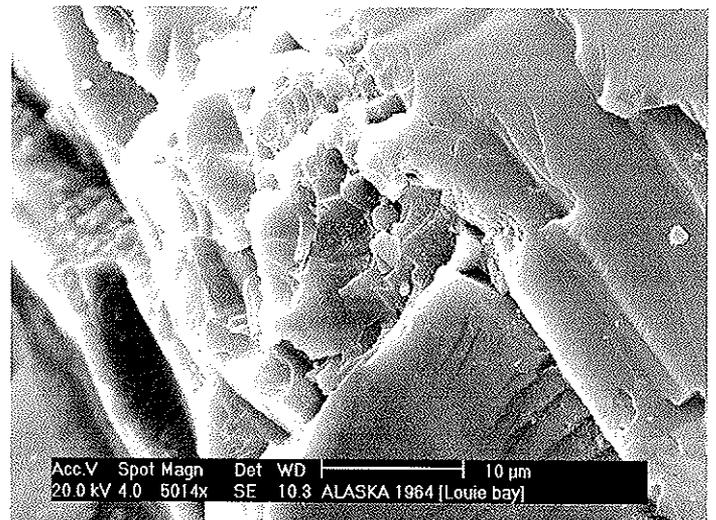
a) Vancouver 1964 SG : Aire de dislocation et réseau de fractures affectant un quartz non usé évolué



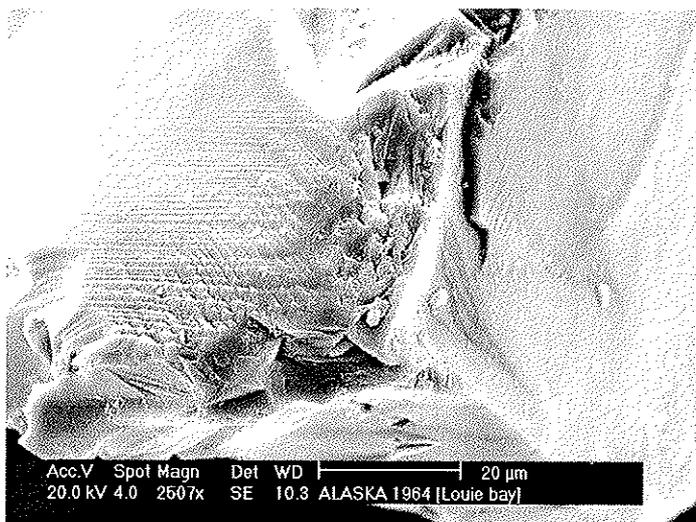
b) Vancouver 1964 SG : Longs linéaments de fractures parallèles sur un quartz non usé évolué



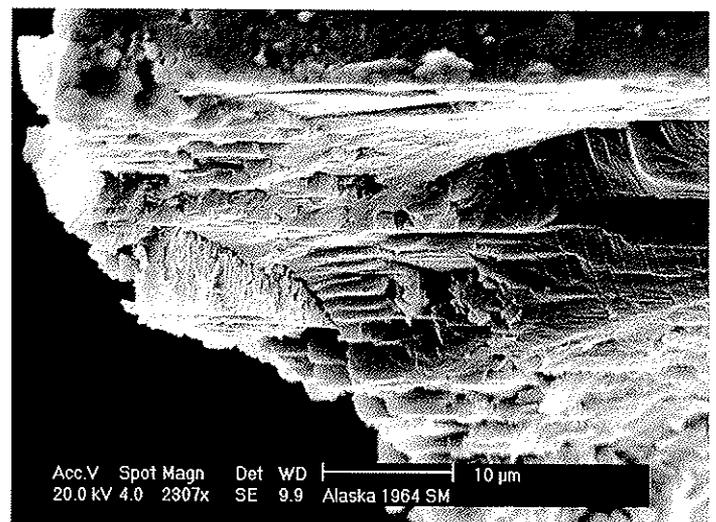
c) Vancouver 1964 SG : lignes de fractures curvilignes sur un quartz non usé évolué



d) Vancouver 1964 SG : Secteur d'impact frais avec zone de broyage et écaillage important

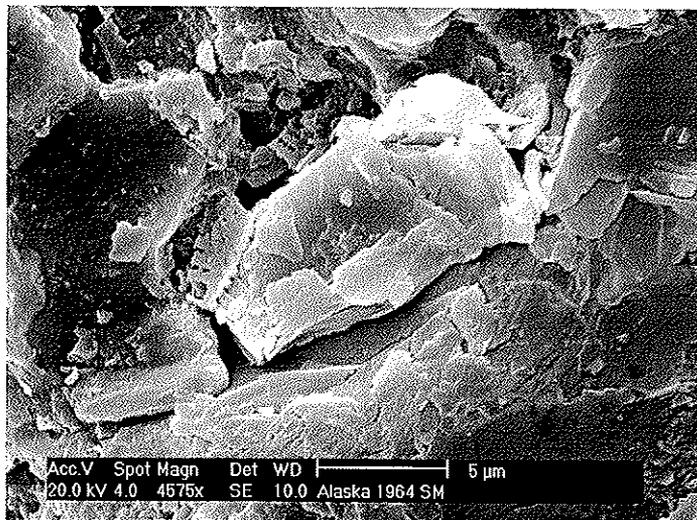
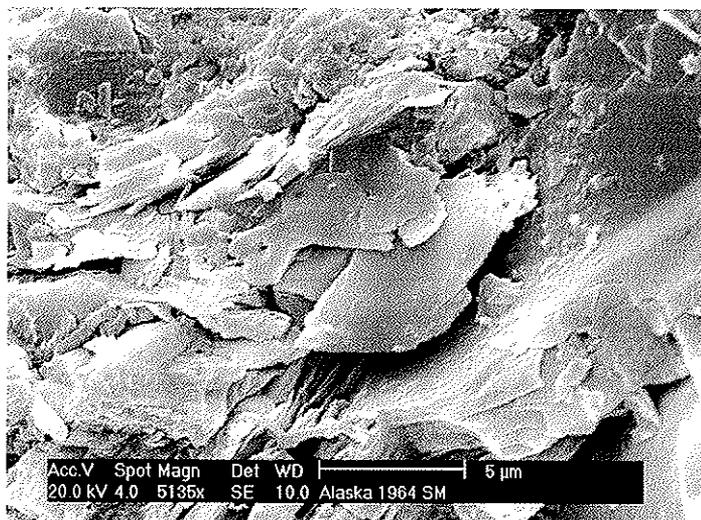


e) Vancouver 1964 SG : Vaste plan de cassure frais

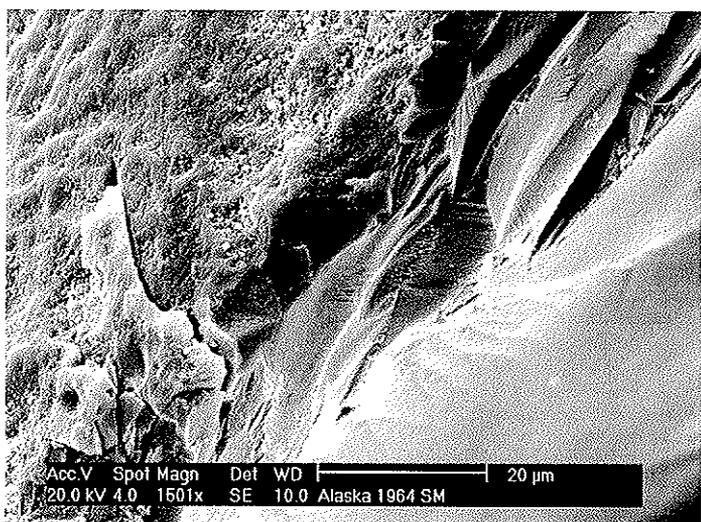


f) Vancouver 1964 SM : Fracture parallèle à l'orientation d'une face

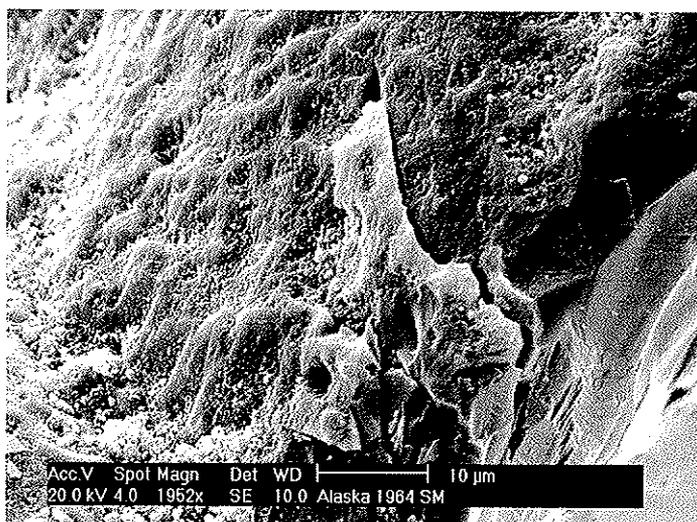
Figure 75 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Vancouver 1964 Sables Moyens



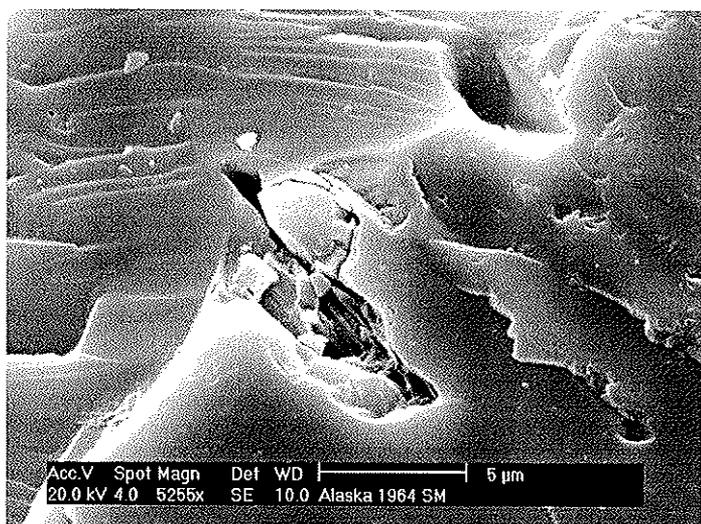
a et b) Vancouver 1964 SM : Zone de broyage et écaillage multiple



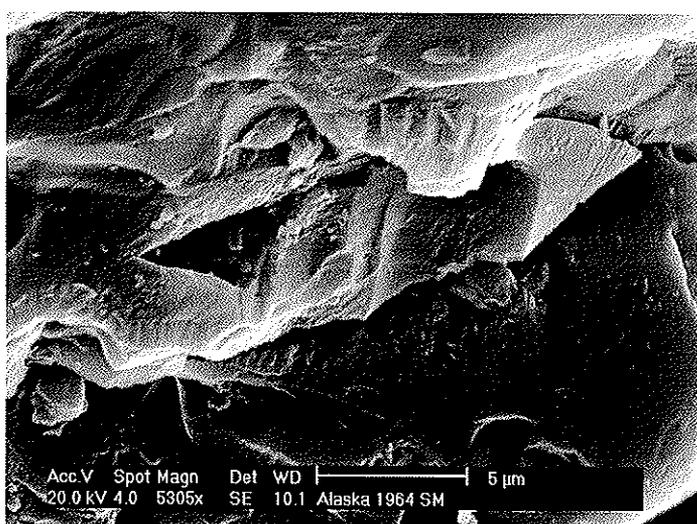
c) Vancouver 1964 SM : Plaque de décollement à très nette section de rupture



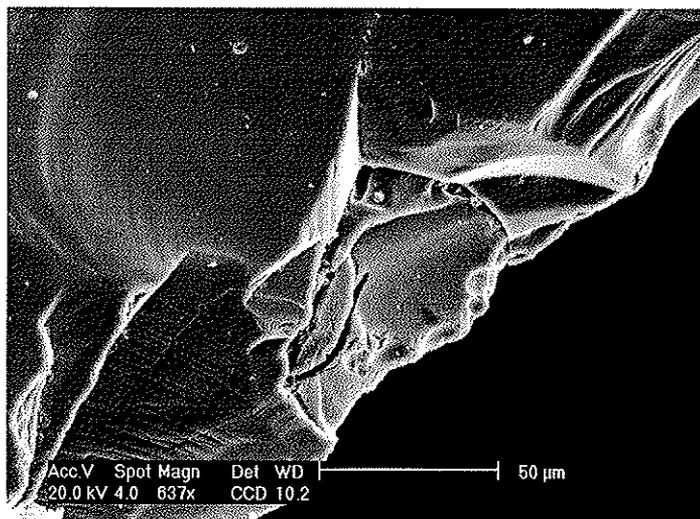
d) Vancouver 1964 SM : Détail de la plaque et vue en profil de la rupture



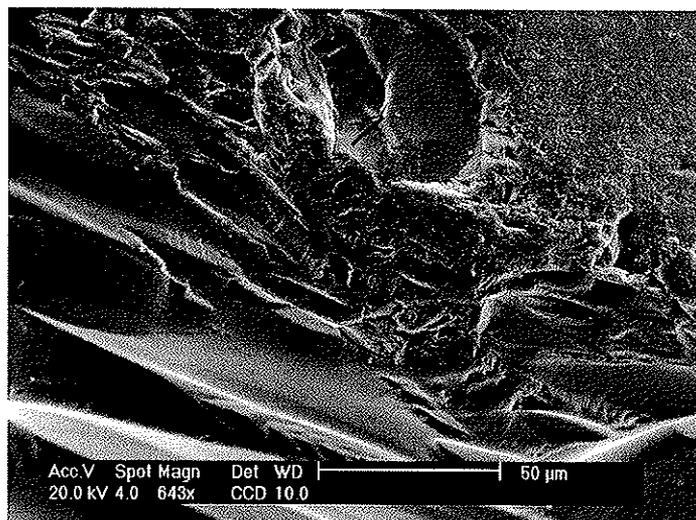
e) Vancouver 1964 SM : Très net impact générant de la dislocation



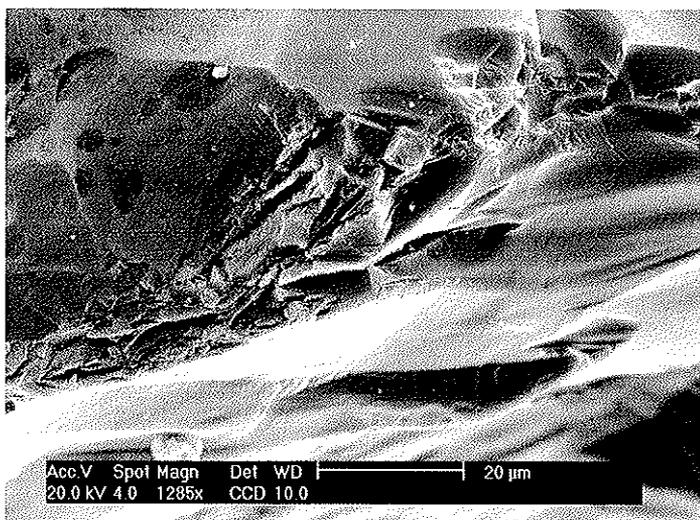
f) Vancouver 1964 SM : Zone excavée avec traces d'impact frais, ligne de fracturation et coups de gouges



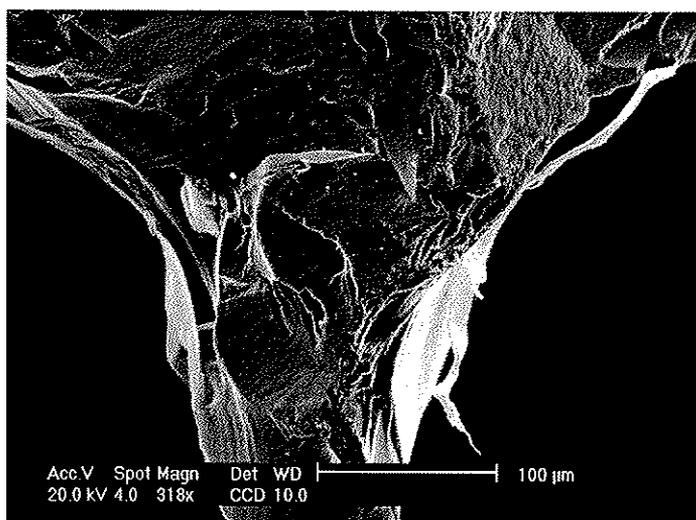
a) Japon 869 SG : Grandes lignes de fracture à gauche. Présences d'inclusions.



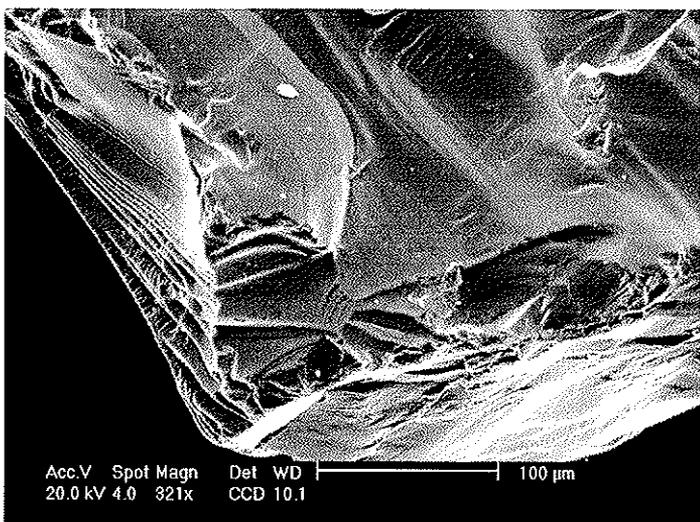
b) Japon 869 SG : Zone d'impact en haut (cf. flèche) et traces de chocs frais



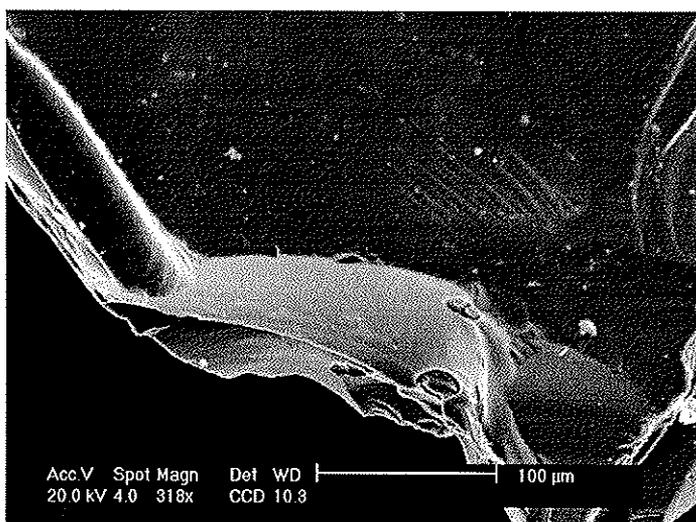
c) Japon 869 SG : Ligne de chocs continue le long de l'arête



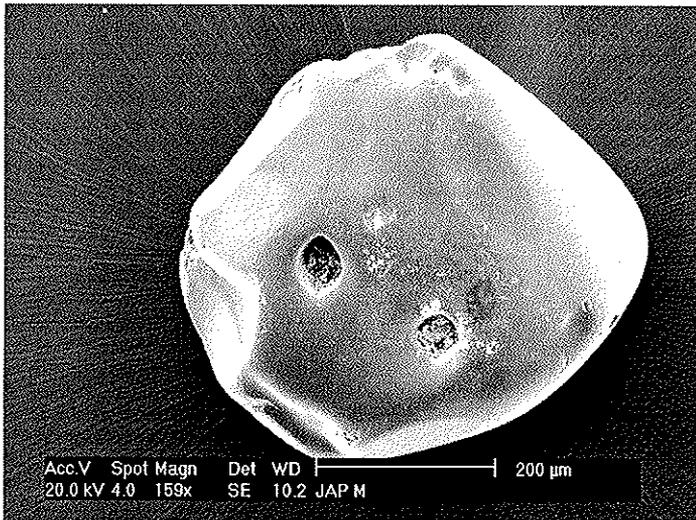
d) Japon 869 SG : Fraicheur de l'impact attesté sur l'ensemble des faces et arêtes du quartz



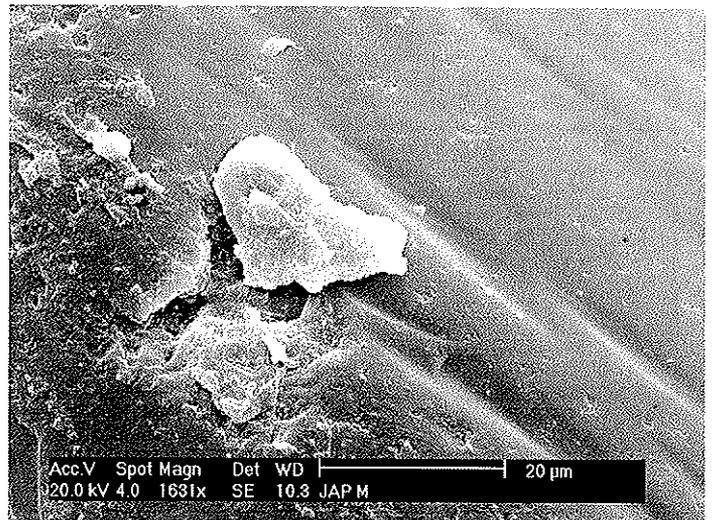
e) Japon 869 SG : Surface ciselée et cannelée à gauche



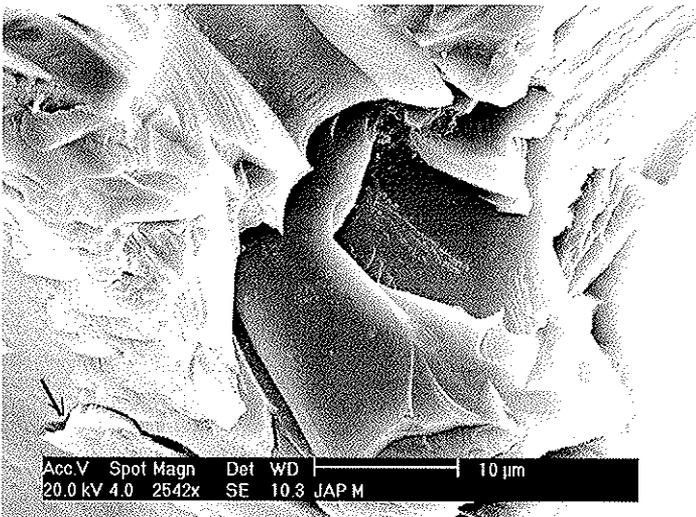
f) Japon 869 SG : Arrête marquée par un impact. Forme en creux incurvée, arquée, avec inclusions. On distingue des cannelures (cf. flèche)



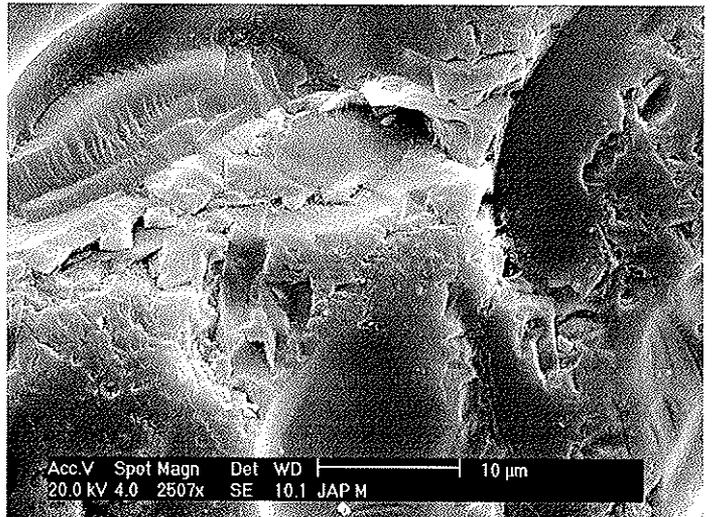
a) Japon 869 SM : Quartz émoussé luisant avec inclusions



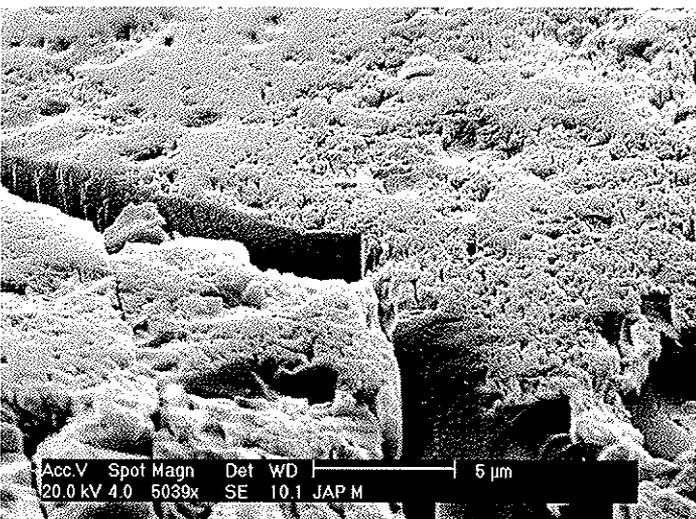
b) Japon 869 SM : Zone d'impact avec très belle plaque de décollement



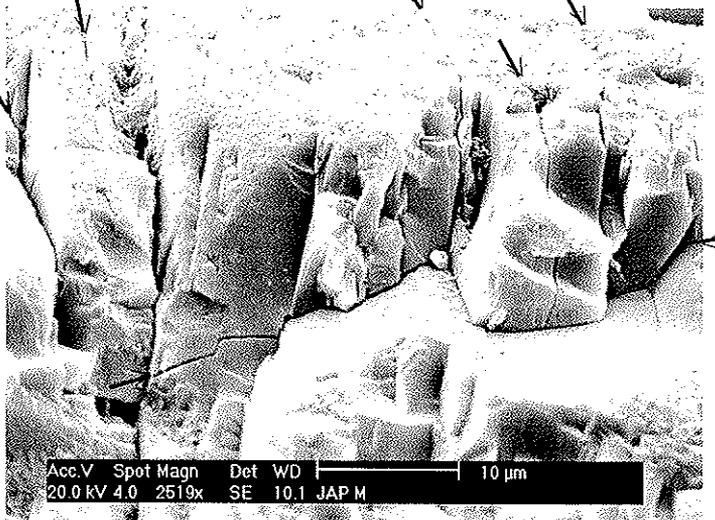
c) Japon 869 SM : Impact frais et net. Fracturations et plaque de décollement en bas à gauche



d) Japon 869 SM : Formes curvilignes d'impacts sur un rond mat



e) Japon 869 SM : Grande ligne de fracturation affectant une face d'un quartz émoussé terre



f) Japon 869 SM : Réseau de fractures multi-directionnel

3.5.1.3.1 Morphoscopie et exoscopie

Les quartz du tsunami de 1755 proviennent d'un prélèvement effectué en 1998 par Christophe Morhange, dans une coupe nord-sud réalisée au bulldozer, dans la plaine littorale de Boca do Rio. Le prélèvement se positionne dans le supralittoral à environ 1 m au-dessus du niveau marin actuel. Les analyses morphoscopiques révèlent l'importance des stocks d'émoisés luisants et de ronds mats, tandis que les Non Usés Evolués ne représentent que 15% environ du lot (Bruzzi et Prone, 2000). La signature exoscopique du tsunami permet d'établir une typologie basée sur quatre classes (figure 78) :

- des zones de décollement en plaque de taille conséquente.
- des figures de desquamation avec de nombreuses écailles.
- des zones de fracturation orientée.
- des cupules de chocs de grandes dimensions.

3.5.2 Typologie des impacts et discussion des résultats

3.5.2.1 Les quartz du Japon

Les quartz provenant du dépôt de tsunami ayant frappé les côtes japonaises en 869 sont automorphes et bi-pyramidés non-usés et légèrement émoisés pour les $\frac{3}{4}$ du stock. Cela leur confère une plus haute résistance face aux chocs hydrodynamiques. Cependant la présence de nombreuses inclusions tend à les fragiliser. Dans ce contexte, il est difficile de savoir quel est le paramètre majeur. Sont-ils plus ou moins résistants que les quartz d'Alexandrie? On retrouve en partie la typologie en six groupes établie à Alexandrie.

- des croissants de chocs de grande amplitude. Ces croissants sont également les seuls à être observés sur les ronds mats.
- des zones de desquamation avec plaque de décollement.
- des réseaux de fracturation.
- Enfin un nouveau type de marque est fréquemment observé, il s'agit de surfaces ciselées et cannelées. Ces surfaces marquées ne sont pas forcément à rapprocher d'une singularité géomorphique, directement liée au processus de cristallisation.

3.5.2.2 Les quartz du Canada

Les quartz issus du dépôt de 1700 comportent trois types d'impacts :

- les croissants de chocs, également les seules marques affectant les ronds mats.
- les réseaux de fractures

- des traces d'écaillage

Les quartz des dépôts de 1964 possèdent en plus trois autres types de chocs :

- des dislocations affectant principalement les non usés évolués
- des zones de broyage
- des plaques de décollement (plus grandes qu'un simple écaillage)

Il est important de noter à la fois la fraîcheur des impacts et l'abondance de débris de diatomées dont certaines sont encore presque intactes dans les dépôts de 1700, alors qu'elles sont rares dans le dépôt de 1964. En raison de leur petites tailles, il n'est pas étonnant de trouver des diatomées à la surface de ces quartz. En revanche, leur abondance en 1700 et leur quasi-absence en 1964 suggère un tsunami plus violent en 1964.

3.5.2.3 Les quartz du Portugal

Quatre types d'impacts de forte énergie sont observés (Bruzzi et Prone, 2000) :

- des zones de décollement de plaque de grande taille
- des figures de desquamation de surface qui détache des écailles
- des zones de fracturation parfois orientées
- des cupules de chocs de grande dimension

Les auteurs ont réalisé une comparaison avec un dépôt de tempête provenant du littoral Camarguais. Cette typologie se retrouve autant sur les quartz du dépôt de tempête que du dépôt de tsunami. Si la fraîcheur des chocs est sans équivoque, les marques semblent cependant être relativement plus fraîches sur les quartz de la tempête que sur ceux du tsunami. Le caractère sub-fossile de ce dernier dépôt pourrait en être la cause.

Finalement, si tous les types de chocs n'apparaissent pas de façon systématique sur chaque lot de quartz des différents tsunamis, certains semblent cependant ubiquistes. On remarque trois types de chocs constamment présents :

- des croissants de chocs de grande amplitude
- des réseaux de fracturation
- des zones de desquamation avec plaque de décollement.

Les autres marques (broyage, dislocation...) semblent dépendre d'autres paramètres locaux et plus spécifiques comme la nature cristalline du cortège de quartz, la configuration du site ou l'ampleur du tsunami.

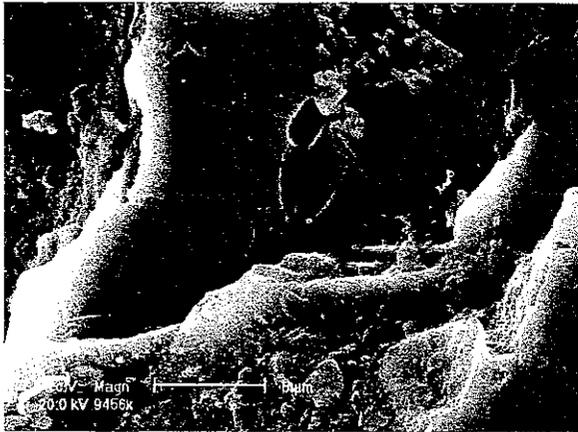


Photo 9 : Tsunami de 1755, quartz EL, sable moyen outre les quelques cupules de choc et les figures de microfracturation, présence de nombreuses écailles liées à la "desquamation", écailles qui se sont déposées et soudées (recristallisation car précipitation de la silice)



Photo 14 : Tsunami de 1755 quartz NUE, sable fin une zone de déstructuration profonde dont les arêtes sont fraîches.



