DIRECTION DE L'ENVIRONNEMENT
ET DE
L'AMENAGEMENT LITTORAL

ETUDE INTEGREE DU BASSIN D'ARCACHON

- Tome 1 -

1. Généralités sur le milieu

2. Evolution morpho-bathymétrique

3. Hydrodynamique

4. Dynamique sédimentaire

IFREMER Bibliotheque de BREST
0EL07546

IFREMER

R. INT. DEL / 97.09 /ARCACHON

DIRECTION DE L'ENVIRONNEMENT
ET DE
L'AMENAGEMENT LITTORAL

ETUDE INTEGREE DU BASSIN D'ARCACHON

- Tome 1 -

1. Généralités sur le milieu

2. Evolution morpho-bathymétrique

3. Hydrodynamique

4. Dynamique sédimentaire

R. INT. DEL / 97.09 /ARCACHON

IFREMER
Laboratoire DEL/Arcachon

Etude réalisée par

J-M. BOUCHET, J-P. DELTREIL, F. MANAUD, D. MAURER, G. TRUT

avec le concours de

I. AUBY, J-P. DRENO, J. L'YAVANC, N. MASSON, C. PELLIER

et la collaboration technique de

F. D'AMICO, C. CANTIN, V. CHAPRON, F. TRUT

Ont participé à la correction des textes :

C. ALZIEU (*)
G. BACHELET (**)
Ph. BASSOULET (*)
P. CAPDEVILLE (****)
P. CHARDY (*)
D. CLAISSE (*)
Ph. GOULLETQUER (*)
R. GUICHET (*)
J-F. GUILLAUD (*)
E. HIS (*)
P-J. LABOURG (**)
R. LAPLANA (***)
J-P. LEAUTE (*)
J. L'YAVANC (*)
J-L. MAUVAIS (*)
Ph. MOGUEDET (*)
Y. MONBET (*)
J-C. SALOMON (*)

Coordination : **François MANAUD**

IFREMER (*)
L.O.B. (**)
CEMAGREF (***)
SIBA (****)

FICHE DOCUMENTAIRE

Numéro d'identification du rapport : DEL/AR/RDN/1997-09 **Diffusion** : Libre **Validé par** : DEL/D **Version du document** : Version définitive 1997	**date de publication** Septembre 1997 **nombre de pages** **bibliographie** Oui **illustration(s)** Oui **langue du rapport** Français

Titre et sous-titre du rapport :

ETUDE INTEGREE DU BASSIN D'ARCACHON

Titre traduit :

Comprehensive study of bassin d'Arcachon

Auteur(s) principal(aux) : nom, prénom	**Organisme / Direction / Service, laboratoire**
MANAUD F., BOUCHET J-M., DELTREIL J-P. , MAURER D., TRUT G., AUBY I., DRENO J-P., MASSON N., PELLIER C., L'YAVANC J. (1)	IFREMER DEL/AR (1) IFREMER DEL/CR Brest
Collaborateur(s) : nom, prénom	Organisme / Direction / Service, laboratoire
D'AMICO F., CANTIN C., CHAPRON V. (1) TRUT F.	IFREMER DEL/AR (1) IFREMER DEL/CR Brest

Travaux universitaires :

diplôme : discipline :

établissement de soutenance : année de soutenance :

Titre du contrat de recherche : n° de contrat IFREMER

Organisme commanditaire : nom développé, sigle, adresse

Organisme(s) réalisateur(s) : nom(s) développé(s), sigle(s), adresse(s)

Responsable scientifique :

Cadre de la recherche :

Programme : Convention :

Projet : ETUDE INTEGREE DU BASSIN D'ARCACHON (Code analytique : G12003) Autres (préciser) :

Campagne océanographique : (nom de campagne, année, nom du navire)

avril 1997 IFREMER *Copyright*

FICHE DOCUMENTAIRE

Résumé :

L'étude rassemble les connaissances existantes pour éclairer les grandes tendances de l'évolution naturelle et socio-économique qui interviennent dans et autour du Bassin d'Arcachon. La présente synthèse a été établie à partir du contenu de cinq tomes thématiques.

Le sens et la vitesse de l'évolution morphologique ont été précisés, permettant des projections raisonnables à moyen terme : la communication avec la mer n'est pas menacée, la navigabilité des passes va aller s'améliorant dans les trente prochaines années ; pendant le même temps, des changements importants de la côte et des bancs vont nécessiter des adaptations des sites d'exploitation des ressources (ostréiculture, loisirs, tourisme) et de l'émissaire de La Salie, tandis qu'à l'intérieur du Bassin, le réseau hydrographique va se simplifier par comblement des chenaux secondaires et le Nord du Bassin continuera de se combler.

Ceci pose la question de l'entretien des espaces naturels et d'exploitation (parcs à huîtres, plages) pour compenser cette évolution et des précautions à prendre en matière d'aménagement hydraulique. La modélisation hydrodynamique, menée en parallèle, outre l'éclaircissement des mécanismes essentiels, a permis de simuler l'effet d'aménagements importants et, en particulier, d'en découvrir les inconvénients ; ces résultats incitent à limiter les objectifs aux travaux indispensables à la restauration de la capacité hydraulique.

La bonne qualité des composantes du Bassin (eau, sédiment, matière vivante) a pu être maintenue, malgré l'expansion urbaine et industrielle, au prix d'équipements importants (système d'assainissement mis en chantier en 1970) : mais l'ampleur et la complexité croissante du réseau, en même temps que l'amenuisement de la capacité tampon du milieu du fait de son occupation croissante, tendent à fragiliser le système.

Des troubles graves pour l'ostréiculture provoqués par l'emploi de produits anti-salissures à base d'étain (TBT), ou encore les proliférations d'algues vertes consécutives au développement agricole intensif sur le bassin versant ont montré la sensibilité du Bassin à l'introduction de substances allochtones (biocides ou nutriments).

Ces dangers justifient l'extrême vigilance de ceux qui vivent du Bassin et leur hostilité à l'égard de toute forme d'intensification. D'où la nécessité, pour rendre supportable l'évolution inéluctable de la démographie et des loisirs, d'inventer des modes de développement (nautisme, ports, dragages...) adaptés aux conditions très particulières du site.

Outre le bilan des connaissances actuelles, l'étude propose un certain nombre d'axes de recherches pour pallier les insuffisances qui affaiblissent ses conclusions en matière de limites acceptables du développement, et, d'autre part, suggère des mesures pratiques telles que :

- des travaux d'entretien du milieu susceptibles de maintenir les mécanismes naturels,
- l'adaptation des projets (navigation, ports, urbanisation) aux aptitudes des sites,
- des choix de développement pour le Bassin et l'unité de décision (échelon politique des collectivités).
- enfin, la mise en place d'un suivi coordonné qui donnera les moyens d'une meilleure maîtrise de cette évolution.

avril 1997 IFREMER *Copyright*

FICHE DOCUMENTAIRE

Abstract :

This study collates most of published and unpublished research from over more than a century to reveal major trends in natural evolution and human development and the connections between them.
The past direction and speed of morphological changes over medium time ranges have been defined.
The outlet will remain open, but chanel and sandbanks will shift south as before and activities have to comply with these changes.
Concerning the type of management, the hydrodynamic model shows the main characteristics of the system and suggests to rely more on restoring hydraulic patterns than in imposing new ones.
On quality grounds, the study shows that marine conditions in the region have remained fairly healthy, despite increased urban growth and industrialisation. This is mainly due to a vast programme of water treatment and sewage collecting networks which will have to be extended permanently to maintain current quality levels.
Certain activities have been prohibited, such as the use of tin-based antifouling products and there has been strict control of intensive agriculture which indirectly stimulates the growth of green algae and threatens shellfish.
People in the area are aware of these dangers and there is a need to conduct development in an environmentally respectful way.
The publication suggests a number of measures, including public works to maintain hydrodynamic patterns, the careful design of development projects (ports and urban planning) and the setting up of a surveillance system and monitoring group to permanently assess development impacts.

Mots-clés :
Bassin d'Arcachon, monographie, physique, eau, sédiment, biologie, activités, influence, aménagement, évolution

Keywords :
Bassin d'Arcachon, review, physics, water, sediment, biology, activities, impact, management, evolution

Commentaire :

avril 1997 IFREMER *Copyright*

ETUDE INTEGREE DU BASSIN D'ARCACHON

ANALYSE : Exploitation des données disponibles par thèmes

Tome I - Physique
Ch. 1 - Généralités sur la géologie, l'hydrologie continentales, le climat
Ch. 2 - Morphologie
Ch. 3 - Circulation des eaux marines
Ch. 4 - Dynamique sédimentaire

Tome II - Qualité de l'eau et des sédiments
Ch. 1 - Physico-chimie, nutriments, chlorophylle, M.E.S., matière organique
Ch. 2 - Polluants

Tome III - Evolution de la richesse biologique
Ch. 1 - Phytoplancton
Ch. 2 - Zooplancton
Ch. 3 - Biosédimentaire
Ch. 4 - Ethologie alimentaire des Poissons
Ch. 5 - Biogéographie

Tome IV - Activités
Ch. 1 - Aménagement de l'espace, Socio-économie, Navigation, Travaux maritimes,
Ch. 2 - Forêt et agriculture
Ch. 3 - Urbanisation et Industrie
Ch. 4 - Loisirs balnéaires et de nature
Ch. 5 - Nautisme

Tome V - Activités ressources vivantes
Ch. 1 - Pêche professionnelle
Ch. 2 - Conchyliculture

SYNTHESE : Réponses aux grandes questions à l'aide des données disponibles

Ch. 1 : Le Bassin se ferme-t-il ?
Ch. 2 : Le Bassin se comble-t-il ?
Ch. 3 : Pourquoi les passes sont-elles vitales ?
Ch. 4 : Le Bassin est-il pollué ?
Ch. 5 : Le Bassin évolue-t-il sur le plan biologique ?
Ch. 6 : Quelle évolution de l'ostréiculture arcachonnaise ?
Ch. 7 : Quelles interactions entre les activités ?
Ch. 8 : Quel développement possible des activités ?

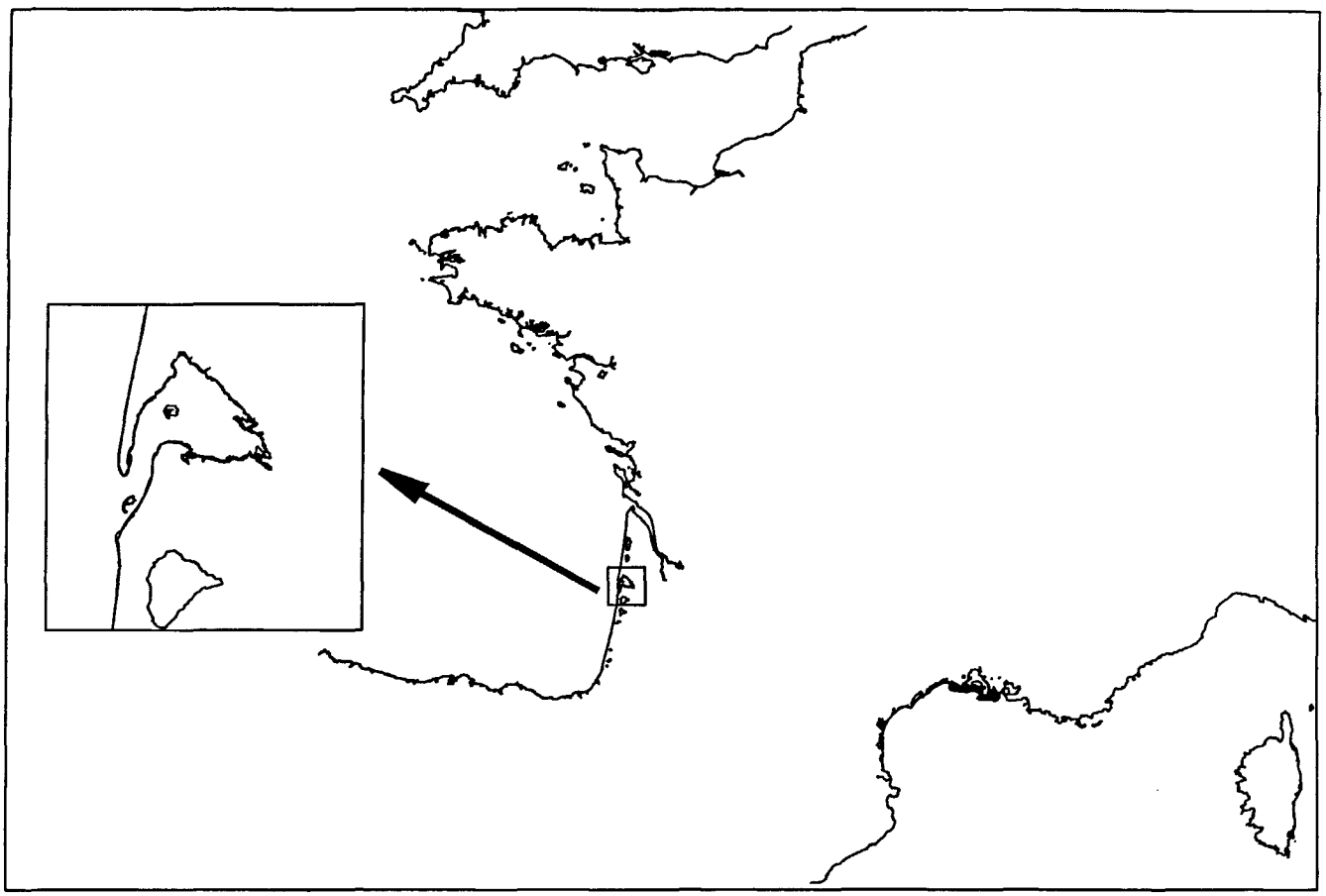


Figure 1 : Situation géographique du Bassin d'Arcachon

La situation géographique et la toponymie du Bassin d'Arcachon sont présentées Figure 1 et Figure 2.

Les grandes périodes de la recherche sur le Bassin d'Arcachon

- Dès le milieu du XVIIIème siècle, l'ingénieur hydrographe CHARLEVOIX de VILLERS étudie les moyens de maintenir ouverts les accès du Bassin et les géographes topographes tracent les plans des salines et de l'aménagement agro-sylvicole des rives Sud (Domaine de NEZER).

- A partir du milieu du XIXème siècle, plusieurs initiatives ont permis le démarrage de :

  - Recherches en sciences naturelles : grâce à la création de la Société Scientifique et de la Station Biologique en 1863 (F. JOLYET et F. LALESQUE).

  - Recherches sur l'aménagement hydraulique, touristique et socio-économique, avec un effort concerté dans les années 1968-1975 (Département de la Gironde, Service Maritime, MIACA).

  - Recherches sur les problèmes ostréicoles (création du Laboratoire de l'Office des Pêches en 1922) avec une intégration croissante des facteurs d'environnement à partir de 1950. Début du RNO en 1977, travaux de la Mission Scientifique entre 1978 et 1984.

  - Recherches universitaires nombreuses dans le cadre de mémoires et de thèses sur tous les milieux et dans toutes les disciplines, plus particulièrement en biologie marine, océanographie, sédimentologie, hydrogéologie et biochimie, menées plus particulièrement à partir des années soixante.

Ouvrages de référence

Peu d'auteurs se sont donnés pour tâche de rassembler et de présenter les connaissances sous une forme condensée et accessible ; aussi méritent-il d'être signalés dès l'abord, et nous leurs ferons de fréquents emprunts.

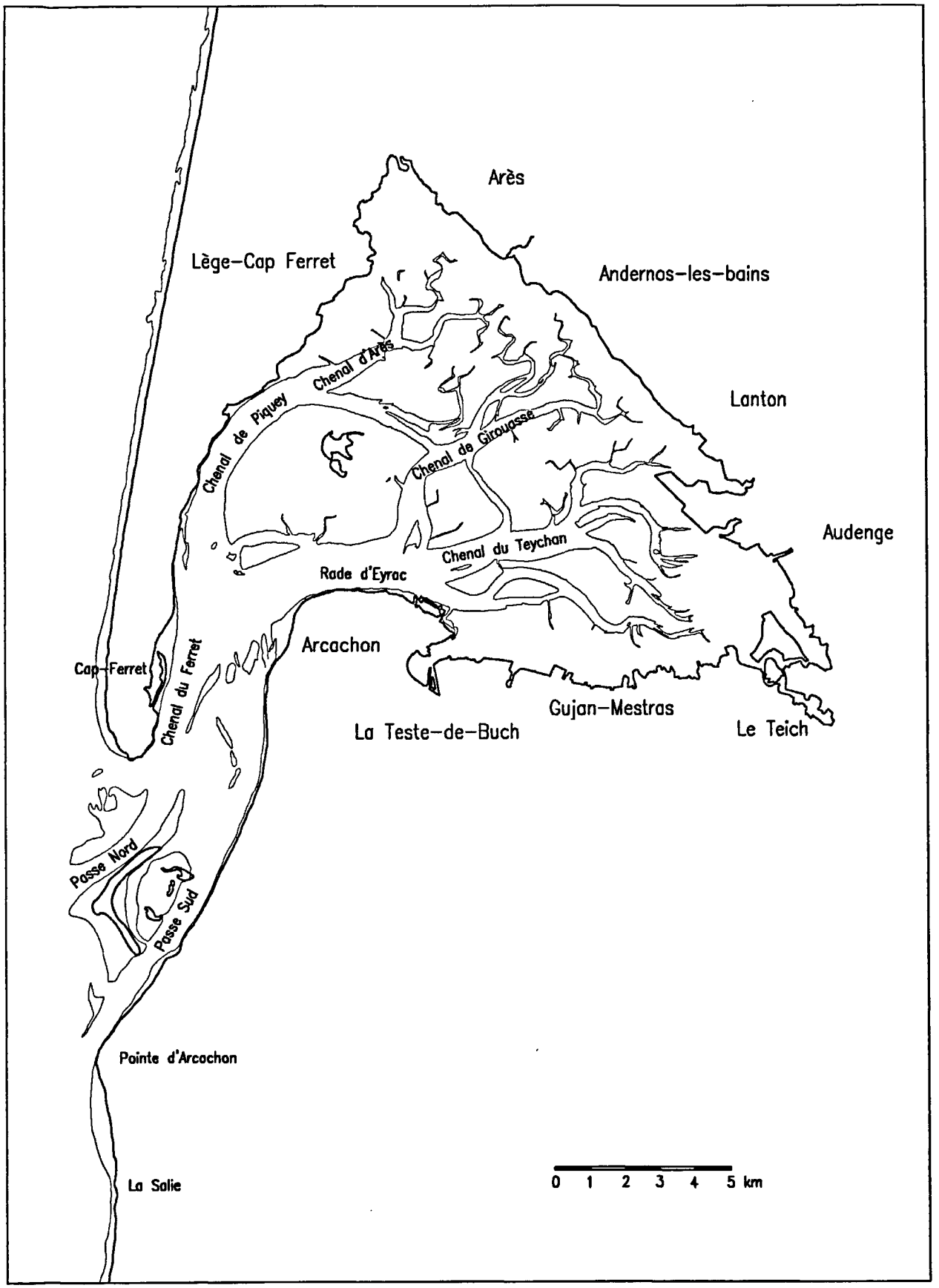


Figure 2 : Toponymie du Bassin d'Arcachon

Recueil de données statistiques, techniques et administratives, directives d'aménagement
Elles sont rassemblées dans trois rapports qui couvrent la période étudiée :

1 - SDAU du Bassin d'Arcachon, 1974.

Ce document destiné à tracer les grandes lignes de l'aménagement de l'espace et de la répartition des équipements destinés à soutenir le développement économique du Bassin présente les dispositions envisagées à l'horizon 2 000 - 2 010.
Mais il s'agit de règles de conduite des administrations non-opposables aux tiers. Alors que nous arrivons à l'échéance de ce schéma, il est intéressant de voir quel sort a été réservé à ces directives.

2 - SAUM "allégé" du Bassin d'Arcachon, 1978.

Chargé de diriger la démarche du Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer du Bassin d'Arcachon entre 1974 et 1978, le Service Maritime et de la Navigation de la Gironde a réalisé un Livre Blanc de 229 pages (SAUM, 1977), dont les premières parties ont le mérite de fournir d'une manière précise et détaillée les données disponibles à l'époque sur l'utilisation du plan d'eau et les activités économiques liées.
De plus ce rapport fait le point provisoire de la réflexion des différents intervenants à l'issue de la démarche ainsi que des décisions de réglementation.

3 - SD du Bassin d'Arcachon, 1992.

Entre 1988 et 1992, le Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon avec l'aide des Services de l'Etat, a dirigé la révision du Schéma Directeur de 1974.
Le rapport de 83 pages (SD, 1992) présente les données disponibles sur l'état du milieu et des activités, l'évolution en matière démographique, urbaine et économique, ainsi que les objectifs d'aménagement et les mesures préconisés.
C'est la base statistique officielle la plus récente dont nous disposions.
Immédiatement après son approbation a été lancée la démarche d'élaboration du Schéma de Mise en Valeur de la Mer du Bassin d'Arcachon.
Rédigé en 1996, le **Livre Bleu du SMVM** constitue "un état de lieux aussi exhaustif que possible, tant au plan environnemental - pour lequel il reprend nombre d'éléments de l'Etude Intégrée - qu'au plan économique." Ce document énonce finalement une liste d'enjeux et de perspectives à partir desquels sont discutées les orientations à retenir pour l'aménagement.

Données scientifiques utiles à l'aménagement

Malgré l'abondance de la matière scientifique disponible, il n'existe que peu d'ouvrages ayant tenté de les regrouper et encore moins de les synthétiser.

LABRID a réalisé en 1969 une monographie de la conchyliculture traitée comme sujet central certes, mais associé à toutes les données de l'environnement naturel et socio-économique disponibles à cette époque, ce qui en a fait pendant des décennies un ouvrage de référence.

Après les rapports d'UPA (1971) réalisés pour la MIACA qui tentaient une démarche urbanistique intégrée à l'environnement, MANAUD (1974) a présenté sous forme cartographique homogène (1/50 000) les données de milieu et d'activités utiles à l'aménagement.

Plus récemment, MOREL et LABOURG (1988), ont réalisé une synthèse des connaissances sur les zones humides, qui compte tenu de l'importance de ces milieux dans le Bassin, traite pratiquement de l'ensemble des sujets utiles à la réflexion d'aménagement.

Notre travail vient poursuivre cet effort par un nouvel éclairage sur les données disponibles soutenu par l'obtention de résultats originaux sur l'évolution du Bassin.
IFREMER mène depuis vingt ans une politique "d'"Etudes Régionales" qui consiste à fournir le contexte scientifique à l'échelle moyenne de la région naturelle maritime (rade de Brest, Estuaire de la Seine, Golfe Normand-Breton...) permettant notamment de recaler plus facilement les études de faible emprise, comme les études d'impact d'aménagements.
L'Etude Intégrée du Bassin d'Arcachon appartient à cette lignée. La nature très mobile du littoral aquitain impose de privilégier l'étude de l'évolution du milieu.
On a dû étayer la synthèse bibliographique prévue au début, par des études spécifiques en morpho-bathymétrie, hydrodynamique (modélisation), richesse biologique et socio-économie, ainsi que les résultats inédits obtenus par les suivis du laboratoire IFREMER en matière d'ostréiculture et de qualité des eaux.