Photo 4 : Tsunami de 1755 quartz EL, sable moyen, plaques de décollement au niveau d'une fracture dont la bordure est fraîche

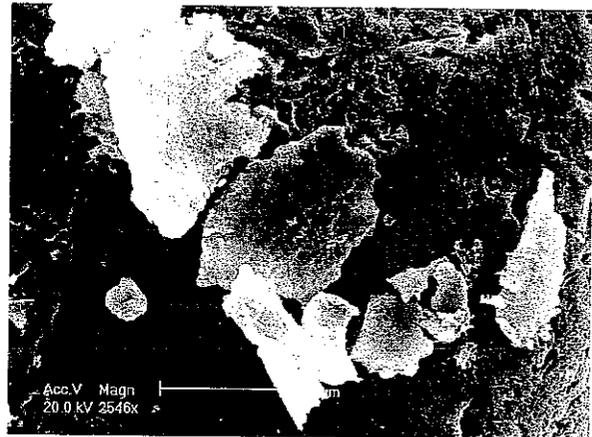


Photo 8 : Tsunami de 1755 quartz EL, sable moyen, des écailles siliceuses en grande quantité



Photo 11 : Tsunami de 1755 quartz EL, sable moyen, microfracturation importante liée à l'action mécanique : notons la grande plaque de décollement

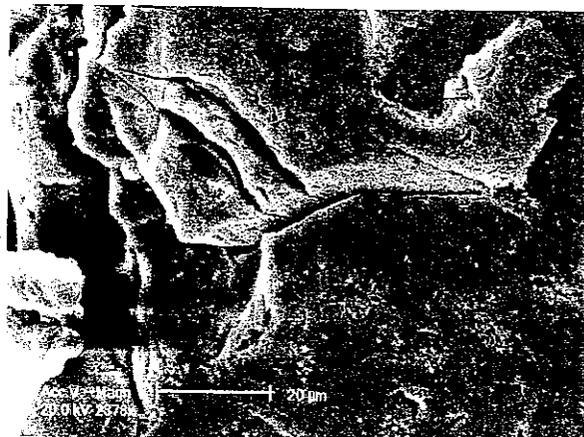


Photo 12 : Tsunami de 1755 quartz EL, sable moyen, microfracturation et zone de décollement

3.6 Synthèse comparative avec les quartz d'Alexandrie de C I B

Sur le plan des similitudes, on ne retrouve pas entièrement la typologie établie à partir des quartz de l'unité C-I-B d'Alexandrie sur les lots du Japon, du Canada en 1700 et du Portugal. En revanche il existe une grande similitude entre les quartz de C-I-B d'Alexandrie et ceux du dépôt de 1964 au Canada. Si la typologie est semblable, il n'en est pas de même pour l'ampleur des chocs. Les marques de chocs observées à Alexandrie sont légèrement plus importantes que celles du Canada-1964. Cela induit-il une énergie au moment des chocs plus importante ? Faudrait-il prendre en compte l'origine minéralogique des quartz et leur histoire paléoenvironnementale antérieure pour comprendre s'ils ont pu acquérir des zones de faiblesse. D'autres facteurs doivent également avoir un rôle déterminant : la hauteur de vague, le contexte géographique et bathymétrique dans lequel l'onde se propage, ainsi que l'intensité et le lieu d'amorce du tsunami.

Il semble, en tous cas, que l'environnement de sédimentation ne joue pas sur la conservation des traces; il ne semble pas y avoir d'évolution post-sédimentaire importante sur les quartz. Les chocs sont frais sans dépôt ou usure, ce qui signifie que ces traces ont été les dernières à marquer l'histoire du quartz.

3.7 Discussion

Une recherche a été menée afin de savoir si l'occurrence d'un tsunami était répertoriée vers la fin de l'Antiquité Romaine à Alexandrie. Il apparaît qu'au cours des 2000 dernières années, les textes recensent une série de huit tsunamis venant frapper la côte d'Alexandrie (Guidoboni et al., 1994 ; Ambraseys, 1962 ; Kebeasy, 1990, Antonopoulos, 1980) (figure 7).

Les deux datations au radiocarbone réalisées sur le dépôt estimé de tsunami sont trop vieilles. Devant l'impossibilité de dater le dépôt lui-même, les niveaux sus et sous-jacent ont été datés. Mais le terme supérieur de l'unité de vase sous-jacente ayant pu être tronqué par l'arrivée de la vague, ces dates sont à considérer comme un *terminus ante quem*.

Le toit supérieur des vases de C I est daté entre 560 et 730 ap. J.-C.; en revanche, le toit des vases de C V est daté entre 775 et 1020. Il semble donc qu'une troncature sommitale ait affecté le dépôt de C I. Le *terminus ante quem* est donc 775 ap. J.-C. Certaines datations ¹⁴C directement à base de l'unité de sables sous-jacente sont toujours en attente. L'échantillon V 17 indique 1020 à 1170 ap. J.-C. et se positionne 2,5 m au-dessus du dépôt grossier. Le *terminus post quem* est donc 1170 ap. J.-C. Autrement dit, la mise en place de l'unité grossière est datée entre 775 et 1170 ap. J.C.

Au cours de cette période de quatre siècles, entre la fin du VIII^e et la fin du XII^e siècle, un seul tsunami est recensé dans les textes anciens : il s'agit du tsunami de 881 ap. J.-C.

Ce tsunami frappe la côte de Palestine et d'Égypte : "Un raz de marée est observé à Akko. Le niveau de la mer s'est élevé à Alexandrie et des bateaux furent projetés au delà de la plage" (Soloviev *et al.*, 2000 ; Tholozan, 1879 ; Willis, 1928 ; Sieberg, 1932a et b ; Amiran, 1951 et 1952). Des recherches récentes (Soloviev *et al.*, 2000) ont montré que la date du tsunami souvent référencée en 811 est en fait une possible erreur de transcription et qu'il faille plutôt lire 881. Mais l'occurrence de ce tsunami au IX^e siècle n'est en aucun cas remise en cause.

Sur les huit tsunamis référencés dans les textes qui viennent toucher Alexandrie, seul celui du IX^e siècle ap. J. -C. (811 ou 881) semble être attesté sédimentologiquement en ayant laissé la trace de son passage. Plusieurs explications sont à envisager.

- Les chroniqueurs anciens ont pu pour certains exagérer un épisode de tempête et l'interpréter comme un tsunami. Autre possibilité de confusion : Alexandrie est citée comme ayant été touchée par le tsunami de 365 ap. J.-C. (Jacques et Bousquet, 1984 ; Stiros, 2000). Or à cette époque on assiste à un dépôt continu de vases plastiques portuaires sans aucune perturbation. Certains chercheurs s'accordent à penser qu'il ne s'agirait en fait pas de l'Alexandrie d'Égypte mais de l'Alexandrie Troas en Asie Mineure (Ambraseys, 1962 ; Soloviev *et al.*, 2000).

- Le problème de la conservation d'un dépôt de tsunami dans l'infralittoral doit être évoqué. À ma connaissance, aucune recherche sur les dépôts de tsunamis mis en place et conservés dans l'infralittoral n'a été publiée. D'autres types de sédiments traduisant le passage de tsunami ont été répertoriés et référencés dans le bassin profond de Méditerranée Orientale. Les carottages et études sismiques ont mis en évidence des unités stratigraphiques liées au passage d'un tsunami et qualifiées d'homogénites (Kastens et Cita, 1981). La plupart des dépôts de tsunami sont échantillonnés dans le supralittoral. L'étage infralittoral est, quant à lui, parcouru par des courants et ne constitue pas un contexte favorable à la conservation d'un dépôt soudain et épisodique. Par contre, Alexandrie bénéficie à cette époque d'aménagements portuaires hérités de l'époque gréco-romaine. Ces structures ont dû favoriser la conservation partielle du dépôt grossier.

Il reste donc difficile de préciser plus la nature de l'événement hydrodynamique violent qui affecte le littoral d'Alexandrie vers la fin de l'époque romaine. S'agit-il d'une grande tempête ou d'un tsunami ? Pour le moment aucun dépôt de tempête provenant d'Alexandrie n'a été étudié et comparé au MEB.

L'importance du processus hydrodynamique a cependant définitivement mis un terme à plus de 5 siècles d'accumulation limono-argileuse dans un bassin portuaire. Autrement dit, cet événement possède une faible récurrence à l'échelle séculaire et libère tout à la fois une puissante énergie hydromécanique à laquelle le complexe portuaire antique n'a pu faire face, le dépôt corrélatif de ce processus se retrouvant dans C I et dans C V, distant de 600 m.

4 Les variations relatives du niveau de la mer

4.1.1 Etat de la question à l'échelle du delta

Les variations relatives du niveau marin dépendent ici de trois facteurs principaux : le facteur eustatique, le facteur tectonique et la subsidence à l'échelle du delta qui s'enfonce sous son propre poids par compaction sédimentaire.

Le delta est victime d'un tilting général qui affecte sa section littorale nord mais surtout sa marge orientale dans la région de Manzala. Cette dernière connaît le plus fort taux de subsidence du delta qui dépasse les 4 mm/an (Stanley et Warne, 1993). Le soubassement de cette région possède un des plus importants réseaux de failles de Méditerranée orientale (Said, 1990). Ainsi, alors que l'épaisseur de la séquence Holocène à l'ouest du delta avoisine les 10 mètres, les dépôts du même âge font 50 m d'épaisseur à l'est du delta. Cette variation dans l'épaisseur des dépôts s'explique d'une part par la compaction mais surtout par la présence d'un réseau de failles actives et de nombreuses flexures qui fonctionnent au niveau des embouchures, auquel s'ajoute l'ajustement isostasique dû à l'épaississement des dépôts sédimentaires holocènes (Stanley et Warne, 1993).

Comme dans la plupart des régions du globe, le niveau marin le plus bas est atteint vers 18 000 BP (Bard *et al.*, 1998). La remontée rapide du plan d'eau à partir du tardiglaciaire, jusqu'au début de l'Holocène, provoque une transgression rapide que les apports terrigènes ne peuvent compenser. Un ralentissement de la vitesse de montée marine se produit vers 7000 ans.

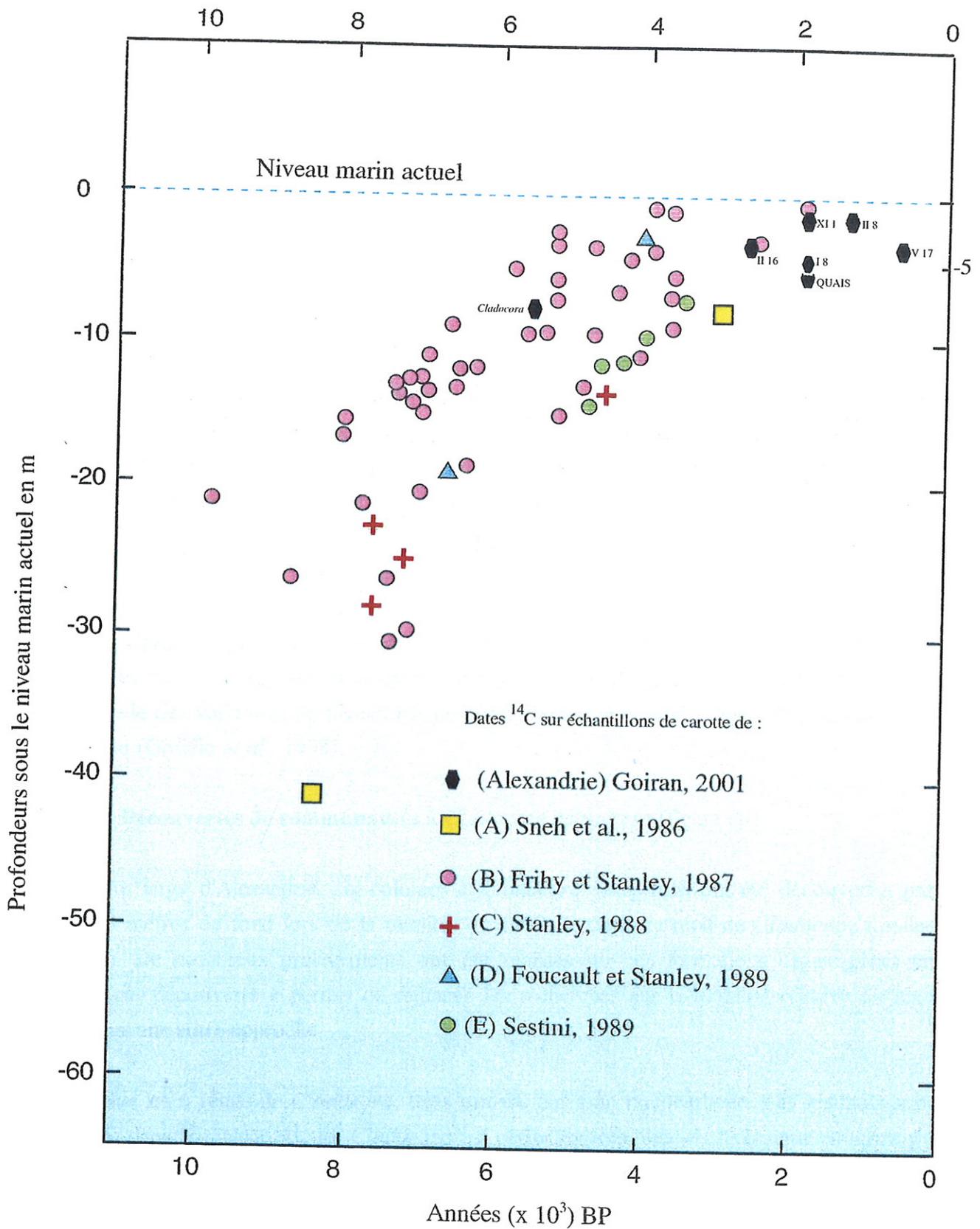
- La figure 79 compile plusieurs données sur les variations relatives du niveau marin holocène obtenus sur 5 sites de carottages réalisés dans le delta (figure 10). Les données correspondent à des échantillons mis en place sous de faibles profondeurs (Sneh *et al.*, 1986 ; Frihy et Stanley, 1987 ; Stanley, 1988 ; Foucault et Stanley, 1989 ; Sestini, 1989 *in* Frihy, 1992). Les principaux résultats obtenus à Alexandrie et discutés dans les chapitres précédents ont été rajoutés sur le graphe.

4.1.2 Données à l'échelle du site d'Alexandrie

L'importance des variations relatives du niveau marin qui affecte, depuis l'Antiquité, la ville d'Alexandrie sont mal mesurées et mal comprises. Il était donc tentant d'essayer de trouver des indicateurs permettant de dater et de mesurer l'ampleur de ce phénomène.

L'objectif des missions sous-marines en scaphandre autonome (1998 et 1999) au large d'Alexandrie, était donc la recherche de vestiges immergés d'anciens niveaux marins ou d'anciennes plages fossiles, afin de mieux comprendre la mobilité des rivages au cours des dernières millénaires.

Figure 79 : Variations relatives du niveau marin holocène, sur plusieurs sites du delta du Nil.



Les sites A, B, C, D et E sont localisés sur la figure n° 10.
 Pour ces sites, les variations relatives du niveau marin sont
 basées sur des échantillons mis en place sous de
 faibles profondeurs.

(dessin : J.Ph. Goiran, d'après Frihy, 1992, modifié)

4.1.2.1 Zones de prospections

Aucun indicateur, tant biologique que géomorphologique, n'a été découvert lors des prospections sous-marines (encoche, bioconstruction). Il semble que l'explication principale vienne de la nature même du substrat. Il s'agit d'un grès de faible résistance car constitué d'une matrice hétérogène et hétérométrique emballant des éléments silicoclastiques ou biogènes dont la cimentation est insuffisante, laissant apparaître de larges espaces vacuolaires. Cette faible résistance de la roche n'a sans doute pas permis aux organismes marins de se fixer ou a favorisé leur désolidarisation du substrat à partir de leur mort. Concernant les beachrocks (Fouache et Dalongeville, 1998), aucune plage fossile immergée n'a été identifiée. Certaines dalles légèrement inclinées ont été répertoriées et échantillonnées. Mais il s'agit d'affleurements sous-marins de substrat présentant de forte variabilité de faciès. Les premières observations au microscope, des lames minces réalisées sur ces faciès, confirment une origine géologique pléistocène par les similitudes qu'ils présentent avec des prélèvements de substrat.

Certaines encoches ont été découvertes vers -7 m. Mais il est difficile de les suivre au cours des cheminements sous-marins. Ces plongées ont permis de mettre en évidence la mobilité de bancs sableux aptes à générer des encoches dans l'étage infralittoral. D'autre part la présence d'interbancs gréseux plus tendres au sein même du substrat permet d'expliquer la présence d'encoches dont l'origine est à rattacher à l'érosion différentielle en domaine sous-marin. Ces encoches d'érosion sous-marine n'ont donc pas été prises en compte comme jalon dans l'étude des variations du niveau marin, contrairement à ce que suggère la publication de F. Goddio (Goddio *et al.*, 1998).

4.1.2.2 Découvertes de communautés à *Cladocora caespitosa* (figure 80)

Au large d'Alexandrie, six colonies à *Cladocora caespitosa* ont été découvertes par plusieurs mètres de fond lors de la mission de 1999. Il s'agit de récif de *Cladocora* fossiles cimentés. De nombreux prélèvements ont été réalisés sur ces formations organogènes en place. Leur découverte a permis de relancer les recherches sur la mobilité relative du plan d'eau sous une autre approche.

Sur les 6 récifs de *Cladocora*, trois ont été datés au radiocarbone. Les résultats sont présentés dans le tableau 31. Le *Cladocora* est certes un très mauvais indicateur en terme de niveau marin mais a néanmoins un double intérêt, en tant que marqueur chronologique et bathymétrique. La validité des datations au radiocarbone est vérifiée par l'analyse aux rayons X du squelette des branches de *Cladocora* : tout corail génère de l'aragonite, autrement dit, si le signal minéralogique indique un pourcentage d'aragonite pure, proche de 99%, cela implique que la fossilisation post-mortem a été rapide et que des pollutions éventuelles en carbonate ne se sont pas produites (néogénèse, recarbonatation post-mortem...).

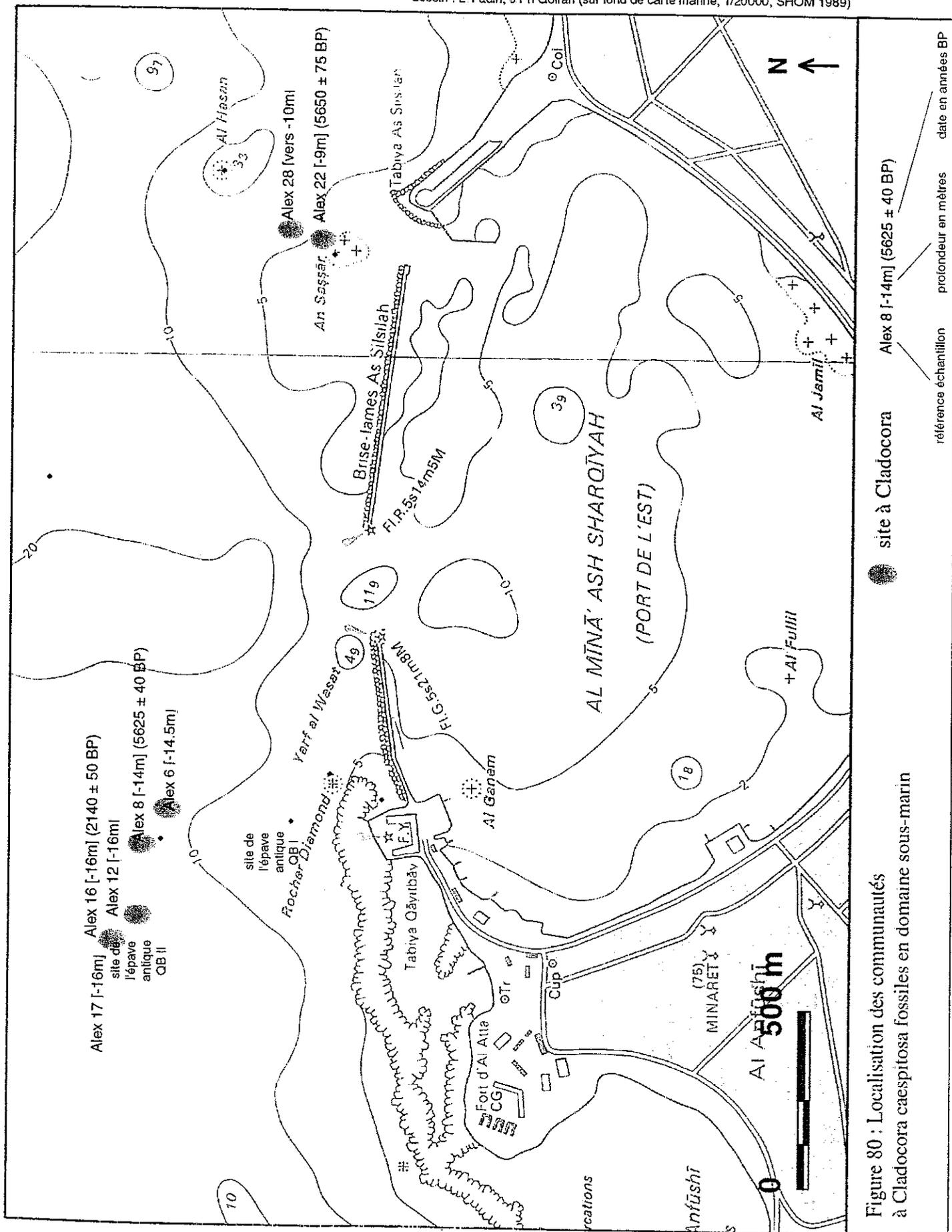


Figure 80 : Localisation des communautés à Cladocora caespitosa fossiles en domaine sous-marin

Les trois échantillons datés présentent des taux d'aragonite de 99%.

D'autre part, ces peuplements à *Cladocora* constituent des biohermes en place et apportent, bien qu'avec une marge d'imprécision importante, une information bathymétrique intéressante, assez proche des bioconstructions étudiées par Sartoretto. Pour chaque récif daté, le niveau marin se situait obligatoirement au-dessus de sa position actuelle. On obtient ainsi une estimation minimale de la courbe de mobilité marine.

Tableau 3 : Datation au radiocarbone réalisé sur les récifs de *Cladocora caespitosa*

Référence : Echantillon	Teneur en ^{14}C	Rapport isotopique	Code Laboratoire	Age ^{14}C en années BP	Age calibré en av. ou ap. J.-C.
<i>Alex 8</i>	49.6%± 0.3	1.95	Ly-10564	5625± 40	(-4200 à -3960)
<i>Alex 22</i>	49.4%± 0.5	0.69	Ly-10565	5650± 75	(-4280 à -3930)
<i>Alex 16</i>	76.6%± 0.5	-0.28	Ly-10566	2140± 50	(+120 à +365)

4.1.2.3 Données du niveau marin relatif obtenues à partir des carottages (figure 81)

La figure 81 positionne l'ensemble des données obtenues sur les variations relatives du niveau marin à partir des analyses des carottes et du *Cladocora*. Les indicateurs utilisés et leurs marges d'imprécision respectives présentés dans les parties II et III y sont positionnés.

La courbe possède une allure concave pouvant s'expliquer par le manque de précision des échantillons inféodés aux fonds marins. La vitesse moyenne de montée relative du plan d'eau est de 8 cm/siècle entre le milieu du VI^e millénaire et la période romaine tardive (Ve VI^e s. ap. J.-C.). Une brusque augmentation relative du niveau marin s'observe à partir de 2000 BP et ce, quels que soient les indicateurs utilisés. La vitesse moyenne apparente est de l'ordre de 40 cm/siècle à partir de cette date. Il reste cependant difficile de trancher entre subsidence, tassement ou mouvement co-sismique. Par comparaison, à 40 km à l'est d'Alexandrie, la ville antique d'Herakleion se trouve aujourd'hui immergée par 6 m de fond dans la baie d'Aboukir. Les profils sismiques laissent apparaître des failles et les structures archéologiques quasiment intactes suggèrent un brusque passage sous les eaux aux alentours du VIII^e s. ap. J.-C. (Stanley *et al.*, 2001).

Partie IV

Sources sédimentaires naturelles et signal anthropique

"L'intervention des hommes sur le fleuve est tellement importante qu'ils dominent la nature par leur diligence. En effet, la terre produit naturellement plus de fruits que d'autres, surtout quand elle est arrosée, et la nature veut que, plus la crue du Nil soit haute, plus elle inonde le sol. Mais le travail des hommes a souvent eu le dessus quand la nature a fait défaut, de sorte que, lors des crues les plus basses, il y eut autant de terre arrosée que lors des plus hautes, à cause des canaux et des digues."

Strabon, Géographie, livre XVII (1er s. av. J.-C.)

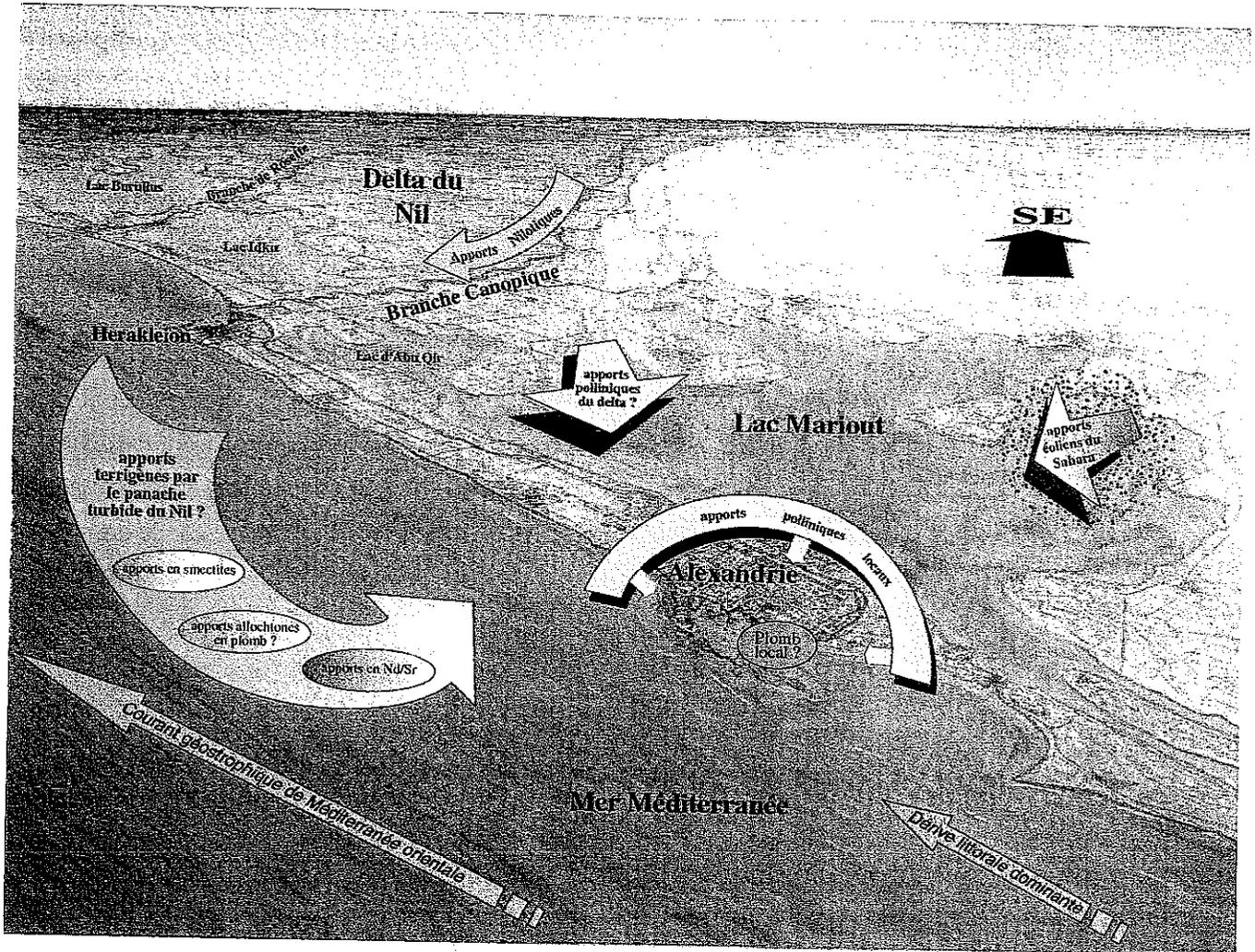
La dernière partie aborde le problème fondamental de la distinction d'échelle, entre signal local et signal régional (figure 82), autrement dit nous traiterons ici de l'origine des sédiments révélés par carottage. Etudier le site d'Alexandrie nécessite de faire la part entre le bruit *in situ* et le "bruit global". Nous voulions répondre à deux questions essentielles:

- 1) La provenance des sédiments qui façonnent le tombolo et colmatent les bassins portuaires.
- 2) La séparation entre le signal anthropique local des apports régionaux

Pour répondre à la question de l'origine des sédiments, nous avons étudié la nature minéralogique des argiles et utilisés deux traceurs isotopiques : le néodyme et le strontium. Nous voulions notamment savoir si les sédiments nilotiques issus de la branche Canopique pouvaient parvenir à Alexandrie distante de 40km, la dérive littorale, orientée vers l'est, ne favorisant pas la propagation du panache terrigène du Nil en direction d'Alexandrie (figure 82).

Le thème de l'anthropisation du milieu a également été abordé en essayant de distinguer l'origine locale du signal par rapport au régional. La présence des sociétés humaines a été traitée en couplant deux traceurs supplémentaires. Le premier est un traceur géochimique : il fait appel aux teneurs en plomb et à la composition isotopique. L'analyse pollinique permet de préciser l'histoire de la mobilité des paysages végétaux et agraires.

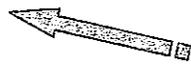
Figure 82 : Organisation des dynamiques et sources sédimentaires



NATURE DES STOCKS ET SOURCES SEDIMENTAIRES POTENTIELLES

-  Sables désertiques sahariens
-  Sédiments nilotiques
-  Pollens
-  Plomb
-  Néodyme et Strontium
-  Smectites

LES DYNAMIQUES

-  Dynamique éolienne
-  Dynamique marine
-  Dynamique fluvio-marine (panache du Nil)

(dessin : J.P. Goiran, 2001; aquarelle : J.C.I. Golvin)

1 Origine du matériel sédimentaire

Le matériel sédimentaire révélé par carottage à Alexandrie peut avoir trois origines différentes. Une origine locale pour la fraction biogène marine (micro et macrofaunistique). La fraction lithoclastique, peut provenir soit d'apports nilotiques, soit d'apports éoliens originaires du bouclier saharien.

L'objectif est de déterminer l'origine du sédiment et les fluctuations des sources sédimentaires au cours du temps. Deux méthodologies différentes ont été utilisées pour traiter et caractériser les échantillons, afin de les comparer aux signaux des zones sources émettrices. La première repose sur le cortège minéralogique des argiles établi par diffractométrie aux rayons X. La seconde utilise la composition géochimique du sédiment grâce au spectromètre de masse.

1.1 Minéralogie des argiles : la signature nilotique

1.1.1 Méthodologie

La fraction limono-argileuse est obtenue par tamisage humide à l'eau milliQ (de l'eau pure : distillée et déionisée) sur une maille à 63 μm . La solution est laissée à décanter dans un becher durant une heure afin de permettre le dépôt des particules limoneuses. La fraction argileuse restant en suspension est prélevée à l'aide d'une pipette. L'opération est répétée trois fois en prélevant 2,5 ml de liquide qui est ensuite disposé sur une plaquette de verre. Les trois plaquettes, sont séchées dans une étuve à 40°C.

La première plaquette sera ensuite mise dans un bain de glycol. Ce traitement permet de mettre en évidence le signal des smectites si elles sont présentes. Le traitement à l'hydrazine effectué sur la seconde plaquette, permet de faire apparaître la kaolinite. La troisième plaquette ne subit aucun traitement et servira de témoin naturel.

Les plaquettes vont ensuite être analysées au diffractomètre, où un rayon X, émis en direction des échantillons, sera dévié en fonction du type d'argile rencontré. La comparaison des trois spectres X obtenus pour chaque échantillon, permet de connaître le cortège minéralogique des argiles.

1.1.2 Résultats de la minéralogie des argiles de la carotte C IX

1.1.2.1 Unité de vases A

La fraction limono-argileuse représente en moyenne 25% de la texture globale des sédiments. Cette accumulation de vases de 2,70 m d'épaisseur s'effectue entre 5485 ± 50 ans BP (soit 4000 à 3780 cal. av. J.-C.) et 2335 ± 40 ans BP (soit -110 à +110 cal. J.-C.)

Les analyses aux rayons X font apparaître un très fort pourcentage en smectite (70 à 77% du spectre minéralogique) et plus faible en kaolinite (7 à 24%) et en illite (5 à 8%). La signature minéralogique des argiles est homogène sur l'ensemble de l'unité (figure 83)

1.1.2.2 Unité sableuse B

La fraction limono-argileuse ne représente plus que 20% de la texture totale à la base de l'unité mais dans la partie sommitale, sa proportion augmente rapidement et dépasse les 40%. Sur le plan qualitatif, on retrouve le même cortège minéralogique que précédemment, à savoir la trilogie, smectite, kaolinite et illite. En revanche, sur le plan quantitatif, l'importance relative de ces trois signaux a changé. Il faut noter qu'un seul échantillon de cette unité B a été analysé pour le moment. L'échantillon IX-15 montre une proportion de smectites atteignant tout juste les 55% et pouvant correspondre à un premier stade de réduction quantitative du stock d'argiles liée à des altérations. La kaolinite représente environ 25% et l'illite 20%.

1.1.2.3 Unité de vases C

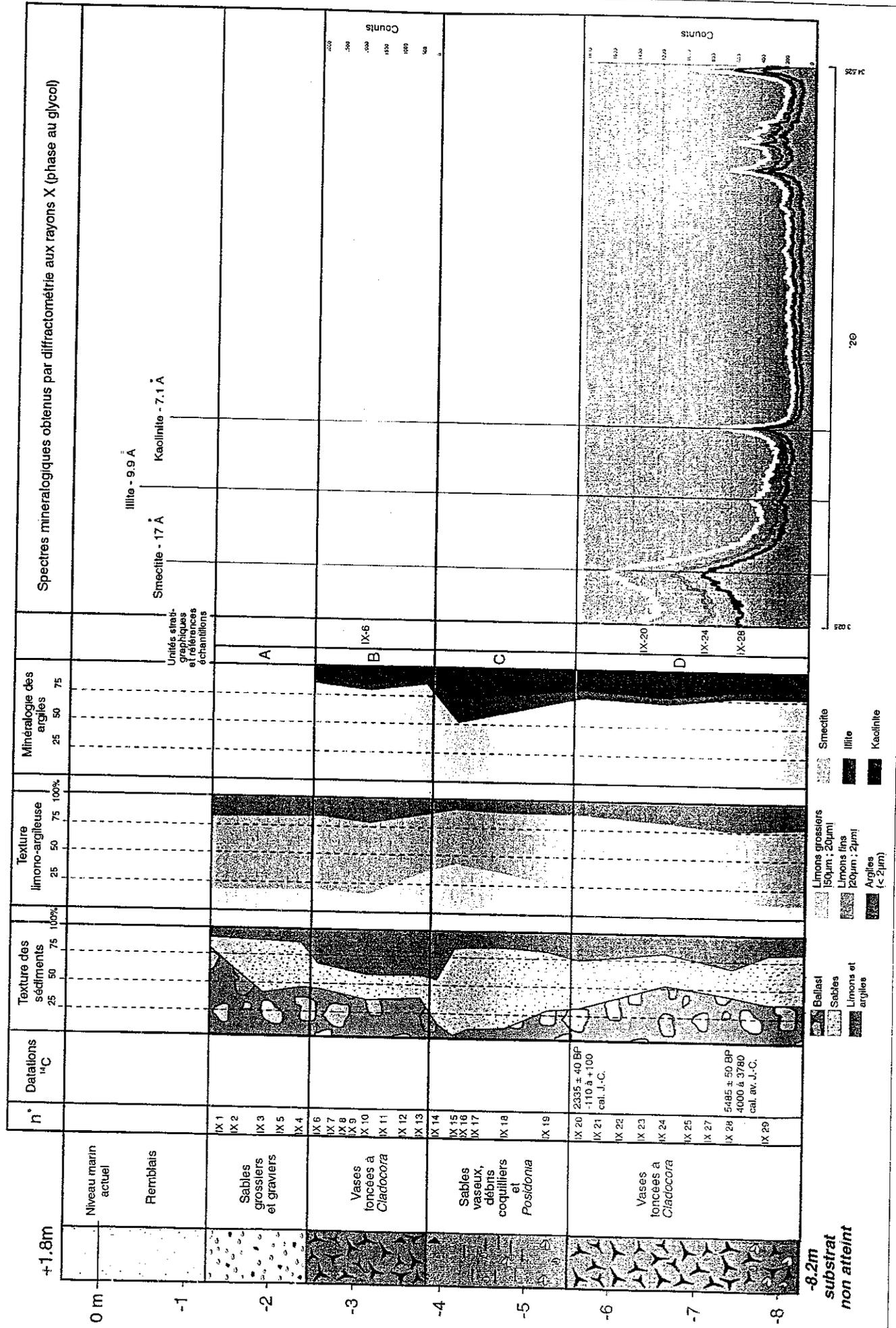
La fraction limono-argileuse est bien représentée puisqu'elle varie entre 30 et 40% de la texture totale. On retrouve un cortège identique à ceux précédemment étudiés : smectite, kaolinite et illite. Les smectites dominent largement avec presque 80%, les kaolinites environ 15% et les illites 5%.

1.1.2.4 Discussion

Le cortège argileux de la carotte C IX est tout à fait comparable au cortège d'argiles charriées par le Nil. Les carottages réalisés à proximité de la branche de Rosette donnent des proportions d'argiles variant entre 60% et 75% pour les smectites, 20 à 25% pour les kaolinites et 15% pour les illites à l'échelle de l'Holocène (Abdel Wahab et Stanley, 1991)

A Alexandrie, les deux séquences de vases à *Cladocora* enregistrent le même signal argileux tant sur le plan qualitatif que quantitatif. La tendance moyenne pour l'unité basale A et l'unité C, est une proportion de l'ordre de 75% de smectite, 20% de kaolinite et 5% d'illite. L'unité intermédiaire B enregistre quant à elle, des concentrations relatives en smectite de 55%, en kaolinite de 25% et en illite de 20%. Etant donné qu'un seul niveau de l'unité B a été analysé aux Rayons X, il reste difficile d'établir une comparaison juste et significative entre les unités

Figure 83 : Minéralogie de la phase argileuse : carotte C IX Bureau des Douanes



1.1.3 Minéralogie des argiles de la carotte C V (figure 84)

Une analyse minéralogique des argiles a également été entreprise sur la carotte C V pour 3 raisons principales. La séquence de vases de la carotte C V se caractérise essentiellement par son épaisseur qui atteint 8,5 m. Les vases se mettent en place aux alentours du premier millénaire avant le Christ et la sédimentation se poursuit jusqu'à la fin de l'Antiquité. La relative longue durée de sédimentation et l'épaisseur de l'accumulation, permettent une lecture fine du signal minéralogique à l'échelle séculaire. De plus, l'homogénéité texturale (80% de vases) est révélatrice du type de milieu de sédimentation qui est dans un premier temps, naturellement protégé par un tombolo pré-hellénistique en cours de formation (le milieu correspond à une baie), puis artificiel (port et Heptasade). Il était donc intéressant de voir si un changement du signal minéralogique caractérisait le passage d'un milieu naturel à un milieu anthropisé.

1.1.3.1.1 Unité de vases A : une baie naturelle

L'unité de vases gris clair (5 Y 7/1) à la base de la carotte se développe sur presque 1,50 m et se met en place au début du premier millénaire avant J-C. Les spectres minéralogiques obtenus révèlent l'importance des smectites qui atteignent 50%. La kaolinite et l'illite contenues en proportion égale représentent chacune 25% du signal. Au sommet, la proportion d'illite décroît en passant de 25% à 17%, au profit des signaux de smectite et de la kaolinite qui se renforcent.

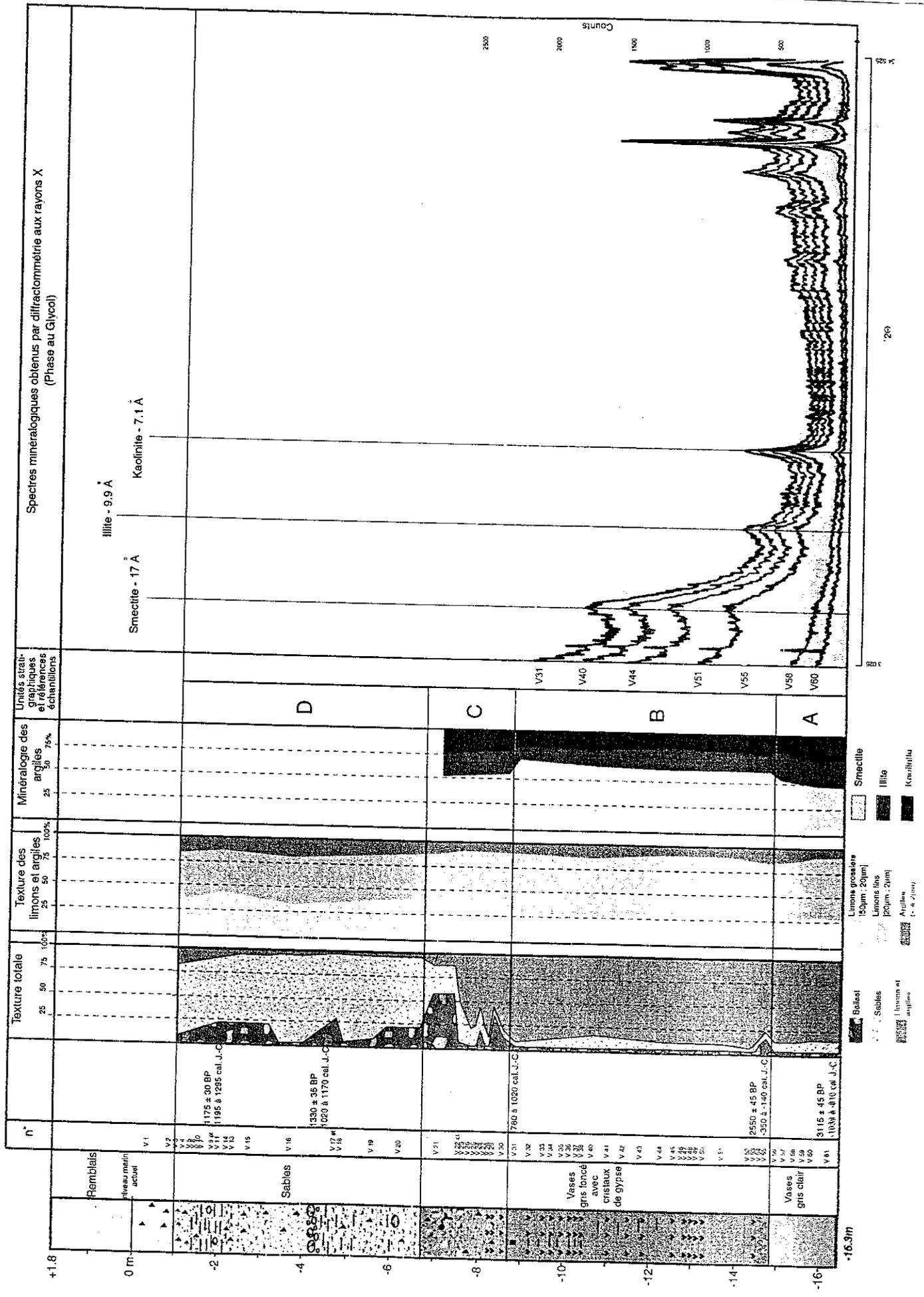
1.1.3.1.2 Unité de vases B : un bassin portuaire

L'unité B se distingue par un changement brusque de la couleur du dépôt. En effet, les vases offrent une couleur beaucoup plus sombre qui correspond à un gris très foncé (5 Y 4/1). Chronologiquement, la base de l'unité correspond à la période hellénistique et se termine vers l'Antiquité romaine tardive. Les spectres minéralogiques ne varient guère entre la base et le sommet. La smectite prédomine (63% à 70%), l'illite et la kaolinite sont présentes en proportion semblable (15% à 20%).

1.1.3.1.3 Unité sédimentaire C

L'unité C correspond à un milieu de sédimentation fluctuant entre des passées de vases et des passées de sédiments grossiers. Seule une de ces passées de vases a été étudiée et laisse apparaître un cortège minéralogique composé de 55% de smectite, 25% d'illite et 20% de kaolinite.

Figure 84 : Minéralogie de la phase argileuse : carotte C V Khan Chorbagy



1.1.4 Discussion

Le cortège argileux analysé dans la carotte C V est comparable au cortège d'argiles nilotiques (Abdel Wahab et Stanley, 1991). Mais à l'échelle locale, les vases portuaires gréco-romaines (unité B) se distinguent par un enrichissement relatif en smectites, par rapport aux vases déposées antérieurement à la fondation d'Alexandrie (unité A) et des vases mises en place à la fin de l'époque romaine, au moment où les structures portuaires semblent moins efficaces pour la protection des bassins (unité C). Au cours de ces périodes, le signal qualitatif des argiles ne change pas, on retrouve la triple association : smectite, illite, kaolinite. En revanche, le signal quantitatif varie légèrement. De façon schématique, le bassin portuaire enregistre une augmentation de 20 points du signal de smectite qui passe de 50 à 70%. Le couple kaolinite-illite offre des proportions semblables proche de 25% dans le bassin portuaire (unité B) et proche de 15% avant sa construction (unité A) et au moment de son abandon apparent (unité C). Deux explications peuvent être envisagées : il peut s'agir d'une variation liée à une modification des teneurs argileuses de la source sédimentaire nilotique. Mais la conjonction du changement quantitatif argileux, avec des dates charnières dans l'histoire de l'occupation et de l'abandon du site, suggère une explication plus locale que régionale. Curieusement le bassin portuaire semble piéger plus facilement les argiles de type smectite que les autres. Enfin, l'analyse couplée des carottes V et IX met en évidence un signal homogène à l'échelle du site d'Alexandrie de part et d'autre du tombolo.

1.1.5 Comparaison avec les données minéralogiques du delta

Les assemblages minéralogiques, avec la smectite dominante suivie en proportions moins importantes de kaolinite et d'illite, définissent le signal argileux nilotique (Abdel Wahab et Stanley, 1991 ; Stanley et Wingerath, 1996b ; Abu-Zeid et Stanley, 1990). Cependant, on observe des proportions de smectites relativement plus élevées à Alexandrie qu'au niveau du lobe de Rosette. Un transport sélectif par le panache turbide du Nil et le jeu des courants expliqueraient cette tendance. La taille plus réduite des smectites par rapport aux kaolinites favoriserait leur diffusion (Abdel Wahab et Stanley, 1991).

Il est clair que depuis le milieu de l'Holocène, le site d'Alexandrie est sous l'influence directe des crues du Nil car les signaux argileux sont identiques. C'est vers 6000 BP que se met en place la branche la plus occidentale du delta du Nil : la branche Canopique (Stanley et Warne, 1993). Cette nouvelle bouche du Nil est à seulement 30 km d'Alexandrie. Ce changement paléogéographique majeur à l'échelle régionale, renforce le budget sédimentaire et l'apport de sédiments terrigènes vers Alexandrie.

1.2 Le rapport Nd/Sr : un traceur géochimique des sources sédimentaires

Sur les côtes méditerranéennes d'Égypte, il existe seulement deux principales sources sédimentaires d'origine continentale (Venkatarathnam *et al.*, 1972) :

- Un sédiment nilotique provenant de l'érosion du bassin versant du Nil et transporté par les dynamiques fluviales (Gerstenberger *et al.*, 1997).
- Un sédiment saharien provenant de la corrosion du bouclier nord saharien et mobilisé par déflation. Ces aérosols désertiques, sont acheminés par les dynamiques éoliennes et/ou transitent le long des côtes d'Alexandrie par la dérive littorale libyenne d'orientation ouest-est.

Le bassin versant du Nil est majoritairement constitué d'affleurements d'âge tertiaire relativement plus jeunes que le grand bouclier saharien de l'ère primaire. Les millions d'années qui séparent ces deux ensembles géologiques ont engendré une différenciation nette de leur composition géochimique en Néodyme et Strontium (Goldstein *et al.*, 1984 ; Krom *et al.*, 1999).

Ainsi, les aérosols sahariens provenant d'un substratum primaire ont un rapport Nd très négatif (-11 à -14) (Grousset *et al.*, 1992,1998). En revanche, les sédiments nilotiques provenant de roches volcaniques tertiaires, relativement plus jeunes, possèdent un signal isotopique Nd plus élevé de l'ordre de -3 à -6 (Goldstein *et al.*, 1984 ; Krom *et al.*, 1999a et b)

Le Strontium est un second traceur géochimique pouvant être utilisé afin de révéler la provenance du matériel sédimentaire. Le rapport utilisé est le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; il est proche de 0,7070 pour les sédiments d'origine nilotique, tandis que pour les aérosols sahariens il est proche de 0,7222 (Krom *et al.*, 1999a et b ; Grousset *et al.*, 1992)

1.1.1 Méthodologie

Les échantillons ont été traités en salle blanche par Rémi Freydier (CEREGE). Le protocole d'analyse est traité en détail dans l'article Freydier *et al.*, 2001. Après avoir séché et broyé l'échantillon, celui-ci est attaqué à l'acide chlorhydrique afin d'obtenir le résidu silico-clastique. Les mesures en Nd et Sr se font ensuite au spectromètre de masse. Pour mesurer avec précision les proportions ou les rapports de concentration de différents isotopes, on utilise un spectromètre de masse qui sépare les isotopes de masses différentes d'un même élément.

1.1.2 Résultats des échantillons des carottes C I et C II

Nous avons étudié quatre prélèvements bien datés entre 5360 et 1765 ans BP.

Tableau 4 : Résultats en Néodyme et Strontium

référence	profondeur	Age ¹⁴ C	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd0	Nd ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sr ppm
C I a	-900	1765 BP	0,512263	-7,3	16,1	0,709234	134
C I b	-1400	2235 BP	0,512246	-7,6	13,9	0,710863	134
C II a	-600	4195 BP	0,512216	-8,2	13,4	0,709793	139
C II b	-900	5360 BP	0,512327	-6,1	12,1	—	—

Les résultats présentés dans le tableau ci-dessus montrent peu de variation au cours du temps. Les teneurs en Néodyme varient entre 12 ppm pour le sédiment le plus vieux (5360 ans BP) et 16 ppm pour le sédiment le plus récent d'époque romaine (1765 ans BP). Lorsque l'on calcule le εNd0, les valeurs oscillent entre -6 et -8. Les rapports en Strontium ne varient que très légèrement entre 0,709 et 0,710 pour des concentrations comprises entre 134 ppm et 139 ppm.

1.1.3 Discussion

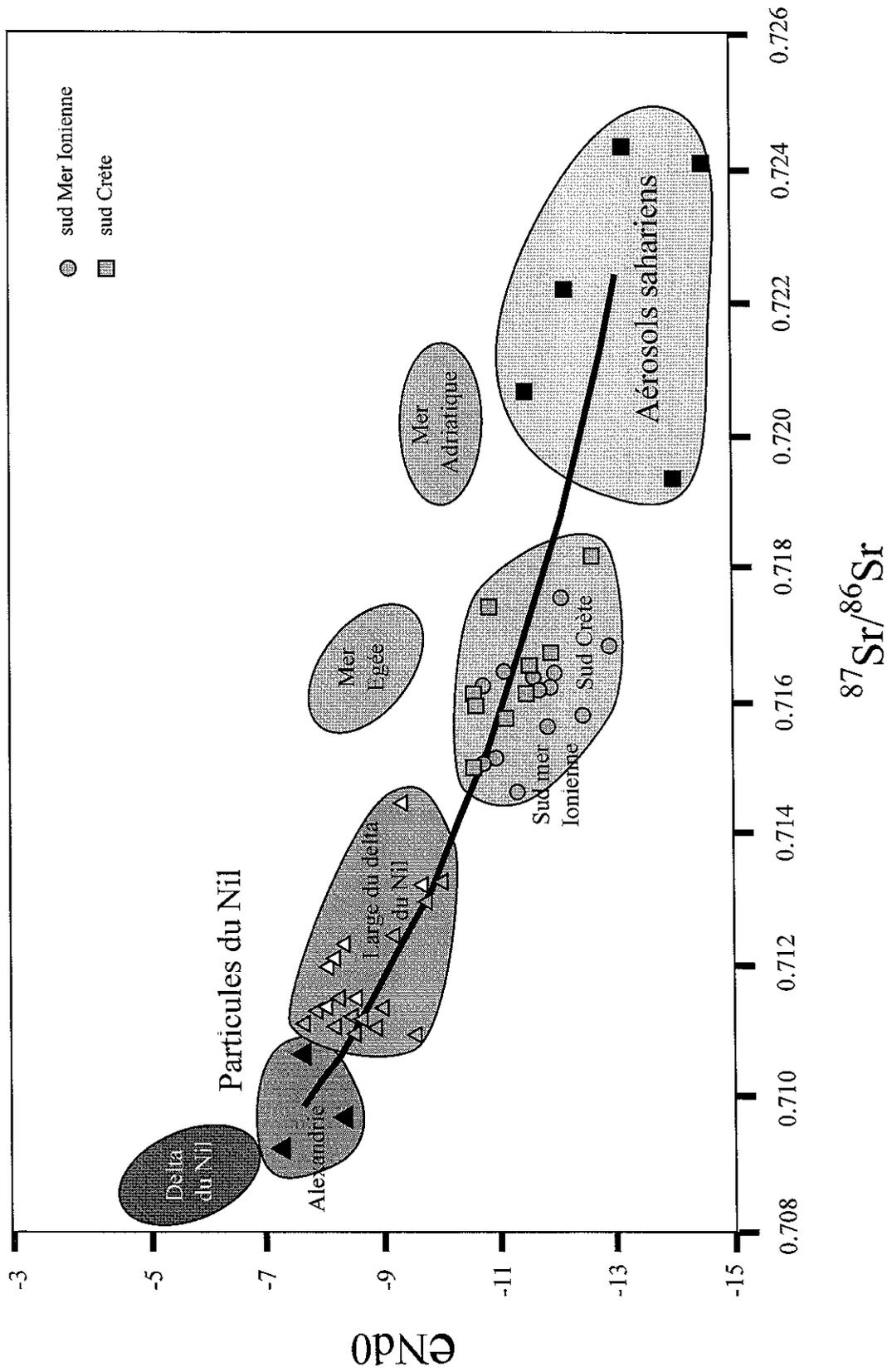
Les résultats géochimiques obtenus à Alexandrie à la fois sur le Néodyme et le Strontium, mettent en évidence la prédominance d'apports terrigènes nilotiques face aux apports purement sahariens (figure 85).

Afin de coupler et comparer ces deux traceurs, les signaux du εNd0 et du ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ont donc été mis en relation sur un même graphique (Freydier *et al*, 2001).

Les prélèvements d'Alexandrie sont logiquement plus proches du signal géochimique Nd/Sr du Nil que du pôle saharien. Les apports fluviaux prédominent donc au cours de ces époques à Alexandrie. Le panache de sédiments du Nil parvient jusqu'au site d'Alexandrie et ce malgré le puissant courant géostrophique ouest-est qui passe plus au large. Deux raisons peuvent expliquer la présence massive de ces éléments : d'une part les crues devaient être particulièrement importantes à ces époques en termes de flux solide et flux liquide, et d'autre part, la branche Canopique située à seulement 30 km à l'est d'Alexandrie, et aujourd'hui éteinte, devait jouer un rôle majeur dans ces apports argileux.

Figure 85 : Les sources sédimentaires par les données géochimiques (Néodyme et Strontium)

Origine des sédiments en Méditerranée Orientale



(Dessin : J.Ph. Goiran, d'après Freydier *et al.* 2001, modifié)

En conclusion, ce travail de reconnaissance des sources sédimentaires à partir du signal géochimique du sédiment doit se poursuivre. Il est nécessaire d'extraire de nouvelles mesures Nd/Sr sur une même carotte bien calée chronologiquement. La recherche d'une plus haute résolution dans le pas d'échantillonnage permettra de comprendre les fluctuations holocènes des crues du Nil et plus précisément l'influence et le fonctionnement de la branche Canopique, vecteur prédominant des apports nilotiques vers Alexandrie.

L'objectif est également de réaliser ces analyses géochimiques sur les carottes prélevées à Taposiris Magna dans le Lac Mariout en l'an 2001. L'intérêt sera d'établir une étude comparative à l'échelle de l'Holocène des enregistrements Nd/Sr dans deux types de milieu géographiquement proches et soumis aux influences du Nil : l'un lacustre, l'autre marin

Connaître les teneurs en plomb et l'identité géochimique du signal à Alexandrie répond à un triple intérêt. Il s'agit tout d'abord d'une très grande cité antique, véritable ville nouvelle. Il était donc intéressant de tester et de savoir si, antérieurement et postérieurement à sa fondation en 331 av. J.-C., existait un ou des signaux géochimiques d'une activité métallurgique sur le site.

Parallèlement à l'essor urbain, deux vastes complexes portuaires se mettent en place : l'un ouvert vers la mer et l'autre, lacustre, en connexion avec le delta du Nil et l'intérieur des terres égyptiennes. De nombreux flux commerciaux vont se polariser vers Alexandrie. Les teneurs en plomb peuvent révéler leur importance et, à terme, permettre de qualifier leur provenance par leur identité géochimique.

2 Le plomb : indicateur de l'anthropisation d'un milieu

L'utilisation du plomb comme indicateur géochimique de la présence des sociétés humaines antiques se justifie de quatre façons :

- Tout d'abord, le plomb a toujours été un métal très utilisé par les sociétés dès la révolution de l'âge des métaux et principalement lors de l'essor de la métallurgie durant l'Antiquité gréco-romaine.
- Le plomb est un métal peu enrichi dans la croûte terrestre (à l'inverse du cuivre par exemple), ce qui permet de comparer et de distinguer assez rapidement les contaminations. Ces dernières résultent généralement d'une activité métallurgique. Le plomb à l'état natif est rare, donc lorsqu'on le retrouve à l'état métallique sur un site archéologique, celui-ci provient certainement d'une fusion de minerai.
- Le plomb se conserve particulièrement bien au cours du temps et ce, quelle que soit son exposition : à l'air libre, dans l'eau ou dans le sédiment. A l'inverse du fer, sa préservation à l'échelle des temps antiques est excellente.
- Enfin, le Plomb est un élément chimique qui possède trois isotopes stables radiogéniques : le ^{206}Pb , le ^{207}Pb et le ^{208}Pb . Les proportions de ces trois isotopes diffèrent en fonction de la formation géologique et des minerais rencontrés. Il devient donc possible de rapprocher le signal de la source minière.

Les carottages étudiés représentent un contexte sédimentaire idéal pour ce genre d'étude, notamment la carotte C I positionnée dans un bassin portuaire antique. Ce milieu a le mérite de bien piéger les sédiments, comme les métaux lourds tel que le plomb. Par leur position, les bassins portuaires reçoivent les eaux usées urbaines. Le grand port oriental est caractérisé par la présence d'arsenaux où l'utilisation du plomb est aussi fréquente que nécessaire dans le calfatage des navires. Si la présence de plomb ne fait pas de doute dans un tel milieu, les multiples usages du plomb vont compliquer le déchiffrement des sources respectives des signaux.

Deux carottes ont été analysées au laboratoire du CEREGE en collaboration avec Alain Véron (CNRS) et Bernard Angelletti, une troisième est en cours de traitement (C V). Notre choix s'est tout d'abord porté sur la carotte C II dont les datations au radiocarbone permettaient une lecture des sédiments depuis 5400 BP (soit environ le début du IV^e millénaire avant le Christ) jusqu'à la fin de la période romaine. Seul un long intervalle de temps pouvait permettre de mesurer et séparer un signal de plomb naturel d'un signal anthropique.

La carotte C I, implantée au cœur d'un bassin portuaire romain allait apporter une haute résolution aux fluctuations en plomb de la période augustéenne à l'Antiquité romaine tardive. A quel moment allait-on enregistrer le pic de plomb le plus élevé ? Le site de

carottage était également positionné sur le pourtour de la rade orientale antique, à proximité même des activités marchandes, commerciales et métallurgiques de la ville.

Mais avant le traitement des données, une rapide mise au point de l'histoire métallurgique du plomb s'avère nécessaire tant sur le plan géographique qu'historique.

2.1 L'apparition du plomb en Méditerranée orientale antique

L'utilisation de ce métal est très ancienne. Des perles en plomb ont été découvertes dès le VII^e millénaire à Catal Höyük en Turquie (Mellaart, 1967 *in* Wertime, 1973). Des traces du travail de ce métal sont connues au VI^e millénaire en Iraq. La métallurgie du plomb a même pu débiter avant celle du cuivre en raison de la fonte facile de la galène, le principal minerai de plomb. Il est possible d'obtenir par fusion de la galène du plomb avec une température de 800°C, tandis que la fusion des minerais de cuivre (malachite, azurite, chalcoppyrite) nécessite des températures avoisinant 1100°C (Guilaine, 1994).

Le minerai de plomb présente l'avantage de contenir de l'argent métal. La maîtrise de la séparation de ces deux métaux par le procédé de coupellation fut vite répandue et c'est donc un double intérêt que pouvaient présenter les gîtes riches en plomb, puisque au delà de ce métal, ils permettaient d'obtenir aussi de l'argent. Cela explique la recherche, la prospection et l'exploitation des gisements de plomb de Grèce dans le courant du III^e millénaire (Laurion, Siphnos . . .) Ainsi, dès le Bronze ancien, le plomb a été utilisé en Egée à des fins utilitaires (Guilaine, 1994). Les hiéroglyphes de l'Egypte et les inscriptions cunéiformes de l'Assyrie font mention du plomb. Enfin, Il semble que les phéniciens aient également joué un grand rôle dans la diffusion de ce métal dans le bassin méditerranéen (Wertime, 1973).

2.2 Aperçu de la métallurgie en Egypte ancienne

L'apparition de la métallurgie en Egypte se fait lentement et de façon progressive dès le début du Ve millénaire. C'est sur le site de Badari, dans la moyenne vallée du Nil, que l'on trouve les premiers objets de cuivre connus (aiguilles, perles). Vers la fin du Ve millénaire, les minerais des gisements du désert oriental sont exploités pour en extraire le métal. Ainsi, l'or, l'argent et le plomb viennent s'ajouter au travail du cuivre. Pourtant, la production demeure modeste même si l'on voit arriver des lames de poignards près d'Abydos.

C'est vers la fin du Prédynastique, IV^e millénaire, que la métallurgie prend un réel essor. La date charnière de la métallurgie en Egypte se situe vers 3500 av. J-C. Cette évolution va de pair avec l'apparition de plus vastes localités et une meilleure mise en valeur de la vallée du Nil (Guilaine, 1994). La panoplie des objets fabriqués se diversifie brusquement : haches, ciseaux, poignards, rasoirs, pointes de flèche et de harpons. . . On importe alors le minerai du Sinaï ou plus rarement d'Asie du sud-ouest. Enfin, le travail du

métal n'est plus limité à quelques localités de la vallée : on le trouve aussi à Maadi, près du Caire (Guilaine, 1994).