Organisation du rapport "Etude intégrée"

L'approche analytique comporte une analyse du milieu naturel et une analyse des activités présentées en cinq tomes à savoir :

I. Milieu (Généralités, Physique)
II. Qualité des eaux et des sédiments
III. Biologie
IV. Activités (Généralités, Agro-sylvicole, Loisirs)
V. Pêche, Conchyliculture

Le tome VI est consacré à la Synthèse sous forme de réponse aux grandes questions qui se posent le plus souvent aux décideurs.

1. GENERALITES SUR LE MILIEU

I.1. GENERALITES SUR LE MILIEU

1. Géographie

2. Géologie

3. Climat
3.1. Caractéristiques du climat local
3.2. Données météorologiques
    3.2.1. Température, Rayonnement et Précipitations à Arcachon
    3.2.2. Vent au Cap Ferret

4. Cycle d'eau
4.1. Bassin versant et sous-ensembles
4.2. Régime des écoulements
    4.2.1. Précipitations
        4.2.1.1. Répartition zonale
        4.2.1.2. Répartition temporelle
        4.2.1.3. Influence de la végétation
    4.2.2. Régime des nappes
        4.2.2.1. Rôle des sols
        4.2.2.2. Rôle de la végétation
        4.2.2.3. Echanges avec le milieu marin
    4.2.3. Régime des cours d'eau
        4.2.3.1. Eyre
        4.2.3.2. Canal du Porge
        4.2.3.3. Canal des Landes
4.3. Apports d'eau douce au Bassin d'Arcachon
    4.3.1. Apports par les cours d'eau
        4.3.1.1. Cours d'eau à module connu
        4.3.1.2. Cours d'eau suivis depuis 1992 (Agence de l'Eau-IFREMER)
        4.3.1.3. Autres cours d'eau
        4.3.1.4. Apport total par les cours d'eau (Module calculé)
    4.3.2. Apports par la nappe
    4.3.3. Bilan des apports d'eau douce au Bassin d'Arcachon
        4.3.3.1. Répartition selon les types d'apports
        4.3.3.2. Répartition géographique des apports
4.4. Conclusion

5. Evolution à long terme
5.1. Changements climatiques
    5.1.1. Variation annuelle
    5.1.2. Variation anthropique
5.2. Tectonique/Subsidence
5.3. Remontée du niveau marin
    5.3.1. Observation

Ce chapitre traite de cinq sujets d'intérêt général dont les éléments serviront de base documentaire aux chapitres thématiques qui suivent.

Liste des figures

Fig. 1 : Situation géographique.
Fig. 2 : Carte géologique simplifiée des formations superficielles (BRGM, 1980).
Fig. 3 : Esquisse structurale du toit du Crétacé (SNEA, 1965).
Fig. 4 : Les climats du Bassin d'Arcachon (CASSOU-MOUNAT, 1975).
Fig. 5 : Climogrammes interannuels (METEO-FRANCE, 1994).
Fig. 6 : Evolution interannuelle des paramètres température de l'air, rayonnement et pluviométrie à Arcachon (AUBY *et al.*, 1994).
Fig. 7 : Vents saisonniers au Cap Ferret (ASCENSIO *et al.*, 1987).
Fig. 8 : Délimitation et superficie des différents bassins versants directs du Bassin d'Arcachon (LAPLANA *et al.*, 1993).
Fig. 9 : Précipitations moyennes (en $mm.an^{-1}$) pour la période 1951-1980 (METEO-FRANCE, carte des précipitations 1988).
Fig. 10 : Normales des précipitations mensuelles (1967-1993).
Fig. 11 : Cycle de l'eau en zone de cultures (in FLEURANCEAU, 1993).
Fig. 12 : Fluctuation des nappes sous cultures irriguées (AIGROT, 1992).
Fig. 13 : Résurgences d'eau douce le long du littoral atlantique (LEVEQUE *et al.*, 1972).
Fig. 14 : Schéma montrant la composante verticale de la circulation des filets liquides (MOUSSIE, 1973).
Fig. 15 : Temps de concentration (en h) des eaux continentales dans le Bassin d'Arcachon (FLEURANCEAU, 1993).
Fig. 16 : Débits moyens annuels (courbe) et mensuels (histogramme) de l'Eyre à la station de Salles (AUBY *et al.*, 1994).
Fig. 17 : Relation entre les précipitations et les débits moyens annuels minima.
Fig. 18 : Variation des anomalies de températures de la mer (FIEUX, 1978).
Fig. 19 : Variations de longueur des glaciers en Islande (*in* HERSART DE VILLEMARQUE, 1991).
Fig. 20 : Subsidence en mm/an (0,5) d'après la comparaison des nivellements (1892-1969) et côte en m (- 600) du toit du crétacé au Sud-Est du Bassin d'Arcachon (*in* KLINGEBIEL et LEGIGAN, 1992).

Liste des tableaux

Tab. 1 : Précipitations moyennes interannuelles(GARENC,1957).
Tab. 2 : Répartition des précipitations autour du Bassin (ASTIE *et al.*, 1971).
Tab. 3 : Module (débit moyen inter-annuel) des cours d'eaux suivis depuis 1989.
Tab. 4 : Modules spécifiques des cours d'eaux suivis depuis 1989.
Tab. 5 : Débit moyen des apports d'eau douce par les cours d'eau.
Tab. 6 : Flux calculés de la nappe phréatique du Bassin d'Arcachon (LAMOURE et BALADES, 1979).
Tab. 7 : Elévation contemporaine du niveau des mers (*in* BOUNI *et al.*, 1991).

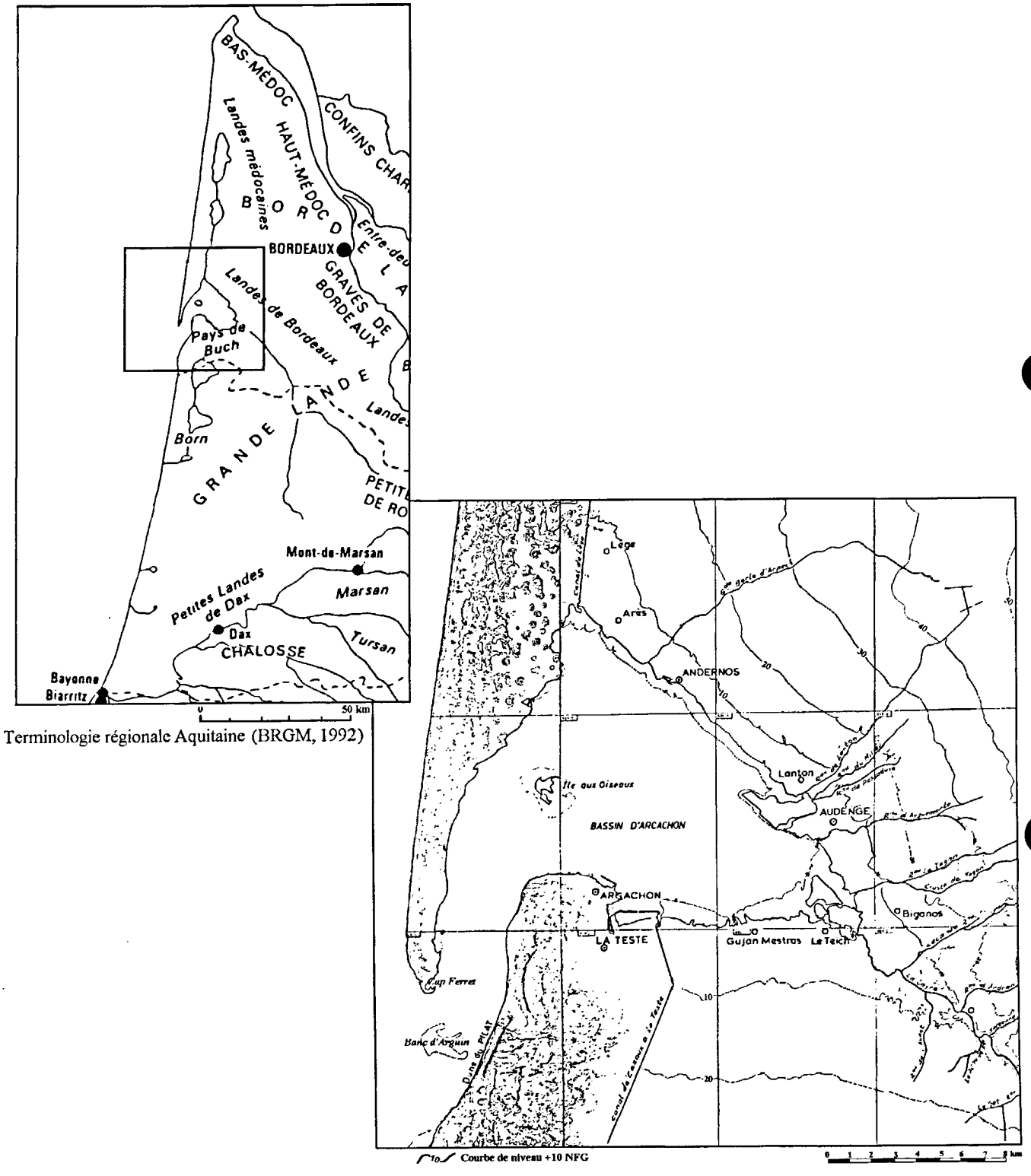


Figure 1 : Situation géographique

1. Géographie (Fig. 1)

Situé à l'ouest de l'Europe par 44°40 N et 1°10W sur le rivage du Golfe de Gascogne, le Bassin d'Arcachon constitue une baie marine insérée dans la plaine côtière des Landes de Gascogne (cf. **III.**5).

Les passes du Bassin d'Arcachon constituent la seule discontinuité de la Côte Aquitaine, cordon dunaire de 200 km qui s'allonge de l'Estuaire de la Gironde à l'embouchure de l'Adour.

Le Bassin proprement dit représente un vaste plan d'eau marin (180 km² y compris les passes), de type lagunaire dominant, pénétrant de 20 km à l'intérieur des terres.
Les surfaces du schéma directeur du Bassin d'Arcachon (12 communes) obtenues par exploitation d'images SPOT (BA *et al.,* 1990), donnent un espace total de 108 125 ha, dont 18 232 ha d'espace marin et, par différence, 89 893 ha d'espace terrestre. Notons que, officiellement, la superficie communale totale de l'espace du schéma directeur s'élève à 95 024 ha (D.D.E.-33, 1992).

La région fonde son unité sur ce plan d'eau et repose donc sur un **concept naturel**, et plus précisément **hydrographique**. C'est pourquoi, pour mieux comprendre certains phénomènes naturels et anthropiques, il faut étendre la zone d'étude aux étangs médocains et à la vallée de l'Eyre, bassin versant d'une superficie voisine de 4 000 km² compris entre 44° et 45° de latitude Nord (cf. **I.**4.1.).

Pays presque plat, séparé de la côte par un bourrelet de dunes, on y trouve des plans d'eau et des zones humides couvrant de vastes étendues (300 km² y compris le Bassin, les cours d'eau et les étangs). Le sol naturel, uniformément sableux, supporte plusieurs types de landes presque complètement plantées de pins maritimes (cf. **IV.**2.).

Le Bassin d'Arcachon possède les seules îles (Ile aux Oiseaux, Banc d'Arguin...) et les plus hauts reliefs dunaires de la côte Aquitaine.

Globalement, ce pays est encore relativement peu urbanisé. Ainsi, pour les seules communes littorales du pourtour du Bassin, le rapport entre les surfaces non urbanisées et les surfaces urbanisées s'élève à 6/1 (cf. **VI.**2.1.). Ces surfaces se concentrent sur la bordure côtière du Bassin.

Les différents secteurs de cette bordure du Bassin sont traditionnellement désignés d'après leur localisation et leur orientation, mais aussi leur desserte par les voies de communication, par les vocables suivants :

Côte Noroît, de Lège au Cap Ferret,
Côte Est, d'Arès à Audenge.

La longueur de ces secteurs est sensiblement identique (20 km) ce qui donne au Bassin la forme approximative d'un triangle équilatéral ouvert entre Cap Ferret et Arcachon ; cette disposition entretient une relative individualité des trois secteurs : en effet, il faut plus de temps pour aller en voiture d'Arcachon au Cap Ferret que pour atteindre Bordeaux.

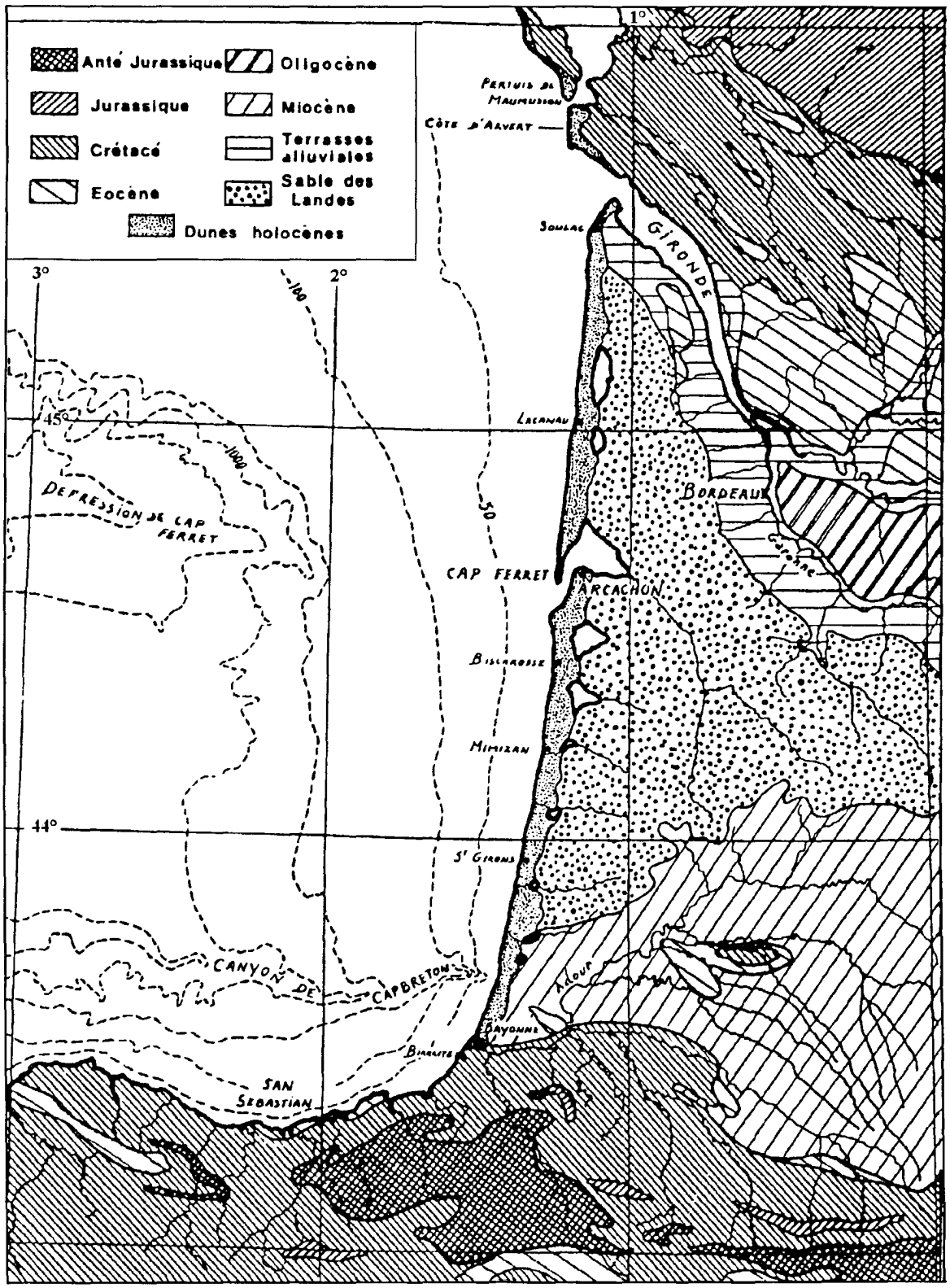


Figure 2 : Carte géologique simplifiée des formations superficielles (BRGM, 1980)

2. Géologie (Fig. 2)

Nous ne retiendrons ci-dessous que les caractères qui nous semblent essentiels pour la compréhension des phénomènes actuels. On se référera pour plus de détails aux ouvrages et articles de FABRE (1939), ENJALBERT (1960), PRUD'HOMME (1972), LEGIGAN (1979) et KLINGEBIEL et LEGIGAN (1992).

Les terrains des Landes de Gascogne, presque exclusivement constitués de sables des Landes (formation épaisse de 10 à 30 m), enveloppent le relief des graviers et sables argileux pliocènes ; ceux-ci couvrent eux-mêmes des formations miocènes (source de l'argile alluviale) qui n'affleurent qu'à Salles dans le thalweg de l'Eyre.

L'orientation NW-SE du réseau hydrographique de L'Eyre n'est pas conforme aux pentes topographiques (KLINGEBIEL et LEGIGAN, 1992) mais plutôt dirigée par la tectonique profonde présentant une faille de rejeu indéterminé longeant la côte Est du Bassin dans l'axe de l'anticlinal Villagrains-Landiras (BRGM, 1980) (Fig. 3).

Littoral en mouvement, la côte aquitaine est constituée d'une plage battue par la houle, adossée à un bourrelet dunaire transgressif, retenant les eaux douces de la plaine holocène inclinée vers l'Océan. Ce cordon n'est appuyé sur aucune structure rocheuse jusqu'au pied des Pyrénées (Anglet).

La déviation progressive de l'embouchure de l'estuaire de l'Eyre, par l'allongement vers le Sud du cordon littoral du Cap Ferret, a délimité le Bassin d'Arcachon en lui donnant sa forme triangulaire caractéristique.

Au cours de la transgression flandrienne (-14 000 à -5 000 ans) et jusqu'à nos jours, cette lagune mésotidale a pu maintenir un exutoire à l'Océan en perpétuel changement : les passes.
Dans leur déplacement vers le Sud depuis le haut moyen-âge, les passes ont remanié toutes les formations préexistantes (sables, graviers, sols, tourbes, dunes) situées à l'Ouest de la côte actuelle Arcachon-Pyla, phénomène qui se poursuit actuellement par l'érosion du Gaillouneys.

"La marche envahissante des dunes vers l'Est" (BUFFAULT, 1930) marque le petit âge glaciaire (XVIIème-XVIIIème siècle) où les éléments jouaient librement sur le recul du trait de côte.
Ce n'est que tout récemment, dans la période historique (XIXème siècle), que l'ensemencement des dunes et les défenses de côte (Arcachon) ont commencé à interférer dans l'évolution naturelle.

En conclusion, il faut convenir que la géologie structurale intervient relativement peu dans la problématique d'aménagement dans un secteur littoral comme le nôtre, composé exclusivement de formations meubles : les différences de résistance physique des matériaux ne sont pas suffisantes pour créer des disparités zonales vis à vis de l'érosion.
Par contre le caractère de graben tectonique du Bassin peut induire une subsidence susceptible d'accentuer l'effet de la remontée eustatique du niveau marin (traitée plus loin) (**I.**1.5.). Quant aux ressources minérales, la structure sédimentaire profonde recèle des réservoirs pétrolifères dans le Crétacé inférieur entre 3 000 et 4 000 m de profondeur (**IV.**1). Enfin, des aquifères tertiaires très abondants (eau potable) s'étagent entre 200 et 400 m de profondeur (**IV.**3.2.).

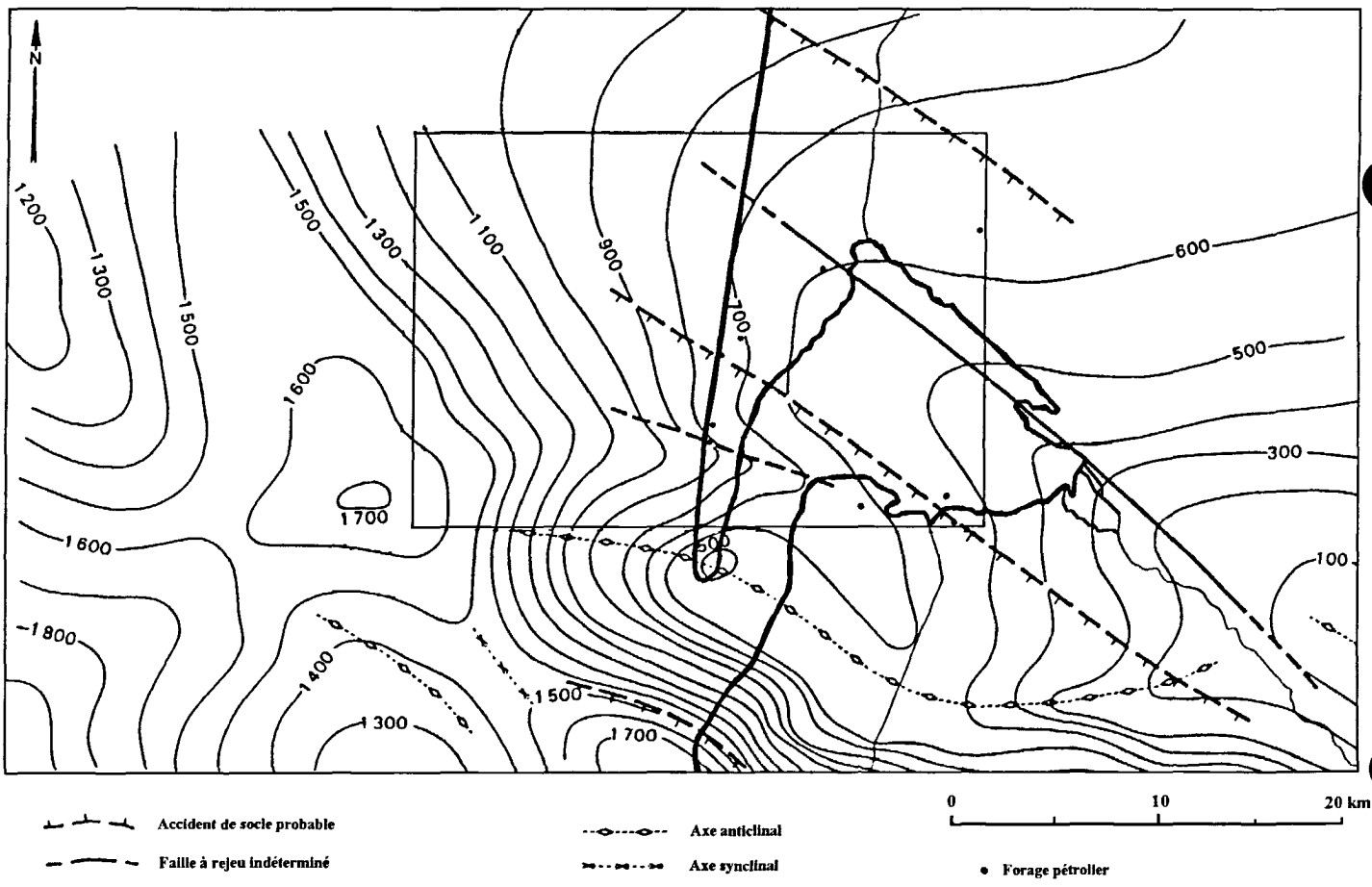


Figure 3 : Esquisse structurale du toit du Crétacé (SNEA, 1965)

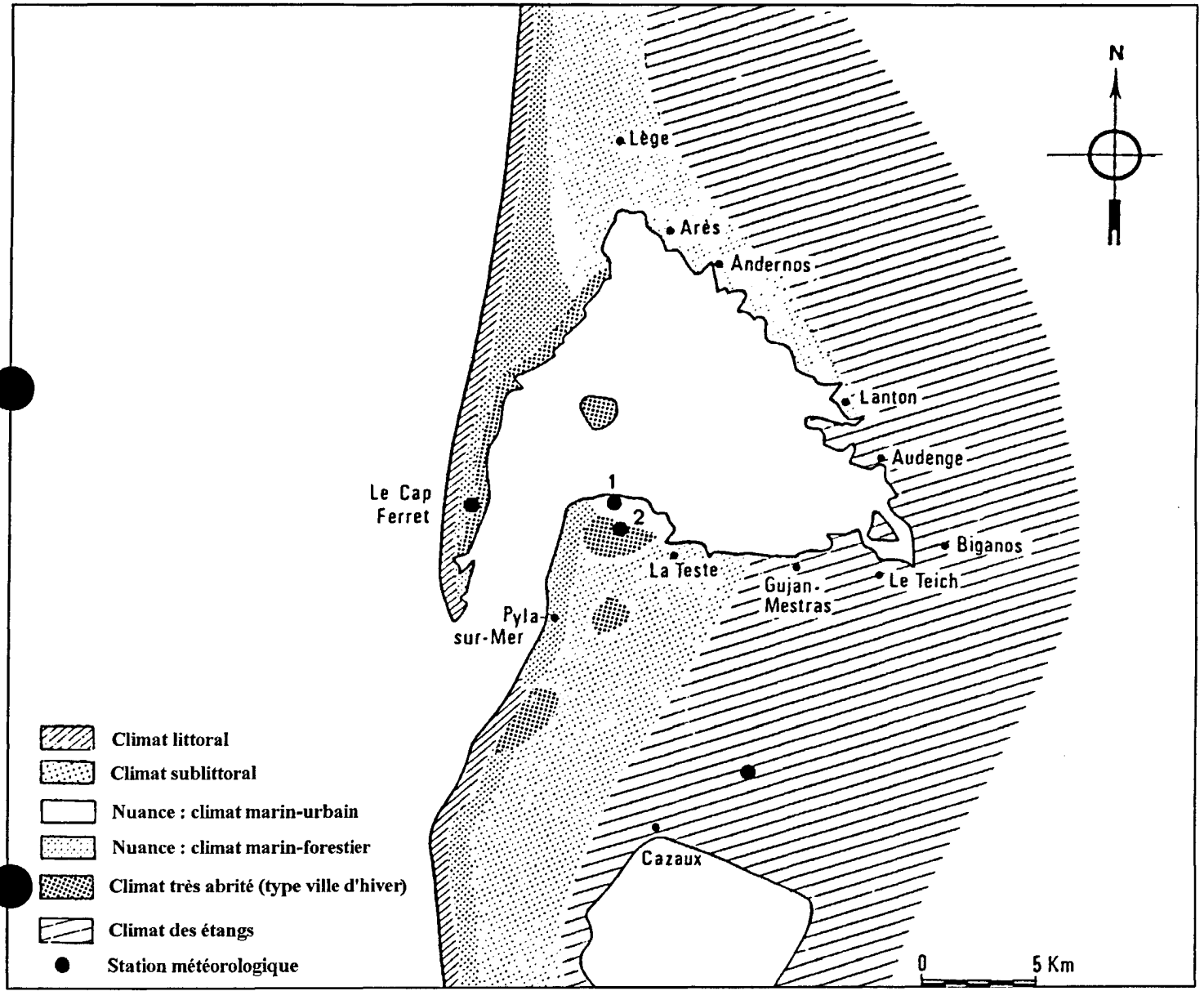


Figure 4 : Les climats du Bassin d'Arcachon (CASSOU-MOUNAT, 1975)

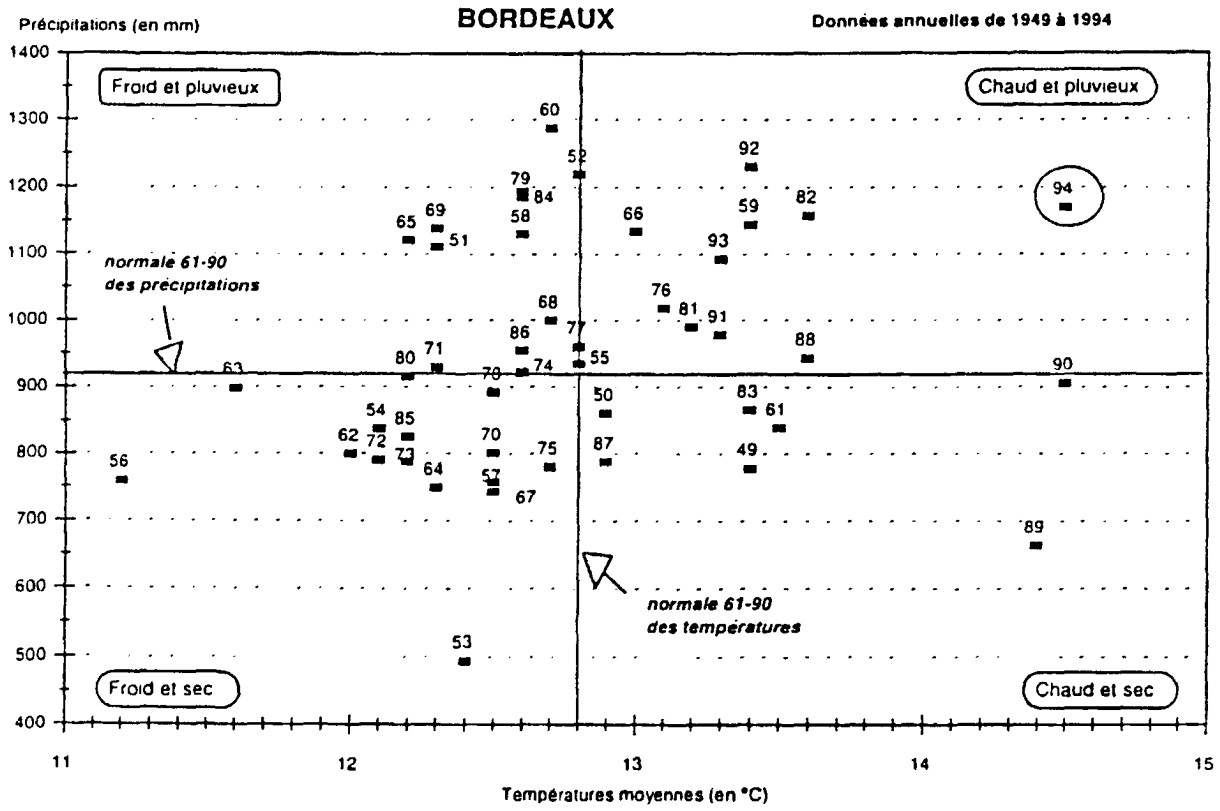


Figure 5 : Climogrammes interannuels (METEO-FRANCE, 1994)

3. Climat

Le Bassin d'Arcachon, de par sa latitude et sa position à l'Ouest du continent européen, appartient au domaine climatique tempéré océanique.
On ne s'étendra pas sur les traits classiques de ce climat, fait de modération (mais d'extrême variabilité), de douceur et d'humidité. La gradation depuis la Vendée jusqu'à la Gironde et au delà aux Pyrénées se traduit par une augmentation conjointe des précipitations et des températures moyennes annuelles

3.1. Caractéristiques du climat local

Le climat littoral aquitain peut être schématisé de la manière suivante :

- C'est le plus ensoleillé des climats landais, mais il reste cependant assez pluvieux (850 à 900 mm et 160 jours de pluie à Biscarrosse par exemple) avec un maximum en fin d'automne et début d'hiver et un minimum estival.

- Il existe un décalage des températures élevées vers la fin de l'été à cause de l'inertie thermique supérieure de la mer par rapport à la terre.

Climat du massif forestier

A l'échelle du massif forestier des Landes de Gascogne, l'imagerie IR thermique (NOAA) montre dans une situation extrême (16-01-1985) (AVILA, 1993) que :

- la température au sol est moins froide sur le littoral (influence maritime),
- **les clairières de la forêt sont très froides** : le sol sableux, lorsqu'il est clair, favorise le rayonnement nocturne de sa chaleur vers l'espace ; le refroidissement est accentué par l'évaporation ; à l'inverse la température diurne s'élevant plus rapidement, il s'ensuit une augmentation de l'amplitude.

Le **climat du Bassin d'Arcachon** se trouve maintes fois évoqué dans la littérature comme un des attraits principaux de la région.
Par rapport au climat littoral aquitain, il apparaît, plus particulièrement dans la partie occidentale, comme un **îlot de chaleur et de sécheresse** : en effet les températures maximales y sont égales, mais les températures minimales sont supérieures de plus de 1°C, tandis que les précipitations estivales sont inférieures.

Dans le détail, CASSOU-MOUNAT (1975) distingue plusieurs nuances climatiques liées au tracé de la côte et à l'exposition (Fig. 4) :

- **la côte Noroît** est abritée des vents d'Ouest par des dunes élevées ; elle est chaude et jouit le matin d'un bel ensoleillement, mais elle est privée de soleil en fin d'après-midi,
- **la côte Est**, d'Arès à Audenge, connaît un ensoleillement prolongé, mais s'ouvre largement au vent d'Ouest et les tempêtes font souvent des ravages sur le littoral d'Andernos,

- **le secteur d'Arcachon** (points 1 et 2 de la carte ci-contre) est le plus complexe :
  - la plage d'Eyrac est chaude alors que celles du Moulleau et du Pyla sont beaucoup plus aérées ;
  - à l'intérieur de la ville forestière, les contrastes peuvent être très marqués : lorsque le vent souffle avec violence sur la côte, le creux de la ville d'hiver, est totalement abrité.

En conclusion, le Bassin d'Arcachon possède un avantage climatique indéniable ; la variété de ses micro-climats, à l'intérieur d'un périmètre restreint, diversifie grandement ses aptitudes :

- la côte océane, la plus ensoleillée et tonique, est favorable au tourisme estival, aux activités sportives et naturistes,
- le bassin intérieur est abrité des vents, un peu comme les étangs, mais à la différence de ces derniers, il jouit d'hivers exceptionnellement doux à cause du plan d'eau marin.

3.2. Données météorologiques

3.2.1. Température, rayonnement et précipitations à Arcachon

Les données locales fournies par Météo-France sont issues de plusieurs postes : Arcachon Marine, Arcachon-Forêt, Cap Ferret, puis à partir de 1987, une station automatique PATAC est implantée à l'entrée du port d'Arcachon.

Nous avons exploité ces données à partir de 1956, date à laquelle les paramètres **température de l'air, précipitations et rayonnement** sont régulièrement recueillis. Rayonnement et précipitations annuels sont obtenus par **sommation** des valeurs journalières de l'année tandis que les températures annuelles sont les **moyennes** des températures journalières [(température minimale + température maximale) /2].

Afin de caractériser les différentes années et/ou tenter de dégager une tendance générale, des **normales annuelles ou mensuelles** ont été calculées pour chaque paramètre. Elles correspondent à la moyenne des valeurs annuelles, saisonnières ou mensuelles sur la période 1956-1993.

- **Température de l'air**

Des données chronologiques de température de l'air et de précipitations à Bordeaux, sont présentées simultanément dans le climogramme ci-contre (Fig. 5) permettant une caractérisation des années en fonction de ces paramètres.

On remarque que les années récentes sont marquées par des températures nettement plus élevées que la normale trentenaire, notamment en 1989, 1990 et 1994.

Les grands hivers froids (< -10°C) connus dans le Sud-Ouest sont les suivants :
- février 1954 ;
- février 1956 d'une rigueur exceptionnelle ;

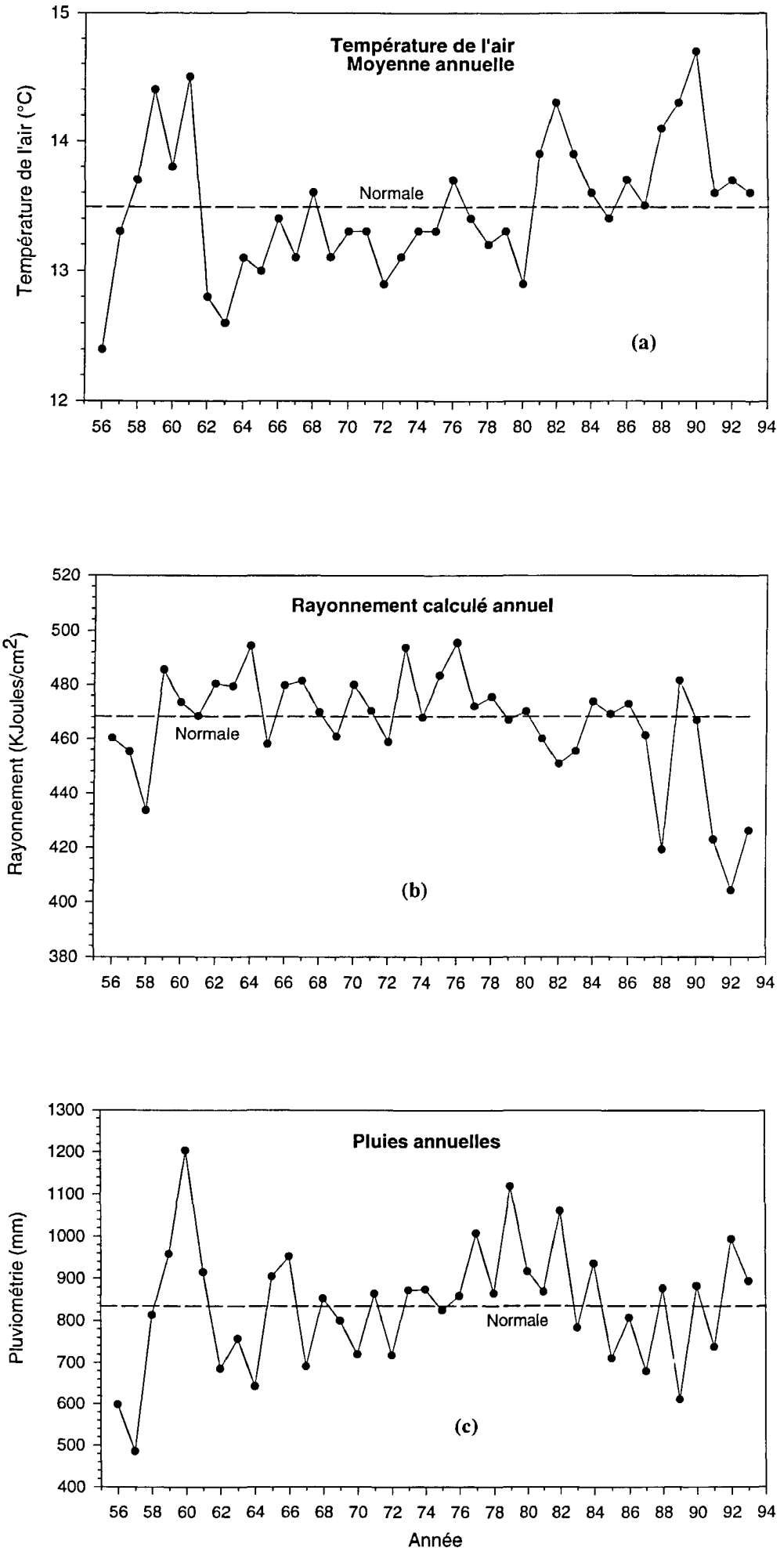


Figure 6 : Evolution inter-annuelle des paramètres température de l'air (a), rayonnement (b) et pluviométrie (c) à Arcachon (AUBY *et al.*, 1994)

- l'hiver 1962-1963 remarquable par la persistance du froid de mi-décembre à février *(cf. mortalités d'huîtres et de vernis dans le Courbey)* ;
- janvier 1985 avec des températures minimales très basses ;
- janvier 1987.

En moyenne annuelle, **la température de l'air est globalement plus élevée pendant les années 1980 qu'au cours des deux décennies précédentes** (Fig. 6). La température de l'air dépasse significativement la normale annuelle de 1981 à 1983 ainsi que de 1988 à 1990.

- **Rayonnement**

Depuis 1981, le rayonnement est égal ou inférieur à celui qui a été mesuré depuis 1956, notamment de 1981 à 1983, et de façon beaucoup plus marquée en 1988 ainsi que de 1991 à 1993 (Fig. 6).

On remarque l'allure opposée des graphes de température de l'air et de rayonnement.

- **Précipitations**

Comme au cours des années 1962 à 1972, **la période comprise entre 1985 et 1991 a été globalement marquée (5 années sur 7) par un déficit de précipitations par rapport à la normale annuelle**. A partir de 1992, le régime des pluies redevient supérieur à cette limite (Fig. 6). Il semble que cette période de sécheresse s'explique surtout par le plus faible niveau de précipitations au cours des automnes et/ou des hivers de ces années-là (Ann. 1). Il faut cependant remarquer qu'à partir de 1985, les pluies printanières sont systématiquement supérieures à la normale saisonnière.

Notons que le mois de **décembre 1981** fut marqué par une pluviosité de 240 mm, valeur tout à fait exceptionnelle, qui fut à l'origine d'importantes inondations dans le Sud-Ouest de la France ; selon la Météorologie Nationale, la périodicité du phénomène serait de l'ordre du siècle.

3.2.2. Vent au Cap Ferret

Les observations du vent réalisées au sémaphore du Cap Ferret ont été analysées par la Météorologie Nationale pour la période 1955-1980 (ASCENSIO *et al.*, 1987). Par ailleurs, nous avons réalisé une exploitation manuelle des données de la station d'Arcachon pour les années 1988 à 1993.

On distingue :

- les **vents locaux** (ou **brises**), qui peuvent avoir une action sur les dérives à la côte ;
- les **vents généraux** liés aux champs de pressions et responsables de l'ébranlement des grands trains de "houle de fond" qui modifient périodiquement les profils de plages et la configuration des bancs des passes et sont les agents actifs du modelage des dunes.

Comme nous le verrons plus loin (cf. **I.3.**), les vents influencent très sensiblement l'hydrodynamique du Bassin ; aussi leur étude revêt-elle une importance particulière.

3.2.2.1. Vents dominants

La **rose de fréquence annuelle** moyenne du vent, prise comme la normale, montre les pourcentages de fréquence suivants par quadrants :

- NE	26,4 %		
- SE	16,3 %	E	42,7 %
- SW	20,3 %		
- NW	33,3 %	W	53,6 %
- Calmes	3,7 %		

L'énergie relative dispensée par le vent par secteur peut être évaluée en multipliant la fréquence par le **carré de la vitesse**, soit d'après les données référencées ci-dessus :

- NE	5665	14,6 %		
- SE	4315	11,1 %	E	25,7 %
- SW	13038	33,6 %		
- NW	15775	40,7 %	W	74,3 %
Σ	38793	100 %		

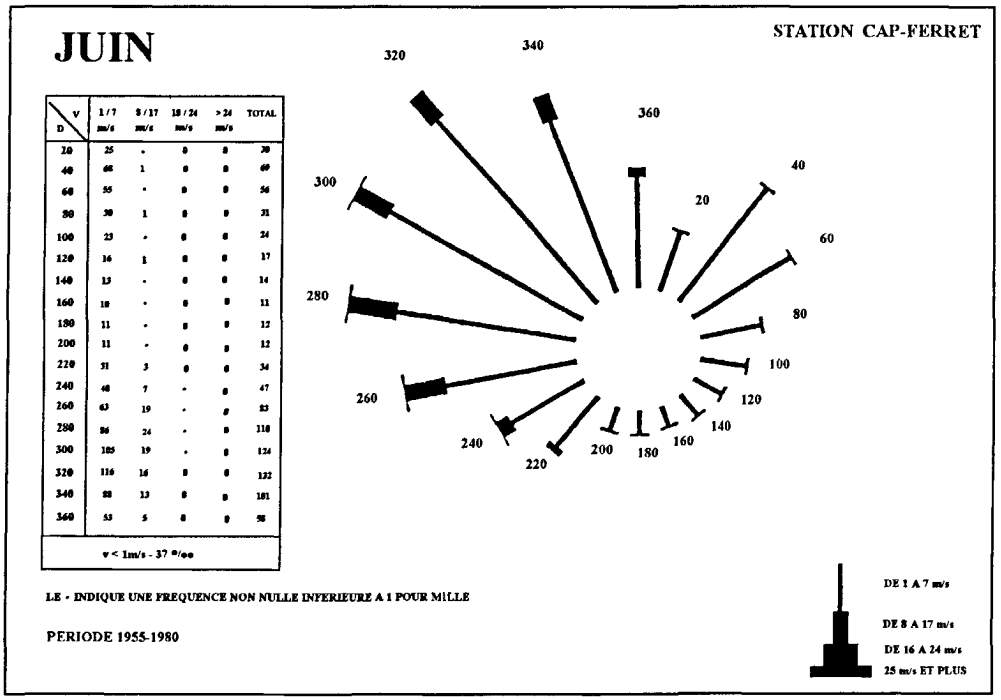
Ainsi, les vents des secteurs Ouest (NW + SW) déjà majoritaires en fréquence (53,6 %) dominent nettement par l'énergie déployée (74,3 %).

Sur la période 1979-1985, le LCHF (1985) trouve également une faible "régnance" du secteur Ouest en fréquence, mais une dominance nette de ce secteur pour les **vents de plus de 34 noeuds (> 17 m.s^{-1})** à raison de **17 % de SW, 34 % d'W et 41 % de NW.**

Les épisodes venteux durables sont l'exception : les tableaux de **persistance** montrent que les périodes de vent supérieur ou égal à force 6 Beaufort n'ont pas dépassé trois jours consécutifs et ce, en moyenne, à trois reprises dans l'année.