Avec la période Thinite (vers 3150-2700 av. J.-C.), la métallurgie du cuivre se renforce encore (armes, vaisselle, bijoux...). Les tombes de l'Ancien Empire comportent de nombreux récipients en cuivre et il en est de même pour les tombes de Gizeh attribuables à la IV^e dynastie. L'Ancien Empire correspond en fait à l'âge du cuivre en Egypte (Guilaine, 1994).

Le bronze ne fera véritablement son apparition en Egypte qu'au début du II^e millénaire avec le Nouvel Empire (Rachet, 1994). D'importantes mines de galène situées dans le Gebel el-Zeit, près de la Mer Rouge, ont été exploitées du Moyen Empire jusqu'à la fin du règne de Ramsès II, où elles sont alors définitivement épuisées (Castel et Soukiassian, 1989). Leur exploitation, qui dure environ 6 siècles, semble connaître un développement plus important au cours de la Deuxième Période Intermédiaire (1800 et 1500 av. J.-C.). Les mines de galène du Gebel Rosas semblent, quant à elles, connaître une intense exploitation au cours de la période Saïte (Lucas et Harris, 1962).

Il est généralement admis que le plomb utilisé en Egypte jusqu'à la XVIII^e Dynastie (début du Moyen Empire) soit d'origine locale. En revanche, l'expansion égyptienne et la conquête de nouveaux territoires apportent de nouvelles sources minières en plomb de Syrie ou d'Asie (Lucas et Harris 1962).

Au début du premier millénaire, malgré la brève invasion par le delta des "Peuples de la Mer" qui maîtrisent les armes en fer, ce métal reste peu utilisé en Egypte (Manley, 1998). Cette tendance se poursuit jusqu'à l'époque grecque et il ne devient commun qu'avec l'occupation romaine (Rachet, 1994).

La carte de la figure 86 et 87 localise l'ensemble des mines connues et exploitées au cours de l'Antiquité sur la rive droite du Nil (Castel et Soukiassian, 1989). Elle met en valeur la prédominance des gisements d'or par rapport à ceux de plomb localisés sur la côte est du pays.

Figure 86 : Carte des gisements métallifères antiques de la rive droite du Nil (source : Castel et Soukiassian, 1989)

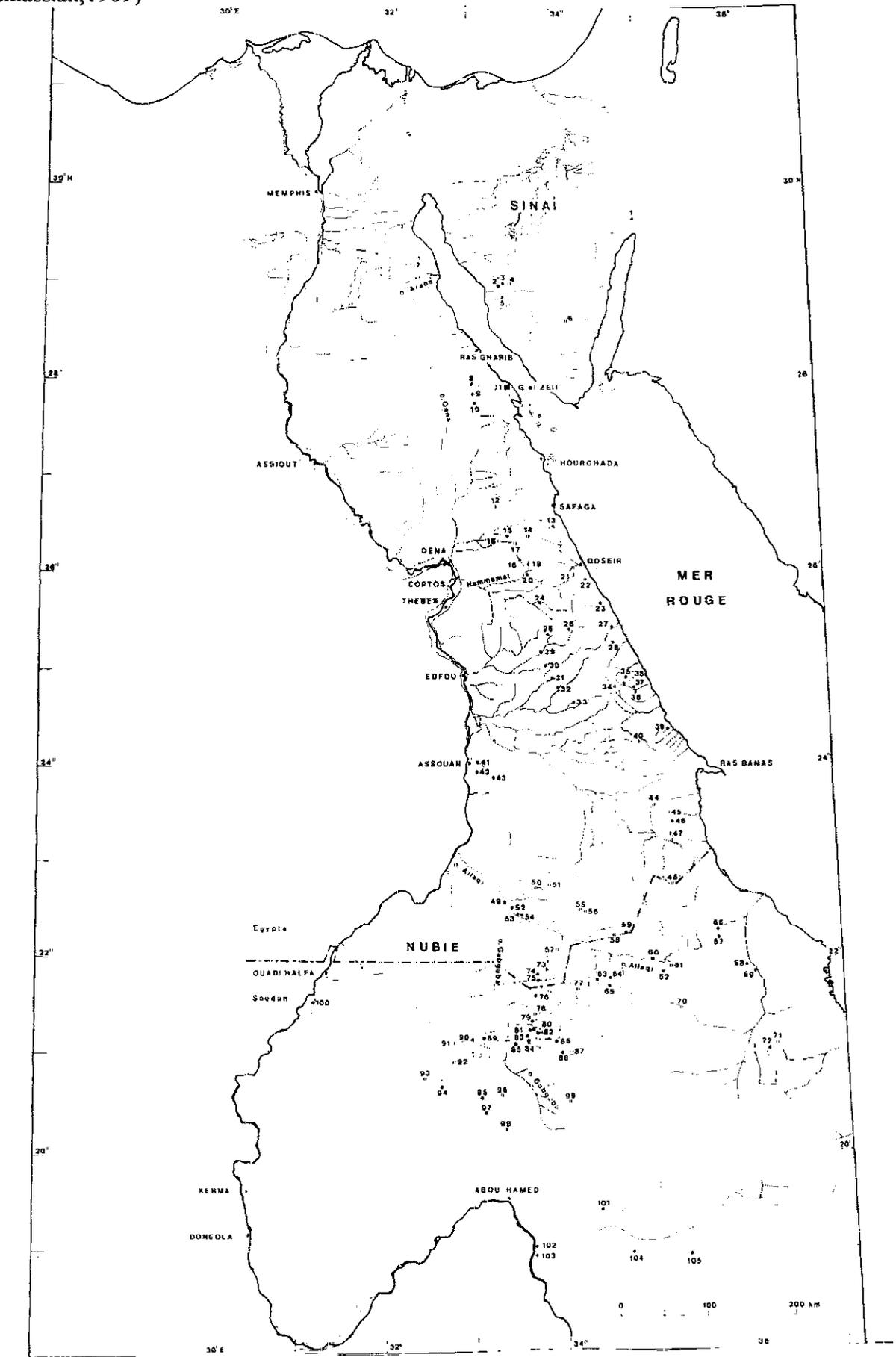


Figure 87 : Noms des mines, métal extrait et date d'exploitation (source: Castel et Soukiassian, 1989)

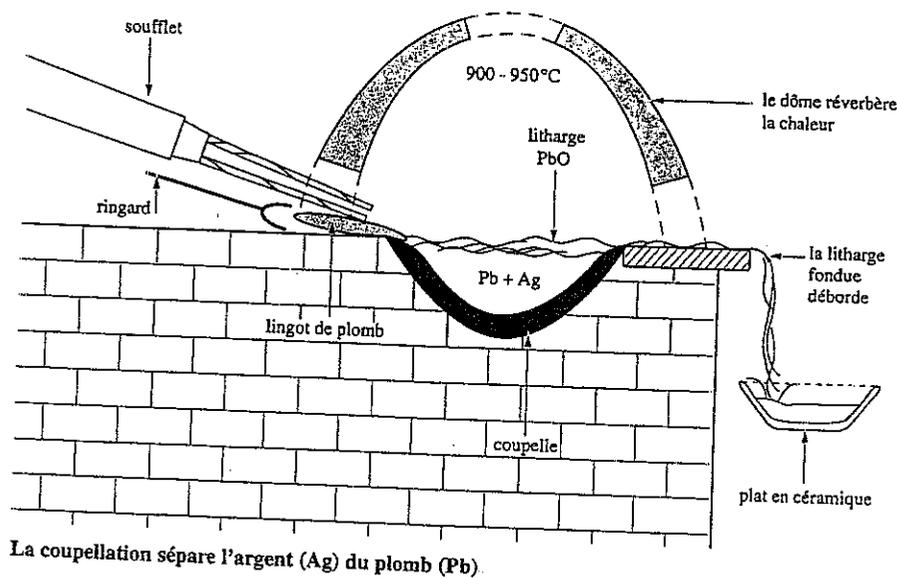
1	Timna	cuivre	Nouvel Empire	49	Haimur	or	Ancien
2	Ouadi Ba'ba, Ouadi Kharig	cuivre	Ancien Empire, Moyen Empire	50	Abu Seyal	cuivre	Ancien
3	Bir Nasib	cuivre	Moyen Empire, Nouvel Empire	51	Neqib	or	Ancien
				52	Umm Garaiart	or	Ancien
				53	Marahib	or	Ancien
4	Serabît el-Khadim	turquoise ¹⁰	Moyen Empire, Nouvel Empire	54	Atshani	or	Ancien
				55	Seiga	or	Ancien
5	Ouadi Maghara	turquoise	Ancien Empire, Moyen Empire, Nouvel Empire	56	Umm Shashoba	or	Ancien
6	Regeita	cuivre	Ancien	57	Abu Fass	or	Ancien
				58	Betam	or	Ancien
7	Bir Bikheit	chrysocolle	Nouvel Empire	59	Umm Tuiur	or	Ancien
8	Ouadi Dara	chrysocolle	Epoque romaine?	60	Umm Egat/Alfawi	or	Ancien
9	Ouadi Ballit	or	Ancien				
10	Ouadi Dib	chrysocolle	époque romaine?	61	Chawanib	or	Médiéval
11	Gebel el-Zeit 1	galène	Moyen Empire-Nouvel Empire	62	Darahib	or	Pharaonique (? et médiéval
	Gebel el-Zeit 2	galène	Empire				
12	Fatiri	or	Ancien	63	Ufain	or	Ancien
13	Gebel Abu Kherfan/ Umm Huetat	galène	26ème dyn.				
14	Semna	or	Ancien	64	Abu Dalala	or	Ancien
15	Gidami	or	Ancien	65	Butana	or	Ancien
16	Hamama-Abu Gerida	or	Ancien	66	Romit	or	Ancien
17	Eredia	or	Ancien				
18	Atolla	or	Ancien	67	Mashushenai	or	Ancien
19	Umm 'Esh	or	Nouvel Empire				
20	Fowakhir	or	Nouvel Empire, Epoque ptolémaïque et romaine	68	Shashitaib	or	Ancien
				69	Oyo	or	Ancien
21	Kareim	or	Ancien	70	Onib/Alar	or	Ancien
22	Zog el-Bohar	galène	Ancien	71	Haff/Garabein	or	Ancien
				72	Gebeit	or	Ancien
23	Umm Gheig	galène	Ancien	73	Bir Tawil	or	Ancien
				74	Esmat Omar	or	Ancien
24	Zeidun	or	Ancien	75	Ouadi Howe	or	Ancien
25	Dagbag	or	Ancien Empire-Epoque romaine	76	Abu Tundul	or	Ancien
				77	Shashu-at-eb	or	Ancien
26	Sigdit	or	Ancien	78	Lesewit	or	Ancien
27	Umm Rus	or	Ancien	79	Tibat Abda	or	Ancien
28	Abu Debab	or	Ancien	80	Ouadi Dom	or	Ancien
29	Bokari	or	Ancien	81	Ouadi Romeit	or	Ancien
30	Baramia	or	Ancien	82	Nali	or	Ancien
31	Dungash	or	Ancien	83	Tana Shaib	or	Ancien
32	Samut	or	Ancien	84	Nabi Tana	or	Ancien
33	Hamish	or	Ancien	85	Idarib	or	Ancien
34	Hangalia	or	Ancien	86	Khabeseit	or	Ancien
35	Sukari	or	Ancien	87	Tergowi	or	Ancien
36	Kurdeman	or	Ancien	88	Dabhlakaa	or	Ancien
37	Sabahia	or	Ancien	89	Mosei	or	Ancien
38	Allawi	or	Ancien	90	Dayob	or	Ancien
39	Bir Ranga	galène	Ancien	91	Umm Nabardi	or	Ancien
				92	Mundera	or	Ancien
40	Umm Semiuki	cuivre	Nouvel Empire	93	Fit Fit	or	Ancien
				94	Rod el-Ushal	or	Ancien
				95	Abu Siha	or	Ancien
41	Ouadi Aggag	fer	Epoque perse et ptolémaïque	96	Nasb el-Hosan	or	Ancien
				97	Darawib	or	Ancien
42	Kurtunos	or	Ancien	98	Omar Khabash	or	Ancien
43	Ouadi el-Hudi	or, améthyste	Moyen Empire	99	Hadal Moiet	or	Ancien
				100	Khor Ahmed Sherif	or	12ème dyn.
44	Umm Eleiga	or	Epoques romaine et médiévale	101	Nigeim	or	Ancien
	Betan	or	Ancien	102	Marru	or	Ancien
45	Urga Ryan	or	Ancien	103	Abu Hashim	or	Ancien
46	Hutit	or	Ancien	104	Gebel Gheioḅ	or	Ancien
				105	Gebel Gharad	or	Ancien
47	Umm Kalib	or	Ancien				
48	Korbial	or	Ancien				

2.3 Technique de traitement du plomb durant l'Antiquité : la coupellation,

La coupellation est un procédé né au cours du III^e millénaire avant le Christ qui permettait de séparer les métaux. Le minerai associait généralement de l'argent et du plomb sous forme de carbonate de plomb ou cérusite ($PbCO_3$). Dans un premier temps, le minerai était chauffé au charbon de bois dans des fours jusqu'à une température pouvant atteindre $1000^\circ C$. Le gaz carbonique s'échappait et l'on recueillait alors un alliage plomb-argent. De ces lingots de plomb argentifère, on tirait l'argent d'un côté et le plomb de l'autre par coupellation dans un four à réverbère (figure 88).

Le principe de la coupellation est le suivant : le plomb fond à $327^\circ C$ et s'oxyde facilement, tandis que l'argent ne fond qu'à $960^\circ C$ et s'oxyde difficilement (Routhier, 1999). Lorsque le lingot de plomb argentifère est porté à environ $900^\circ C$, le plomb liquide surnage et s'oxyde en litharge (PbO) (Fouassier, 1989). Le même procédé permettait de libérer le plomb de ses autres formes d'impuretés lorsqu'il était, par exemple, trouvé sous forme de galène (sulfure de plomb, PbS). Il suffisait alors de pousser la température jusqu'à environ $800^\circ C$.

Figure 88 : Le principe de coupellation dans un four à réverbère (source : Routhier, 1999)



2.4 Usages de ce métal (figure 89)

A partir de la période gréco-romaine, le plomb était devenu un métal commun (Besnier, 1963). Contrairement à une idée reçue, le plomb n'a guère servi à la fabrication des monnaies antiques. Le plomb est surtout connu en numismatique par l'usage qu'on en faisait pour fausser les monnaies. A l'époque romaine, la frappe des monnaies de plomb était d'ailleurs interdite par la loi. Mais le métal entrait dans la composition des alliages monétaires. En revanche, les tessères en plomb étaient très répandues dans l'Antiquité. Ce sont de petits disques ou rectangles ornés de sujets ou d'inscriptions. Elles servaient de bons de distributions, de billets d'entrée aux jeux, de jetons de présence.

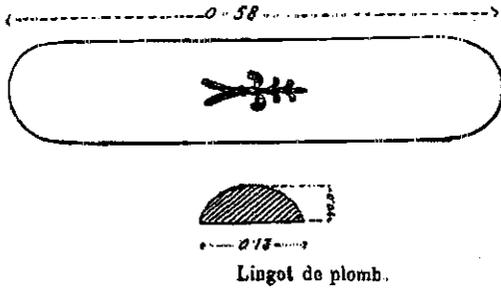
Les emplois techniques et industriels du plomb étaient nombreux et importants. La plupart des objets antiques en bronze contenaient, à titre d'alliage, de fortes teneurs en plomb. Les blocs de construction des édifices grecs étaient tenus entre eux par des crampons de fer scellés au plomb (tambour des colonnes, dalles des voiries...). De nombreux blocs cyclopéens immergés à proximité de Qait Bey à Alexandrie, portent encore la trace de ces tenons. Sous le Bas Empire et à l'époque Byzantine, les monuments étaient même couverts de toits en plomb.

Enfin, un nombre très important d'objets usuels étaient faits en plomb : les poids, les cachets, les tablettes pour écrire, les crayons, les lampes, les hameçons, les boîtes (parfums, remèdes), les urnes cinéraires, certains cercueils ou sarcophages.

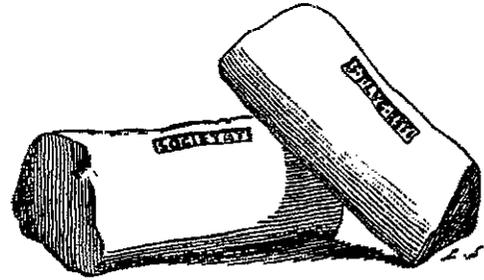
Dans les villes romaines, des conduites en plomb acheminaient et distribuaient l'eau dans les quartiers. Le poids des canalisations en plomb de la Rome d'Auguste est évalué à plus de 8000 tonnes (Simonetti, 1981). Vitruve indique que *"la conduite des eaux se fait de trois manières, par des canalisations en maçonnerie, ou par des tubes de plomb, ou par des tuyaux de poteries"*. Les tuyaux en plomb (figure 89) ont cependant toujours largement dominé malgré la prise de conscience, dès l'époque antique, qu'ils étaient néfastes à la santé. Vitruve précise à ce sujet que *"L'eau est beaucoup plus saine venant de tubuli que transmise par des fistulae ; la raison en est que le plomb la vicie pour ce motif, semble-t-il, qu'il donne naissance à de la céruse"*. Le calibrage des tuyaux dépendait de la quantité d'eau qu'ils devaient fournir (Michon, 1963).

Les usages médicaux du plomb étaient nombreux. Il était employé en guise d'astringent, il entrait dans la fabrication du blanc de céruse (utilisé comme colorant et comme remède).

Figure 89: Usages et productions en plomb au cours de l'Antiquité (source : Besnier, 1963 ; Michon, 1963)



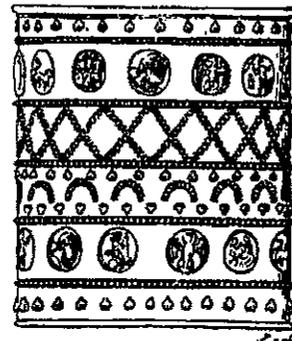
Lingot de plomb.



Saumon de plomb trouvé près de Béaie.



Vase en plomb.



Vase en plomb.



Urne cinéraire en plomb.



Couper de tuyaux.



Marque de fabrique sur un tuyau.

Une des conséquences dramatiques d'un usage massif de plomb a été celle des intoxications affectant la santé des gens (saturnisme) Si les romains avaient conscience du danger que pouvait représenter des excès en plomb pour la santé, la prise de conscience chez les grecs de la période classique n'est pas claire. Le plomb étant représenté par Saturne chez les alchimistes, la pathologie la plus fréquente fut dénommée le saturnisme

Par exemple, on estime que pour la production totale de 1 400 000 tonnes de plomb, issue du Laurion, un sixième, soit environ 240 000 tonnes, avaient été rejetées et dispersées dans les fumées. Une intoxication par le plomb devait donc affecter les populations (Routhier, 1999).

2.5 Propriétés et caractéristiques géochimiques du plomb

Le plomb a pour symbole atomique Pb, et pour masse atomique 207,2. Sa densité à 20°C est élevée : 11,3 mais sa dureté est faible, proche de 3. Le plomb possède quatre isotopes naturels stables (non radioactifs) : ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb .

Les trois isotopes ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb sont radiogéniques, c'est à dire qu'ils proviennent respectivement des chaînes de désintégration radioactives de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th (Dickin, 1997). Un élément radioactif (=radiogène) est instable et se désintègre au cours du temps en donnant un élément fils stable (=élément radiogénique) avec émission de particules α (noyau d'Hélium) (Caron *et al.*, 1995).



La composition isotopique dépend des apports de plomb radiogénique provenant de la désintégration de l'uranium et du thorium. Lors de la formation géologique du gisement, le plomb se sépare de l'uranium et du thorium : le plomb est isolé de ses isotopes pères (Faure, 2001) La composition isotopique du minerai ne varie alors plus et s'en trouve "fossilisée", tandis que la composition isotopique crustale continue d'évoluer. Si l'on prend l'exemple des dorsales océaniques atlantiques, le rapport $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ dans les sédiments holocènes de ces zones sera constant et supérieur à 1,20 (Sun, 1980). En revanche, le plomb exploité et modifié par l'Homme aura généralement un rapport moins radiogénique (inférieur à 1,20). Mais ce rapport varie en fonction des caractéristiques géologiques, c'est à dire de l'âge et de la composition initiale du minerai. Chaque gisement présente ainsi une composition caractéristique, reflétant les conditions de sa formation.

2.6 Méthodologie

2.6.1 Protocole et traitement des échantillons

Dans une salle blanche, quelques dizaines de mg de sédiment sont attaqués à chaud (120°C) par un mélange HNO₃ (15N), HCl (12N) et HF. Après évaporation à sec, l'échantillon est repris par du HBr (0,5N) avant passage sur une colonne remplie de résine Ag1-X8 (100µL) afin d'extraire le plomb. Cette purification est réalisée deux fois (Hamelin, 1989).

Les rapports isotopiques en plomb sont obtenus avec un spectromètre de masse (de type Finnigan MAT 262 à thermoionisation à source solide). Le principe est le suivant : des particules chargées, déviées dans un champ magnétique perpendiculaire à leur direction de déplacement, décrivent des courbes dont le rayon est fonction de l'intensité du champ magnétique appliqué, de la vitesse de déplacement et de la masse des particules. Les isotopes d'un même élément décrivent donc des courbes de rayons différents et sont ainsi séparés à la sortie du champ magnétique. L'élément est ensuite ionisé par chauffage sous haute tension. Les ions sont accélérés par différence de potentiel, traversent le champ magnétique et sont déviés selon leur masse. Les faisceaux sont recueillis au niveau d'un collecteur. Les ions qui arrivent engendrent alors une différence de potentiel proportionnelle à leur concentration. Il est ainsi possible de connaître la concentration d'un isotope en comparant le signal obtenu à celui d'une quantité connue d'un même isotope. Le plus souvent, on calcule des rapports de concentration de deux isotopes en comparant leurs signaux respectifs, ce qui permet d'obtenir des précisions de l'ordre de 10⁻⁴ (Caron *et al*, 1995).

L'échantillon est préalablement déposé sur un filament en rhénium. Les rapports obtenus sont corrigés du fractionnement de masse en normalisant par rapport aux valeurs du standard NBS SRM 981. La reproductibilité de ces mesures a été abordée en contrôlant la concentration d'un standard et en effectuant deux mesures sur chaque échantillon.

Les concentrations en plomb sont mesurées par dilution isotopique, c'est à dire en ajoutant une solution (le spike) dont la concentration en ²⁰⁸Pb est connue. La mesure du rapport ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb permet de remonter à la concentration initiale.

2.6.2 Objectif : différencier le signal anthropique du naturel

La différenciation peut s'effectuer à deux échelles : l'une quantitative, l'autre qualitative.

2.6.2.1 Aspect quantitatif : les concentrations en plomb

Dans les sédiments, une hausse relative des concentrations indique des apports plus importants pouvant être rattachés à une utilisation de métaux liée à l'anthropisation et/ou un changement de minéralogie des sédiments déposés. Pour cela, il est préférable et nécessaire d'étudier les concentrations sur une longue période de temps. Elle seule, permettra de mettre en évidence une hausse des concentrations. La pente de cette hausse, progressive ou brutale, peut également donner une idée de la nature même de ce changement.

2.6.2.2 Aspect "qualitatif" du signal : plomb labile et plomb crustal

La valeur du rapport géochimique $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ nous permet de savoir si l'échantillon se rapproche plus d'un signal naturel ou d'un signal anthropique. La précision sur la mesure de ce rapport est de l'ordre de 0.05%. On interprète généralement des variations à partir de différences de 0.1%. Si le rapport est proche de 1.20 ou supérieur à cette valeur, il peut alors être qualifié de signal naturel dans le cas des sédiments méditerranéens (Ferrand *et al.*, 1999). En revanche, si le rapport tend vers 1,19 ou vers des valeurs inférieures alors l'échantillon se rapproche plus d'un signal d'origine anthropique. Ce rapport isotopique prend en compte à la fois le plomb crustal et le plomb labile. Le plomb crustal est le plomb le plus cohésif et homogène du sédiment à l'inverse du plomb qualifié de labile, plus mobile et qui comprend le plomb anthropique en excès.

Si le plomb a un faible signal anthropique, le plomb labile est alors le plus apte à mettre en évidence ce signal. Cependant le plomb crustal risque de masquer le signal. Il devient donc nécessaire de séparer le plomb labile du plomb purement crustal.

Le leaching est une extraction chimique permettant de séparer le plomb labile et crustal. Une légère attaque à l'acide permet d'extraire ce plomb labile. Toutefois, une fraction de plomb crustal provenant de phases argileuses fragiles peut aussi être lessivée. Le leaching apporte donc une précision supplémentaire dans la caractérisation d'un signal anthropique ou naturel.

2.7 Résultats

Deux séries d'échantillons ont été préparées et analysées. La première série correspond à la carotte C I et la seconde à la carotte C II.

2.7.1 Résultats de la carotte C I

Une série de six échantillons a été traitée en salle blanche puis analysée :

- Les échantillons I-13, I-22, I-27 et I-31 proviennent de l'unité de vases portuaires homogènes d'époque romaine. Les trois dates radiocarbone réalisées sur cette unité sédimentaire permettent d'estimer l'âge de chacun des échantillons. Le plus ancien I-31 est daté entre le début du Ier siècle et le début du IIIe siècle ap. J.-C. L'échantillon I-27 est compris entre le début du IIIe siècle et le début du Ve siècle ap. J.-C. L'échantillon I-22 entre la fin du IIIe et le milieu du VIe siècle ap. J.-C. et l'échantillon I-13 du VIe siècle ap. J.-C.
- L'échantillon I-8 correspond à la plage de galets mal datée des VIe - VIIe siècle ap. J.-C.
- Enfin, l'échantillon I-4 appartient à l'unité sommitale de la carotte composée de sables infralittoraux postérieurs au VIIe siècle ap. J.-C.

Les résultats obtenus sur la carotte C I sont inscrits dans le tableau suivant :

Tableau 5 : Tableau des données isotopiques du plomb de la carotte C I

échantillons	Pb 208/206	SD	Pb 206/207	SD	[Pb] ppm
I - 4	2.0882	0.0002	1.1811	0.0001	64.4
I - 8	2.0905	0.0001	1.1807	0.0001	91.7
I - 13	2.0792	0.0002	1.1889	0.0001	229
I - 22	2.0881	0.0001	1.1810	0.0000	695
I - 27	2.0802	0.0001	1.1912	0.0000	448
I - 31	2.0779	0.0001	1.1959	0.0001	544

(SD : déviation standard)

Il apparaît clairement que les teneurs les plus élevées (entre 229 et 695 ppm) sont observées au sein de la séquence de vases portuaires. Le taux de sédimentation élevé, de l'ordre de 1 cm/an, renforce encore l'importance des pollutions en plomb entre le Ier et le VIe s. ap. J.-C.

2.7.2 Résultats de la carotte C II

L'analyse de la carotte II a porté sur 10 échantillons datés de 5360 BP jusqu'à 1720 BP. Autrement dit, en années calendaires, la chronologie s'étend du début du IVe millénaire avant le Christ jusqu'au VIIe siècle après le Christ. Ces échantillons peuvent se grouper en quatre grandes phases culturelles de l'histoire égyptienne. Les échantillons 24, 23, 21 appartiennent au Prédynastique, les 19,18 à la période Thinite, les 17 et 16 à la Basse Epoque et les 15, 12, 10 à la Période Romaine

Tableau 6 : Tableau des données isotopiques du plomb dans la carotte C II

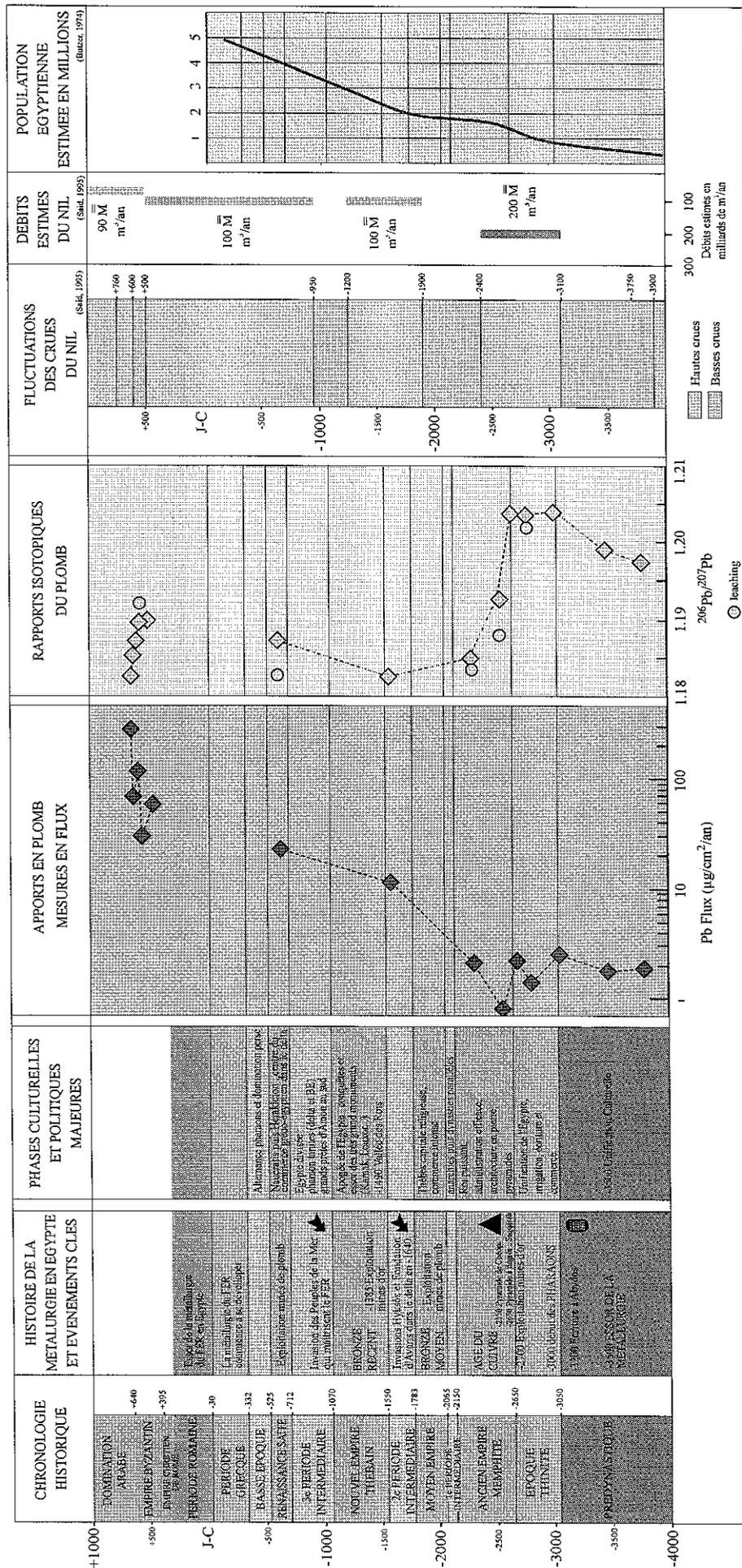
échantillons	Pb 208/206	SD	Pb 206/207	SD	[Pb] ppm
II - 10	2 0863	0.0001	1.1826	0.0001	186
II - 12	2 0836	0.0003	1.1853	0.0001	45
II - 15	2.0805	0.0002	1.1897	0.0001	37.8
II - 16	2.0828	0.0001	1.1874	0.0001	247
II - 17	2.0867	0.0001	1.1826	0.0001	122
II - 18	2.0858	0.0006	1.1850	0.0004	9.7
II - 19	2.0755	0.0005	1.1927	0.0003	3.74
II - 21	2.0672	0.0002	1.2035	0.0001	4.35
II - 23	2.0680	0.0003	1.2040	0.0001	6.22
II - 24	2.0725	0.0006	1.1990	0.0005	4.6

Si les rapports des différents isotopes du plomb apportent des informations capitales en terme de sources sédimentaires et d'anthropisation, il n'en n'est pas de même pour les concentrations. En effet, face à la segmentation de la carotte qui offre une succession rapide de milieux sédimentaires contrastés, les variations de texture et les changements des taux de sédimentation doivent être pris en compte afin d'exploiter correctement les données.

La figure 90 prend en compte ces paramètres (taux de sédimentation, densité, surface) en partant du principe que le taux de sédimentation reste constant au sein de chaque faciès homogène. Il est alors possible d'établir non plus une simple courbe des concentrations mais d'estimer les flux en plomb. Ce flux en plomb est obtenu en multipliant le poids par la surface et par le temps : $[C] \times [\text{Taux sédim}] \times [\text{densité}]$.

Ainsi la figure 90 juxtapose deux graphes : celui des flux en plomb (à gauche) et celui du signal géochimique $^{206}\text{Pb} / ^{207}\text{Pb}$ (à droite). L'axe des ordonnées permet de repérer la chronologie des événements en années calendaires de 3800 av. J.-C. à 700 ap. J.-C. L'axe des abscisses correspond pour l'axe de gauche, au flux en plomb exprimé en $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$ sur une échelle logarithmique. Tandis que l'axe des abscisses du graphe de droite correspond à la valeur isotopique du rapport $^{206}\text{Pb} / ^{207}\text{Pb}$.

Figure 90 : Comparaison synthétique des signaux en plomb à Alexandrie avec les phases culturelles égyptiennes et les fluctuations des crues du Nil



(Dessin : Coiran)

2.8 Discussions sur la chronologie des flux en plomb

Le double graphique de la figure 90 comprend deux parties correspondant à des phases temporelles de comportement des signaux isotopiques très distincts. La date charnière est 2600 ans av. J.-C., date à laquelle on commence à percevoir un signal d'origine anthropique, alors que les textes anciens précisent que la ville est fondée au IV^e s. av. J.-C. Il est cependant regrettable que la carotte ne livre pas le signal grec en raison d'un hiatus sédimentaire au cours de cette période.

Deux phases sont distinguées : la phase antérieure comprise entre 3800 à 2600 av. J.-C. et la phase comprise entre -2600 et +600.

2.8.1 La phase ancienne de -3800 à -2600

Cette première phase fait apparaître des apports en plomb très faibles avec un flux variant faiblement entre 1 et 3 $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$. Le rapport isotopique est proche de 1.20 et 1.21. Ces deux tendances illustrent, à la fois sur le plan quantitatif et qualitatif, des signaux faibles et d'origine naturelle. Le leaching réalisé sur les échantillons montre un signal du plomb labile (représenté par un rond jaune sur le graphe) très proche du signal en plomb total (représenté par un losange jaune).

Le démarrage du signal anthropique intervient durant l'Ancien Empire Memphite. Le basculement isotopique se produit au début de l'Ancien Empire Memphite vers 2600 av. J.-C., mais la réponse en terme de flux n'est pas concomitante. Autrement dit, les apports restent faibles mais le signal est dorénavant artificiel. Cette phase est caractérisée par une période de hautes crues qui a débuté vers -3100 et qui s'achève vers -2400 av. J.-C. (Said, 1993). Cette période de crue a pu "diluer" un signal qui était vraisemblablement élevé à l'origine. En effet, le début de l'Ancien Empire s'illustre par les constructions des grandes pyramides : celle à degrés à Saqqarah, puis celle de Kheops. Le Pharaon est puissant et l'administration efficace. Au cours de l'Ancien Empire, l'Age du cuivre est à son apogée (Guilaine, 1994). Le site d'Alexandrie a donc pu enregistrer une légère pollution en plomb correspondant à cet âge d'or.

2.8.2 La seconde phase de -2600 à +600

La seconde phase englobant une évolution sur deux millénaires peut se subdiviser en 2 périodes.

2.8.2.1 la période pharaonique de -2600 à -600

L'intérêt du début de cette première période est de montrer que tandis que les apports en plomb restent constants et faibles, le rapport géochimique $^{206}\text{Pb} / ^{207}\text{Pb}$ a brusquement changé en passant de 1.203 à 1.193 et se rapproche dorénavant plus d'un signal anthropique que naturel. La valeur du leaching est d'ailleurs décalée par rapport à la valeur totale et tend vers 1,18.

1) Confirmation du signal en -2300

En -2300, le rapport isotopique confirme cette tendance vers le "pôle" anthropique et pour la première fois les apports en plomb augmentent. Cela intervient au cœur du Moyen-Empire Memphite dans un contexte politique stable, et au cours de l'âge du Bronze. Les crues du Nil sont à cette époque relativement basses.

2) Vers -1600, forte présence humaine dans le delta

La tendance se confirme encore vers -1600 où les apports en plomb ont été multipliés d'un facteur 10 tandis que le rapport isotopique est indexé entre 1,18 et 1,19. Cette tendance se poursuit jusque vers le VIIe s. av. J.-C. Les valeurs des leachings traduisent un signal anthropique.

Par rapport aux données naturelles, le flux a augmenté d'un facteur 10 sur un millénaire environ. La tendance géochimique traduit toujours un impact anthropique. Cette date se place à la Deuxième Période Intermédiaire, au moment de l'invasion des Hyksôs dans le delta et de la fondation de leur capitale Avaris au centre du delta. Au cours de cette époque les crues sont hautes. L'intérêt majeur en terme de source géochimique est le rapprochement spatial du signal par rapport à Alexandrie. On passerait d'un signal allochtone lointain de la vallée du Nil à un signal allochtone plus proche d'Alexandrie.

3) Vers -600 : Naucratis et Herakleion

Les apports en plomb continuent à augmenter tandis que le rapport isotopique, stable, indique toujours la trace anthropique. Durant la Renaissance Saïte, la paix, la stabilité et l'essor commercial sont attestés. C'est une période de hautes crues qui vient de commencer depuis 900 av. J.-C. Deux principales fondations urbaines traduisent l'élan économique du moment. Il s'agit de Naucratis, fondé vers -650 par des marchands grecs. Naucratis correspond au centre du commerce gréco-égyptien dans l'ouest du Delta. La ville se situe à 60

km de la future Alexandrie. La seconde fondation est placée à l'embouchure de la branche Canopique : c'est la cité portuaire d'Herakleion. Il est donc tentant de rapprocher l'augmentation des apports en plomb d'un rapprochement des zones émettrices vers Alexandrie.

L'absence apparente de dépôt sédimentaire entre le VI^e s. av. J.-C. et le IV^e s. ap. J.-C. empêche la lecture du comportement géochimique du signal au cours des dynasties lagides et du début de l'empire romain.

2.8.2.2 la période romaine tardive du IV^e au début du VII^e siècle ap. J.-C

Les flux en plomb varient entre 20 et 120 $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$ tandis que les valeurs du signal géochimique sont comprises entre 1,18 et 1,19 $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$. La fin de l'époque romaine à Alexandrie se caractérise par les plus forts apports en plomb et par un signal très anthropique. Il est important de noter que les cinq échantillons sont répartis sur un court intervalle de temps d'environ deux siècles et demi. A cette échelle de temps, la tendance isotopique générale observée est globalement homogène.

Au cours de cette période romaine tardive, le signal oscille mais la tendance générale se confirme. Les flux restent, en moyenne, augmentés d'un facteur 100 par rapport aux teneurs naturelles initialement observées et antérieures au milieu du deuxième millénaire avant le Christ. Un échantillon atteint la valeur de 120 $\mu\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$ en flux, soit la plus haute jamais obtenue dans cette carotte. Les fortes fluctuations enregistrées dans cette série sont à mettre en relation avec un pas d'échantillonnage plus serré. Ces données semblent traduire que les activités commerciales-portuaires ne périssent pas au cours de l'Antiquité romaine tardive.

2.9 Discussion sur l'origine du signal

Afin d'expliquer la précocité du signal en plomb sur ce site, au milieu du III^e millénaire av. J.-C., deux hypothèses principales seront successivement envisagées. La première privilégiera un signal en plomb d'origine locale. La seconde, un signal allochtone, d'origine plus lointaine.

2.9.1 Apports locaux en plomb

Il faut tout d'abord écarter l'hypothèse de la diffusion du plomb au sein même de la carotte. Si la mobilité des littoraux alexandrins est attestée, le plomb contenu dans telle unité sédimentaire ne peut pas venir polluer une autre unité sus ou sous-jacente. En effet, le plomb est un élément réactif en milieu marin. Il est rapidement ingéré par les organismes marins et/ou fixé aux particules. De plus, le faciès est idéal pour ce type de recherches. Il s'agit de vases plastiques tellement leur homogénéité est importante. Les risques éventuels de pollution par mobilité des éléments dans un tel faciès est donc à exclure. De plus, le plomb étant relativement "immobile", sa concentration dans les sédiments est considérée comme représentative de celle du moment de dépôt (Gobeil, 1989).

Le signal géochimique peut indiquer la maîtrise de la métallurgie par les sociétés locales dès 2600 av. J.-C. Il est donc possible d'envisager l'implantation d'une petite bourgade littorale. Les archéologues n'ont cependant pas découverts de tels vestiges antérieurs à la colonisation grecque, même si certains textes (Strabon) parlent d'une bourgade du nom de Rhacotis. D'après les auteurs antiques, Rhacotis s'apparente plus à un village de pêcheurs situé sur le Lac Mariout.

D'autre part, la carte 86 montre clairement qu'il n'y a pas de mines dans la basse vallée susceptibles d'expliquer les rejets. Par comparaison avec le delta du Rhône, la rencontre des eaux fluviales et marines permet à plus de 95% du plomb de se déposer car dans ces zones d'embouchure, le plomb devient très réactif (Ferrand *et al.*, 1999). Actuellement, Les flux moyens annuels de cette marge anthropisée sont de 1 à 10 $\mu\text{g cm}^{-2}$. Ces valeurs ont le même ordre de grandeur que celles obtenues à Alexandrie. Ce constat milite en faveur d'une origine locale en plomb pour Alexandrie.

2.9.2 Apports lointains

Dans l'hypothèse d'une source allochtone, le signal plombifère anthropique, doit être mis en relation avec les phases d'évolution de la civilisation égyptienne de la vallée et du delta du Nil. Ce signal, pour parvenir jusqu'au futur site d'Alexandrie, a besoin d'un vecteur : le Nil

Les apports en plomb allochtones peuvent varier à diverses échelles de temps en fonction de l'amplitude des crues du Nil. A l'échelle annuelle, en postulant que les rejets en plomb sont constants, les hautes crues estivales vont enregistrer un signal relativement plus faible que les basses eaux d'étiage hivernales. A l'échelle séculaire, les périodes de hautes crues risquent d'enregistrer des teneurs relativement plus faibles que les périodes de basses crues. De plus, il est nécessaire de prendre en compte la variabilité des rejets en plomb inhérente aux différentes phases culturelles qui se succèdent.

La figure 90 montre à la fois des périodes de basses voir très basses crues corrélées à des périodes de troubles, qualifiées de Période Intermédiaires. A l'inverse, des périodes fastes sur le plan intérieur et commercial sont aptes à fournir des rejets importants en plomb. Mais ces dernières sont souvent associées à des phases de hautes crues qui "diluent" l'information.

Face à ces remarques, il est donc nécessaire de prendre en compte tous ces paramètres pour une meilleure lecture du diagramme des flux de plomb. En revanche, le second graphe de la figure 98, montre que le signal isotopique reste constant. Il s'agit là, d'un marqueur qualitatif qui n'est pas sous l'influence des aléas hydrologiques.

2.9.3 Comparaison avec les données estimées de la démographie antique

Les courbes de l'estimation de la population égyptienne et des surfaces cultivées au cours des temps antiques qui sont utilisées dans ce travail, proviennent d'une étude de synthèse réalisée par Butzer (1976). Les recherches de Butzer s'inscrivent dans une démarche transdisciplinaire qui a été effectuée autant à petite échelle (Egypte) qu'à l'échelle régionale du découpage administratif égyptien (les nomes). Butzer croise ainsi plusieurs types de données et notamment certains travaux pionniers en paléodémographie (O'Connor, 1972b, 1974). Butzer intègre l'étude des Nécropoles (Derry, 1956 *in* Butzer, 1976) et l'importance du nombre de villes, de leur superficie et de leur densité au cours des dynasties (Baer, 1962 *in* Butzer, 1976). Les périodes fastes d'urbanisme et de réalisation de travaux monumentaux (pyramides, temples...) sont pris en compte (Edwards, 1961 *in* Butzer, 1976). La stabilité politique, les échanges commerciaux, les périodes de guerres, d'invasions, les épidémies et les famines (Brothwell et Chiarelli, 1973 *in* Butzer, 1976) sont également étudiés, ainsi que des travaux ethnologiques (Braidwood et Reed, 1957 ; Sanders et Price, 1968 *in* Butzer, 1976).

L'estimation des surfaces cultivées se base sur des croisements de données : les crues du Nil, les types et l'importance des réseaux d'irrigation (Butzer, 1962 et 1964), l'occurrence des greniers à céréales. Enfin, sont également utilisés, les descriptions ou commentaires fournis dans les textes anciens (Hérodote, Diodore...) ainsi que les papyrus ou inscriptions d'impôts sur des plaquettes d'argile (Gardiner, 1948).

Ce travail compilatoire, un peu ancien, doit être utilisé avec prudence mais il fournit néanmoins, une tendance générale tracée sur la figure 98 Il était donc tentant d'intégrer et de comparer ces courbes à celles du plomb.

La population égyptienne augmente du prédynastique jusqu'au début de la période grecque en passant ½ million d'habitants à 5 millions où elle atteint son maximum au cours de cette longue période de 4 millénaires. Le basculement vers un signal de plomb anthropique (-2600) intervient lors de la première phase de croissance, légèrement plus rapide, de la population. Ensuite, alors que le flux en plomb connaît une accélération constante, la courbe de population dessine un probable pallier. Plus tard, vers le milieu de la Deuxième Période Intermédiaire, la population se met alors à croître de façon constante à l'image des flux en plomb. L'intérêt de cette comparaison réside dans le démarrage des deux courbes qui semblent synchrones au début de l'Ancien Empire Memphite. Cet élément n'est cependant pas suffisant pour favoriser l'hypothèse selon laquelle le signal géochimique aurait une origine allochtone issue de la vallée du Nil ou de son delta.

2.10 Conclusions

L'époque prédynastique et thinite correspondent de façon claire à un signal purement naturel. Le basculement d'un signal naturel vers un signal anthropique intervient brusquement au début de l'Ancien Empire Memphite vers 2600 av. J.-C. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, avec notamment le procédé du leaching répondent plus rapidement que les flux de plomb. Ces derniers indiquent systématiquement un décalage temporel d'environ trois siècles. Ce n'est qu'à partir de -2300, soit vers la fin de l'Ancien Empire Memphite, que les flux viennent renforcer la tendance déjà amorcée d'un signal anthropique.

Les valeurs ténues d'un flux d'origine anthropique peuvent indiquer : soit le début d'une occupation humaine à Alexandrie; soit une occupation du Delta ou de la vallée avec des flux qui parviennent difficilement à Alexandrie en raison de la distance, des rythmes de crue, des dynamiques marines, ou de teneurs à l'origine déjà faibles.

Le problème du mélange des sources locales et allochtones doit également être évoqué. L'Antiquité Romaine doit logiquement enregistrer le signal local alexandrin avec un mélange possible d'origine allochtone, notamment lorsque la branche Canopique est très active. L'intérêt serait de réussir à faire la part des deux signaux et surtout de connaître la date à laquelle ils commencent à se mélanger. Dans l'état actuel de mes recherches, il est regrettable qu'une séquence de non dépôt nous empêche provisoirement de mesurer les signaux de la Basse Époque et de la période grecque.

L'homogénéité des valeurs isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ sous-entend une certaine continuité temporelle dans les apports en plomb. Après le basculement vers le pôle anthropique, le signal

ne reviendra pas vers le naturel. Il était possible de s'attendre à un retour vers un signal naturel au moment des périodes de troubles et d'instabilité politique de l'histoire égyptienne.

Sur le plan des dynamiques naturelles, si les fluctuations des crues du Nil ont peut être pu, en partie, masquer ou réduire un signal de faible intensité au cours de l'Époque thinite, il semble établi que les longues phases de hautes ou de basses crues n'affectent pas les caractéristiques isotopiques du signal. Cet aspect doit être nuancé, il faut, en effet, prendre en considération que ces dynamiques naturelles tant fluviales que marines peuvent jouer un grand rôle dans la façon dont se mélangent les sources. Le signal romain se développe au cours de phases de crues variables.

Sur le plan des dynamiques naturelles, la prise en compte du fonctionnement de la branche Canopique est un élément essentiel afin de permettre une meilleure interprétation des résultats. La branche Canopique la plus proche d'Alexandrie, est la plus apte à fournir du matériel. Il est donc nécessaire de comprendre ses pulsations et ses défluviations au cours de l'Holocène récent. Et ce d'autant plus que la cité portuaire d'Herakleion est fondée à son embouchure.

Le rôle des populations est également délicat à prendre en compte. A partir de la maîtrise et de l'essor de la métallurgie en Égypte vers 3500 av. J.-C., la lecture des signaux de plomb artificiel ne pourra véritablement intervenir que lors d'un usage massif des métaux. Il semble que la pression humaine et le besoin en plomb aient franchi un seuil vers 2600 ans av. J.-C., permettant ainsi son enregistrement dans les sédiments.

A ce stade de mes recherches, il reste délicat de trancher avec certitude notamment sur la période de transition entre apports allochtones et impacts locaux. Afin de permettre une lecture de la période grecque, une nouvelle carotte (C V) est en cours d'analyse. Des fractions d'objet en plomb d'époque romaine, et fabriqués à Alexandrie, sont en cours d'étude. Il serait aussi souhaitable d'obtenir un carottage dans la zone d'embouchure fossile de la branche Canopique aujourd'hui éteinte, afin d'élucider son potentiel en terme d'apport de plomb. Deux autres carottages seraient également intéressants à réaliser : l'un à l'apex du Delta, entre le Caire et Memphis, pour connaître ce qui arrive de la vallée. Un second, situé en domaine offshore permettrait quant-à-lui de qualifier le "bruit" marin naturel. Ces pollutions antiques révélées sur le littoral d'Alexandrie seront ensuite comparées à celles provenant du Lac Mariout.

Le thème de la précocité de l'anthropisation du site d'Alexandrie, abordé ici par le biais d'un traceur géochimique, nécessitait d'être validé par un second traceur. L'arrivée des taxons céréaliers allait-elle permettre de confirmer la chronologie proposée par l'étude du plomb et de révéler les impacts d'origine anthropiques pré-hellénistiques ?

3 Evolution du couvert végétal sur 4500 ans dans la région d'Alexandrie

Les pollens proviennent des carottes C II et C I. La carotte C II permet une lecture générale de l'évolution du couvert végétal depuis 4500 ans tandis que la carotte C I focalise l'étude sur la période romaine comprise entre le Ier siècle et le VIIe siècle ap. J.-C. Avec un taux de sédimentation moyen apparent de 10mm/an soit 1m/siècle, la carotte C I va permettre, à terme, une reconstitution palynologique fine et permettre un "zoom" sur certaines périodes de l'histoire romaine antique à Alexandrie

Les données présentées ici offrent un aperçu de l'histoire de la végétation dans la région d'Alexandrie de 5360 ± 55 ans BP (soit 3920 à 3650 cal. av. J.-C.) à 1720 BP (soit 620 à 770 cal. ap. J.-C.). Ces analyses restent pour le moment préliminaires, car sur les 30 niveaux échantillonnés seuls 12 sont présentés ici. Elles montrent que les pollens sont bien conservés et très abondants ; plus de 40 taxons ont pu, en effet, être déterminés. Cependant, les diagrammes provisoires ne concernent que les principaux taxons : tamaris (*Tamarix*), chénopodiacées dont les pollens sont morphologiquement semblables, céréales, graminées, armoise (*Artemisia*), anthémidées, crucifères, pimprenelle (*Sanguisorba cf. verrucosa*, rosacées) ainsi que ombellifères et cypéracées (figure 91)

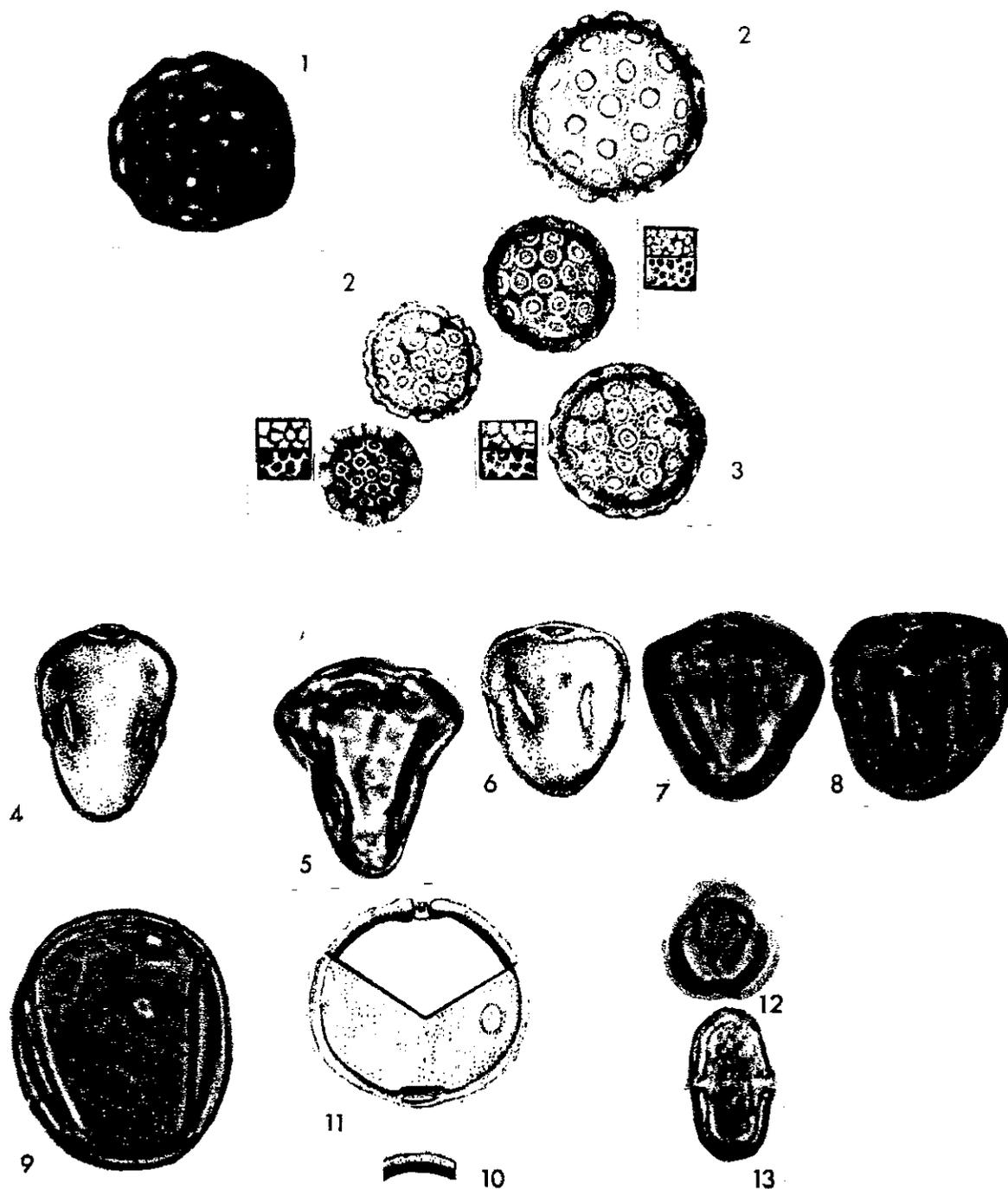
3.1 Méthodologie

Les échantillons ont été traités et déterminés par Bui Thi Mai du CEPAM-CNRS au CRAS de Valbonne. Les prélèvements ont été réalisés en salle d'échantillonnage du CEREGE. Le traitement chimique appliqué suit le protocole standard suivant : l'échantillon est décarbonaté avec de HCl puis attaqué à l'acide fluorhydrique à 70%. Après un rinçage et un passage à la centrifugeuse, l'échantillon est de nouveau attaqué à l'hydroxyde de sodium. Une fois tamisé avec adjonction de colorant, le résidu est ensuite monté entre lame et lamelle avec de la glycérine puis observé au microscope optique. Le comptage des pollens se fait au grossissement x500 et x1000 pour la détermination des taxons

3.2 Définitions écologiques des principaux taxons rencontrés à Alexandrie

Le tableau suivant exprime les principaux taxons contenus dans les carottes avec leurs caractéristiques écologiques principales et donne quelques exemples d'espèces connues appartenant à chacune des familles, genres ou groupes. Le vent est le vecteur essentiel de dissémination des pollens sous forme de pluie pollinique (environ 80 à 90 %, Vivent, 1996).

Figure 91 : Planches photographiques de quelques pollens contenus dans la carotte C I et CII
(source : Saad et Sami, 1967)



Clichés 1 à 3 : *Chenopodiaceae*, cliché 1 : photo de spores (x 15000), cliché 2 à 3 : (x 1000)

Clichés 4 à 8 : *Cyperus papyrus*, cliché 9 : *Gramineae* (x 1300)

Cliché 11 : *Plantago* (x 2000), cliché 12 : *Tamarix* (x 1250), cliché 13 : *Umbelliferae* (x 1000)

Tableau 7 : tableau des principaux taxons et leurs caractéristiques écologiques

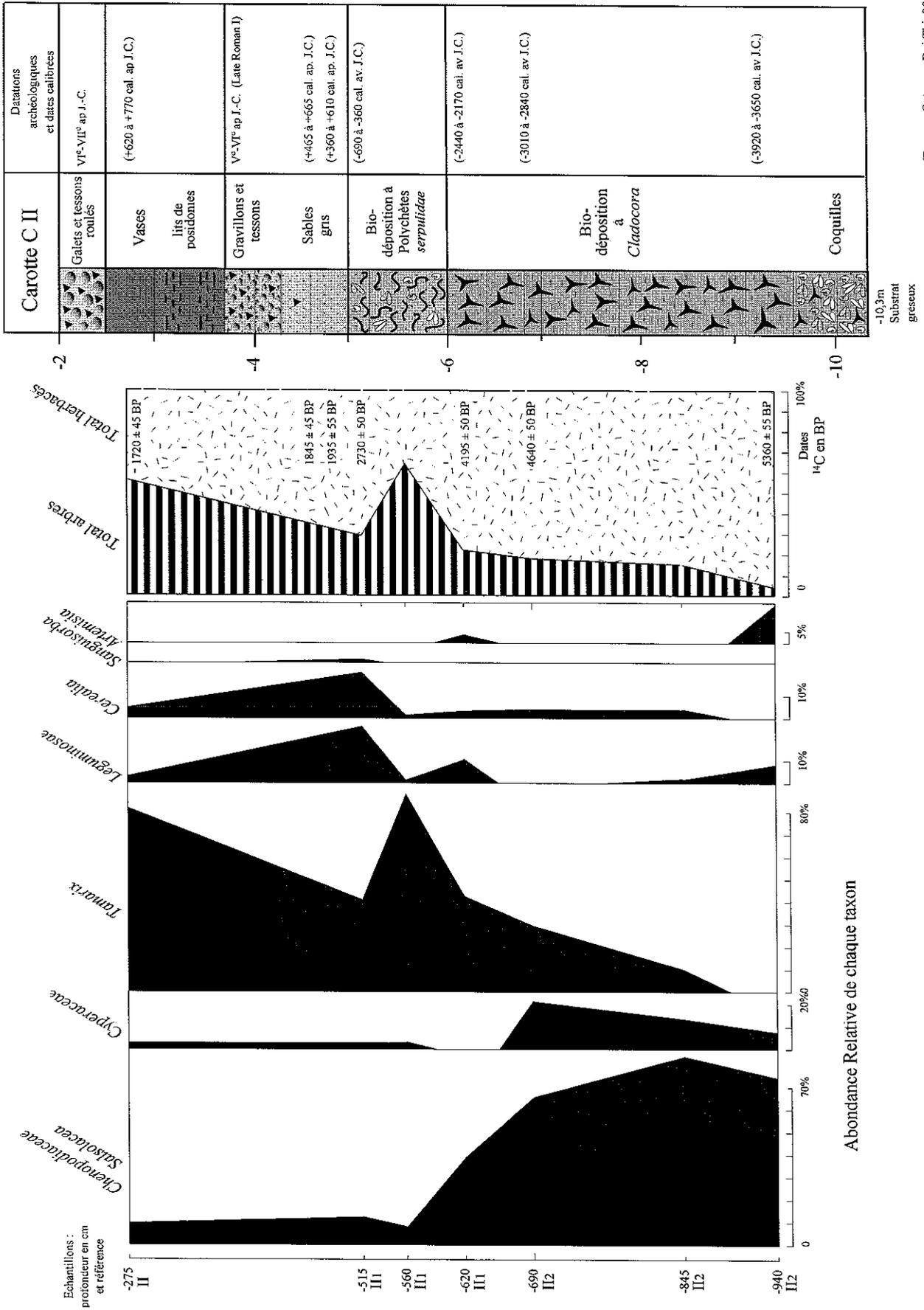
taxons	classement	Terme français et/ou exemples d'espèces	Caractéristiques écologiques
<i>Anthemidae</i>	Tribu		Caractéristique surfaces herbeuses
<i>Artemisia</i>	Genre	armoïse	Surfaces herbeuses de zones sèches
<i>Cerealìa</i>	Groupe	Céréale	Surface mise en culture
<i>Chenopodiaceae</i>	Famille		Espaces ouverts et littoral, rudérales, halophile
<i>Cruciferae</i>	Famille	crucifère	
<i>Cyperaceae</i>	Famille	papyrus	marécage
<i>Graminae</i>	Famille	Graminées	Espaces ouverts
<i>Leguminosae</i>	Famille	Légumineuses	
<i>Umbelliferae</i>	Famille	Ombellifères (carottes ...)	Plantes sauvages ou de cultures
<i>Sanguisorba</i>	Genre	pimprenelle	Epices, condiments
<i>Secale</i>	Genre	seigle	Surface mise en culture
<i>Tamarix</i>	Genre	Tamaris	Rivages lacustres ou marins, sols sablonneux, halophiles

3.3 Analyse des spectres polliniques de la carotte C II

Les analyses concernent pour le moment seulement sept échantillons répartis entre le n° II 25 daté de 5360 ± 55 ans BP et le n° II 9 daté de 1720 ± 45 ans BP

Au total, un effectif de sept taxons différents a été déterminé et figuré sur les graphes (figure 92). Le groupe pollinique arbre ne possède qu'un seul représentant : le Tamaris qui est d'ailleurs, plus un arbuste qu'une essence arborée au sens strict. Le groupe pollinique herbacé regroupe les *Chenopodiaceae*, les *Cyperaceae*, les *Leguminosae*, les *Cerealìa*, les *Sanguisorba* et l'*Artemisia*. A partir de ce cortège, il est possible d'établir un sous groupe constitué de plantes comestibles par les hommes rassemblant : *Cerealìa*, *Leguminosae* et *Sanguisorba*. Ce dernier taxon pouvant être utilisé comme épice à l'époque antique. Concernant les *Cyperaceae*, le papyrus exploité par les sociétés antiques égyptiennes appartient à cette vaste famille.

Figure 92 : Diagramme pollinique de la carotte C II : site EL CHEMERLY n°69, Alexandrie, Egypte.



(Dessin : Gorran et Bui Thi, 2001)

Mais, en raison de la nature encore préliminaire des déterminations et des similitudes morphologiques des grains entre les différentes espèces de *Cyperaceae*, il demeure, pour le moment, impossible de préciser le cortège spécifique exact.

De façon générale le diagramme pollinique peut être divisé en deux phases, dont la charnière correspond à l'échantillon II-17 (-275cm sous le niveau marin actuel) daté entre 4195 et 2730 ans BP.