3.2.2.2. Tendances saisonnières

L'examen des roses de vents mensuelles met en évidence deux types de répartition des directions du vent dans l'année :



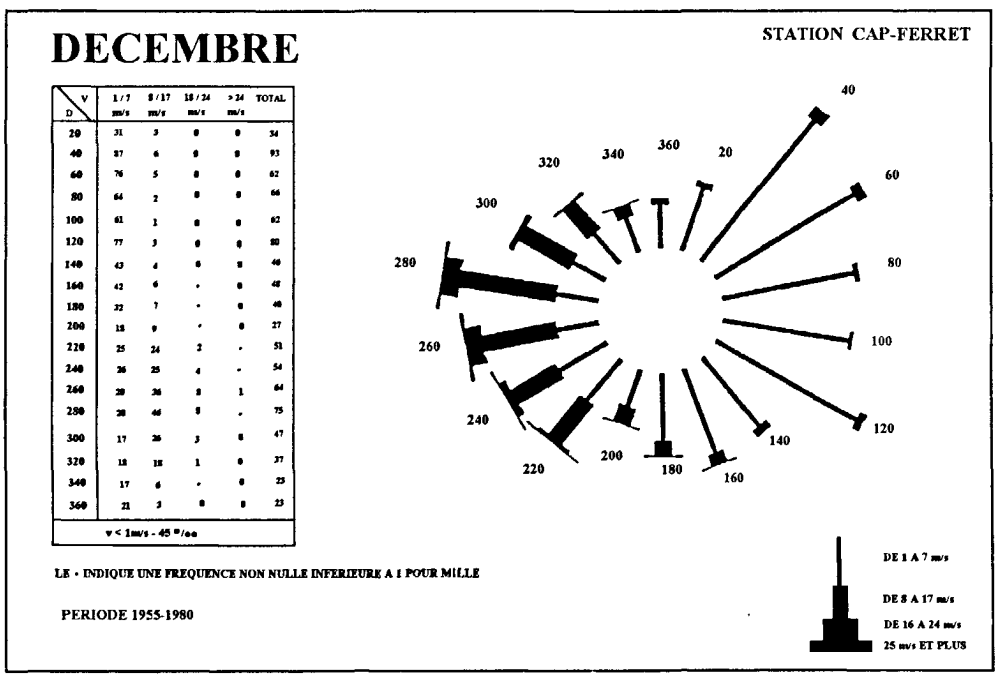


Figure 7 : Vents saisonniers au Cap-Ferret (ASCENSIO *et al.*, 1987)

- un type automnal-hivernal (d'octobre à mars) qui présente une répartition des fréquences équilibrées entre les secteurs Nord (53 %) et Sud (47 %), mais une **dominance des vents forts de secteur WNW à SW.**

- un type printanier-estival (d'avril à septembre) qui se caractérise par une répartition des fréquences très favorable au secteur Nord (71 %) et une **dominance des vents forts de secteur NW.**

Ces deux types bien tranchés sont illustrés ci-contre (Fig. 7) respectivement par les roses moyennes de juin et de décembre.
SOGREAH (1991) évoque aussi une dominante WNW au printemps et WSW en automne.

3.2.2.3. Tempêtes

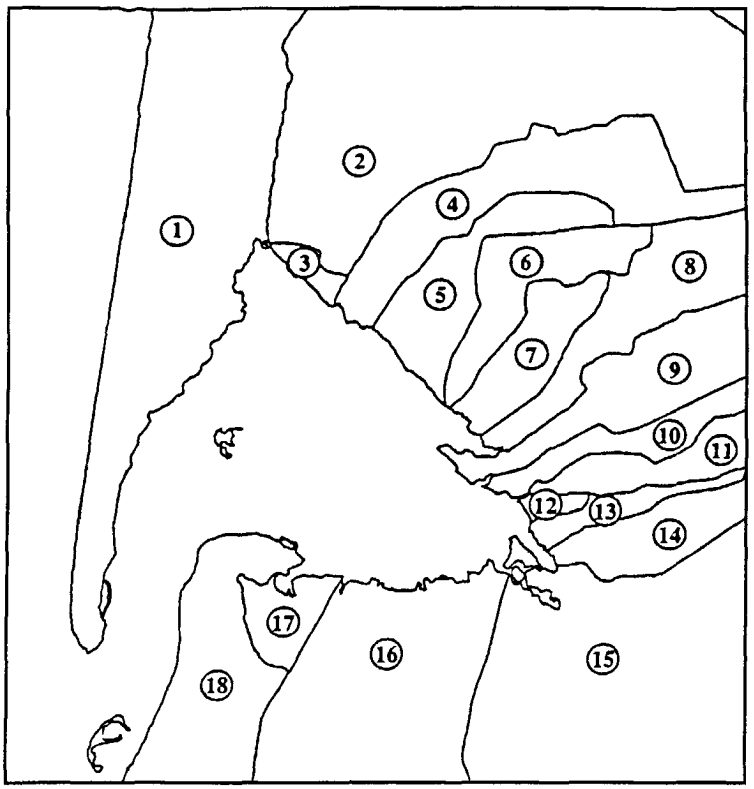
Comme nous venons de le voir, **les vents très forts**, assimilés aux tempêtes, ont statistiquement plus de chance d'arriver en hiver qu'en été, mais aussi, du fait des tendances saisonnières précédentes, d'intéresser uniquement le secteur Ouest, **principalement entre l'WNW et le SW.**

Cela dit, le LCHF (1979) précise qu'"il serait contraire aux faits d'attribuer à chaque cycle annuel un nombre défini (comme moyen) de tempêtes car **les tempêtes sont groupées ;** elles se suivent à des intervalles irréguliers mais souvent de 1 à 2 semaines ou même de quelques jours" et propose une "chronologie des principales tempêtes enregistrées" au cours de la période **1830-1980 ;** nous y avons rajouté les dates entre parenthèses tirées de chroniques locales ainsi que les dates plus récentes :

(1777), 1780, 1802, 1810-1811, (1836), 1872, 1882 (ouragan, cataclysme), 1893-1895, 1912-1916 (cataclysme), 1917, 1922 ? (raz de marée), 1939-1942, 1948, 1959-1961, 1965, 01/02-12-1976, 1979, 12-12-1981, 04/12-10-1984 (cyclone Hortense), 16-11-1984, (1987 ?), 27-02-1989, 13/14/15-09-1993, 02-04-1994, 15-09-1994, ...

"Il y a de bons et de mauvais hivers" (LCHF, 1969) ; ainsi, de janvier 1963 à février 1968, le nombre de fortes tempêtes -lames égales ou supérieures à 8 m- enregistrées, a été de 16, ce qui ferait une moyenne de 3 fortes tempêtes par an.
"En fait, entre le 17 novembre 1966 et le 20 février 1967 on note 7 fortes tempêtes dont 3 entre le 2 et le 15 décembre 1966. On relève également 6 fortes tempêtes entre le 6 février et le 11 mars 1963."
On a noté du mauvais temps en continu de novembre 1969 à mars 1970.

Dans la hiérarchie des événements et de leurs conséquences, "il est évident que 3 tempêtes se suivant à de courts intervalles n'ont pas le même effet sur l'évolution du littoral que 3 tempêtes espacées de 1 ou plusieurs mois. En outre une longue période de mauvais temps comportera inévitablement des fortes marées ; le niveau d'attaque de la mer sera plus élevé et plus dangereux" (LCHF, 1969).



en ha

1+18: Océan	24889.5	10: Ponteils	2330.7
2: Porge	22163.0	11: Aiguemorte	2560.5
3: Arès	346.6	12: Junca	155.3
4: Cirès	4870.4	13: Vigneau	780.3
5: Betey/Maurey	2601.0	14: Tagon	2964.2
6: Berle de Cassy	2275.3	15: Eyre	214135.0
7: Renet	1786.3	16: La Hume	11656.8
8: Lanton	3613.5	17: La Teste	1115.3
9: Passaduy/Milieu	3873.0		

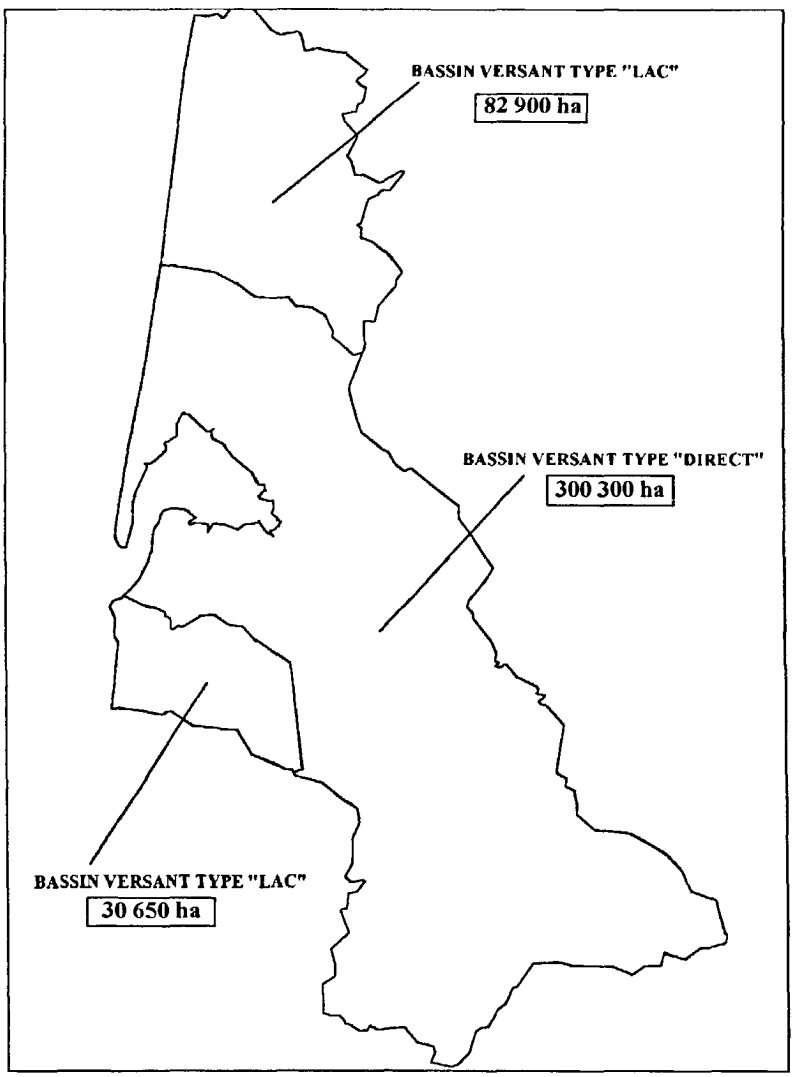


Figure 8 : Délimitation et superficie des différents bassins versants directs du Bassin d'Arcachon (LAPLANA *et al.*, 1993)

4. Cycle de l'eau

4.1. Bassin versant et sous-ensembles

Le bassin versant du Bassin d'Arcachon comprend deux systèmes hydrographiques qui fonctionnent différemment :

- le système des cours d'eau qui débouchent directement dans le Bassin, dont le principal est l'Eyre ;
- le système des étangs qui se déversent dans le Bassin par des canaux.

Comme dans tout bassin perméable, on remarque un réseau hydrographique naturel peu développé et l'omniprésence de la nappe phréatique ; mais la principale originalité de cette dernière consiste ici en sa très grande proximité de la surface du sol.
La conjonction de ces deux caractéristiques, liée à la faible pente générale, entraîne naturellement des inondations ; c'est pour les combattre que fut creusé, au siècle dernier, le réseau de canaux et de "crastes" (mot landais signifiant drain, fossé) dont les sillons rectilignes quadrillent aujourd'hui la lande.

Le bassin versant total affluent au Bassin d'Arcachon couvre une superficie de 4 138 km². Il apparaît relativement homogène du point de vue topographique, géologique et climatique :

- les pentes sont partout inférieures à 0,5 % (hormis, bien entendu, dans le cordon dunaire),
- la couverture se compose uniformément de la formation du sable des Landes (sauf les rivages immédiats du Bassin),
- la surface déterminée par les isohyètes 900 et 1000 mm couvre la majeure partie de l'espace (hormis le Bassin lui-même).

Mais il comporte néanmoins des disparités hydrologiques dues à la présence des lacs.
Ainsi le bassin versant est constitué de **1 136 km²** de bassins versants de type indirect dont les eaux transitent *via* les **lacs**, soit 1/4 environ, et de **3 000 km²** de bassins de type **direct** *via* les cours d'eau. Les bassins versants de type "lac" sont au nombre de deux : le système Hourtin-Carcans et Lacanau au Nord, et le système Cazaux-Sanguinet au Sud. Les bassins de type direct sont au nombre de 18 (Fig. 8), le bassin de **l'Eyre** représentant à lui seul plus de 70 % de la surface, soit **2 141 km²** (LAPLANA *et al.,* 1993).

4.2. Régime des écoulements

4.2.1. Précipitations

4.2.1.1. Répartition temporelle

Nous avons vu la grande variabilité interannuelle de précipitations totales d'Arcachon (Marine puis Port) pour la période 1956-1994 (Fig. 6c). C'est ainsi qu'il est tombé 1 200 mm en 1960, 642 mm en 1964 et 952 mm en 1966.

A cette variabilité annuelle, s'ajoute une non moins grande variabilité saisonnière.

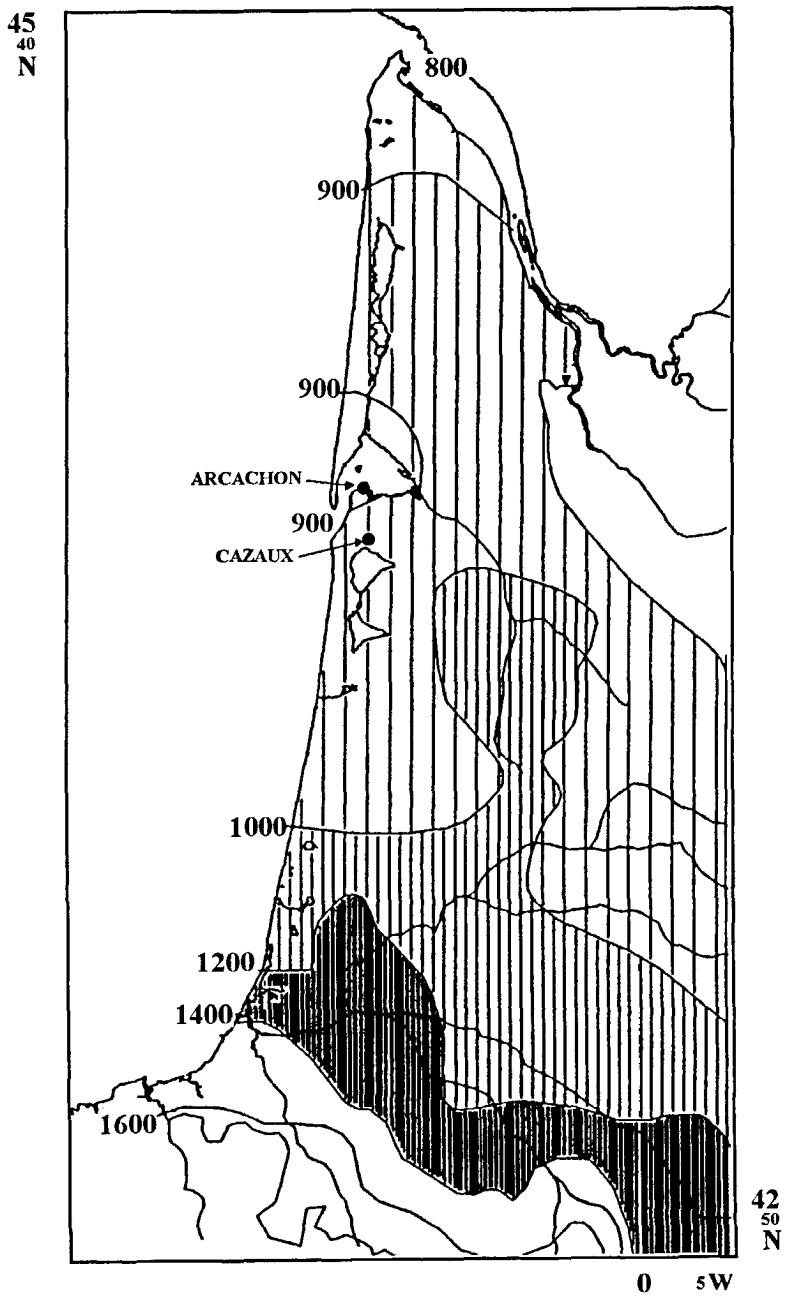


Figure 9 : Précipitations moyennes (en mm.an^{-1}) pour la période 1951-1980 (METEO-FRANCE, carte des précipitations 1988)

La répartition des précipitations par rapport au schéma moyen présenté ci-contre est extrêmement variable. En d'autres termes, "la hauteur des précipitations mensuelles varie fortement d'une année à l'autre" (ASTIE *et al.*, 1971).

4.2.1.2. Répartition zonale

A l'échelle du Bassin versant, les précipitations augmentent du Nord au Sud de la côte et de la côte vers l'intérieur : l'ensemble de la zone est compris entre les isohyètes annuelles moyennes 800 et 1200 définies par METEO FRANCE (1988) (Fig. 9).

L'augmentation des précipitations vers l'intérieur est significative même à l'échelle réduite du Bassin d'Arcachon et résulte de l'effet de relief du massif dunaire littoral ; on peut la vérifier dans les statistiques présentées ci-dessous.

Station	période 1891-1930	période 1926-1950
Arcachon	874	832 (1)
Cazaux	881	981 (2)

(1) manquent 2 années 1941 et 1946
(2) manquent 8 années de 1941 à 1948

Tableau 1 : Précipitations moyennes interannuelles (GARENC, 1957)

Mais ceci n'est valable que pour les précipitations annuelles ; la très forte variabilité locale et temporelle des épisodes pluvieux isolés peut momentanément produire un effet inverse : par exemple FLEURANCEAU (1993) présente un mois de juin (1992) au cours duquel les rives du Bassin (réputées plus sèches) ont recueilli jusqu'à 400 % des précipitations du bassin de la Grande Leyre.
Les normales mensuelles sont indiquées figure 10.

La répartition de la pluie sur l'étendue du Bassin d'Arcachon est loin d'être uniforme
Ainsi, selon les observations de la Commission Météorologique de la Gironde citées par CLAVEL (1887), durant les trois années 1883, 1884, 1885, il n'est tombé à Piquey que 86 % de ce qu'il est tombé à Arès et seulement 67 % de ce qu'il est tombé à Audenge. De même, sur la côte océane, il n'est tombé que 91,5 % de ce qu'il est tombé en arrière des dunes.
Il ressort que le Cap Ferret est nettement moins arrosé que la côte Est.

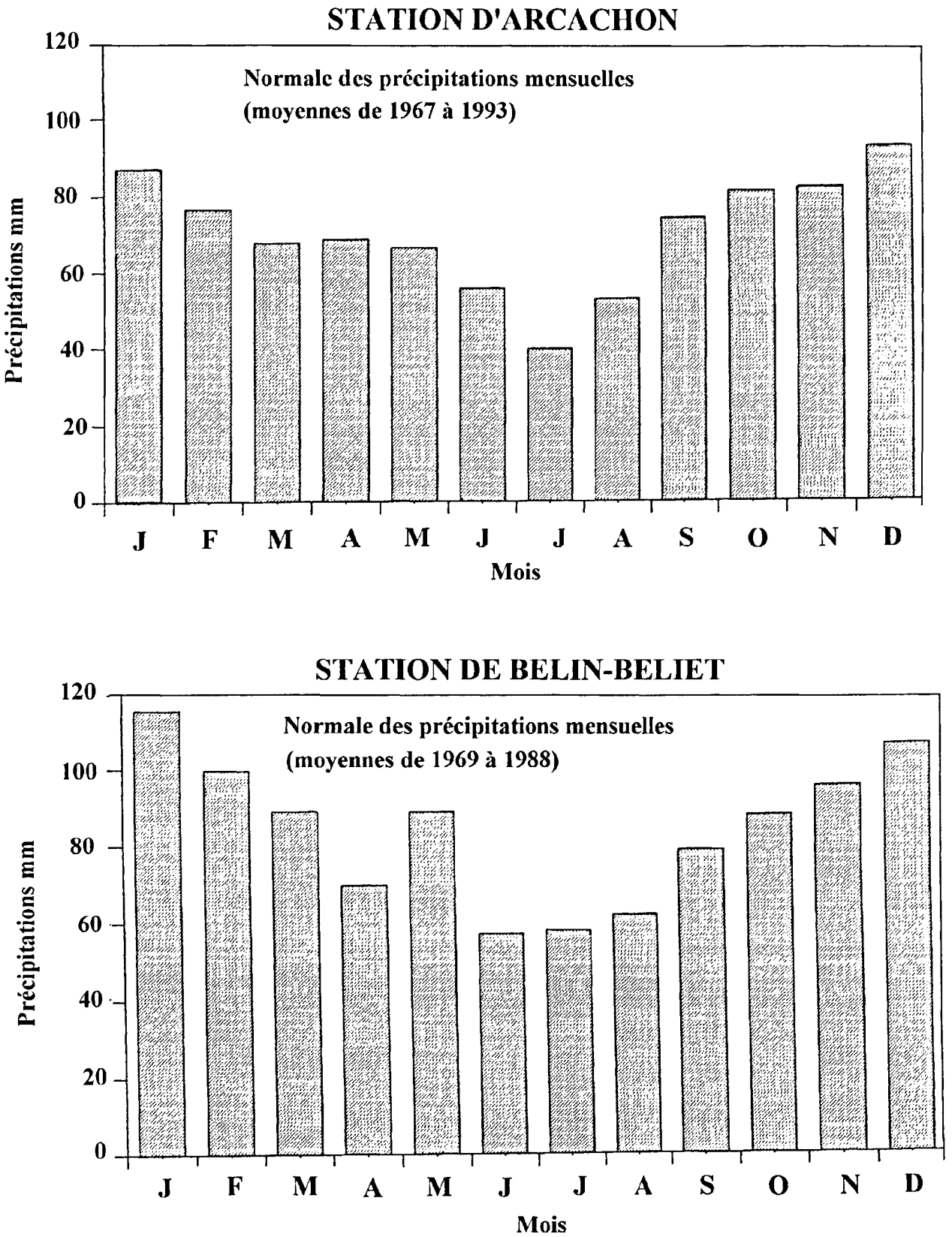


Figure 10 : Normales des précipitations mensuelles (1967-1993)

Le tableau suivant donne les valeurs correspondantes à 6 stations sur 8 années :

	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	moy.
Cap Ferret	733	826	722	1063	1107	769	889	931	**880**
Biganos	*	*	682	1138	1128	873	1030	1060	-
Le Teich (Nezer)	776	941	706	1184	1174	876	996	1110	**970**
Arcachon marin	684	753	642	903	952	690	852	934	**801**
Arcachon forêt	685	929	744	1121	1141	800	925	1101	**931**
Cazaux	636	789	647	1039	1080	773	853	1069	**861**

Tableau 2 : Répartition des précipitations autour du Bassin (ASTIE *et al.*, 1971)

Les stations côtières (Cap Ferret, Arcachon-marine) paraissent moins arrosées que les stations forestières (Le Teich-Nezer, Arcachon-forêt).

4.2.1.3. Cycle de l'eau dans les landes de Gascogne

Le volume d'eau exsudé par l'évaporation de la surface du sol, des plans d'eau et de la végétation a été évalué pour le moyen bassin versant de l'Eyre (LAPLANA *et al.*, 1993).
L'évapotranspiration potentielle (ETP formule de THORNTHWAITE) moyenne annuelle calculée sur la période 1969-1988 s'élève à 729 mm (Précipitation - ETP = 279 mm), tandis que l'évapotranspiration réelle (corrigée de ETR formule de TURC) se monte à 622 mm (P-ETR = 386 mm).

Précipitations/Evapotranspiration
En confrontant les valeurs de précipitations et d'évapotranspiration on s'aperçoit que c'est normalement après le mois de septembre que les précipitations dépassent l'évapotranspiration potentielle (donc susceptibles de réalimenter les nappes et les cours d'eau) et qu'après le mois de mai on observe des ETP supérieures aux précipitations.

Degré de sécheresse
Selon son degré d'aridité climatique : F = 3,77 %, (formule de GORCZYNSKY), le Bassin de l'Eyre ne peut être considéré comme une zone de sécheresse.
Les diagrammes ombrothermiques montrent qu'il n'existe pas, dans le bassin moyen de l'Eyre, de mois sec au sens de GAUSSEN (P < 2T) (LAPLANA *et al.*, 1993).