L'unité inférieure regroupe six taxons dont les *Chenopodiaceae* qui dominent et représentent en moyenne 70% des pollens comptés. Il s'agit d'espèces halophiles, privilégiant les sols sablonneux littoraux. Cette sur-représentation se maintient pendant sept siècles entre 5360 ± 55 ans BP (soit -3920 à -3650 cal. J.-C.) et 4640 ± 50 ans BP (soit -3010 à -2840 cal. J.-C.) où une décroissance commence à apparaître. Au cours de la même période, *Cyperaceae* représente en moyenne 10% à 15% de l'effectif pollinique total. Ce n'est que vers le milieu du IV^e millénaire que se déclenche l'essor de *Tamarix*, une espèce arborée halophile, à fort pouvoir pollinisant, qui va dépasser 40% vers 4195 ± 50 ans BP (soit -2440 à -2170 cal. J.-C.). *Artemisia*, espèce colonisant les zones sèches souvent rocheuses, est également présente à 15% vers 5360 ± 55 ans BP. Enfin, le dernier élément marquant de cette première phase reste la présence, certes tenue, des *Leguminosae* et *Cerealia*, qui totalisent ensemble 5% de l'effectif. Il est important de noter que la surreprésentation *Chenopodiaceae* tend à masquer et à réduire la véritable part de ces dernières dans le paysage.

La seconde phase pollinique, indiquée par un changement soudain des spectres végétaux, est encore mal datée avec précision. Elle est postérieure à 4195 ± 50 ans BP (soit la première partie du III^e millénaire) et antérieure à 1720 ± 45 ans BP (au alentours du VII^e s. ap. J.-C.). On assiste à une diminution drastique du nombre de pollens de *Chenopodiaceae* qui ne représente plus que 10% de l'effectif total. Les *Cyperaceae* connaissent également une nette diminution en passant en dessous des 5%.

En revanche, la proportion de *Tamarix* explose de façon soudaine et atteint 90% de l'effectif pollinique total pour revenir ensuite à 40% vers 2730 ± 50 ans BP puis de nouveau atteindre 80% vers 1720 ± 45 ans BP. C'est également au cours de cette seconde phase que le groupe des plantes comestibles va connaître une ampleur sans précédent. La somme des comptages des trois taxons : *Cerealia*, *Leguminosae* et *Sanguisorba* atteint, à son maximum, 45% du cortège pollinique total vers 2730 ± 50 BP. La tendance diminue ensuite progressivement pour ne représenter plus que 10% vers 1720 ± 45 ans BP. Cependant cette diminution n'est peut-être que relative dans la mesure où le fort potentiel pollinisateur de *Tamarix* masque les espèces secondaires et tend à une réduction relative de leur abondance.

3.4 Interprétation et discussion des résultats

Un nombre peu élevé d'échantillons analysés et un pas d'échantillonnage lâche limitent pour le moment les interprétations. Cependant, plusieurs tendances générales se dégagent

L'abondance des chénopodiacées à la base de la série indique que les zones impropres à la culture céréalière de type marécageuses, sont relativement étendues. Ces pollens doivent provenir en grande partie des rivages hydromorphes et des surfaces à fleur d'eau du Lac Mariout. Leur diminution, antérieure au milieu du II^e millénaire avant le Christ, marque probablement une aridification du climat ou plutôt le passage d'un environnement de terrains incultes à celui de surfaces exploitées. Le maximum apparent d'extension des céréales se place vers 2730 ± 50 ans BP. Mais ce pic de céréales et de légumineuses risque de se décaler légèrement à mesure que se poursuivent les déterminations polliniques qui resserrent et précisent les phases d'occurrence des spectres. Les plantes céréalières qui se substituent aux plantes marécageuses peuvent-elles indiquer une bonification des rivages du Mariout au profit de surfaces agricoles exploitables ?

Le diagramme montre également la progression constante des arbustes de tamaris qui s'accroît ensuite. Les céréales, qui se manifestent surtout à l'intérieur de la phase à *Tamarix*, semblent renforcer l'hypothèse de cultures protégées par des haies d'arbustes (comm. pers. Mai Bui Thi). Ce type de paysage agraire, de champs semi clos par des haies de Tamaris taillés de sorte qu'ils poussent en hauteur, est toujours visible actuellement à l'ouest du Lac Mariout, entre Iaposisir et Borg-el-Arab.

La présence continue de pollens de céréales, depuis le début du IV^e millénaire av. J.C. jusqu'à leur essor au milieu du premier millénaire av. J.-C., signale soit une zone de culture plus lointaine à l'intérieur du delta, soit une zone de culture locale de faible emprise spatiale, soit des céréales poussant ici de façon naturellement spontanées. L'absence de pollens de palmiers, colonisant pourtant le delta, semble renforcer l'idée d'un signal pollinique plus local, qu'allochtone et lointain. Cependant concernant l'absence de pollens de palmiers pourtant toujours présents et figurés très tôt sur les tombes pharaoniques, il est nécessaire de rappeler les caractéristiques essentielles du mode de diffusion de ce taxon. Tout d'abord, seul le palmier dattier peut polliniser de vastes surfaces. Les autres, possédant des pollens plus lourds et plus gros, ne signalent leur présence qu'à une échelle très locale et leurs pollens collants ne sont véritablement disséminés que par les insectes.

Enfin, les variations de faciès sédimentaires et le contexte marin de la carotte C II doivent être pris en compte dans l'exploitation des données polliniques. En effet ces enregistrements polliniques ne se font pas de façon continue. Le milieu parfois sableux ne constitue pas un piège idéal à pollens à l'instar d'une tourbière ou d'un lac. Il s'agit, au contraire, d'un milieu marin relativement ouvert avec des cycles de dépôts et d'érosion et des variabilités dans les vitesses de sédimentation.

3.5 Analyse des spectres polliniques de la carotte C I

Les analyses ont porté sur 5 échantillons situés entre le niveau n° 32 daté de 2235 ± 45 ans BP (soit entre le début du Ier et le début du IIIe siècle ap. J.-C.) et le n° 12 daté du VIe et VIIIe siècle ap. J.-C. La diversité spécifique est plus riche que pour C II avec 12 espèces rencontrées. Cependant avec seulement 5 échantillons sur une durée de 5 siècles les tendances internes à la carotte C I ne varient guère.

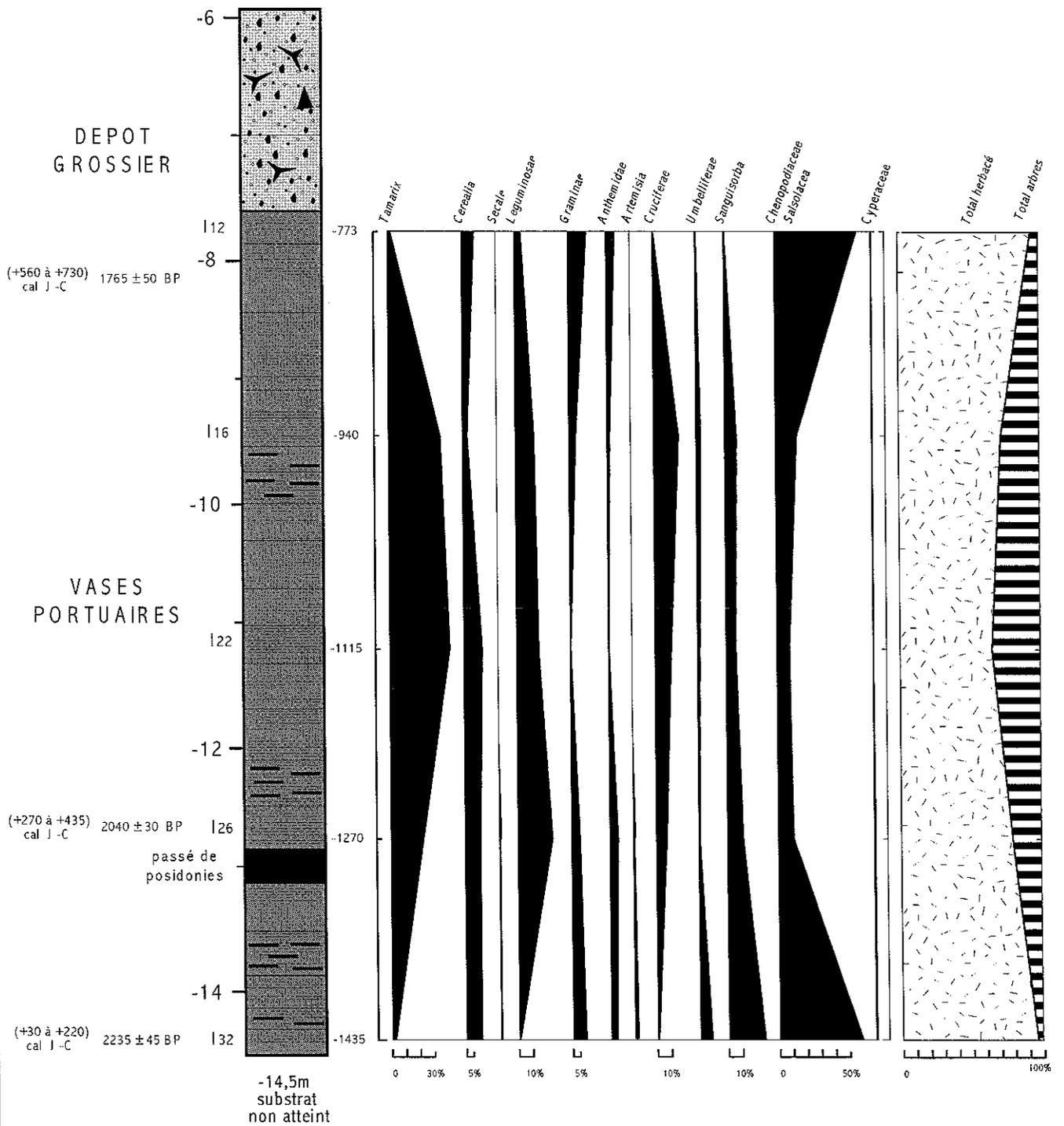
Les *Chenopodiaceae* dominent à la base et au sommet de la séquence avec plus de 60% du cortège pollinique total. La tendance arbustive, avec les *Tamarix*, est inverse : on observe une forte prédominance de ce genre dans la partie centrale de la séquence culminant avec 40% de représentants. Les autres taxons (*Umbellifera*, *Artemisia*, *Anthenidae* ...), moins représentés, varient entre 2% et 20% au maximum. Le groupe de plantes comestibles est présent et plus riche en diversité spécifique : *Cerealia*, *Secale*, *Leguminosae*, *Sanguisorba*.

Le diagramme (figure 93) montre une évolution de la strate arbustive (constituée par le tamarix et peut être certaines légumineuses) aux dépens de l'ensemble herbacé, à l'exception des crucifères. Les autres taxons montrent, en effet, un signal constant. Présentes en abondance dans les différents échantillons, les céréales semblent avoir été exploitées de façon continue.

Les pics de tamaris correspondent peut-être à une extension passagère des zones sableuses à moins que cette forte représentation résulte de l'installation de haies de protection des cultures. L'importance de la pimprenelle (*Sanguisorba*) indique vraisemblablement l'existence de ceintures herbeuses au voisinage des champs cultivés. En raison du nombre de niveaux dont nous disposons, l'interprétation plus approfondie des spectres polliniques reste délicate.

Figure 93 : Diagramme pollinique de la carotte C I (réalisé dans les jardins du Consulat de France d'Alexandrie)

DONNEES POLLINIQUES OBTENUES DANS
LES VASES DU BASSIN PORTUAIRE ANTIQUE CI
DE LA BAIE ORIENTALE D'ALEXANDRIE



(Dessin : G oiran et Bui Thi 2001)

3.6 Discussion des résultats et comparaison

3.6.1 Comparaison des deux carottes

Ces analyses préliminaires montrent que les assemblages polliniques sont cohérents et qu'il est possible de mettre en évidence des variations de l'environnement. Liés à des variations plus édaphiques que climatiques, ces changements peuvent vraisemblablement être d'origine anthropique, dans la mesure où la diminution de spectres polliniques inhérents aux marécages marque probablement le passage d'un environnement de terrains incultes à celui de surfaces exploitées.

Cependant, la lecture des diagrammes se révèle brouillée par la présence excessive de deux taxons : tamaris et chénopodiacées. Ces taxons masquent la proportion effective des autres espèces. Ainsi, il faudrait compter plus de 1000 grains de pollens pour faire apparaître les autres espèces mineures. Les deux enregistrements polliniques d'Alexandrie ne montrent aucun pollen caractéristique du delta ou de la vallée du Nil. Ce double constat permet de suggérer que l'enregistrement pollinique est clairement inféodé à la région alexandrine. De plus, l'orientation des vents est plutôt favorable à la migration de pollens provenant de l'ouest égyptien.

Les données palynologiques obtenues sur le site de Berenbal à 12 km au sud de Rosette, montrent au contraire l'importance des pollens apportés par le Nil (Saad et Sami, 1967). Hélas, ce travail basé sur une carotte sédimentaire qui dépasse probablement l'Holocène n'a pas été calé par des dates radiocarbone. La figure 94 met néanmoins en valeur le panel pollinique allochtone et autochtone de ce secteur situé dans le delta du Nil à proximité d'un grand émissaire. Alexandrie pourtant établie à 100 km environ de Berenbal ne possède pas une telle richesse spécifique. C'est une preuve supplémentaire d'un enregistrement local plus que général. Les vents marins dominants soufflant de secteur nord ouest, limitent l'influence des vents de secteur sud provenant de la vallée du Nil et parcourant le delta. Le contexte météomarin pourrait en partie expliquer l'absence de pollens allochtones à Alexandrie.

3.6.2 Comparaison avec les relevés polliniques actuels à Alexandrie

Durant l'année 1956, les relevés des pièges à pollens, disséminés dans Alexandrie, ont été réalisés tous les cinq jours (Saad, 1958) (figure 95). Cette base de données précise constitue une excellente collection de référence actuelle. Il est donc possible d'établir une comparaison et de rechercher des liens polliniques (Ayyad, *et al.*, 1992) entre deux périodes séparées par plusieurs siècles.

Figure 94 : Abondance relative des pollens et des spores dans un carottage réalisé dans le delta du Nil, site de Berendal à 12 km au sud de Rosette (source : Saad et Sami, 1967)

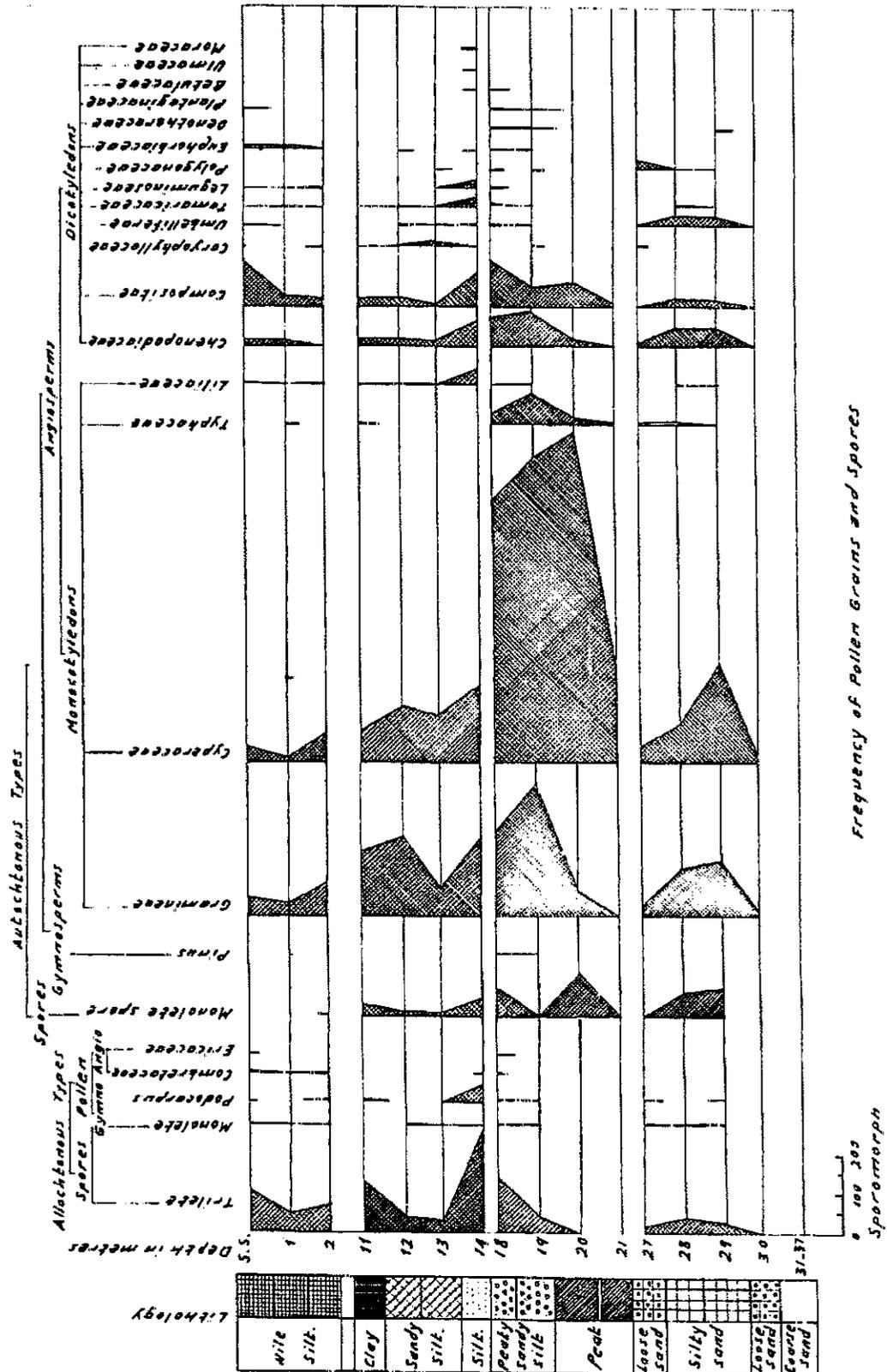
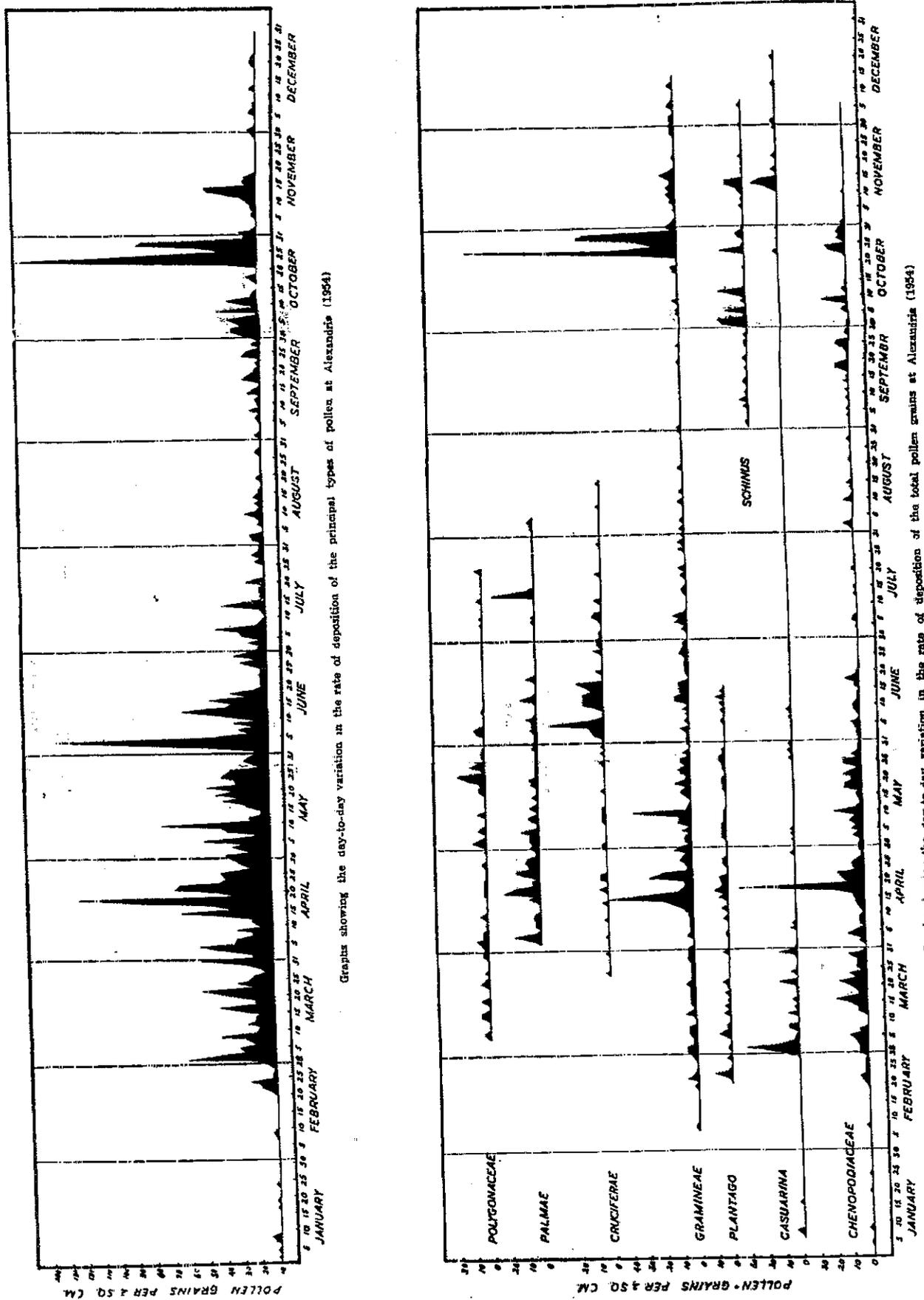


Figure 95 : Variabilité pollinique annuelle, totale et par famille sur le site d'Alexandrie en 1954 (source : Saad, 1958)



Il est ainsi clairement établi, pour chaque taxon, les périodes de pollinisation et les périodes de repos (Saad, 1958). De manière générale, la figure 95 a fait apparaître les deux principales périodes de l'année où l'on rencontre le plus de pollens dans l'atmosphère urbaine. La période la plus importante correspond à mars-juin et la seconde est automnale entre octobre et novembre. Le diagramme 95 b permet une lecture séparée des principaux taxons rencontrés et de leur fréquence pollinisatrice annuelle.

La comparaison de ces données actuelles avec les données holocènes fait apparaître des similitudes et des différences. Les données polliniques actuelles sont en effet plus riches en terme de diversité taxonomique. Si l'on accepte que certains pollens aient été détruits pour des raisons de fragilité ou d'une mauvaise fossilisation dans le sédiment, l'explication de la diversité tient plus à l'importation lointaine (Inde, Afrique du sud ...) de nouveaux taxons arborés, plantés dans les parcs et jardins de l'Alexandrie du début du siècle (El-Ghazaly et Fawzy, 1988). A ces apports allochtones lointains, se rajoute une progression plus ou moins naturelle, des végétaux du delta et notamment le palmier dattier. Enfin, une bonification des terres du Lac Mariout dans le but d'étendre les surfaces cultivées se poursuit et de nombreux pollens de céréales font leur apparition.

Reste le constat que la plupart des taxons polliniques antiques, découverts dans les carottes, se sont maintenus au fil des siècles sauf le Tamaris dont on ne trouve plus aucun individu actuellement. Le Tamaris se retrouve aujourd'hui à 50 km à l'ouest d'Alexandrie dans des "paysages agraires fossiles" de petits champs clos. La mécanisation de l'agriculture et les performances de l'irrigation autour d'Alexandrie, ont rendu caduque ce système d'exploitation traditionnel qui disparaît peu à peu. Les activités humaines ont ainsi considérablement modifié le couvert végétal du delta (Ayyad et Moore, 1994). Un des exemples marquant est celui de la disparition de la fougère *Azolla nilotica* liée aux marécages à Papyrus. Cette fougère quasi-endémique et caractéristique du delta du Nil périclita vers le VIIe s. ap. J.-C. Les causes de cette extinction brutale sont plus liées à des bonifications qu'à des dynamiques naturelles (Leroy, 1992).

La similitude essentielle entre ces périodes demeure la constante surreprésentation du groupe herbacé par rapport au groupe arboré, le groupe herbacé rassemblant les céréales, les plantes halophiles et les plantes marécageuses. La diversité de ces plantes ainsi qu'un contexte topographique plat, avec une nappe phréatique toute proche, semblent favoriser les herbacées et leur mise en culture. Et cela, d'autant plus que l'installation ancienne des hommes renforce la présence céréalière dans cette région par la sélection des semis.

3.6.3 L'apport du modèle climatique de Reale et Dirmeyer (figure 96)

Construire une ébauche de carte de la végétation à la période romaine classique du pourtour méditerranéen est une première étape dans la compréhension des climats antiques et de leurs changements par le biais d'un modèle (Reale et Dirmeyer, 2000 ; Reale et Shukla, 2000).

Il est généralement accepté que l'Afrique du Nord (de l'Algérie à l'Égypte) était plus humide à l'époque romaine qu'aujourd'hui (Grove, 1972 *in* Reale et Dirmeyer, 2000). Les pays d'Afrique du nord et notamment l'Égypte étaient considérés comme les greniers à blé de Rome. Les richesses agricoles et leurs extensions sont certes liées à la maîtrise d'excellentes techniques d'agriculture irriguées, mais aussi à des précipitations plus importantes et mieux réparties. Pour Alexandrie, le géographe astronome Claudius Ptolomaeus (100 à 170 ap. J.-C.) reporte l'occurrence des pluies sur les onze mois de l'année 120 ap. J.-C. et l'occurrence du tonnerre sur les mois d'été (Lamb, 1982 *in* Reale et Dirmeyer, 2000). Or aujourd'hui, Alexandrie est dépourvue de précipitations d'été (figure 97) et d'orages convectifs. D'autres nombreux exemples issus de sources antiques existent et sont retranscrits sur la carte de la figure 96.

En conclusion, l'étude palynologique aboutira, à terme, à une reconstitution assez fine de l'histoire de la végétation de la région alexandrine. Cette dernière est sous l'influence clé d'un double littoral : l'un colonisé par une végétation maritime et l'autre par des plantes marécageuses et lacustres. Ces deux environnements sont séparés par une ride rocheuse grésocalcaire aux caractères géomorphologiques uniques dans le delta, qui développe des conditions édaphiques spéciales, notamment sèches. La zone deltaïque précocement cultivée et l'arrivée des sociétés helléniques dans la région d'Alexandrie, constituent deux paramètres anthropiques à prendre en considération pour expliquer l'évolution du couvert végétal. De plus, à l'échelle des millénaires, les variations climatiques doivent elles aussi modifier les tendances générales des spectres polliniques. Réussir à faire la part du conditionnement local, des influences régionales, de la pression anthropique et des dynamiques climatiques demeure difficile dans l'état actuel des analyses.

Figure 96 : Carte qualitative des changements climatiques et/ou paysagers déduite des sources littéraires et des données archéologiques (source : Reale et Dirmeyer P., 2000)

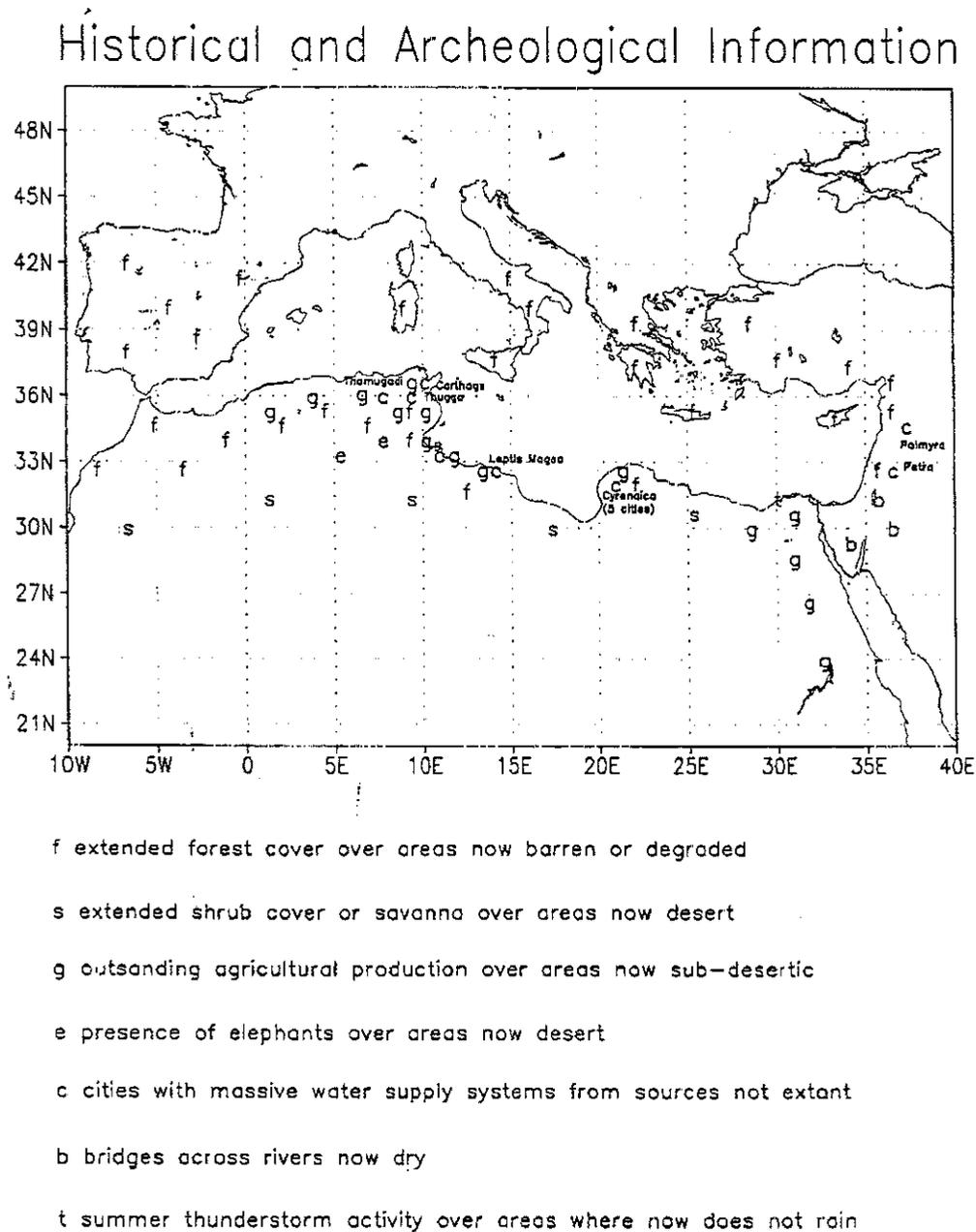
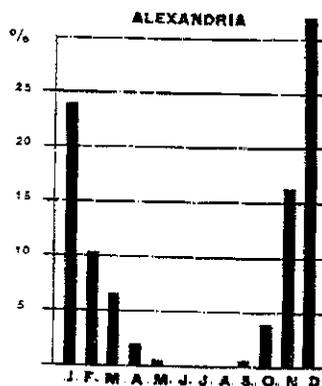


Figure 97 : Histogramme de la répartition des précipitations annuelles à Alexandrie (source : Hume, 1921)



Les principaux apports de cette étude sont au nombre de trois. Premièrement, la lecture des spectres polliniques montre la prédominance du signal local face aux apports allochtones. Deuxièmement, un basculement des chénopodiacés au profit du tamarix est mis en évidence. Cette diminution des plantes marécageuses et l'essor concomitant d'une espèce arborée (tamarix se place entre 4195 ± 50 BP et 2730 ± 50 BP). Si l'aridification du climat a pu jouer un rôle, il semble que ce soient plutôt des changements édaphiques locaux qui prédominent, sous l'influence des sociétés antiques. Les tamaris sont des marqueurs indirects de culture, dans la mesure où ces haies d'arbustes entourent souvent les surfaces exploitées. De tels paysages agraires traditionnels sont d'ailleurs toujours présents à l'ouest du Mariout en position relique. Les premières zones cultivées se sont probablement développées sur les terres jouxtant le lac au détriment des chénopodiacées. Ces données ont permis de mettre en évidence la présence et l'extension de cultures sur la marge occidentale du delta, antérieurement à la fondation d'Alexandrie au IV^e av. J.-C. Un indice qui, comparé aux analyses géochimiques, peut permettre de progresser sur les impacts anthropiques pré-hellénistiques.