Résultante
Du bilan précipitations-évapotranspiration résulte :

1. la recharge de la nappe,
2. l'écoulement de la nappe dans le réseau hydrographique et dans le Bassin.

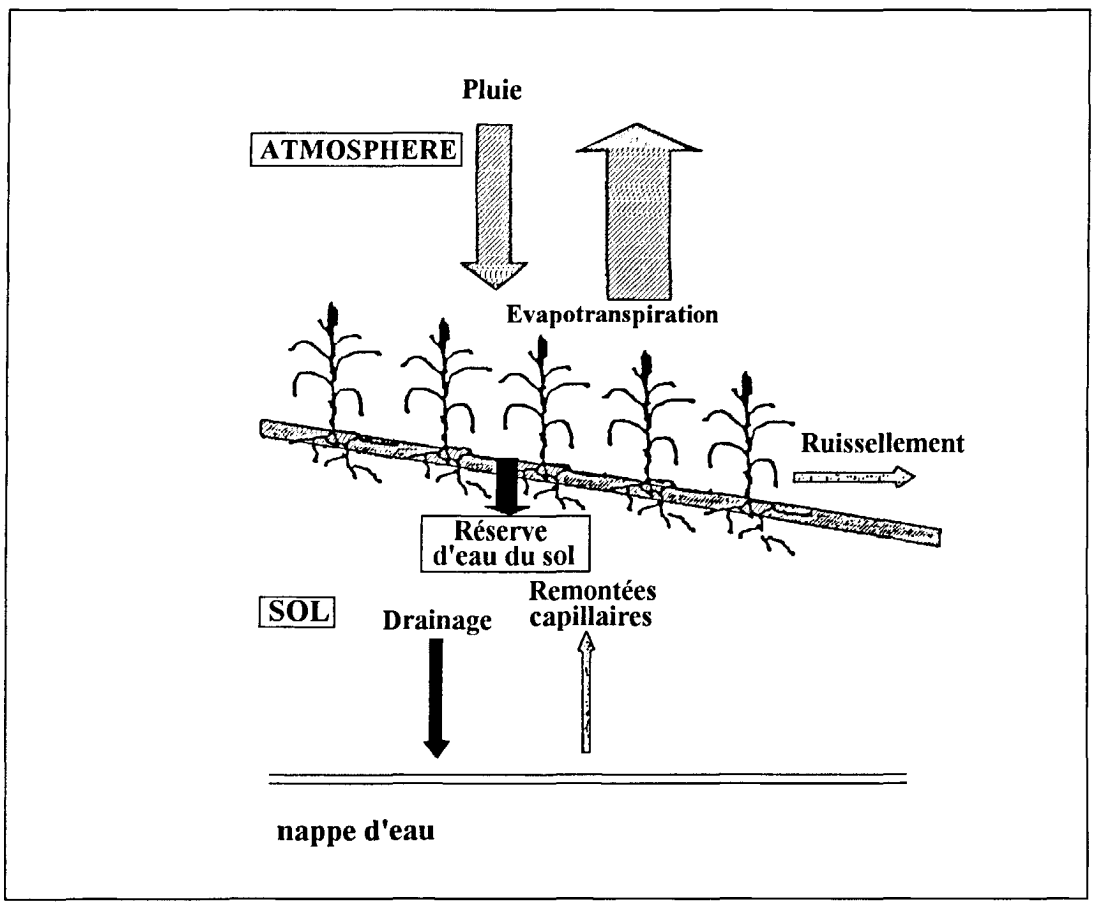


Figure 11 : Cycle de l'eau en zone de cultures (*in* FLEURANCEAU, 1993)

Les caractéristiques du système entraînent les conséquences pratiques suivantes :

- agrosylvicole : nécessité d'irrigation de juin à début septembre,
- milieu marin : c'est la part plus ou moins importante des excédents d'hiver qui parvient au milieu marin ; alors qu'en été, seules les précipitations tombées directement sur les plans d'eau ou les surfaces imperméabilisées -*via* les réseaux pluviaux- contribuent à cet approvisionnement, ce qui entraîne un changement qualitatif (cf. **II.**1.).

4.2.2. Régime des nappes

Nous nous limiterons aux données concernant la nappe Plio-Quaternaire, la seule qui soit en contact direct avec le Bassin.
Il est généralement admis (ASTIE *et al.,* 1971) que le rôle de cette nappe est très important, compte tenu :

- de la pluviosité relativement élevée (800-900 mm),
- de la perméabilité du sol (sable),
- de l'extrême faiblesse du ruissellement (réseau hydrographique peu développé).

(Pour information sur la qualité des eaux phréatiques voir au chapitre **II.**1.)

4.2.2.1. Rôle des sols (Fig. 11)

La perméabilité et la lenteur des écoulements phréatiques impliquent une réaction aux précipitations différente des sols selon qu'ils sont secs ou saturés d'eau :

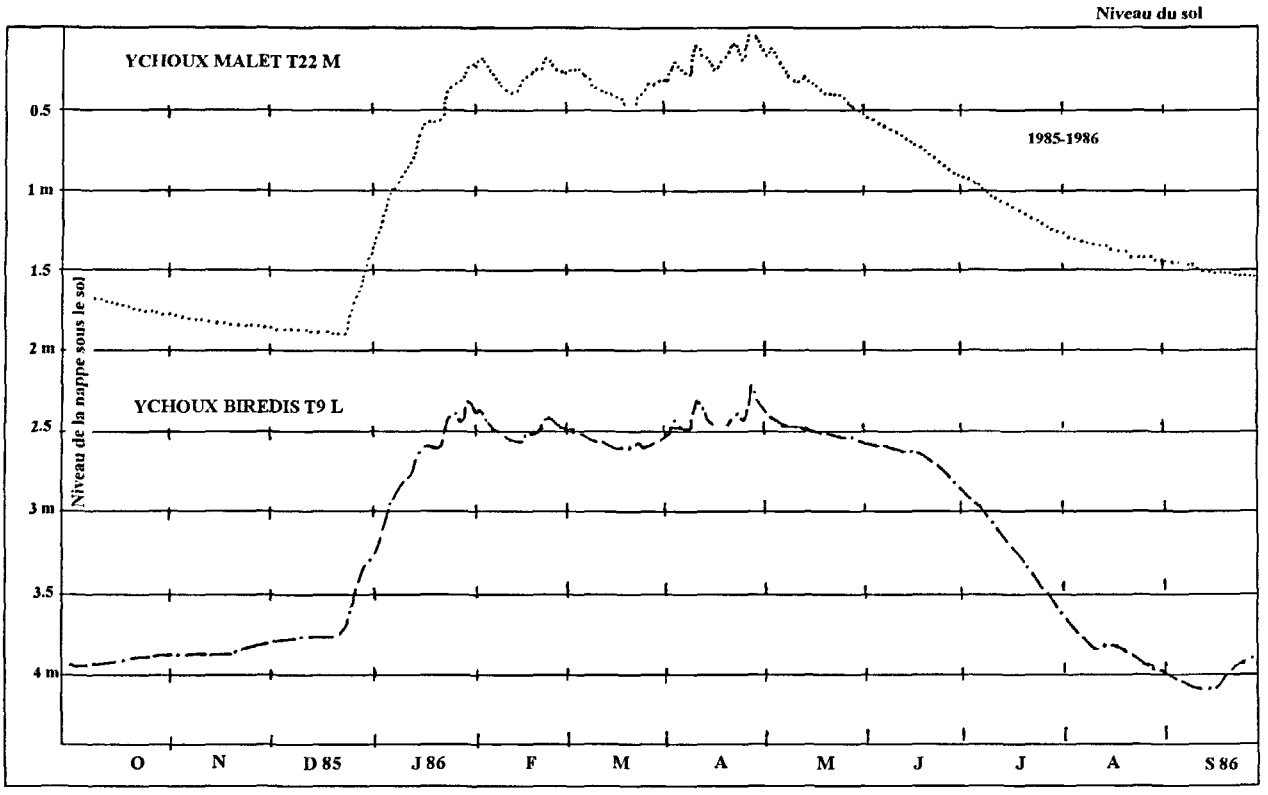
- en cas de **pluie prolongée** (hiver-printemps), un phénomène de saturation hydrique entraîne l'inondation des espaces plans (haute-lande) ou pourvus d'horizons d'alios, et le ruissellement de surface lorsque la pente le permet, en bordure de vallée ou sur les rivages du Bassin ;

- par opposition, les pluies d'été et d'automne s'infiltrent dans les sols secs puis rechargent la nappe sans entraîner de ruissellement ; seuls les **abats d'eau orageux** peuvent provoquer en été des ruissellements localisés en dépassant la cadence d'infiltration.

La couche superficielle du sol forestier étant riche en humus grossier, les pics de concentration des eaux courantes en éléments particulaires se rencontrent en ces **deux cas de saturation.**

4.2.2.2. Rôle de la végétation

Le niveau de la nappe donne une image résultante du bilan hydrique : sa surveillance s'impose donc comme une priorité pour les exploitants et les gestionnaires du bassin versant.
Les niveaux piézométriques sont enregistrés en continu (DIREN-SEMA) en plusieurs points des Landes de Gascogne (Naujac, Belin, Hostens, Ychoux, Lipostey, Saugnac, Morcenx) ; l'exploitation des observations piézométriques réalisées depuis une vingtaine d'années sur l'aquifère montrent "la rapidité des variations de niveau, la concomitance des fluctuations de sites éloignés (sur plus de 100 km du Nord au Sud), des différences entre les courbes de



Fluctuations de la nappe sous cultures irriguées (YCHOUX-BIREDIS T9L), illustrant le décalage avec le secteur forestier (YCHOUX-MALET T22M). Les profondeurs de la nappe sont reportées par rapport au sol moyen en mètres.

Figure 12 : Fluctuation des nappes sous cultures irriguées (AIGROT, 1992)

tarissement suivant les sites, des variations d'infiltration en fonction de la couverture végétale et de l'épaisseur de l'horizon sableux désaturé" (AIGROT, 1992) ; pour ces raisons il apparaît que "des différences de régime existent en lande humide cultivée et en lande sèche par rapport aux landes humides sous forêt" (*ibid.*).

En lande humide forestière, l'effet de la végétation s'avère primordial avec, au printemps, la poussée végétative principale qui entraîne un abaissement de la nappe de un à deux centimètres par jour et, en automne, lorsque les conditions sont favorables à une seconde poussée, la végétation ralentit la recharge de la nappe.
On peut conclure que "la vidange hydrodynamique de la nappe (hors influence de la végétation) est réduite, parfois même en période hivernale, même lorsque la nappe est à son niveau le plus élevé (*ibid.*).

En lande humide sous culture irriguée, au printemps, en l'absence de végétation et donc d'évapotranspiration, la vidange de la nappe est réduite au processus hydrodynamique. Durant la période d'irrigation, on assiste à une baisse rapide et importante de la nappe sous l'effet des pompages (mi-juin à début septembre). Les pluies d'automne, après avoir humidifié les sols, peuvent s'infiltrer sous cultures, plus rapidement et plus intensément que sous la forêt, dont la couverture végétale intercepte ou absorbe une grande partie des précipitations à cette époque de l'année. Ces différences de régime entre un secteur cultivé (Ychoux-Biredis) et un secteur forestier (Ychoux-Malet) sont illutrées par comparaison des fluctuations piézographiques (Fig. 12).

On constate que :

- la nappe du secteur cultivé se trouve **décalée vers le bas de 2 m** environ,
- les fluctuations hivernales et printanières de la nappe sont identiques pour les deux sites,
- la baisse estivale et automnale graduée résulte des effets du pompage ; on peut remarquer que ceux-ci sont sans effet sur le niveau de la nappe en secteur forestier pourtant peu distant (4 km).

Ceci montre que l'effet des cultures sur le régime de la nappe n'est sensible qu'en arrière saison, tout au moins pour des conditions climatiques normales ; en année sèche, cette influence se fait sentir précocement par une accentuation de la pente de tarissement dès le mois de juin. L'évolution du niveau de la nappe en 1990 illustre ce phénomène.

Comparant la consommation d'eau respective de la forêt et des cultures, VALANCOGNE (1992) conclut d'ailleurs que "le maïs ne consomme plus d'eau que la forêt de pins que si l'été est vraiment sec comme ce fut le cas de 1989".
Dans ce cas, la consommation d'eau des arbres est réduite quand la disponibilité de l'eau dans les sols diminue. Dans le cas étudié (étés 1988 et 1989), l'économie réalisée représente 34 % de l'évapotranspiration totale sur 5 mois ; elle dépasse 50 % pendant les périodes où la sécheresse est la plus intense" (LOUSTAU, 1992), régulation que ne peuvent effectuer les cultures.
En définitive, même si on peut dire qu'en année normale "du fait de l'égalité de consommation du maïs et des pins et de l'abondance de la nappe, on doit considérer que l'augmentation (ou la diminution) des cultures ne modifie pas le bilan de l'eau" (CASSOU, 1992) ; il faut tenir compte du fait que les pompages contribuent fortement à déprimer le niveau piézométrique en période d'étiage. La nappe peut être fortement surexploitée et entraîner des dysfonctionnements dans les écosystèmes voisins (forêt, espaces littoraux).

Toutefois, les données disponibles sur les hauteurs **moyennes annuelles** des nappes plio-quaternaires dans le massif landais nous semblent encore trop peu nombreuses et distantes dans le temps pour qu'on puisse avaliser la "tendance à la baisse des niveaux de 0,3 m observée entre 1988 et 1992 dans le département des Landes " citée par LESGOURGUES et CHAMPAGNE (1992).

Des phénomènes du même ordre doivent probablement se produire dans la périphérie immédiate du Bassin d'Arcachon sous l'effet du développement des pompages particuliers destinés à l'arrosage des jardins d'agrément. En effet déjà en 1971, ASTIE *et al.* trouvaient "illusoire d'essayer de chiffrer même approximativement les prélèvements effectués dans ces aquifères".

A la lumière de ce qui vient d'être rappelé et sans entrer dans des considérations techniques dont les données sont au moins à rassembler sinon à acquérir, nous considérons que dans le bilan général **l'apport relatif par la nappe directement au Bassin ne peut que diminuer.**

4.2.2.3. Echanges avec le milieu marin

Le mécanisme élémentaire du contact des eaux phréatiques avec le milieu marin peut être résumé de la manière suivante (B.R.G.M., 1994) :

- la nappe phréatique plio-quaternaire est une nappe libre*,
- la surface piézométrique est maintenue par les apports (un peu) au dessus du niveau de la mer, les eaux s'écoulent donc vers la mer,
- la position de la ligne d'interface est régie par la charge de la nappe sur le rapport de densité des eaux phréatique et marine.

L'interface eau-douce/eau salée, si elle est bien modélisée en théorie pour un cas général (BONNET, 1978), est mal déterminée en pratique entre la nappe phréatique et les eaux saumâtres de la lagune (MANEUX, 1994).

4.2.2.3.1. Intrusion saline dans le phréatique

Les secteurs hydrogéologiques littoraux ont été définis en 1973 par MOUSSIE en fonction de leur plus grande vulnérabilité et de leur potentiel d'utilisation ; la région d'Arcachon est considérée comme "extrêmement complexe et offre une certaine fragilité par suite du colmatage des zones d'exutoire "virtuelles" qui amène un débit de fuite vers le haut et sortie à plus ou moins grande proximité du rivage. **Ce contexte demande une protection accrue des nappes phréatiques** (les plus superficielles) (...) ; ces dernières jouent en effet un rôle important dans l'alimentation, d'autre part dans le maintien d'une mise en charge permanente en bordure littorale, capitale dans les zones d'équilibre fragile".
La nappe phréatique du Cap Ferret apparaît particulièrement vulnérable : elle s'apparente à une lentille d'eau douce, contenue dans des terrains aquifères sablo-graveleux de 50 à 80 m d'épaisseur, en équilibre sur l'eau salée qui envahit l'aquifère par la base ; l'exploitation de

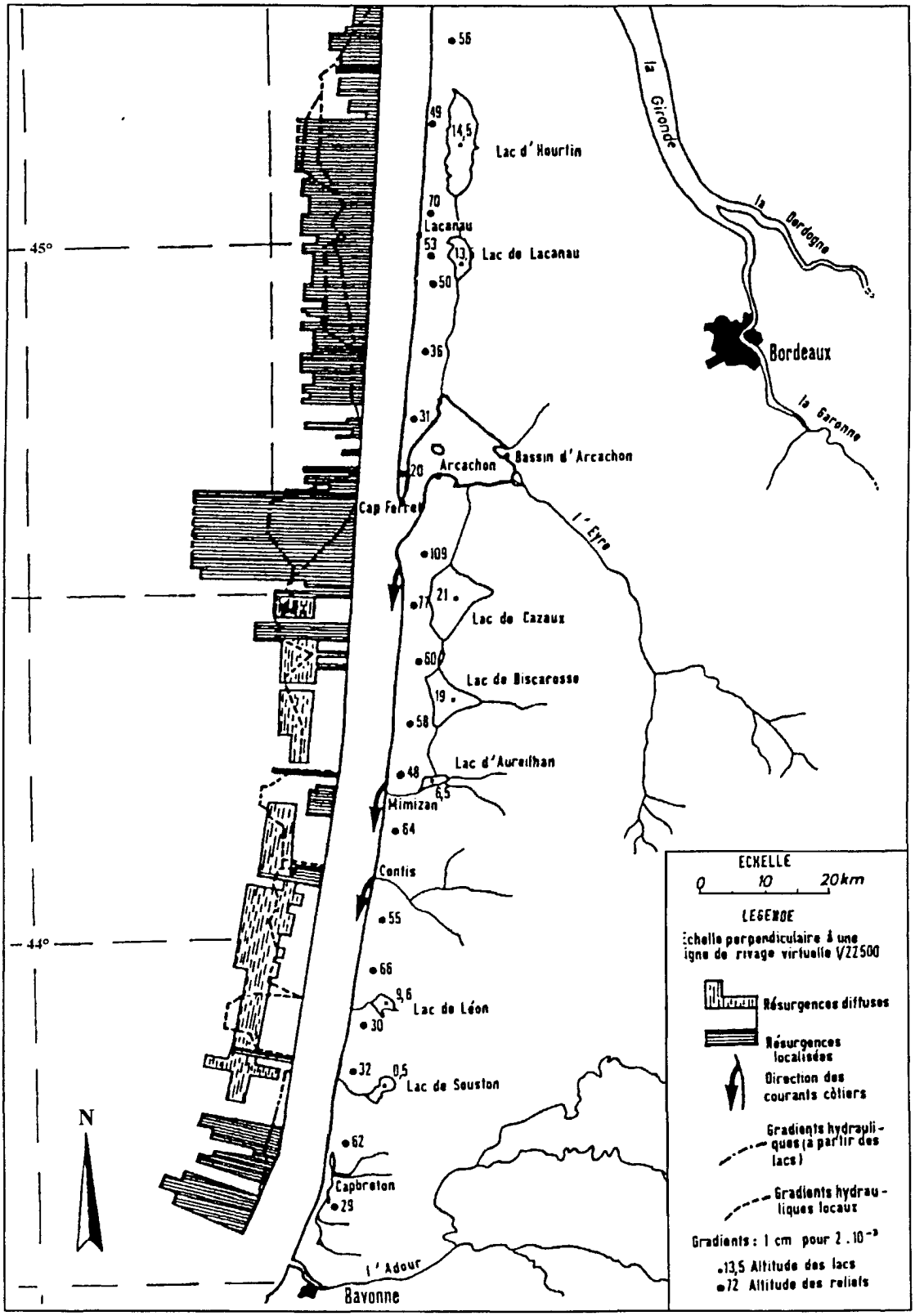


Figure 13 : Résurgences d'eau douce le long du littoral atlantique (LEVEQUE *et al.*, 1972)

cette nappe par des puits classiques (5 à 15 m de profondeur) a entraîné localement un accroissement de salure des eaux (MOUSSIE, 1973).

Dans les sédiments marins déposés sur les rives du Bassin, un biseau d'**eau souterraine salée** est exploité à Gujan-Mestras depuis 1930 par les ostréiculteurs. En 1961, sept puits étaient en service. Les caractéristiques de cette nappe ne sont pas connues :

- la salinité varie de façon très importante pour un même forage,
- celle-ci varie aussi dans un espace très réduit : des forages très rapprochés peuvent avoir des caractéristiques très différentes (AFFMAR/CR. Réunion sur l'alimentation par eau de forage des établissements ostréicoles, 14-10-94). Les rares informations disponibles sur la qualité des eaux souterraines salées sont présentées en **II.**1.

4.2.2.3.2. Introduction des eaux phréatiques en milieu marin

Les résurgences mises en évidence le long du littoral aquitain (LEVEQUE *et al.*, 1972) (Fig. 13) matérialisent le trop plein ou les "crues" saisonnières de l'ensemble des nappes contenues dans les seules formations perméables superficielles (MOUSSIE, 1973) ; ainsi les apports côtiers (par le phréatique) apparaissent particulièrement importants entre Pilat et Trencat. Ils se concrétisent par des résurgences visibles au niveau des paléosols imperméables sous-dunaires, dont la quantification des écoulements n'a pas été effectuée.

Au Cap Ferret, on a pu constater "qu'une nappe d'eau douce continentale sourd à basse mer sur les plages ou sur les parcs à huîtres de la côte Ouest du Bassin d'Arcachon entre le Cap Ferret et Claouey" (LE DANTEC, 1968) ; les localisations précises de ces résurgences concernent la plage du Camp Américain (250 m au Nord de Bélisaire), La Vigne, La Villa Algérienne, Claouey.

L'influence de ces apports n'est pas négligeable puisque LE DANTEC (1960) a remarqué la **ressemblance de la courbe annuelle de la salinité dans le Bassin avec la courbe du niveau de la nappe phréatique des landes.** Les écoulements de la nappe dans le Bassin "seraient de plus en plus rapides de novembre à fin mars, puis relativement abondants d'avril à juin, enfin de plus en plus faibles de juillet à octobre car le niveau de la nappe atteint son point le plus bas vers le 20 octobre."
Mais la date n'est pas invariable : à proximité du Bassin (Arès, Nézer) ASTIE *et al.* (1971), ont observé que l'étiage de la nappe se place, selon les années, **entre Août et Novembre** ; son niveau se trouve alors à 1,6 m sous la surface du sol contre 0,1 m en période de crue maximale.
Par ailleurs, la nappe est en communication avec la mer et présente des variations de niveaux dues aux marées (Annexe 2).

4.2.2.3.3. Hydrodynamique des nappes

Sur le littoral et le Bassin, on a mis en évidence des circulations ascendantes par lesquelles les nappes inférieures se déversent dans les nappes supérieures plio-quaternaires qui fonctionnent comme exutoires (Fig. 14).