Conclusion

Conclusion

Ce travail à permis de reconstituer **la morphogenèse d'un tombolo en Méditerranée orientale**. Trois phases d'évolution doivent être distinguées :

1) Développement du tombolo dans l'infralittoral : A Alexandrie, la morphogenèse du tombolo démarre au milieu de la période Holocène vers 5360 ± 55 BP, période de ralentissement de la montée glacio-eustatique du niveau marin. Cette accréation verticale rapide se caractérise, pendant plus d'un millénaire, par une accumulation alternée de vases détritiques du Nil et d'une fraction biogène composée de branches de corail. Ces dernières proviennent de nombreux récifs de *Cladocora caespitosa* qui se développent le long du littoral d'Alexandrie. Ce faciès particulier prend fin vers 4200 ± 50 BP où il laisse place à une biodéposition à Polychète *serpulidae* qui perdure jusque vers 2730 ± 50 BP. C'est également vers 4200 ± 50 BP qu'apparaissent pour la première fois, dans ce secteur côtier, le macrobenthos lié à l'herbier de Posidonies ainsi que de nouvelles biocénoses rhéophiles. L'accréation du tombolo se poursuit grâce à la présence de courants et d'un stock sédimentaire qui va se déposer durant 1500 ans. Ainsi en 2600 ans, 5 mètres de sédiments se sont accumulés dans l'étage infralittoral entre l'île de Pharos et le continent et constituent ainsi le corps sédimentaire principal du tombolo.

2) Son artificialisation dans le médiolittoral : En 331 av. J.-C. Alexandre fonde la ville d'Alexandrie et l'Heptastade est construit vers la fin du IV^e siècle avant. Cette chaussée, servant à relier l'île de Pharos à la cité, va déconnecter et individualiser la baie orientale de la baie occidentale. L'Heptastade va également contraindre le développement naturel du tombolo

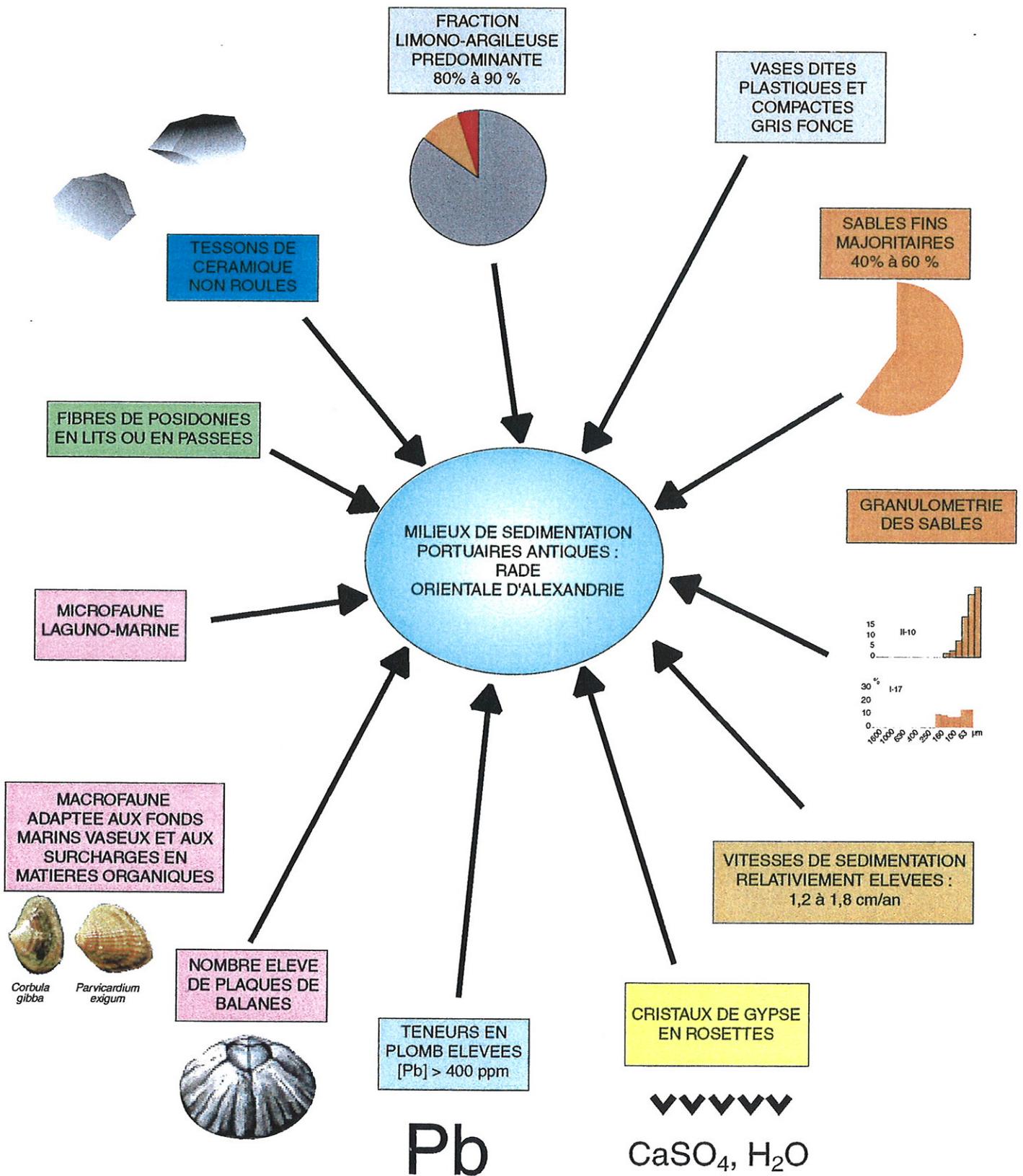
dont le terme supérieur se retrouve désormais artificialisé. La prise en compte des données de subsidence locale et des données de montée relative du niveau marin tendent à indiquer que le sommet du tombolo devait en partie émerger à l'époque. Un tombolo à fleur d'eau a donc favorisé la construction de l'Heptastade qui devait se positionner légèrement plus à l'ouest que le site du carottage CII.

3) Progradation latérale du tombolo : L'édification de l'Heptastade entraîne une double conséquence d'ordre morpho-stratigraphique. Dans un premier temps on assiste à une lacune de dépôt couvrant l'ensemble de la période hellénistique et le début de l'époque romaine, ce fait pouvant être lié à un déficit du budget sédimentaire. Dans un second temps, à partir de l'Antiquité romaine tardive, on observe une dynamique d'engraissement latéral du flanc oriental du tombolo. La séquence progradante indique que l'accrétion verticale du tombolo en domaine supralittoral se poursuit. Cette aggradation a donc provoqué en partie l'ensablement de l'Heptastade vers la fin de l'Antiquité romaine. L'avancée du trait de côte aboutit à la mise en place d'une plage de galets datée de la période arabe du VIIIe-IXe s. ap J.-C. (1635 ± 35 BP) qui est positionnée vers -2.2m ($\pm 1,5\text{m}$) sous le niveau marin actuel. La séquence sableuse qui la recouvre est caractéristique d'un environnement de type marin. Le passage d'un faciès médiolittoral à un faciès infralittoral indique une ingression marine. Cette ingression est liée ici à une élévation relative du niveau de la mer qui affecte l'ensemble de ce secteur côtier comme l'atteste la carotte C I avec des sables infralittoraux recouvrant également un faciès de plage à galets.

Cette thèse a également permis de **caractériser les milieux de sédimentation portuaires antiques à Alexandrie**. Plusieurs indicateurs semblent définir ces bassins artificiels (figure 98) :

- indicateurs sédimentologiques : les vases plastiques gris foncé prédominent (80% à 90%) et sont associées à des sables fins dont les courbes granulométriques sont concaves. Les vitesses de sédimentation sont très élevées de l'ordre de 12 à 18 mm/an. Les abondantes rosettes de gypse traduisent le confinement du milieu tandis que la fréquence des lits de posidonies indique la protection du site. Enfin, l'importance des teneurs en plomb renforce l'idée de piège à particules que représentent ces bassins et l'influence des activités métallurgiques
- indicateurs faunistiques : la macrofaune rassemble deux espèces adaptées aux fonds marins vaseux et aux surcharges en matières organiques : *Corbula Gibba* et *Parvicardium exigum*. Ces deux espèces sont inféodées aux ports antiques d'Alexandrie, comme à de nombreux autres bassins portuaires (Marseille, Kition-Bamboula, Sidon...). L'abondance des plaques de balanes, souvent fixées aux quais, peut servir d'indice supplémentaire. Enfin, la microfaune de foraminifères et d'ostracodes présente des associations typiquement laguno-marines.

Figure 98 : Les indicateurs d'environnements portuaires antiques à Alexandrie



(dessin : Goiran)

Quatre cartes géomorphologiques ont pu être établies à partir de l'interprétation des données des carottes, couplées aux données obtenues par le modèle mathématique, qui a permis d'obtenir l'orientation des dynamiques marines aux temps antiques. Chaque carte présente ainsi un état de la géomorphologie littorale pour une époque donnée :

- La première carte (figure 99) correspond au stade **antérieur à la colonisation grecque** du IV^e siècle av. J.-C. La carte met en valeur des formes et des corps sédimentaires infralittoraux. Les courants sous-marins sont assez forts et apportent trois types de stocks sédimentaires. Un premier stock de sédiment grossier composé de branches de *Cladocora* se dispose de façon longiligne entre le continent et l'île. Il correspond à l'assise sédimentaire du tombolo dont seule la partie sommitale est susceptible d'affleurer. Un second stock composé de vases se met en place à l'est de la formation à *Cladocora*. Ces deux formations composent le prisme continental du tombolo, le salient.

- La deuxième carte (figure 100) correspond à **la période hellénistique** entre le IV^e s. et la fin du I^{er} s. av. J.-C. Les premiers aménagements d'importance sont construits sur le littoral et accélèrent l'évolution des formes. L'Heptastade repose sur la partie sommitale du tombolo et des cloisonnements portuaires sont aménagés sur le littoral comme en témoignent les sédiments vaseux. Des apports de sédiments grossiers se maintiennent sur le flanc ouest du tombolo-Heptastade, qui correspond à la façade au vent.

- La troisième carte (figure 101) correspond à **la fin de la période romaine** entre le IV^e et le début du VII^e ap. J.-C. Les données archéologiques permettent de mieux comprendre l'ampleur des aménagements portuaires dans la rade orientale. Ces protections artificielles favorisent une progradation rapide du trait de côte dans le secteur sud-ouest soumis à un envasement et un ensablement accélérés. Des structures portuaires gréco-romaines sont probablement recouvertes par ces atterrissements sableux.

- Une dernière carte (figure 102) correspondant à **l'époque musulmane** entre le VII^e et le XIII^e siècle ap. J.-C. reste difficile à réaliser. A cette époque, le milieu semble évoluer en quatre étapes :

1) Dès le IX^e siècle ap. J.-C., le milieu s'ouvre brusquement mettant un terme à l'environnement portuaire hérité de la période gréco-romaine. Un ou plusieurs événements hydrodynamiques importants affectent la rade orientale. Le ou les événements (tempêtes ou tsunamis...) laisse(nt) un dépôt grossier d'une épaisseur de 1m dans la carotte CV et jusqu'à 1,7m dans la carotte CI.

2) A partir du IX^e et X^e s. ap. J.-C., la tendance observée est une progradation du littoral avec la mise en place de plages de galets et de tessons roulés observées dans CI et CII.



- 3) Une augmentation relative du niveau marin intervient entre le IXe et la fin du Xe s. ap. J.-C. Des corps sableux infralittoraux recouvrent les plages de galets et traduisent une ingression du domaine marin liée à un éventuel affaissement de type subsidence.
- 4) La mise en place de sédiments sableux infralittoraux engendre un exhaussement progressif des fonds marins et exprime la reprise d'une progradation du littoral

L'étude des **variations relatives du niveau marin** reste encore sommaire en raison d'un nombre limité d'échantillons pouvant être relié à des niveaux marins et à la fourchette d'imprécision inhérente aux indicateurs utilisés. Les données mettent cependant en évidence une augmentation relative du niveau marin à partir du IXe et Xe siècle ap. J.-C.

Enfin, le dernier point important de ce travail reste la mise en évidence d'**impacts anthropiques** préhelléniques, sur un site exceptionnel, l'un des rares abris côtiers naturels sur les côtes méditerranéennes d'Égypte à proximité du Nil. Plusieurs indices témoignent d'une présence des sociétés humaines sur ce littoral antérieure à la fondation de la ville par les grecs. Les biotraceurs polliniques montrent une arrivée des céréales avant le IVe av. J.-C. et le traceur isotopique plomb indique des activités métallurgiques dès 2600 av. J.-C.

Pour la suite des recherches à Alexandrie, nous pouvons donc envisager 4 **les perspectives de travail** :

- 1) Afin de mieux cerner les variations relatives du niveau marin au cours des 5000 dernières années, les recherches pourraient se focaliser sur l'étude des colonies fossiles de *Cladocora Caespitosa*. Une recherche exhaustive de ces bioconstructions pourrait s'effectuer en scaphandre autonome. De petites carottes réalisées dans ces madréporaires apporteraient également des informations importantes en terme de températures et de composition géochimique des eaux marines durant la période antique et à l'échelle de l'Holocène récent.
- 2) Le flan occidental du tombolo reste encore mal compris car mal daté. La poursuite d'une étude morpho-sédimentaire plus détaillée de ce secteur permettra de mettre en valeur le contraste de façade opposant une baie occidentale au vent à une baie orientale sous le vent.
- 3) Il serait intéressant d'envisager une ou deux opérations de carottages avec un matériel permettant un pas d'échantillonnage tous les 5 cm. Cela permettrait notamment d'obtenir une haute résolution dans la reconnaissance des paléoenvironnements dans un milieu de sédimentation portuaire et sur le tombolo.
- 4) Enfin, une étude comparative entre l'évolution paléoenvironnementale marine et lacustre s'avère fondamentale. Un carottage sur la façade lacustre d'Alexandrie permettrait d'apporter une information sédimentaire plus continue. Le lac Mariout permettrait surtout de mieux comprendre les fluctuations des crues du Nil au cours de l'Antiquité. Nous projetons donc de travailler sur les sites de Marea et de Taposiris, où une campagne de carottage a été organisée l'été dernier, et au niveau du port lacustre d'Alexandrie à proximité de l'actuel aéroport.

Bibliographie

ABDEL WAHAB H.S., STANLEY D.J., 1991, Clay Mineralogy and the Recent Evolution of the North-Central Nile Delta, Egypt, *Journal of Coastal Research*, 7 (2), pp. 317-319.

ABU-ZEID M.M., STANLEY D.J., 1990, Temporal and spatial distribution of clay minerals in late quaternary deposits of the Nile delta, Egypt, *Journal of Coastal Research*, 6 (3), pp. 677-698

ADAM J.P., 1995, Le Phare d'Alexandrie, *Les dossiers de l'Archéologie: Alexandrie lumière du monde antique*, n° 201, pp. 26-31.

AMBRASEYS N., 1962, Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 52, n° 4, pp. 895-913.

AMBRASEYS N., 1988, An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202, *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, vol. 1, pp. 181-200.

AMBRASEYS N., MELVILLE C.P., ADAMS R.D., 1994, *The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea*, Cambridge University Press, 173 p.

AMIRAN D.H.K., 1951, A revised earthquake catalogue of Palestine, *Israel Exploration Journal*, 1, pp. 223-246

AMIRAN D.H.K., 1952, A revised earthquake catalogue of Palestine, *Israel Exploration Journal*, 2, pp. 48-62

ANDRADE C., HINDSON R.A., 1999, A short field-trip guide to the tsunamigenic deposits of the Boca do Rio lowland western Algarve, Portugal, *European Research Conferences, Albufeira, 18 february*, 24 p.

ANTONOPOULOS J., 1980, Data from investigation on seismic Sea waves events in the Eastern Mediterranean from 1000 to 1500 A.D., Part 3, *Annali di Geofisica*, vol. 33, pp. 179-198

ARRIEN *Histoire d'Alexandre*, suivi de *Flavius Arrien entre deux mondes*, par P. Vidal-Naquet, traduit de P. Savinel, Ed de Minuit, Paris, 1984

AYYAD S., MOORE P.D., 1994, Surface pollen rain studies in the Nile Delta, Egypt, and their use in palaeoecological reconstruction, *Review of Paleobotany and Palynology*, 82, pp. 191-195.

AYYAD S., MOORE P.D., ZAHRAN M.A., 1992, Modern pollen rain studies of the Nile Delta, Egypt, *New Phytol.*, 121, pp. 663-675

BABINOT J.F., 1986, L'ostracologie moderne et ses applications en géologie, *Bull. Soc. Linn. Provence*, 38, pp. 81-91.

BAER K., 1962, The low price of land in ancient Egypt, *J. Am. Res. Cent. Egypt*, 1, pp. 25-42

BARBER P.M., 1980, Palaeogeographic evolution of the Proto-Nile delta during the Messinian salinity crisis, *Geologie Méditerranéenne*, Tome VII, n° 1, pp. 13-18.

BARD E., 1999, La datation au ^{14}C fait peau neuve, *La Recherche*, 323, pp. 52-56.

BARD E., ARNOLD M., FAIRBANKS R.G., HAMELIN B., 1993, ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals, *Radiocarbon*, vol. 35, n° 1, pp. 191-199.

BARD E., ARNOLD M., HAMELIN B., TISNERAT-LABORDE N., CABIOCH G., 1998, Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{TU}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals : an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon*, vol. 40, n° 3, pp. 1085-1092

BELLAICHE M., ZITTER I., DROZ L., GAULLIER V., MART Y., MASCLE J., 1999, Le cône sous-marin profond du Nil : principaux résultats de la campagne *Prismed II* du N O. L'Atalante, *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 329, pp. 727-733

BELLAN-SANTINI D., LACAZE J.C., POIZAT C., 1994, *Les biocénoses marines et littorales de Méditerranée*, Collection Patrimoines Naturels, 19, Muséum National d'Histoire Naturelle, 246 p.

BEN-MENAHEM A., 1979, Earthquake catalogue for the Middle East (92 B C - 1980 A D.), *Bolletino di geofisica teorica ed applicata*, vol. 21, n° 84, pp. 245-310.

BERNARD A., 1995, Alexandrie la grande, *Les dossiers de l'Archéologie . Alexandrie lumière du monde antique*, n° 201, pp. 2-11.

BERNASCONI M.P., STANLEY D.J., 1994, Molluscan biofacies and their environmental implications, Nile delta lagoons, Egypt, *Journal of Coastal Research*, 10 (2), pp. 440-465

BERNASCONI M.P., STANLEY D.J., 1997, Molluscan biofacies, their distributions and current erosion on the Nile delta shelf, *Journal of Coastal Research*, 13 (4), pp. 1201-1212.

BESNIER M., 1963, in *Dictionnaire des Antiquités Daremberg Ch. et Saglio Edm.*, édition Akademische Druck Austria, tome xxx, pp. 1840-1873

BOURCIER M., NODOT C., JEUDY de GRISSAC A., TINE J., 1979, Répartition des biocénoses benthiques en fonction des substrats sédimentaires de la rade de Toulon (France), *Tethys*, vol. 9, n° 2, pp. 103-112

BODERGAT A.M., 1987, L'ostracode, techniques d'étude, interprétation du matériel récolté, in *Géologie de la Préhistoire*, pp. 699-704

BRAIDWOOD R.J., REED C.A., 1957, The achievement and early consequences of food-production : A consideration of the archeological and natura-historical evidence, *Cold Spring Harbor Symp. Quant. Biol.*, 22, pp. 19-31

BROOKS C.E.P., 1927, Periodicities in the Nile floods, *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, vol. 2, n° 12, pp. 9-26.

BROTHWELL D.R., CHIARELLI B.A., 1973, *Population biology of the ancient Egyptians*, London Academic Press, 499 p. et 168 p.

BRUZZI C., 1998, *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*, Thèse de Doctorat de Géographie Physique, Université d'Aix-Marseille I, 325 p

BRUZZI C., PRONE A., 2000, Une méthode d'identification sédimentologique des dépôts de tempête et de tsunami : l'exoscopie des quartz, résultats préliminaires, *Quaternaire*, vol. 11, n° 3-4, pp. 167-177.

BUTZER K.W., 1962, Pleistocene stratigraphy and prehistory in Egypt, *Quaternaria*, 6, pp 451-477.

BUTZER K.W., 1964, Long-Term Nile Flood Variation and Political Discontinuities in Pharaonic Egypt, in Clark J D and Brand S., 1984, *From Hunter Farmers Causes and Consequences of Food Production in Africa*, pp. 102-112.

BUTZER K.W., 1976, *Early hydraulic civilization in Egypt a study in cultural ecology*, The University Chicago Press, 134 p

CARBONEL P., 1991, Les ostracodes du Paleolac Haijad in *Paléoenvironnements du Sahara*, Ed CNRS, pp 91-100.

CARON J.M., GAUTHIER A., SCHAAF A., ULYSSE J., WOZNIAK J., 1995, *Comprendre et enseigner la planète terre*, Ophrys, 271 p.

CASTEL G., SOUKIASSIAN G., 1989, *Gebel El-Zeit I : Les Mines de Galène, (Egypte, IIe millénaire av J.-C.)*, tome I, IFAO TOTAL-CFP, 140 p.

CERC., 1975, *Shore protection manual*, Vol. I, US Army corps of engineers, Washington D.C., 496 p.

CHEN Z., WARNE A.G., STANLEY D.J., Late Quaternary evolution of the northwestern Nile Delta between the Rosetta promontory and Alexandria, Egypt., *Journal of Coastal Research*, 8(3), pp.527-561.

CLAUZON G., 1996, "Limites de séquences et évolution géodynamique", *Géomorphologie*, n°1, pp. 3-22

CLOCCHIATTI R., 1975, *Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz Etude optique, thermo-optique et chimique Applications géologiques*, SGF-Paris, 96 p

de COSSON A., 1935, *Mareotis*, London Contry Life, pp.75-93

CULVER S.J., BULL P.A., CAMPBELL S., SHAKESBY R.A., WHALLEY W.B., 1983, Environmental discrimination based on quartz surface textures : a statistical investigation, *Sedimentology*, 30, pp 129-136.

- DEBENAY J.P., TSAKIRIDIS E., SOULARD R., GROSSEL H.**, 2001, Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France) : the influence of pollution, *Marine Micropaleontologie*, 43, pp. 75-118
- de **DECKKER P., COLIN J.P., PEYPOUQUET J.P. et al.**, 1988, *Ostracoda in the Earth Science*, Elsevier, 301 p.
- DEGENS E.I., SPITZY A.**, 1983, Paleohydrology of the Nile, *Mitt. Geol.-Paläont Inst Univ Hambourg*, pp. 1-20,
- DELIBRIAS G.**, 1985, Le Carbone 14, in. *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*, Masson, pp. 423-455
- DERRY D.E.**, 1956, The dynastie race in Egypt, *J. Egypt. Arch-Geol*, 42, pp. 80-85.
- DICKIN A.P.**, 1997, *Radiogenic Isotope Geology*, Cambridge University Press, 490 p
- Diodore de Sicile**, Bibliothèque historique, Livre XVII établi et traduit par **GOUKOWSKY P.**, Les Belles Lettres, Coll des universités de France, Paris, 1986.
- EDWARDS I.E.S.**, 1961, *The pyramids of Egypt*, New York, Viking Press, 240 p
- EL DIN S., MAHAR A.**, 1997, Evaluation of sediment transport along the Nile delta coast, *Journal of Coastal Research*, 13 (1), pp. 23-26
- EL-GHAZALY G., FAWZY M.**, 1988, Pollen calendar of Alexandria (Egypt), 1981-1982, *Grana*, 27, pp. 85-87.
- EL-WAKEEL S.K.**, 1964, Recent botton sediment from the neighbourhood of Alexandria, Egypt, *Marine Geology*, 2, pp. 137-146.
- EL-WAKEEL S.K., WAHBY S.D.**, 1970, Texture and chemistry of lake Mariout sediments, *Arch Hydrobiol.*, n° 67-3, pp. 368-395
- EMPEREUR J.Y.**, 1998, *Alexandrie redécouverte*, Fayard/Stock, 253 p
- ESPIC K.**, 2000, *Etude sédimentologique du littoral alexandrin*, Maîtrise de géographie physique, Université de Provence, Aix-Marseille I, 136 p
- EVIN J., FERDIERE A., LAMBERT G.-N., LANGOUËT L., LANOS P., OBERLIN C.**, 1998, *La datation en laboratoire*, Coll. "Archéologiques", Errance, 191 p.
- FERRAND J.L., HAMELIN B., MONACO A.**, 1999, Pb isotope tracing of sedimentary fluxes in the Gulf of Lions, *Cont Shelf Res.*, 19, pp.23-47.
- FAIRBANKS R.G.**, 1989, A 17.000-year glacio-eustatic sea level record ; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep- ocean circulation, *Nature*, 342, pp. 637- 642.

Bibliographie

- FOLK R.L., WARD W.C.**, 1957, Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 27, n° 1, pp 3-26
- FOUACHE E**, 1999, *L'alluvionnement historique en Grèce Occidentale et au Péloponnèse*, Thèse de doctorat, Université Paris IV-Sorbonne, Bulletin de Correspondance Hellénique, supplément 35, 235 p. et ann.
- FOUACHE E, DALONGEVILLE R.**, 1998, De la nécessaire prise en compte des sédiments dans la connaissance des variations récentes de la ligne de rivage. Exemples d'Aghios Andreas (Grèce) et de Guverdjine Kaya (Syrie), *Géomorphologie*, n°2, pp. 131-140
- FOUASSIER Cl.**, 1989, *Le plomb - métallurgie et propriétés*, Encyclopédie Universelle, pp. 491-492.
- FOUCAULT A., STANLEY D J**, 1989, Late Quaternary paleoclimatic oscillations in East Africa recorded by heavy minerals in the Nile Delta, *Nature*, vol. 339, n° 6219, pp.44-46
- FREYDIER R., MICHARD A., De LANGE G., THOMSON J.**, 2001, Nd isotopic compositions of Eastern Mediterranean sediments: tracers of the Nile influence during sapropel S 1 formation ?, *Marine Geology*, 177, pp. 45-62.
- FRIHY O.E.**, 1992, Holocene sea level changes at the Nile delta coastal zone of Egypt, *Geo Journal*, 26 (3), pp 389-394.
- FRIHY O E, STANLEY D.J.**, 1987, *MEDIBA Compuster listing of Nile Delta Sediment borings . Petrological and Radiocarbone-¹⁴ Data* Unpublished listing, Washington, D.C., p.49.
- FRIHY O E, KOMAR P.D.**, 1993, Log-term shoreline changes and the concentration of heavy minerals in beach sands of the Nile Delta, Egypt, *Marine Geology*, 115, pp 253-261.
- FRIHY O.E., LOTFY M.F.**, 1994, Mineralogic evidence for the remnant Sebennitic promontory on the continental shelf off the central Nile delta, *Marine Geology*, 117, pp.187-194
- FRIHY O E, DEWIDAR K.M., EI RAEY M.**, 1996, Evaluation of coastal problems at Alexandria, Egypt, *Ocean and Coastal Management*, vol. 30, n° 2-3, pp 281-295
- 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, *Journal of Coastal Research*, 14 (3), pp. 970-980.
- GARDINER, A H**, 1948, *The Wilbour papyrus*, Vol. 2, *Commentary*, Oxford University Press, 216 p
- GAUTHIER F., CLAUZON G, SUC J.P., CRAVATTE J., VIOLANI D.**, 1994, Age et durée de la crise de salinité messinienne, *Compte Rendus de l'académie des Sciences Paris*, série II, pp 1103-1109.
- GEORGE P, VERGER F.**, 1996, *Dictionnaire de la géographie*, P.U.F., 500 p

- GERSTENBERGER H., HAASE G., ABOU EL NOUR F.**, The origin of strontium and the strontium isotope budget of the river Nile, *Isotopes Environ. Health Stud.*, vol. 33, pp. 349-356.
- GHALEB PACHA K.O.**, 1951, Le Mikiyâs ou Nilomètre de l'île de Rodah, Mémoire de l'Institut d'Égypte, *Institut Français d'Archéologie Orientale*, vol. 54, 156 p. et ann.
- GOBEIL** 1989, in *Geochimica et Cosmochimica acta* 53, pp. 1889-1895
- GODDIO F., BERNARD A., BERNARD E., DARWISH I., KISS Z., YOYOTE J.**, 1998, *Alexandrie, les quartiers royaux submergés*, Periplus London, 274 p.
- GODDIO F.**, 2001, Alexander's great legacy surfaces after a thousand years, *The Independent, Wednesday*, p. 3
- GOIRAN J.P., MORHANGE C., BOURCIER M., CARBONEL P., MORIGI C.**, 2000, Evolution des rivages d'Alexandrie à l'Holocène récent, marge occidentale du delta du Nil, Égypte, *Méditerranée*, 1-2, Tome 94, pp. 83-90.
- GOLDSTEIN S. L., O'NOINS R. K., HAMILTON P.J.**, 1984, A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems, *Earth and Planetary Science Letters*, 70, pp. 221-236.
- 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.
- GREKOFF N.**, 1970, *Aperçu sur les ostracodes fossiles*, Institut Français du Pétrole, 103 p.
- GROUSSET F. E., ROGNON P., COUDE-GAUSSIN G., PEDEMAY P.**, 1992, Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 93, pp. 203-212.
- GROUSSET F. E., PARRA M., BORY A., MARTINEZ P., BERTRAND P., SHIMMIELD G., ELLAM R. M.**, 1998, Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical atlantic sediments: last glacial maximum vs today, *Quaternary Sciences Reviews*, 17, pp. 395-409.
- GROVE A. T.**, 1972, Climatic change in Africa in the last 20 000 years, *Colloque de Ouarghla : Development Problems of Northern Sahara*, 2 vols
- GUIDOBONI E. C. A.**, 1984, Seismicity of Egypt, *Bulletin H I A. G.*, 4, pp. 109-160.
- GUIDOBONI E. C. A.**, 1997, The large earthquake of 8 august 1303 in Crete: seismic scenario and tsunami in Mediterranean area, *Journal of Seismology*, vol. 1, pp. 55-72.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A., TRAINA G.**, 1994, *Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th century*, Istituto Nazionale di Geofisica, Bologna, 504 p.