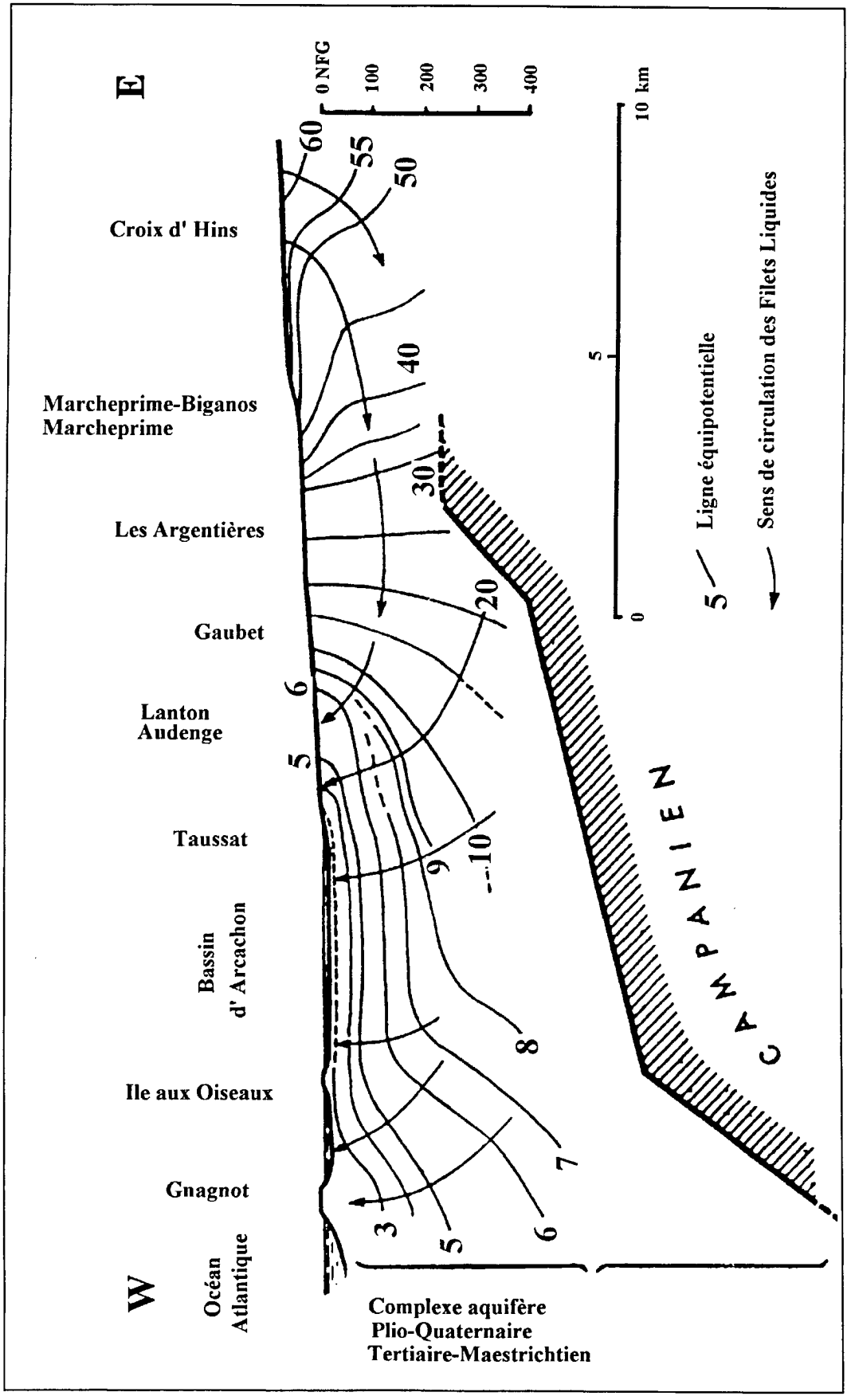


Figure 14 : Schéma montrant la composante verticale de la circulation des filets liquides (MOUSSIE, 1973)

La vitesse instantanée de propagation de la nappe phréatique observée de juin à novembre 1980 à Audenge (BALADES, 1982) est variable en fonction du temps et de la hauteur d'eau dans les crépines ; on constate un fort gradient de vitesse et un écoulement plus rapide des couches les moins profondes. Ces variations peuvent, pour l'essentiel, être expliquées par l'influence de la marée. La vitesse peut être estimée à 2,5 cm/h.

Enfin PELISSIER-HERMITTE et POUCHAN (1992) ont mesuré dans la région de Parentis-Biscarrosse, par traçage radio-actif, une vitesse réelle d'écoulement de la nappe variant entre 1,2 et 14,3 $cm.j^{-1}$.

En conclusion on peut constater le peu de connaissances disponibles sur les quantités réellement échangées par voie souterraine entre le continent et le Bassin et rappeler que "l'interdépendance des horizons aquifères demande la mise en oeuvre d'une politique d'exploitation d'ensemble, y compris les nappes phréatiques. On ne saurait trop insister sur le maintien de cette permanence de l'équilibre hydraulique des nappes dunaires et des étangs côtiers" (MOUSSIE, 1973).

4.2.3. Régime des cours d'eau

4.2.3.1. Eyre

De ce qui précède sur le régime des nappes, on a pu déjà pressentir que "l'Eyre et ses affluents agissent beaucoup plus comme agents de drainage de la nappe phréatique qu'en rassembleurs d'eau de ruissellement superficiel. Partant des extrémités amont aux extrémités aval, aussi bien en hiver qu'en été, ils drainent (l'eau des nappes) à cause de leur encaissement et de la faible profondeur de la nappe" (SCHOELLER, 1964) ; cet auteur ajoute cette remarque qui se révélera importante dans l'interprétation hydrologique (cf. **II.**1.) : "ce n'est qu'en hiver dans leur parcours tout à fait amont où la nappe phréatique est au voisinage du sol que les eaux superficielles s'ajoutent aux eaux de drainage."

Tous les cours d'eau (du Bassin de l'Eyre) ont un régime comparable ; leurs crues et leurs étiages sont très nettement marqués.
Le niveau de l'eau de tout le réseau atteint sa côte la plus basse, sensiblement à la même époque, c'est à dire **à la fin septembre**. Puis le niveau augmente rapidement **pour ne baisser qu'au début avril**. Durant la période d'abondance (octobre à mars), **le régime est torrentiel.**
La plus petite pluie entraîne un accroissement sensible du niveau, accroissement qui se produit 6 à 10 heures après cette pluie.
Pendant le mois d'avril, la baisse est très rapide et se poursuit jusqu'au début de juin.
Elle se ralentit de juin à septembre, s'accentue parfois et se prolonge si septembre est sec.
Il y a donc 5 à 6 mois d'abondance et 6 à 7 mois de basses eaux.

La carte du temps de concentration (Fig. 15), ou temps nécessaire à l'arrivée dans le Bassin des eaux tombées simultanément sur les différentes parties du bassin versant, a été réalisée par FLEURANCEAU (1993).

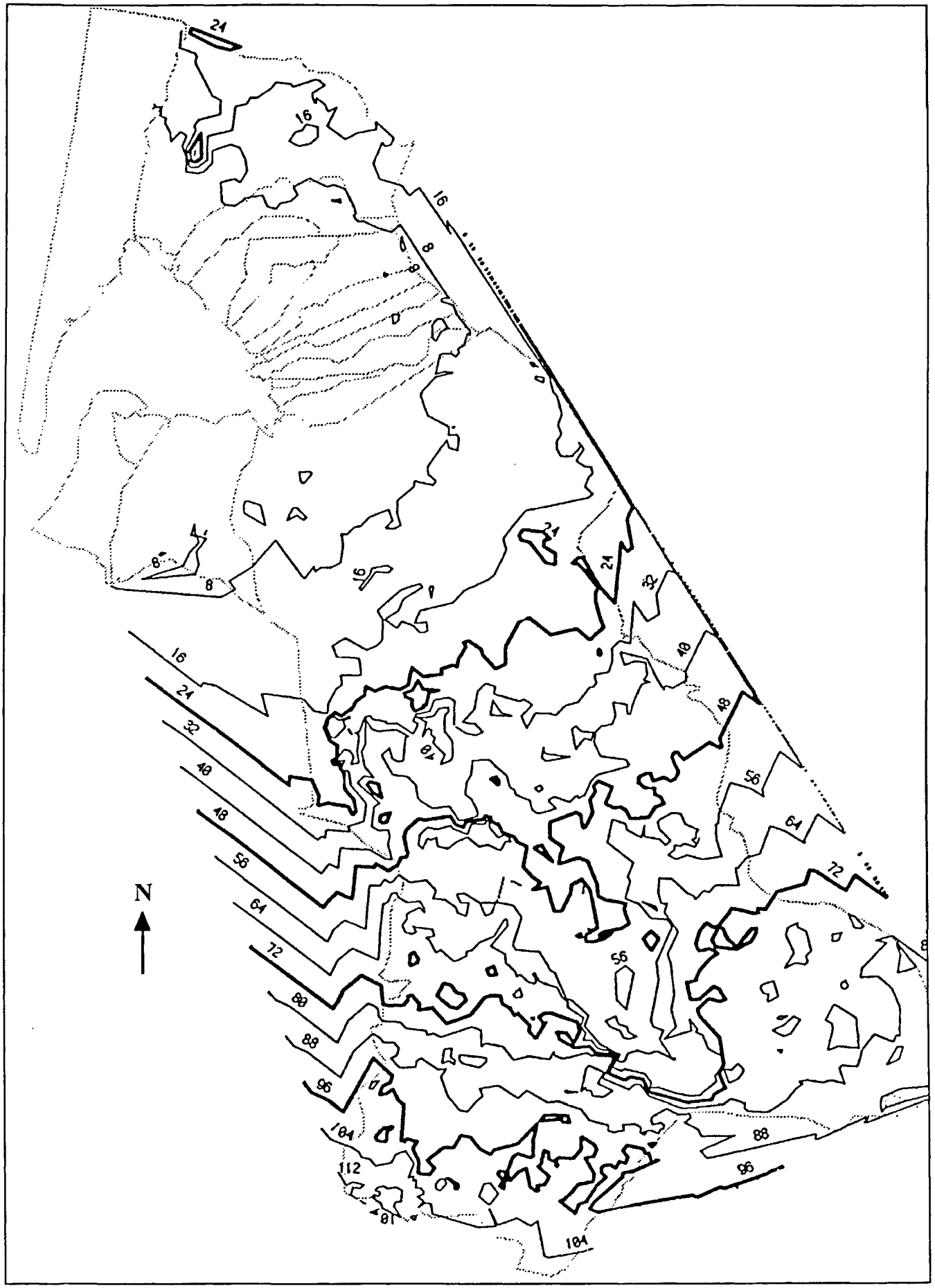


Figure 15 : Temps de concentration (en h) des eaux continentales dans le Bassin d'Arcachon (FLEURANCEAU, 1993)

4.2.3.2. Canal du Porge

Quatre barrages à pelles mobiles (d'amont en aval : Betejin, Joncru, Langouarde, Pas du Bouc) contrôlent les écoulements
En 1961, on ne disposait que d'une étude fragmentaire des débits sur le Canal du Nord, quand on abaissa d'un mètre cinquante le plan d'eau des étangs (Lacanau et Hourtin-Carcans).
Les débits du Pas du Bouc dépendent de la gestion des niveaux du lac (SIAEBVELG = Syndicat d'Aménagement des Eaux des Bassins Versants Littoraux Girondins) qui cherche à satisfaire des besoins antagonistes, à savoir :

- inondations en automne des marais de TALARIS pour la chasse au canard,
- haut niveau en été pour les estivants,
- lutte contre les crues (agriculture, sylviculture).

Les traits principaux du régime que l'on dégage sont les suivants :

- le bassin versant comprend deux des plus grands étangs aquitains ce qui accentue l'évaporation et abaisse donc les débits spécifiques à l'exutoire des canaux par rapport à ceux des cours d'eau : **il y a perte relative d'eau, surtout en année sèche.**
- mais compte tenu de la taille du bassin versant (801 km²) les débits de crue peuvent atteindre des valeurs respectables($\approx 30\ m^3.s^{-1}$ au Pas du Bouc).
- l'hydrogramme est particulièrement chaotique (sautes de niveau et de débit importantes) du fait des manoeuvres d'écluses.

En définitive, le régime qui devrait être régulé (tamponné) par les lacs est rendu artificiellement irrégulier par un type de gestion ne prenant en compte que les contraintes inhérentes aux usages des étangs.
Des critiques concernant cette gestion ont été régulièrement émises lors des crises de l'ostréiculture, au moins depuis les années cinquante.

4.2.3.3. Canal des Landes

Le niveau de l'étang de Cazaux-Sanguinet est réglé au Nord par l'Ecluse n°8 du canal d'une part et au Sud par le niveau de l'étang de Parentis-Biscarrosse, lui même réglé par le barrage de Navarrosse.
Le régime du canal de Cazaux à La Teste est donc directement lié aux fluctuations de l'Etang (TEISSIER, 1967) mais également aux apports provenant de la lande du Sud Bassin par le réseau des crastes, dont le régime est très dépendant de celui de la nappe phréatique.

Les inconvénients signalés à propos de la gestion du Canal du Porge sont atténués dans le régime du canal des Landes, car ce dernier ne constitue qu'un débouché partiel de l'étang qui se déverse principalement par le Sud (étang de Parentis-Biscarrosse et courants landais).

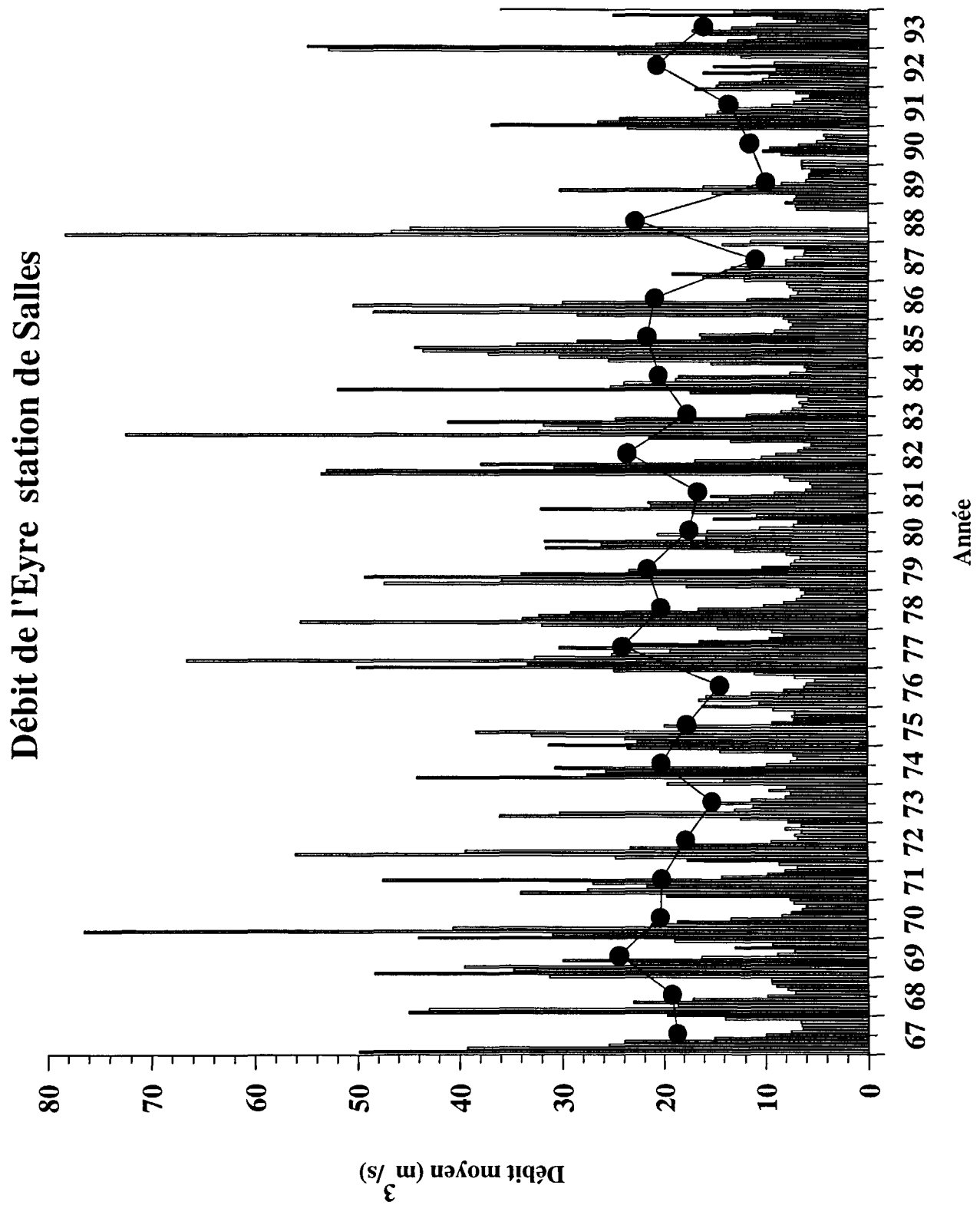


Figure 16 : Débits moyens annuels (courbe) et mensuels (histogramme) de l'Eyre à la station de Salles (AUBY *et al.*, 1994)

4.3. Apports d'eau douce au Bassin

4.3.1. Apports par les cours d'eau

Les débits de l'Eyre, de par leur suprématie, servent de référence quant au rythme d'introduction de l'ensemble des eaux superficielles dans le Bassin d'Arcachon.
Les deux schémas ci-contre montrent (Fig. 16) :

1. l'évolution interannuelle des débits,
2. leur répartition saisonnière moyenne.

4.3.1.1. Cours d'eau à module connu

Eyre à Salles (Agence de l'Eau, 1994) station hydrométrique S 224-25
Surface Bassin-versant : 1 650 km²
Période de mesure : 1967-1993 (manque 1988)
Module (débit moyen interannuel) : 18 $m^3.s^{-1}$

Etiage :
Débit moyen mensuel médian : 6,3 $m^3.s^{-1}$
Débit moyen mensuel quinquennal : 5,5 $m^3.s^{-1}$

Crue :
Débit moyen journalier maximal : 121 $m^3.s^{-1}$ (15-12-1982)

Eyre à Lamothe (pont D.650) station hydrologique RNB 191 000.
En aval de Salles, l'Eyre reçoit plusieurs affluents dont l'apport supplémentaire conduit à corriger le module d'un facteur multiplicatif de 1,17 (SRAE/DIREN-Aquitaine) pour obtenir le débit total du bassin versant, soit 18,84 (moyenne 1967-1993) x 1,17 = **22,04 $m^3.s^{-1}$**
C'est ce dernier chiffre que nous retiendrons pour le bilan moyen.

Canal du Porge à Lauros (pont du Pas du Bouc) station hydrométrique S 131-50.
Surface du bassin versant : 801 km²
Pour le Canal du Porge, sur l'unique période de mesure du SHC (1969-1979), le module s'établit à **6,25 $m^3.s^{-1}$** avec un débit mensuel moyen de 0,13 $m^3.s^{-1}$ et maximum de 21,8 $m^3.s^{-1}$.
Les données anciennes (St PE, 1966) donnaient un apport annuel au Bassin de 60 millions de m^3, soit un débit moyen de 1,9 $m^3.s^{-1}$, ce qui apparaît sous-estimé.

Canal des Landes à La Hume (pont N.250)
Les données disponibles avant 1989 étaient les suivantes :
Canal des Landes : 73 millions de m^3 à la station de jaugeage de l'écluse n° 8 (TEISSIER, 1967), soit un débit moyen annuel de 2,31 $m^3.s^{-1}$.
A la lumière des données récentes, (ci dessous) cette évaluation apparaît surestimée.

4.3.1.2. Cours d'eau suivis depuis 1989 (Agence de l'Eau-IFREMER)

Les cours d'eau secondaires débouchant dans le Bassin n'ont jamais fait l'objet de mesures de débit en continu avant 1989.
Nous pouvons essayer de reconstituer les modules de ces cours d'eau à l'aide du rapport des modules de l'Eyre d'une part et du Canal du Porge d'autre part, entre les deux périodes de mesure disponibles :

- Eyre : 22 m^3 entre 1967 et 1993 et 15,2 m^3 entre 1989 et 1993; **Rapport : 1,45**
- Canal du Porge : 6,25 m^3 entre 1969 et 1979 et 3,98 m^3 entre 1989 et 1993, **Rapport : 1,57**.

On peut adopter un rapport moyen de **1,5** entre les deux périodes et corriger les débits moyens obtenus sur les cours d'eau secondaires entre 1989-1993 de ce rapport pour obtenir les modules indiqués dans le tableau ci-dessous :

	Débit moyen 1989-1993	**Module**
Cirès	0,63	**0,95**
Lanton	0,28	**0,42**
Ponteils	0,23	**0,35**
Canal des Landes	0,52	**0,78**
TOTAL		**2,5**

Tableau 3 : Module (débit moyen inter-annuel) des cours d'eaux suivis depuis 1989

4.3.1.3. Autres cours d'eau

D'autres cours d'eau, qui n'ont jamais fait l'objet de mesures en continu, même après 1992, peuvent faire l'objet d'une évaluation à l'aide des modules spécifiques des cours d'eau voisins.

L'établissement d'un module spécifique unique pour les cours d'eau naturels de la périphérie du Bassin à partir des données recueillies sur les trois ruisseaux principaux, représente une méthode certes théorique, mais cependant la meilleure qui soit à notre disposition ; les éléments de calcul sont présentés dans le tableau ci-dessous :

	Débit moyen 1989-1993	Surface BV km²	Module spéc. l.km²
Cirès	0,63	48,704	12,9
Lanton	0,28	36,135	7,74
Ponteils	0,23	23,307	9,86
Moyenne			**10,16**

Tableau 4 : Modules spécifiques des cours d'eau suivis depuis 1989.

En adoptant un module spécifique moyen de **10 litres par seconde et par km²,** représentant l'écoulement moyen annuel du bassin versant direct de la **périphérie du Bassin**, rapporté aux bassins versant des cours d'eau non suivis (**233 km³** hors BV Océan dunaire littoral), on obtient un débit moyen annuel de **2,33 $m^3.s^{-1}$**

4.3.1.4. Apport total par les cours d'eau (module calculé)

La somme des modules calculés pour les trois types de cours d'eau nous amène à un débit moyen d'eau douce apportée au Bassin par écoulement de surface supérieur à 33 $m^3.s^{-1}$.

	Débit moyen $m^3.s^{-1}$
1. Cours d'eau à module connu (Eyre, Canal du Porge)	28,29
2. Cours d'eau suivis	2,50
3. Autres cours d'eau	2,33
TOTAL	**33,12**

Tableau 5 : Débit moyen des apports d'eau douce par les cours d'eau

4.3.2. Apports par la nappe

Ecoulements dans le bassin versant de l'Eyre
La répartition des écoulements selon leurs formes a été effectuée par SCHOELLER (1964), sur l'Eyre et tous ses affluents dont Le Tagon et le Lacanau (pour ceux qui concernent directement le Bassin d'Arcachon).
Pour un flux annuel de l'Eyre (03-61 à 03-62) de 300 millions de m^3, les deux tiers (200 millions) sont fournis latéralement par les nappes, et seulement le dernier tiers par le ruissellement de surface.

Ecoulement par la nappe au Bassin d'Arcachon

Les évaluations de l'école hydrogéologique (SAINT-PE , 1966; BORNEUF, 1968; TEISSIER, 1967) portant sur l'année hydrologique 1965, donnent un apport total par la nappe plio-quaternaire au Bassin interne de **72 millions de m^3** (correspondant à un débit moyen annuel de **2,3 $m^3.s^{-1}$**) soit 10 % des précipitations, et de **100 millions de m^3** si l'on inclut l'apport entre Arcachon et Biscarrosse.