- GUILAINE J**, 1994, *La Mer Partagée - La Méditerranée avant l'écriture 7000-2000 avant Jésus-Christ*, Hachette, 455 p.
- HAMDAN G**, 1961, Evolution of irrigation agriculture in Egypt, *Arid Zone Research*, vol. 17, pp 119-142
- HAMELIN B., GROUSSET F.E., BISCAYE P.B., ZINDLER A., PROSPERO J.M.**, 1989, Lead isotopes in trade wind aerosols at Barbados : the influence of European emissions over the North Atlantic, *Journal Geophys Res*, 94, pp.16 243-290.
- HASSAN F.A.**, 1985, Radiocarbon chronology of Neolithic and Predynastic sites in Upper Egypt and the Delta *African Archaeological Review*, 3, pp 95-116.
- HASSAN F.A., HEGAB O., EL SHAHAT A.**, 1986, Mediterranean Littoral Cycles, West Alexandria, Egypt and implications for archeological exploration, *A Newsletter of African Archaeology*, n° 27, pp 3-5.
- HASWELL, W A**, 1883, On some new Australian tubicolous, *Annelids. Proc. Linn. Soc. New South Wales*, 7, pp 633-638 et pl 12.
- HESSE A., ANDRIEUX P., ATYA M., BENECH C., CAMERLYNCK C., DEBAS M., FECHANT C., JOLIVET A., KUNTZ C., MECHLER P., PANISSOD C., PASTOR L., TABBAGH A., TABBAGH J**, 1999, L'Heptastade d'Alexandrie in *Etudes Alexandrines*,
- HILMY, M.E.**, 1951, Beach sands of the Mediterranean coast of Egypt, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol 21, n° 2, pp. 109-120
- HONG S., CANDELONE J.P., PATTERSON C.C., BOUTRON C.F.**, 1994, Greenland Ice Evidence of Hemispheric Lead Pollution Two Millennia Ago by Greek and Roman Civilizations, *Science*, vol 265, pp 1841-1843
- HUME W F**, 1921, *The soils and water supply of the Maryut Districk, West of Alexandria*, S D P n° 87, Cairo Gouvernement Press, 52 p. et 1 map
- JACQUES F., BOUSQUET B.**, 1984, *Le Raz de Marée du 21 Juillet 365 : du cataclysme local à la catastrophe cosmique*, MEFRA, 96, pp. 423-461.
- JOLY F**, 1997, *Glossaire de géomorphologie : base de données pour la cartographie*, Armand Colin, 325 p.
- KASTENS K A., CITA M.B.**, 1981, Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea, *Geological Society of America Bulletin*, Part I, vol. 92, pp. 845-857
- KEBEASY R.**, 1990, Seismicity, in *The geology of Egypt*, Rotterdam, pp 51-59.
- KELLETTAT D.**, 1991, The 1550 BP tectonic event in the Eastern Mediterranean as a basis for assessing the intensity of shores processes, *Z. Geomorph. N. F.*, vol. 81, pp. 181-194
- KELLETTAT D**, 1997, Mediterranean coastal biogeomorphology : processes, forms and sea-level indicators, *Bulletin de l'institut océanographique*, Monaco, n° spécial 18, pp. 209-226.

- KROM M D., CLIFF R.A., EIJSINK L.M., HERUT B., CHESTER R.**, 1999a, The characterisation of Saharan dusts and Nile Particulate matter in sediments from the Levantine basin using Si isotopes, *Marine Geology*, 155, pp. 319-330.
- KROM M. D., MICHARD A., CLIFF R A., STRÖHLE K.**, 1999b, Sources of sediments to the Ionian Sea and western Levantine basin of the Eastern Mediterranean during S-1 sapropel times, *Marine Geology*, 160, pp 45-61.
- LABOREL J.**, 1961, Le concrétionnement algal "coralligène" et son importance géomorphologique en méditerranée, *Rec. Trav. Stat Marine Endoume*, Bull. 23, Fasc 37, pp 37-60.
- LABOREL J.**, 1987, Marine biogenic constructions in the Mediterranean, *Sci Rep Port-Cros. natl. Park*, 13, pp 97-126.
- LAMB H H** , 1982, *Climate history and the modern world*, Cambridge University Press, 387 p.
- LE PICHON, X., ANGELIER, J** , 1979, The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, vol 60, pp. 1-42.
- LE ROUX, G** , 2001, Caractérisation Géochimique de l'anthropisation dans les ports antiques méditerranéens, Mémoire de DEA, Université Aix Marseille I, 29 p
- LEROY S A G** , 1992, Palynological evidence of *Azolla nilotica* Dec., in recent Holocene of the eastern Nile Delta and palaeoenvironment, pp. 43-52.
- LONG A.J., SHENNAN I.**, 1994, Sea-level changes in Washington and Oregon and the "Earthquake Deformation Cycle", *Journal of Coastal Research*, 10 (4), pp 825-838
- LUCAS A., HARRIS J.R.**, 1962, *Ancient egyptian materials and industries*, Edward Arnold Publishers, 4th. édition, pp. 195-270.
- MAMHOUD BEY** , 1872, *Mémoires sur l'antique Alexandrie*, Copenhague
- MANLEY B.**, 1998, *Atlas historique de l'Egypte ancienne*, Coll. Atlas/Mémoire, Ed Autrement, 144 p.
- MELLAART J** , 1967, *Catal Hüyük - a Neolithic Town in Anatolia*, Thames & Hudson, London, pp. 217-218.
- MICHON E** , 1963, in *Dictionnaire des Antiquités Daremberg Ch. Et Saglio. Edm.*, édition Akademische Druck Austria, tome II, pp. 1146-1149.
- MILLET B.**, 1989, Fonctionnement hydrodynamique du Bassin de Thau. Validation écologique d'un modèle numérique de circulation, *Oceanologica Acta*, 12, 1, pp 37-46.
- MILLET B., BIANC F., MORHANGE C.**, 2000, Modélisation numérique de la circulation des eaux dans le Vieux-Port de Marseille vers 600 ans avant J.-C. *Méditerranée*, 1-2, Tome 94, pp 61-64.

MORHANGE C , 1994, *La mobilité récente des littoraux provençaux*, Thèse de Doctorat en Géographie Physique, Université de Provence, Aix-Marseille I, 269 p. et ann.

MORHANGE C., **GOIRAN J-P.**, **BOURCIER M** , **CARBONEL P** , **LE CAMPION J.**, **ROUCHY J.-M.**, **YON M.**, 2000, Recent Holocene Paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean sea, *Marine Geologie*, 170, pp. 205-230.

MURRAY W M , 1993, Le trophée naval de la victoire d'Actium, *Les dossiers de l'Archéologie* : La marine antique, n° 183, pp. 66-73.

NAFAA M.G., **FRIHY O.E** , 1993, Beach and nearshore features along dissipative coastline of the Nile River Delta, *Journal of Coastal Research*, 9 (2), pp.423-433.

NICHOLSON S E , 2000, The nature of rainfall variability over Africa on times scales of decades to millenia, *Global and Planetary Change*, n° 26, pp. 137-158.

NIR Y , 1996, The city of Tyre, Lebanon and its semi-artificial tombolo, *Geoarchaeology*, vol. 11, n° 3, pp. 235-250.

NUR A , **BEN-AVRAHAM Z.**, 1978, The Eastern Mediterranean and the Levant : tectonics of continental collision, *Tectonophysics*, 46, pp. 297-311

O' CONNOR D , 1972b, The geography of settlement in ancient Egypt, *in* Early Hydraulic Civilisation in Egypt, 134p

O' CONNOR D , 1974, Political systems and archaeological data in Egypt 2600-1780 B C *World Archeol.*, 6, pp 15-38.

PEIRANO A., **MORRI C.**, **MASTRONUZZI G.**, **NIKE BIANCHI C N.**,1994, *Bioermi di Cladocora caespitosa (Anthozoa, Scleractinia) in Mediterraneo*, Mem. Deser. Carta Geol. D'It, LII, pp 59-74.

PERES J.-M., 1961, *Océanographie biologique et biologie marine*, 541 p.

PERES J.M., **PICARD J** , 1964, Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée, *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 31, fasc. 47, 137 p.

de PIPPO T., **ILARDI M.**, **PENNETTA M.**, 1999, Main observations on genesis and morphological evolution of submarine valleys, *Z. Geomorph. N F.*, 43, 1, pp. 91-111

PIRAZZOLI, P.A., 1986, The Early Byzantine Tectonic Paroxysm, *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl 62, pp. 31-49

PIRAZZOLI P.A., 1991, *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*, Elsevier Oceanography Series, vol. 58, 300 p.

PIRAZZOLI P A , 1996, *Sea-level Changes, the Last 20 000 Years*, Wiley, 211 p.

- PIRAZZOLI P A , LABOREL J , STIROS S.C.**, 1996, Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times, *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, pp. 6083-6097.
- POPPER W.**, 1951, *The Cairo Nilometer*, University of California Press, 269 p.
- PRONE A.**, 1980, *Les quartz de la Provence Occidentale, étude exoscopique et endoscopique, implications paléogéographiques*, Atlas, Thèse de Doctorat, Université de Provence, 215p.
- RACHET G.**, 1994, *Dictionnaire de l'archéologie*, Laffont, 1052 p.
- REALE O , DIRMEYER P**, 2000, Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period; Part I: climate history and model sensitivity, *Global and Planetary Change*, 25, pp. 163-184
- REALE O., SHUKLA J.**, 2000, Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period; Part II : model simulation, *Global and Planetary Change*, 25, pp 185-214
- RECLUS E.**, 1885, *L'Afrique septentrionale*, Paris, 584 p.
- ROSSIGNOL-STRICK M.**, 1985, Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African Monsoon to variation of insolation, *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 49, pp 237-263.
- ROUTHIER P**, 1999, *Voyage au monde du métal*, Belin, 160 p.
- RYAN W.B.F., VENKATARATHNAM K., WEZEL F.C.**, 1973, Mineralogical Composition of the Nile Cone, Mediterranean Ridge and Sraho Trench Sandstones and Clays, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 13, Washington, pp 731-746.
- SAAD S.I.**, 1958, Studies in atmospheric pollen grains and fungus spores at Alexandria : a daily census of pollen, *Egypt. J. Bot.*, vol 1, n° 1, pp 53-61
- SAAD S.I, SAMI S.**, 1967, Studies of pollen and spores content of Nile delta deposits (Berenbal region), *Pollen et Spores*, vol. 9, n° 3, pp. 467-503.
- SAID R.**, 1975, The geological evolution of the River Nile, in Wendorf F., *Problems in Prehistory : north Africa and the Levant*, University Press, pp. 7-44
- SAID R.**, 1983, Proposed classification of the Quaternary of Egypt, *Journal of African Science*, vol 1, n° 1, pp 41-45.
- SAID, R.**, 1990, *The Geology of Egypt*, Balkema, Rotterdam, pp. 329-343
- SAID R**, 1993, *The river Nile : Geology, Hydrology, Utilization*, Pergamon Press, 320 p.
- SANDERS W.I., PRICE B.I.**, 1968, *Mesoamerica . the evolution of civilisation*. New York, Random House, 264 p.

- SANLAVILLE P., 1998, Les changements dans l'environnement au Moyen-Orient de 20 000BP à 6 000 BP, *Paléorient*, vol 23/2, pp 249-262
- SESTINI G., 1989, *Nile Delta . a review of depositional environments and geological history*.
- SETTLE D M , PATTERSON C.C., 1980, Lead in Albacore : guide to Lead Pollution in Americans, *Science*, vol. 207, pp 1167-1176.
- SHATA, A., 1971, The geomorphology, pedology and hydrogeology of the mediterranean coastal desert of UAR in Carlyle gray (ed.) *Symposium on the Geology of Lybie* Faculty of Science, University of Lybie, Tripoli, pp. 431-436
- SHUKRI N M , PHILIP. G , SAID R , 1956, The geology of the mediterranean coast between Rosetta and Bardia. Part II: Pleistocene sediments, *Bull Inst Egypte*, T. XXXVII, Fasc 2, pp. 395-427.
- SIANI G., PATERNE M., ARNOLD M , BARD E., METIVIER B., TISNERAT N , BASSINOT F., 2001, Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean sea and black sea, *Radiocarbon*, vol 42, n° 2, pp. 271-280.
- SIEBERG A., 1932a, Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet, *Denkschriften der med.- naturw. Ges. zu Jena*, 18, pp 161-273.
- SIEBERG A., 1932b, Erdbebengeographie, in *Handbuch der Geophysik*, Band IV, ed. B. Gutenberg, Berlin, pp 687-1005
- SIMONETTI J O , 1981, *Géographie des matières premières minérales*, Masson, pp 62-78
- SMITH S E , ABDEL-KADER A., 1988, Coastal erosion along the Egyptian Delta, *Journal of Coastal Research*, 4 (2), pp. 245-255.
- SNEH A., WEISSBROD I , EHRLICH A., HOROWITZ A., MOSHKOVITZ S., ROSENFELD A , 1986, Holocene evolution of the northeastern corner of the Nile Delta, *Quaternary Research*, 26, pp. 194-206.
- SOLOVIEV S.L , SOLOVIEVA O.N., GO C.N , KHEN K.S., SHCHETNIKOV N.A , 2000, *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000B.C.-2000A D* , Kluwer Academic Publishers, 237 p
- STANLEY D.J., 1988a, Subsidence in the Northeastern Nile Delta: rapid rates, possible causes and consequences *Science*, vol. 240, pp. 497-500.
- STANLEY D.J , 1990, Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt, *Marine Geology*, 94, pp 147-154 .
- STANLEY D J , HAMZA H , 1992, Terrigenous-carbonate sediment interface (Late Quaternary) along the northwestern margin of the Nile Delta, *Journal of Coastal Research*, 8 (2), pp 153-171.

STANLEY D J , WARNE A G., 1993, Nile Delta : recent geological evolution and human impact, *Science*, 260, pp. 628-634

STANLEY D J , WINGERATH J.G., 1996a, Nile sediment dispersal altered by the Aswan High Dam : The kaolinite trace, *Marine Geology*, 133, pp.1-9

STANLEY D J , WINGERATH J G., 1996b, Clay mineral distributions to interpret Nile cell provenance and dispersal : I. Lower river Nile to delta sector, *Journal of Coastal Research*, 12 (4), pp. 907-910

STANLEY D J ,GODDIO F , SCHNEPP G , 2001, Nile flooding sank two ancient cities, *Nature*, vol. 412, pp. 293-294.

STIROS S C., 2000, The AD 365 crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in The Eastern Mediterranean : a review of historical and archaeological data, *Journal of Structural of Geology*, pp. 000-000

STUIVER M , REIMER P.J., BARD E., WARREN BECK J., BURR G S , HUGHEN K A., KROMER B., MAC CORMAC G , VAN DER PLICHT J , SPURK M., 1998, Intcal 98 Radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP, *Radiocarbon*, vol. 40, n° 3, pp. 1041-1083

STUIVER M., BRAZIUNAS T F , 1993, Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC, *Radiocarbon*, vol. 35, n° 1, pp. 137-189

SUN S S , 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and islands arcs, *Philosophical transactions of the Royal Society of London A*, 297, pp. 409-445.

TAHER M.A., 1998, Les séismes à Alexandrie et la destruction du phare, Alexandrie médiévale 1, *Etudes alexandrines*, Institut Français d'archéologie orientale, 3, pp. 51-56

THOLOZAN J D., 1879, Sur les tremblements de terre qui ont eu lieu en Orient du VII^e au XVIII^e siècle, *Compte Rendus de l'Académie des Sciences*, 88, pp. 1063-1066.

TOMA S A., SALAMA M.S., 1980, Changes in bottom topography of the western shelf of the Nile Delta since 1922, *Marine Geology*, 36, pp. 325-339

TUR J.M., PERE GODALL., 1982, Consideraciones preliminares sobre la ecologia de los antozoos del litoral sur de la Costa Brava, *Oceol. Aquat.*, 6: 175-183

UNDINTSEV G.B , ZVEREV A.S., ODINOKOV Y.Y., EFREMOV V N, ELEFThERIOU S , HALL J.K , 1994, Structure of the Post-Messinian sedimentary cover in the eastern part of the Mediterranean Sea, in *Geological Structure of the Northern Mediterranean*, pp. 33-75

VENKATARATHNAM K , BISCAYE P E., RYAN W.B.F., 1972, Origin and dispersal of Holocene sediments in the eastern Mediterranean Sea, in *The Mediterranean Sea- A natural Sedimentation Laboratory*, Dowden, Dowden Hutchinson & Ross, pp. 455-469

Bibliographie

- VERRI, A., DE ANGELIS D'OSSAT G.**, 1899, Cenni sulla geologia di Taraton, *Boll. Soc. Geo. Ita.*, 18 (2) : 179-210.
- VIVENT D.**, 1996, *La palynologie appliquée à l'archéologie : nouvelles approches expérimentales, applications à quelques sites historiques de Tours*, Thèse de Préhistoire et de Géologie du Quaternaire, Université Bordeaux I, n° 1381, 3 vols
- VLAD D P.**, 1992, A model predicting waves and suspended silt concentration in a shallow lake. *Hydrobiologia*, 235/236, pp. 119-131.
- WARNE A. G., STANLEY D J.**, 1993, Archaeology to refine Holocene subsidence rates along the Nile delta margin, Egypt, *Geology*, vol. 21, n° 8, pp. 715-718
- WENDORF F., SCHILD R.**, 1980, *Prehistory of the Eastern Sahara*, New York, Academic Press.
- WERTIME T A.**, 1973, The Beginnings of Metallurgy: A New Look, *Science*, vol. 182, n° 4115, pp. 875-887
- WEYDERT P.**, 1973, *Morphologie et sédimentologie de la partie méridionale du grand récif de Tuléar*, Thèse d'Etat de Géologie, Université Aix-Marseille II, 646 p. et ann.
- WEYDERT, P.**, 1976, *Manuel de sédimentologie et d'arénologie*, Marseille- Luminy, 61 p.
- WILLIS B.**, 1928, Earthquakes in the Holy land, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 23, pp 88-89
- WRIGHT L D., FRIEDRICHS C.T., KIM S.C., SCULLY M E.**, 2001, Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves, *Marine Geology*, 175, pp 25-45.
- YOYOTTE J., CHARVET P., GOMPERTZ S.**, 1997, *Strabon - Le voyage en Egypte*, Nil, 313 p.
- ZIBROWIUS H.**, 1971, Les espèces méditerranéennes du genre *Hydroides* (Polychaeta Serpulidae). Remarques sur le prétendu polymorphisme de *Hydroides uncinata*, *Tethys*, vol. 2, n° 3, pp 691-746.

Listes des figures

Figure 1 : Carte des contours de l'incision de l'Eonile au cours du Messinien	7
Figure 2 : Blocs diagrammes schématisant les différents types de déstabilisation sédimentaire par la présence de séries évaporitiques sous-jacentes en Méditerranée Orientale	8
Figure 3 : Déstabilisation de certains types de canyon sous-marin par les courants	8
Figure 4 : Forme des reliefs sous-marins et continentaux en Méditerranée orientale	10
Figure 5 : Bathymétrie profonde de la province occidentale du delta au large d'Alexandrie, Chenaux et méandres (isobathes tous les 20 m)	11
Figure 6 : Profil sismique et mise en évidence des failles le long du transect 3	11
Figure 7 : Tsunamis et séismes à Alexandrie depuis 2000 ans	12
Figure 8 : Carte des différents gradients de pente du delta sous-marin du Nil. Les pentes sont classées de la plus forte (slope I) à la plus faible (slope V)	13
Figure 9 : Cartes paléogéographiques détaillant l'évolution du Delta du Nil de 30000 BP à l'actuel	16
Figure 10 : Carte schématique des principaux faciès sédimentaires sous-marins et des grands traits géomorphologiques du Delta du Nil	17
Figure 11 : Précipitations sur le bassin amont du Nil et crues observées au Caire	20
Figure 12 : Cartes schématiques de l'orientation des vents, des fronts et des pressions en Afrique lors des saisons froides et chaudes	22
Figure 13 : Fluctuations hydro-climatiques du Nil et phases culturelles en Egypte	24
Figure 14 : Variations dans les hauteurs des crues du Nil (en cm) à partir des données nilométriques de 614 à 1451 ap. J- C	26
Figure 15 : Cartographie des rides pléistocènes	30
Figure 16 : La cité d'Alexandrie au cours de l'antiquité grecque (Aquarelle de JCl Golvin)	34
Figure 17 : Carte sous-marine des blocs antiques immergés à proximité du Fort de Qaitbay	37
Figure 18 : Superposition de la carte des structures portuaires immergées et du cadastre avec les sites de carottage du port est	40
Figure 19 : Carte de la configuration actuelle des éléments du paysage à Alexandrie	43
Figure 20 a : Transect sous-marin au large d'Alexandrie avec les 11 sites de prélèvements	45
Figure 20 b : Caractéristiques granulométriques et texturales de 8 prélèvements sous-marins	45

Figure 21 : Abondance relative du macrobenthos actuel au large d'Alexandrie, le long du profil sous-marin infralittoral et circalittoral	48
Figure 22 : Exemples de la courbe utilisée pour calibrer les dates des échantillons marins	53
Figure 23 : Age de l'eau de mer à Alexandrie et comparaison avec d'autres sites datés et publiés	56
Figure 24 : Localisation des 13 sites carottages	60
Figure 25 : Analyses granulométriques de la carotte C II	61
Figure 26 : Photos et coupe d'une bioconstruction du Madréporaire <i>Cladocora caespitosa</i>	63
Figure 27 : Branches cassées de <i>Cladocora</i> découvertes dans les carottes	63
Figure 28 : Analyses texturales et granulométriques des sables de la carotte C II	65
Figure 29 : Assemblages des ostracodes	68
Figure 30 : Assemblages des pélecypodes et gastéropodes	70
Figure 31 : Matrice synthétique des séquences de dépôt de la carotte C II	77
Figure 32 : Mobilité latérale du trait de côte sur la face orientale du tombolo d'Alexandrie à partir des données de la carotte C II	84
Figure 33 : Analyses texturales et granulométriques de la carotte C IX	86
Figure 34 : Mise en relation des deux principaux carottages réalisés sur le tombolo d'Alexandrie	91
Figure 35 : Carte topographique et bathymétrique actuelle du littoral d'Alexandrie (1999)	93
Figure 36 : Carte de la bathymétrie estimée du littoral d'Alexandrie au moment de sa fondation au IVème av. J.-C	95
Figure 37 : Carte des hauteurs de vague au déferlement : situation avant l'Heptastade	99
Figure 38 : Carte des hauteurs de vague au déferlement : situation après l'Heptastade	100
Figure 39 : Carte de champ de courant induit par le vent : avant l'Heptastade	102
Figure 40 : Carte de champ de courant induit par le vent : après l'Heptastade	103
Figure 41 : Carte des tensions de fond induites par le courant seul situation : avant l'Heptastade	105
Figure 42 : Carte des tensions de fond induites par le courant seul : après l'Heptastade	106
Figure 43 : Carte des tensions de fond résultantes (vague et courant) situation avant l'Heptastade	108
Figure 44 : Carte des tensions de fond résultantes (vague et courant) : situation après l'Heptastade	109
Figure 45 : Carte du taux de remise en suspension du sédiment : situation avant l'Heptastade	110
Figure 46 : Carte du taux de remise en suspension du sédiment : situation après l'Heptastade	111
Figure 47 : Localisation du carottage C I : Jardin du Consulat de France	114
Figure 48 : Analyses de la fraction sableuse de la carotte C I	116
Figure 49 : Analyse de la macrofaune marine du forage C I (Consulat Général de France d'Alexandrie)	117

Figure 50 : Analyse de l'ostracofaune de la carotte C I	119
Figure 51 : Analyse des foraminifères de la carotte C I	121
Figure 52 : Localisation du carottage C V : Khan Chorbagy	132
Figure 53 : Analyses granulométriques de la carotte C V	133
Figure 54 : Comparaison des carottes C V et C I	141
Figure 55 : Mobilité latérale du trait de côte sur le littoral sud de la rade orientale (données de la carotte C I)	143
Figure 56 : Perception de la mobilité latérale du rivage à partir de la carotte C V	144
Figure 57 : Photographies des aégagropiles d'Alexandrie et des accumulations actuelles sur quelques plages varoisées	146
Figure 58 : Carottes C VIII et C X	148
Figure 59 : Comparaison du tombolo et des baies occidentales et orientales	153
Figure 60 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie Substrat, Sables Grossiers et Moyens	158
Figure 61 : Morphoscopie des quartz de la carotte C I	160
Figure 62 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 26 Sables Moyens	161
Figure 63 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 17 Sables Grossiers et Moyens	162
Figure 64 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 11 Sables Grossiers	164
Figure 65 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 11 Sables Moyens et Grossiers	165
Figure 66 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 10 Sables Grossiers et Moyens	166
Figure 67 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 9 Sables Grossiers et Sables Moyens	168
Figure 68 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie I 6 Sables Grossiers	169
Figure 69 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie actuel Sables Grossiers et Moyens	171
Figure 70 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie V 21 Sables Grossiers	173

Figure 71 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Alexandrie V 21 Sables Grossiers et Moyens	174
Figure 72 : Localisation des Quartz issus des dépôts de Tsunamis étudiés au MEB	177
Figure 73 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Vancouver 1700 Sables Moyens	179
Figure 74 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Vancouver 1964 Sables Grossiers	181
Figure 75 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Vancouver 1964 Sables Moyens	182
Figure 76 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Japon 869 Sables Grossiers	183
Figure 77 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Japon 869 Sables Moyens	184
Figure 78 : Planche des clichés de quartz vus au MEB, échantillon Portugal 1755 (Tsunami attesté)	187
Figure 79 : Variations relatives du niveau marin holocène sur plusieurs sites du delta du Nil	191
Figure 80 : Localisation des communautés à <i>Cladocora caespitosa</i> fossiles	193
Figure 81: Variations relatives du niveau marin à Alexandrie par l'étude de l'exhaussement des fonds marins	195
Figure 82 : Organisation des dynamiques et sources sédimentaires	197
Figure 83 : Minéralogie de la phase argileuse : carotte C IX Bureau des Douanes	200
Figure 84 : Minéralogie de la phase argileuse : carotte C V Khan Chorbagy	202
Figure 85 : Les sources sédimentaires par les données géochimiques (Néodyme et Strontium)	206
Figure 86 : Carte des gisements métallifères antiques de la rive droite du Nil	211
Figure 87 : Noms des mines, métal extrait et date d'exploitation	212
Figure 88 : Le principe de coupellation dans un four à réverbère En dessous, symbole astrologique et alchimique du plomb	213
Figure 89 : Usages et productions en plomb au cours de l'Antiquité	215
Figure 90 : Comparaison synthétique des signaux en plomb à Alexandrie avec les phases culturelles égyptiennes et les fluctuations des crues du Nil	221
Figure 91 : Planches photographiques de quelques pollens contenus dans les carottes C I et C II	230
Figure 92 : Diagramme pollinique de la carotte C II : site El Chemerly n°69, Alexandrie	232

Figure 93 : Diagramme pollinique de la carotte C I réalisée dans les jardins du Consulat de France d'Alexandrie	236
Figure 94 : Abondance relative de pollens et spores dans un carottage réalisé dans le delta du Nil, site de Berendal à 12 Km au sud de Rosette	238
Figure 95 : Variabilité pollinique annuelle, totale et par famille, sur le site d'Alexandrie en 1954	239
Figure 96: Carte qualitative des changements climatiques et/ou paysagers déduite des sources littéraires et des données archéologiques	242
Figure 97 : Histogramme de la répartition des précipitations annuelles à Alexandrie	242
Figure 98 : Les indicateurs d'environnement portuaires antiques à Alexandrie	246
Figure 99 : Contexte géomorphologique du site d'Alexandrie vers 3000 BP	248
Figure 100 : Contexte géomorphologique du site d'Alexandrie durant la période grecque	248
Figure 101 : Contexte géomorphologique du site d'Alexandrie à la fin de la période romaine	248
Figure 102 : Contexte géomorphologique du site d'Alexandrie au début de l'époque arabe	248

Listes des tableaux

Tableau 1 : Comparaison de l'âge de l'eau de mer à Alexandrie et à Port Said	57
Tableau 2 : Analyse ^{14}C de 2 échantillons de l'unité C I B.	127
Tableau 3 : Datations au radiocarbone réalisées sur 3 récifs de <i>Cladocora caespitosa</i>	194
Tableau 4 : Résultats en Néodyme et Strontium	205
Tableau 5 : Tableau des données isotopiques du plomb dans la carotte C I	219
Tableau 6 : Tableau des données isotopiques du plomb dans la carotte C II	220
Tableau 7 : Tableau des principaux taxons et leurs caractéristiques écologique	231

annexe

DATATIONS AU RADIOCARBONE : ALEXANDRIE

référence échantillon	nature de l'échantillon	code laboratoire	Teneur en ^{14}C par rapport au standard international	Age ^{14}C en années BP	Age calibré (intervalle après correction avec la courbe marine R=400) Stuiver et Braziunas, 1993
I 10	<i>cladocora</i>	Ly-8867	64.4 % \pm 0.5	[3535 \pm 50]	(1572 à 1364 av. J.-C.)
I 10	fragments de coquilles	Ly-8868	57.4 % \pm 0.4	[4455 \pm 40]	(2848 à 2499 av. J.-C.)
I 13	posidonies	Ly-8866	80.3 % \pm 0.5	[1765 \pm 50]	(556 à 728 ap. J.-C.)
I 26	posidonies	Ly-9148	77.6 % \pm 0.3	[2040 \pm 30]	(270 à 434 ap. J.-C.)
I 32	posidonies	Ly-8865	75.7 % \pm 0.4	[2235 \pm 45]	(27 à 219 ap. J.-C.)

II 7	coquilles	Ly-1521 (OxA)	82.67 % \pm 0.38	[1530 \pm 35]	(794 à 976 ap. J.-C.)
II 8	coquilles	Ly-1522 (OxA)	81.6 % \pm 0.38	[1635 \pm 35]	(687 à 858 ap. J.-C.)
II 9	vase marine	Ly-8873	80.7 % \pm 0.4	[1720 \pm 45]	(623 à 772 ap. J.-C.)
II 14	huître	Ly-1305 (OxA)	79.5 % \pm 0.45	[1845 \pm 45]	(468 à 666 ap. J.-C.)
II 15	coquilles	Ly-10567	78.5 % \pm 0.53	[1935 \pm 55]	(359 à 612 ap. J.-C.)
II 16	vase coquillère	Ly-8872	71.2 % \pm 0.5	[2730 \pm 50]	(690 à 360 av. J.-C.)
II 18	<i>cladocora</i>	Ly-8871	59.3 % \pm 0.4	[4195 \pm 50]	(2445 à 2169 av. J.-C.)
II 20	<i>cladocora</i>	Ly-10570	56.1 % \pm 0.34	[4640 \pm 50]	(3014 à 2839 av. J.-C.)
II 25	<i>cladocora</i>	Ly-8870	51.3 % \pm 0.4	[5360 \pm 55]	(3918 à 3648 av. J.-C.)
II 27	sédiment coquiller	Ly-8869	37.8 % \pm 0.3	[7810 \pm 55]	(6391 à 6151 av. J.-C.)

V 9-11	aegagropiles	Ly-10736	86.4 % \pm 0.31	[1175 \pm 30]	(1193 à 1293 ap. J.-C.)
V 17	aegagropiles	Ly- 10737	84.74 % \pm 0.36	[1330 \pm 35]	(1019 à 1170 ap. J.-C.)
V 31	fragment de bois	Ly- 10735	86.94 % \pm 0.68	[1125 \pm 65]	(775 à 1021 ap. J.-C.)
V 55	^{14}C classique	Ly- 9969	72.8 % \pm 0.41	[2550 \pm 45]	(368 à 142 av. J.-C.)
V 61	foram	Ly- 1306 (OXA)	67.88 % \pm 0.41	[3115 \pm 45]	(1039 à 810 av. J.-C.)

IX 20	<i>cladocora</i>	Ly-10615	74.78 % \pm 0.39	[2334 \pm 41]	(110 à 110 av./ap. J.-C.)
IX 28	<i>cladocora</i>	Ly- 10617	50.5 % \pm 0.3	[5485 \pm 50]	(4000 à 3780 av. J.-C.)

ALEX 8 P 2	<i>cladocora</i>	Ly- 10564	49.6 % \pm 0.26	[5625 \pm 40]	(4194 à 3960 ap. J.-C.)
ALEX 22 P 6	<i>cladocora</i>	Ly- 10565	49.4 % \pm 0.48	[5650 \pm 75]	(4277 à 3934 ap. J.-C.)
ALEX 16	<i>cladocora</i>	Ly- 10566	76.6 % \pm 0.46	[2140 \pm 50]	(121 à 365 ap. J.-C.)

MUREX 1928	gastéropode marin	Ly- 10191	94.2 % \pm 0.5	âge apparent [370 \pm 40]	
------------	-------------------	-----------	------------------	-----------------------------	--