LAMOURE et BALADES (1979) ont calculé le flux de la nappe en Août et Novembre 1978 par différence entre les apports par les cours d'eaux et un bilan des eaux douces évacuées du Bassin ; ces auteurs en déduisent que 58 % des apports totaux en provenance du bassin versant sont véhiculés par la nappe ; le tableau ci-dessous résume ces résultats.

Année 1978		**flux par marée (m^3 eau douce)**	**débit en $m^3.s^{-1}$**	**%**
Août	Evacuation par marée	1 240 600	27,8	100
	Apports par l'Eyre	408 000	9,05	32,5
	Apports ruisseaux	120 000	2,68	9,6
	Apports phréatiques	712 600	**16,0**	57,5
Novembre	Evacuation par marée	787 400	17,6	100
	Apports par l'Eyre	263 000	5,9	33,5
	Apports ruisseaux	65 000	1,5	0,3
	Apports phréatiques	459 400	**10,3**	58,5

Tableau 6 : Flux calculés de la nappe phréatique du Bassin d'Arcachon (LAMOURE et BALADES, 1979)

Plusieurs objections peuvent être opposées à ces résultats :

- le bilan d'évacuation des eaux douces n'est fondé que sur des différences de chlorinité entre les deux dernières heures de jusant et les deux premières heures de flot et non sur un cycle de marée complet ;
- de plus, la position des observations dans le cycle vives-eaux/mortes-eaux de la marée (en déchet en août) conduit à surrévaluer un bilan d'eau douce sur la base d'un cycle complet.
- enfin, le calcul effectué en étiage n'est pas extrapolable à l'année entière.

En définitive, il ne nous paraît pas possible d'utiliser ces résultats, car il semble que cette démarche, intéressante dans son principe, n'a pu être menée à fond.

CARRUESCO et ALVINERIE (1990), revenant aux évaluations des hydrogéologues, estiment que "le volume moyen des apports liés à la nappe phréatique peut être estimé à **$34.10^6 m^3$** pour une année moyenne (818 mm de précipitations) correspondant à un débit de **1 $m^3.s^{-1}$**" *(le mode de calcul n'est pas indiqué).*

De tels écarts entre les évaluations (de 1 à 16 pour les débits moyens ou de 4 à 58 % pour la proportion des apports totaux) ne permettent pas, à l'heure actuelle, de trancher sur cette question des apports par la nappe phréatique.

4.3.3. Bilan des apports d'eau douce au Bassin d'Arcachon

4.3.3.1. Répartition selon les types d'apports

- LABRID (1969) donne un bilan de **791 millions de m^3** (superficiel et phréatique) mais en ne comptant dans l'apport superficiel que les trois principaux exutoires : Eyre, Canal du Porge et Canal des Landes.

- CARRUESCO et ALVINERIE (1990) estiment que, pour un bassin versant de 2 500 km^2, l'apport moyen (pour des précipitations inter-annuelles de 818 mm sur la période 1951-1980) se monterait à **951 millions de m^3** répartis en :

  * précipitations directes sur le plan d'eau : 130 (13,7 %)
  * cours d'eau : 787 (82,8 %), soit un débit moyen de : 25 $m^3.s^{-1}$
  * nappes phréatiques : 34 (3,6 %), soit un débit moyen de 1 $m^3.s^{-1}$.

- LAMOURE et BALADES (1979) sur leurs deux campagnes (août et novembre) trouvent une exportation moyenne de 1 million de m^3 d'eau douce par marée, ce qui, ramené à l'année, donnerait **730 millions de m^3.**

En considérant que ce dernier bilan est sous-estimé en raison du fait que les mesures ont été réalisées en période d'étiage et que le précédent l'est à cause de la sous estimation de l'apport par les cours d'eau (bassin versant de 2 500 km^2 au lieu de 4 000, module de 25 m^3 au lieu de 33), **on peut estimer que l'apport annuel d'eau douce au Bassin s'élève à 1,25 milliard de m^3** dont :
- 1,040 milliards de m^3 d'écoulement superficiel,
- 0,133 milliards de m^3 d'apport direct par les précipitations,
- 0,072 milliards de m^3 d'écoulement phréatique (cf. supra).

4.3.3.2. Répartition géographique des apports

Environ **4/5 des apports arrivent dans l'angle Sud-Est** du triangle que forme le Bassin intérieur et **le dernier 1/5 dans l'angle Nord.**

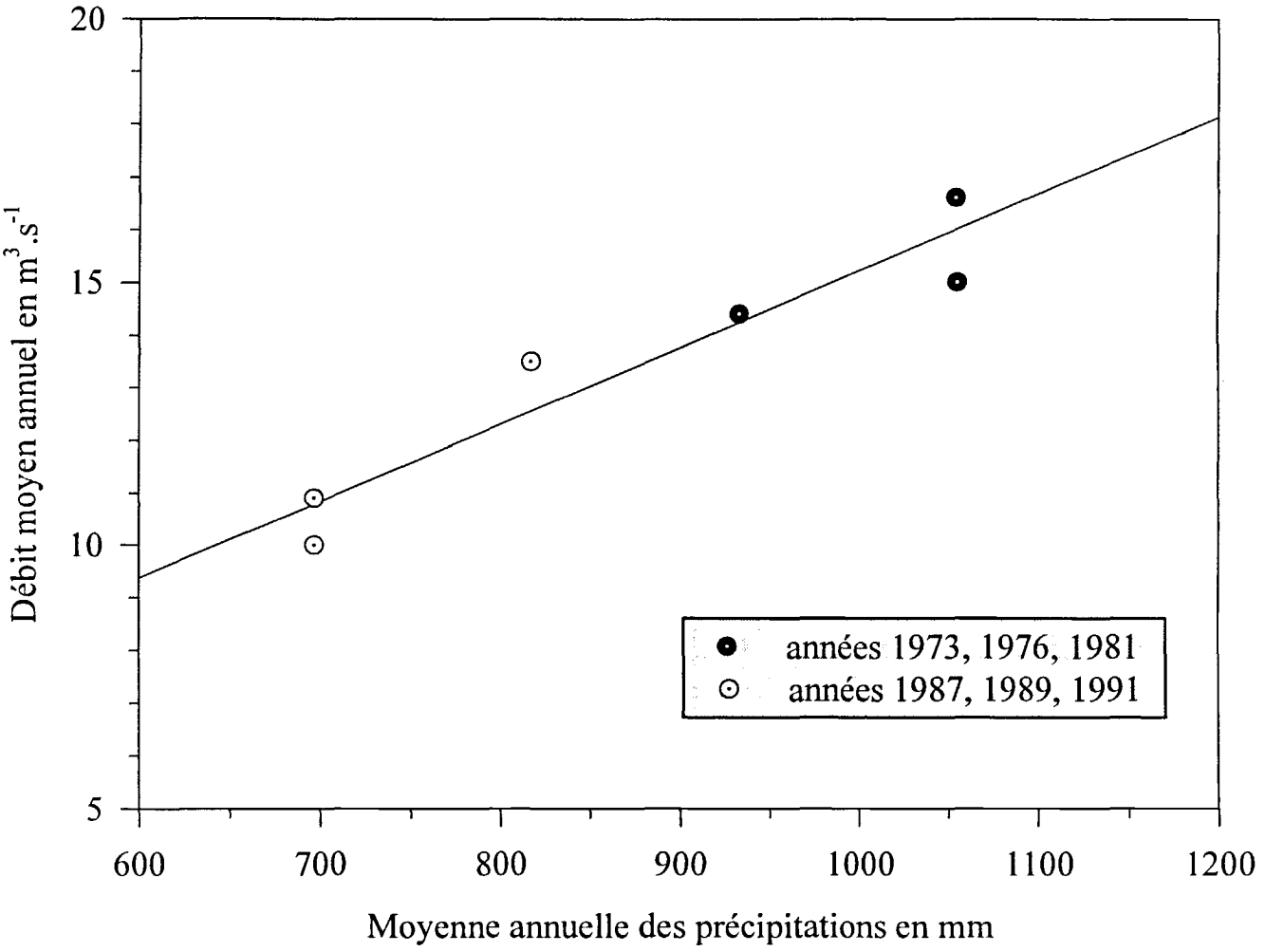


Figure 17 : Relation entre les précipitations et les débits moyens annuels minima

4.3.3.3. Evolution des apports

Nous ne disposons que d'une série chronologique sur l'Eyre à Salles à partir de 1967.

Nous avons rapproché ci-dessous des données de précipitations à Belin et de débit fluvial à Salles concernant deux groupes d'années des débits moyens annuels minima (années sèches), choisis comme suffisamment distants dans le temps (Fig. 17)
La corrélation hautement significative montre qu'il n'y a pas d'évolution de la relation au cours du temps. On peut donc dire que les apports d'eau douce au Bassin en années sèches n'ont pas diminué de façon sensible.

4.4. Conclusion

Les incendies de forêt de 1940 à 1949, puis les travaux d'assainissement des Landes ont pu contribuer à augmenter les débits arrivant au Bassin. Le fait est que, dans la période humide du début des années soixante, l'exacerbation des problèmes liés au **rythme d'apports** et à la dessalure du Bassin constitue une préoccupation majeure des ostréiculteurs.

Les mutations agro-sylvicoles du bassin-versant dans les vingt dernières années ne paraissent pas avoir modifié significativement le bilan hydrique.

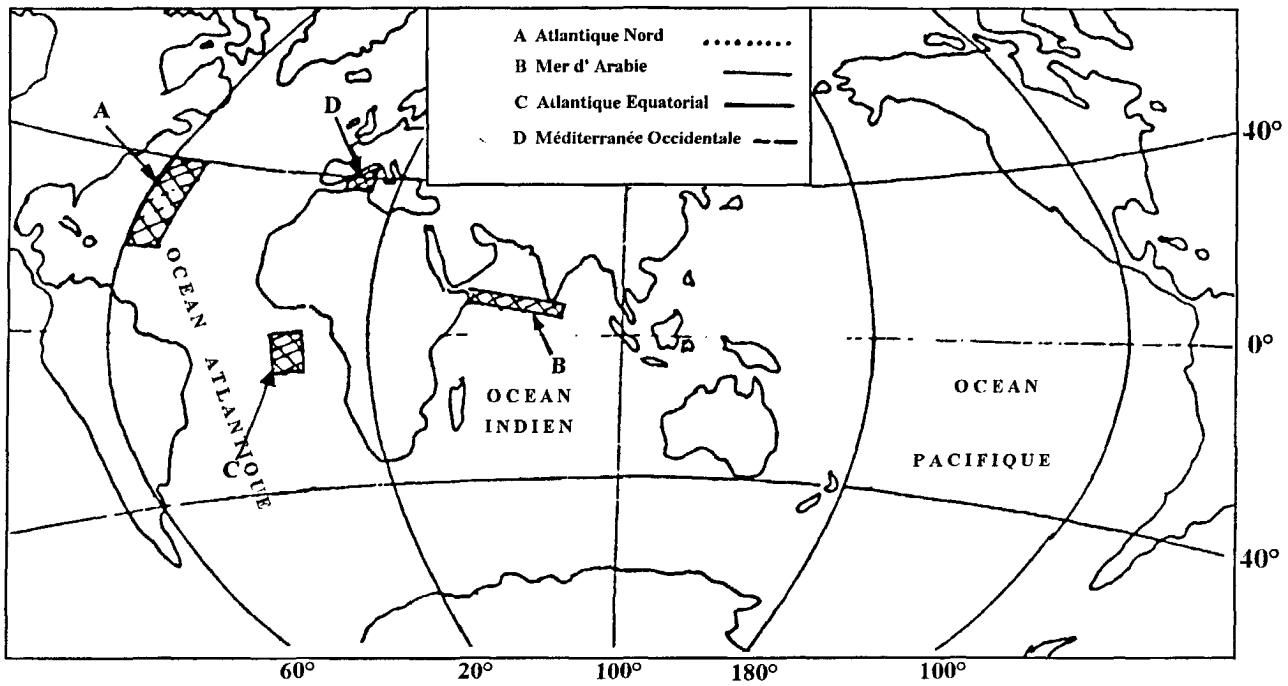
Quant à l'évolution possible du **régime des cours d'eau,** aucune étude spécifique n'a été menée sur ce sujet. Autrefois partiellement régulées par les inondations de la Lande, puis par la forêt, il est possible que les pentes de crues se soient cambrées et que les étiages se soient accusés sous l'effet respectif du drainage et des pompages agricoles dans les nappes.

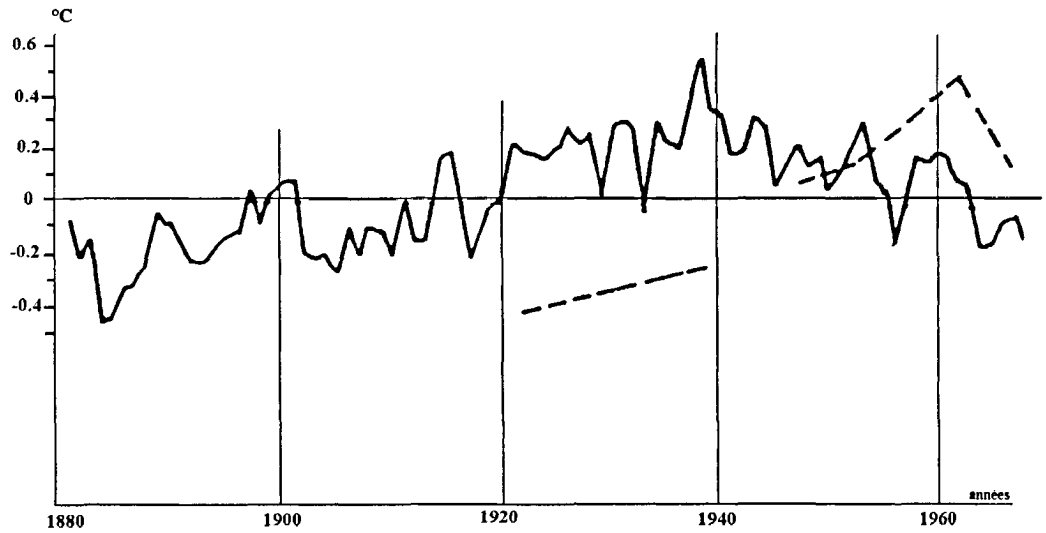
En revanche on peut regretter qu'aucun aménagement ne soit venu porter remède à l'irrégularité des apports par les lacs, dont les conséquences néfastes pour les cultures marines ont été maintes fois soulignées.

Selon les connaissances actuelles, l'écoulement d'eau douce en provenance du continent et de l'atmosphère introduit chaque année dans le Bassin s'élèverait à un peu plus de 1,2 milliard de m^3 dont 6 % par le suintement de la nappe phréatique, 11 % par la pluie directe sur le plan d'eau et 83 % par le ruissellement de surface et les cours d'eau (l'Eyre constituant à elle seule les 4/5ème de l'apport des cours d'eau).

La proportion de ces apports n'est pas constante ; en effet le sol sableux perméable permet la constitution d'une réserve phréatique très importante qui joue un rôle tampon dans le rythme (et la qualité) des apports hydriques au bassin ; il découle de ce rôle de la nappe que le volume des apports instantanés n'est pas strictement proportionnel aux précipitations : **il est faible par rapport à l'intensité des épisodes pluvieux en période de recharge de la nappe (automne-hiver)** mais devient fort en période de saturation des sols plus tard en saison (hiver-printemps).
Il faut aussi souligner que la nappe soutient plus ou moins les étiages (été), selon le prélèvement par évapotranspiration et pompage.

Les débits des cours d'eau et les flux interannuels présentent une **irrégularité marquée** ; mais les données hydrométriques disponibles sur le long terme (25 ans) permettent de conclure, dans l'état de nos connaissances, **au maintien global des apports d'eau douce au Bassin**.





– – – variations des anomalies de températures moyennes de surface de l'eau dans les 4 régions étudiées

Figure 18 : Variation des anomalies de températures de la mer (FIEUX, 1978)

5. Evolution à long terme : climat et niveau marin

Le but de ce chapitre est de rassembler les données locales sur les changements naturels à long terme impliqués dans **la remontée du niveau marin,** c'est à dire les changements climatiques et les mouvements de l'écorce terrestre (tectonique/subsidence).

En effet, la remontée du niveau marin représente la résultante :

1. de l'expansion thermique des océans et de la fonte des glaces polaires dues à l'augmentation des températures d'une part (phénomènes eustatiques) ;
2. des mouvements verticaux de la croûte terrestre (phénomènes de subsidence) d'autre part.

En conséquence, les évaluations de la remontée du niveau marin sont basées à la fois sur l'exploitation générale des données marégraphiques à l'échelle mondiale qui donnent la tendance eustatique et sur la comparaison des nivellements terrestres locaux qui font de même pour la tendance subsidente.

5.1. Changements climatiques

Les modifications du climat, du niveau moyen des mers, les mouvements de la croûte terrestre, sont des phénomènes qui pour un grand nombre de personnes appartiennent au passé, même si les tremblements de terre sévissent et que les failles se développent sous nos yeux, de manière spectaculaire et souvent tragique.
Mais dans le domaine climatique aussi, des changements notables sont aujourd'hui reconnus à l'échelle de la vie humaine, probablement accélérés par le développement des activités humaines.

5.1.1. Variation naturelle

Considérant la période 1920-1970, FIEUX (1978) (Fig. 18) observe des maxima de température de l'eau en 1960 dans deux zones situées dans les 40° Nord (Atlantique et Méditerranée occidentale) ; or c'est autour des années 1960 que se situe le maximum d'activité solaire pour la période 1880-1960 (LCHF, 1979).
BILLIET (1978) étudiant les données des carreaux MARSDEN compris entre 40 et 60° N et 0 à 20°W a signalé :

- "le réchauffement très sensible qui s'est produit au début du siècle jusqu'aux années 1959-1960 (...) suivi d'un refroidissement qui semble se stabiliser jusqu' en 1969,
- un cycle d'une période de deux ans, très visible dans les années 1949-1969, les années paires étant des années froides."

D'autre part, un essai de chronologie des principales **tempêtes** (...) laisserait à penser qu'il existerait une relation avec l'activité solaire ; des recherches restent à faire dans ce domaine puisqu'elles concernent directement les mouvements pulsatifs des sédiments au littoral (*ibid.*).

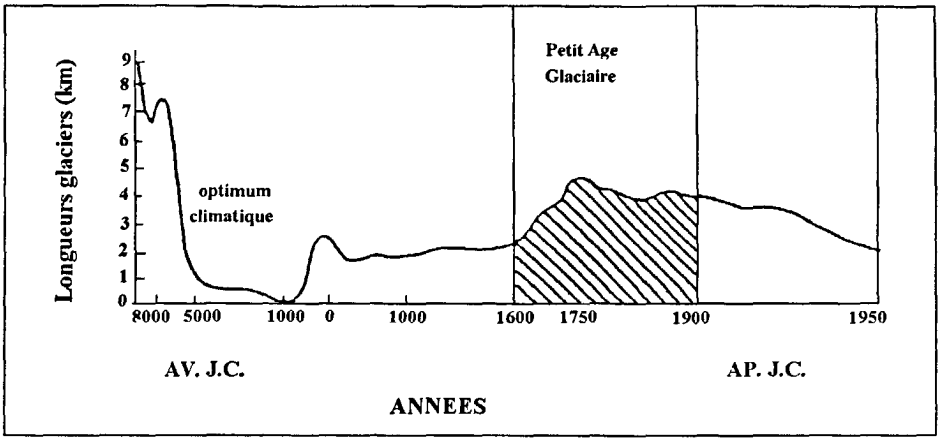


Figure 19 : Variations de longueur des glaciers en Islande (*in* HERSART DE VILLEMARQUE, 1991)

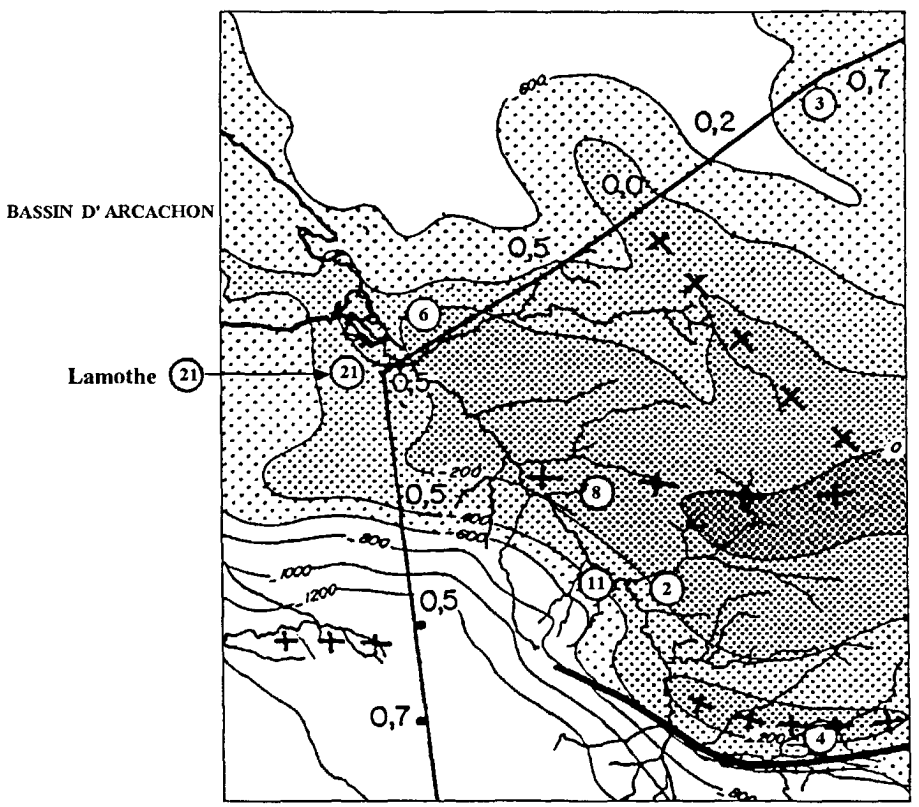


Figure 20 : Subsidence en mm/an (0,5) d'après la comparaison des nivellements (1892-1969) et côte en m (-600) du toit du crétacé au Sud-Est du Bassin d'Arcachon (*in* KLINGEBIEL et LEGIGAN, 1992)

5.1.2. Variation d'origine anthropique

On a tendance à expliquer aujourd'hui l'élévation des températures mondiales par la rétention de l'énergie solaire liée à la modification de la composition gazeuse de l'atmosphère par la pollution (effet de serre).
"Depuis 1860, un réchauffement général du climat sur le continent européen est constaté, à partir des températures de l'atmosphère, dont la valeur moyenne annuelle a augmenté de 0,5 à 1 degré centigrade. Ce réchauffement et la régression générale des glaciers qui en résulte (Fig. 19), sont maintenant considérés comme la cause principale de la remontée actuelle du niveau marin" (KLINGEBIEL, 1990).

5.2. Tectonique/Subsidence

Deux facteurs peuvent être à l'origine d'un enfoncement du Bassin d'Arcachon : le Bassin occupe une structure faillée sur sa bordure qui le prédispose à s'enfoncer sous le poids de la sédimentation ; les horizons fluvio-marins récents qui constituent la couverture peuvent aussi se compacter par réduction de la pression hydrostatique. C'est à la suite de forages pétroliers ou d'aquifères que le littoral du Texas, de Louisiane et de Floride a subi un abaissement subsident de plusieurs mètres dans le dernier siècle. Sans atteindre des valeurs du même ordre, il est possible que les forages autour du Bassin ne soient pas sans effet sur des formations sédimentaires assez comparables.

La carte de France des **mouvements verticaux actuels** basée sur la comparaison des nivellements NGF Lallemand (1884-1892) avec les mesures réalisées par l'IGN entre 1962 et 1969 montre une surrection de la Côte Aquitaine (MINISTERE DE L'ENVIRONNEMENT, 1993).

Mais la comparaison des nivellements des voies ferrées depuis le XIXème siècle (ABOURS, 1979, *in* KLINGEBIEL et LEGIGAN, 1992) (Fig. 20) montre un enfoncement relatif, dans le secteur de Lamothe, de l'ordre de 0,5 mm/an.

5.3. Remontée du niveau marin

5.3.1. Observations

BOUNI *et al.* (1991) ont rassemblé pour le Ministère de l'Environnement les données existantes à l'échelle mondiale sur l'élévation du niveau marin : "ces résultats mettent en évidence une élévation du niveau des mers de **12 à 15 centimètres au cours des 100 dernières années"**. Les sources d'information sont citées dans le tableau suivant : (*ibid.* p.8) (nous ne les reprenons pas en bibliographie).

Auteur	*Dates*	*Elévation cm/siècle*	*Méthode*
THORARINSSON	1940	> 5	Cryologie
GUTEMBERG	1941	11 +/- 8	Station de mesures
KUENEN	1950	13 +/- 1	Différentes méthodes
LISITZIN	1958	11 +/- 3,6	Six stations
WEXLER	1961	11?8	Cryologie
FAIRBRIDGE et WEBS	1962	12	1900-1950 Stations sélectionnées
GORNITZ *et al.*	1982	12	1880-1980 Différentes stations
KLIGE	1982	15	1900-1975
BARNETT	1984	14,3 +/-1,4 22,7 +/-2,3	1880-1920 1920-1980

Source : Bolin, Warrick et Jager (1986)

Tableau 7 : Elévation contemporaine du niveau des mers (*in* BOUNI *et al.*, 1991)

GORNITZ *et al.* (1982) après avoir étudié plus de 700 stations de marégraphes montrent qu'en moyenne le niveau de la mer a monté de 12 cm au cours du dernier siècle. Ces auteurs attribuent la majeure partie de cette montée à l'expansion thermique (...) qui pourrait se poursuivre encore 70 ans (FAURE, 1983).

Si l'on se réfère à BARNETT (1984) dont les résultats sont les plus récents, cette remontée du niveau général des mers a été de 14 +/- 1,4 cm pour 100 ans (en utilisant des données marégraphiques correspondant à la période 1880-1920), et de 22,7 +/- 2,3 cm pour 100 ans (en traitant des données se rapportant à la période 1920-1980). Ce qui indiquerait une accélération du phénomène, alors qu'il n'était pas notable avant 1880 (PASKOFF, 1984).

Il est remarquable de constater que la plupart des chercheurs qui se sont intéressés au problème depuis plus de quarante ans ont abouti à des résultats cohérents, malgré des méthodes différentes, et il semble bien qu'à l'heure actuelle, le niveau général des mers s'élève au rythme d'environ 1,5 millimètres par an.

Pour les côtes de France, le LCHF (1979) retient le chiffre de 1 à 1,5 mm.an^{-1}, dû à la seule surélévation du niveau de la mer.

A Socoa, les données marégraphiques indiqueraient un exhaussement virtuel (relatif) du niveau de l'eau de 10 mm par an entre 1961 et 1976 (GARNIER, 1979, document IGN cité *in* LCHF, 1979) ; une telle surélévation du niveau moyen de la mer n'est pas exceptionnelle lorsqu'il y a affaissement de la croûte (cf. Subsidence).

Selon les conclusions du groupe de travail n°1 de l'IPCC (1989), le niveau des mers pourrait croître de **4 à 6 mm par an** en moyenne, **soit une augmentation de l'ordre de 25 à 40 cm à l'horizon 2050.**

En conséquence, la prise en compte du rythme d'élévation du niveau de la mer, est l'une des recommandations du sous-groupe des zones côtières de l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).

5.3.2. Perspectives

Les scénarios sont établis à partir d'hypothèses sur l'évolution des rejets atmosphériques et de diverses modélisations de phénomènes résultant de l'élévation de la température (expansion thermique des océans, fonte des glaces des pôles et des glaciers terrestres).

Les conséquences de l'élévation du niveau marin font l'objet d'investigations de plus en plus appronfondies de la part des organismes publics en charge de la planification et de l'aménagement.
Il faut convenir avec PASKOFF (1993) que ces conséquences seront particulièrement sensibles sur le devenir des lagunes : "accentuation de l'érosion du trait de côte, démaigrissement, voire tronçonnement des cordons littoraux, modification du régime hydrologique etc."...

Conclusion

A priori, le Bassin se prête mal, du fait de l'absence de marégraphe externe à la lagune, à l'appréciation locale de l'évolution du niveau marin. Tout au plus peut-on appliquer ici les données générales obtenues à partir des marégraphes mondiaux, en essayant d'en vérifier l'effet sur une longue période.

RESUME

C'est par rapport à l'hydrographie (bassin versant, cours d'eau, plan d'eau marin) que s'organise l'unité naturelle foncièrement originale du Bassin de part sa morphologie (importance du relief, îles, presqu'îles et détroits) au milieu de la monotone Côte Aquitaine.

La structure géologique superficielle uniforme semble avoir peu d'influence sur les processus naturels, alors que la tectonique profonde dénote une possibilité de subsidence d'ensemble du panneau "Bassin".

Le climat du Bassin est très recherché pour sa douceur et sa modération : plus sec et plus chaud en moyenne que celui des territoires environnants, il s'enrichit de multiples nuances liées à la variété d'exposition et de proximité du plan d'eau.
Les vents dominants d'Ouest obéissent à l'action contrastée des perturbations atlantiques qui renforcent leur fréquence Sud à la mauvaise saison, et des champs anticycloniques stables qui favorisent les courants de Nord à la belle saison, associés aux phénomènes de brises. Le mauvais temps n'est pas durable. Mais la très grande variabilité interannuelle du temps a des conséquences considérables sur les nombreuses activités exploitant directement le milieu.

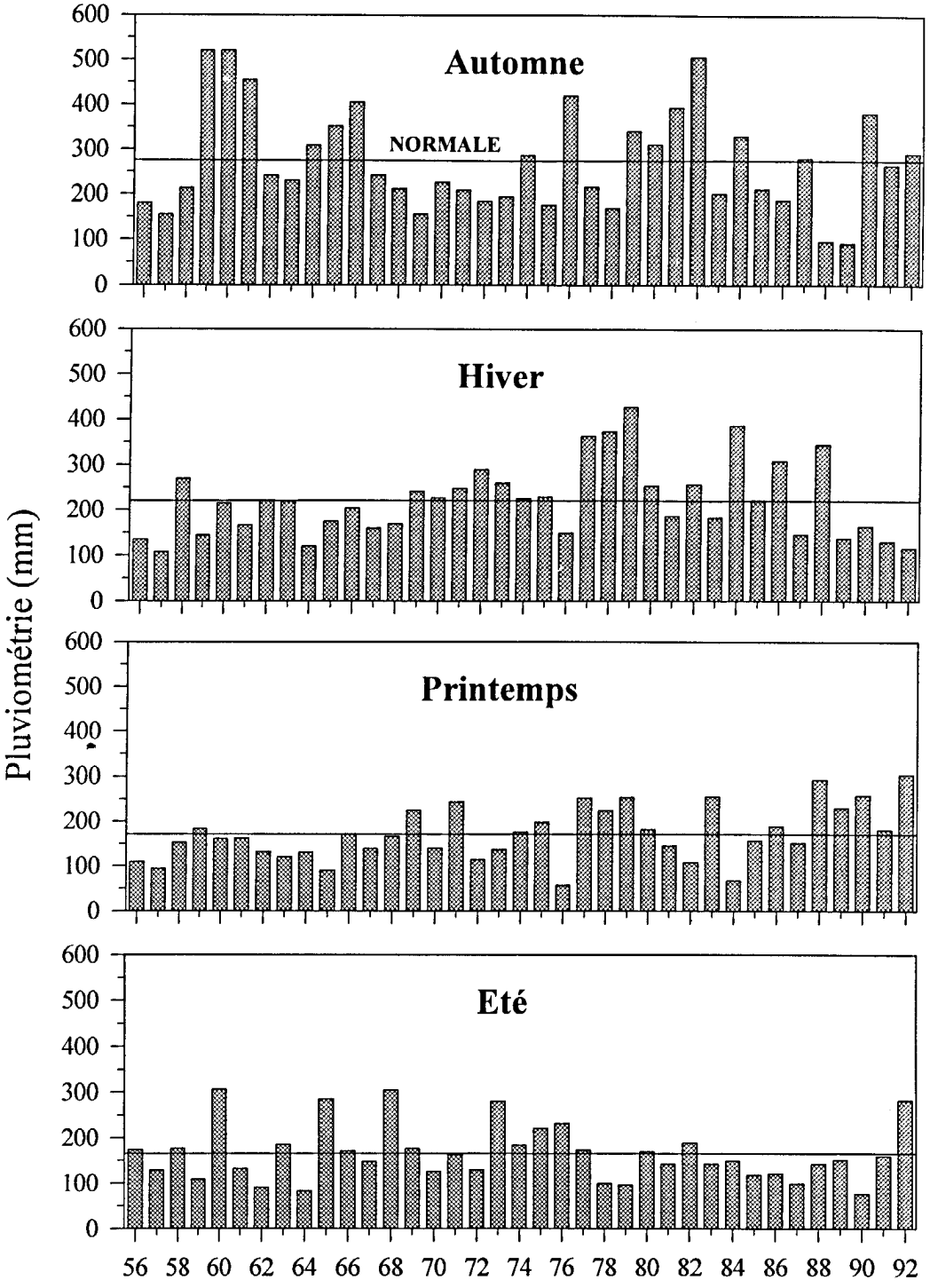
Le cycle de l'eau dans un pays plat et perméable est fortement tamponné par les sols ; de plus, la couverture forestière dominante, à l'opposé des zones cultivées arrosées par forages, protège la nappe en réduisant le prélèvement quand la nappe s'abaisse.

Quant aux interactions continent-milieu marin via le phréatique, il reste beaucoup à faire pour pouvoir donner des avis d'aménagement autrement qu'en termes généraux.
Plus d'un milliard de m^3 d'eau douce est introduit chaque année dans le Bassin, dont 79 % par les cours d'eau dont l'Eyre est la principale (4/5ème des apports), le reste étant apporté directement au plan d'eau par les pluies (13 %) et les suintements phréatiques (8 %). Aucune étude spécifique n'a été menée sur l'évolution éventuelle du régime des cours d'eau.

L'augmentation à long terme de la température provoque une certaine élévation mondiale du niveau marin par expansion thermique et fusion des glaces ; à cette élévation eustatique s'ajoute l'effet de la subsidence ; bien que l'ampleur du phénomène reste peu précise, il paraît vraisemblable d'envisager une élévation de quelques dizaines de centimètres à l'horizon du prochain siècle et de prévoir les aménagements en conséquence.

ANNEXES

Annexe 1 : Moyennes saisonnières des précipitations entre 1956 et 1992



Annexe 2 : Influence de la marée sur le niveau de la nappe (*in* SAINT-PE, 1966)

On sait que dans une nappe en communication avec la mer, il se produit des fluctuations de niveau dues aux marées et qu'en un point situé à une distance x de la mer , la demi-amplitude des oscillations est :

$$h_X = h_{Oe} - x \sqrt{\pi\, me/Tto}$$

avec :

h_X : demi-amplitude de l'oscillation dans la nappe
h_{Oe} : demi-amplitude de la marée
x : distance de la mer au point d'observation
me : porosité effective
T : transmissivité de l'aquifère
to : période

A Lanton, à 70 m du Bassin d'Arcachon, SAINT-PE a mesuré une demi-amplitude de la nappe de $1,1.10^{-2}$ m pour une demi-amplitude de marée de 2 m. A 80 m de la mer , la demi-amplitude dans la nappe n'est plus que d'un demi-centimètre.

2. EVOLUTION MORPHO-BATHYMETRIQUE

I.2. EVOLUTION MORPHO-BATHYMETRIQUE

Introduction

1. Présentation générale du cadre physique

1.1. Formation du cadre
1.2. Caractéristiques par zones
- 1.2.1. Large
- 1.2.2. Côte girondine et côte landaise
- 1.2.3. Passes extérieures
- 1.2.4. Passes intérieures.
- 1.2.5. Bassin intérieur
- 1.2.6. Bouches de l'Eyre

2. Evolution dans la période historique

2.1. Evolution de 1708 à 1826
- 2.1.1. Large, côte girondine, côte landaise
- 2.1.2. Passes extérieures
- 2.1.3. Passes intérieures
- 2.1.4. Bassin intérieur
- 2.1.5. Bouches de l'Eyre

2.2. Evolution de 1826 à 1972
- 2.2.1. Large
- 2.2.2. Côte girondine
- 2.2.3. Côte landaise
- 2.2.4. Passes extérieures
- 2.2.5. Passes intérieures
- 2.2.6. Bassin intérieur
- 2.2.7. Bouches de l'Eyre

2.3. Evolution de 1972 à 1993
- 2.3.1. Large
- 2.3.2. Côte girondine
- 2.3.3. Côte landaise
- 2.3.4. Passes extérieures
- 2.3.5. Passes intérieures
- 2.3.6. Bassin intérieur
- 2.3.7. Bouches de l'Eyre

2.4. Bilan morphométrique sur l'ensemble de la période historique
2.4.1. Large
2.4.2. Côte girondine
2.4.3. Côte Landaise
2.4.4. Zones des passes extérieures et intérieures
2.4.5. Bassin intérieur et Bouches de l'Eyre

2.5. Bilan du cycle des passes
2.5.1. Nombre et position des chenaux principaux
2.5.2. Succession des configurations-types
2.5.3. Conclusion sur l'évolution des passes

3. Conclusion générale

Résumé

Liste des Figures

Fig. 1 : Zones morphologiques.
Fig. 2 : Rivages holocènes (LCHF, 1979).
Fig. 3 : Schéma d'évolution holocène du littoral Aquitain (FROIDEFOND, 1985).
Fig. 4 : Zonage morphologique des fonds côtiers (BARRIER et ITTEL *in* ALVINERIE, 1968).
Fig. 4bis : Bloc diagramme du proche plateau du Cap Ferret, perspective cavalière (*in* FROIDEFOND, 1985).
Fig. 5 : Baïnes du Cap Ferret (Service Hydrographique, 1967).
Fig. 6 : Les passes en 1961, topographie de détail de la barre (quadrillage kilométrique LAMBERT III).
Fig. 7 : Environs d'Arcachon en 1630.
Fig. 8 : Carte de MASSE 1708.
Fig. 9 : Les passes d'Arcachon en 1708.
Fig. 10 : Les passes d'Arcachon en 1768 (KEARNEY).
Fig. 11 : Les passes d'Arcachon en 1826 (BEAUTEMPS-BEAUPRE).
Fig. 12 : Modifications de l'intérieur du Bassin au XVIIIème siècle (L'YAVANC, 1995).
Fig. 13 : Evolution des Bouches de l'Eyre de 1708 à 1774 et de 1774 à 1826 (*in* BOUSQUET-BRESSOLIER, 1990).
Fig. 14 : Les passes d'Arcachon en 1865 (BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI).
Fig. 15 : Les passes d'Arcachon en 1912.
Fig. 16 : Evolution des passes d'Arcachon de 1854 à 1984 (LCHF, 1985).
Fig. 17 : Evolution de l'isobathe 10m entre 1872 et 1967 et du trait de côte entre 1849 et 1964 (LCHF, 1969 b).
Fig. 18 : Ensablement et érosion des concessions du Mimbeau (Cap Ferret). Situation en 1967 (Labrid, 1969).
Fig. 19 : Plan d'Arcachon en 1867 (CASSOU-MOUNAT, 1975).
Fig. 20 : Bathymétrie réalisée par le LCHF (1968 et 1972).
Fig. 21 : Emprise de la campagne de bathymétrie réalisée par le Port Autonome de Bordeaux en 1979.
Fig. 22 : Zones d'études du Port Autonome de Bordeaux (1988).
Fig. 23 : Bouches de l'Eyre, évolution du schorre (LABOURG *et al.*, 1993).
Fig. 24 : Evolution morphologique entre 1826 et 1993 (L'YAVANC, 1995).
Fig. 25 : Comparaison bathymétrique entre 1864 et 1993 (L'YAVANC, 1995).
Fig. 26 : Comparaison bathymétrique 1864-1993 en Mm^3 (L'YAVANC, 1995).
Fig. 27 : Evolution bathymétrique 1972-1993.
Fig. 28 : Situations types dans l'évolution des passes du Bassin d'Arcachon.
Fig. 29 : Schéma de migration des banc d'embouchure (LCHF, 1985 complété).
Fig. 30 : Evolution du trait de côte dans la zone des passes (L'YAVANC, 1995).
Fig. 31 : Recul annuel moyen du trait de côte entre la Gironde et l'Adour (LCHF, 1985).
Fig. 32 : Basculement de l'axe hydraulique principal (BOUCHET, 1968).
Fig. 33 Levé bathymétrique 1992-1993 (L'YAVANC, 1995) (in L'YAVANC, fig. 22).
Fig. 34 Levé bathymétrique 1864-65 (BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI) (in L'YAVANC, fig. 25).

Liste des Tableaux

Tab. 1 : Morphométrie de la côte girondine (LCHF, 1985).
Tab. 2 : Evolution des sections sous le zéro C.M. en m² (PAB, 1979).
Tab. 3 : Evolution du volume des chenaux du secteur de Piquey (PAB, 1988).
Tab. 4 : Evolution du volume des chenaux du Bassin au Nord d'une ligne Phare-Débarcadère du Moulleau (Castaing *et al.,* 1992).
Tab. 5 : Volume du Bassin intérieur en millions de m³ au dessus du zéro CM (CASPARI, 1873, L'YAVANC, 1995, CASTAING *et al.,* 1992).
Tab. 6 : Volume total à pleine mer de grande vive eau du Bassin intérieur et limites de calcul.
Tab. 7 : Evolution bathymétrique par zones 1865-1993 (L'YAVANC, 1995).
Tab. 8 : Nombre et position des chenaux principaux dans le système des Passes.

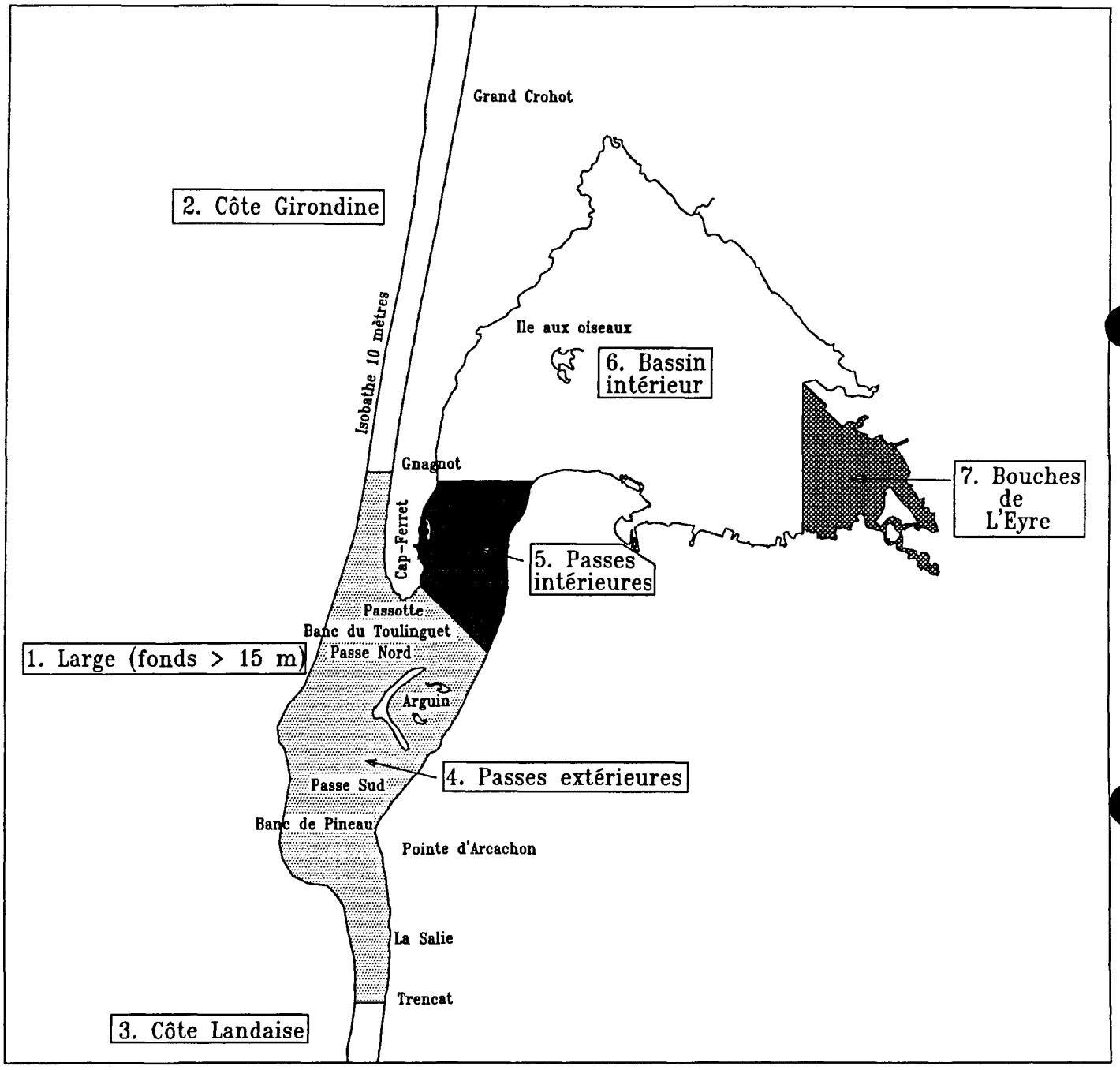


Figure 1 : Zones morphologiques

Introduction

Préambule

Aucune autre côte basse au monde (Est des Etats-Unis, Golfe du Mexique, Océan arctique, Océan indien) ne réunit un stock sédimentaire équivalent mis à la disposition de forces éoliennes et hydrauliques aussi vigoureuses. L'ampleur des formes qui en résultent, la rapidité de leur évolution (très sensible à l'échelle d'une vie humaine), enfin les conséquences de cette évolution sur l'exploitation des ressources, expliquent l'intérêt constamment manifesté pour l'étude morphologique du Bassin d'Arcachon.

Ce chapitre présente les apports de nombreux travaux. Il fait le point sur les changements intervenus dans le temps, naturels ou provoqués, retrace l'évolution physique dans sa globalité et en déduit des perspectives sur les changements à venir.

Beaucoup de ces changements seront expliqués ultérieurement par l'exposé des processus dynamiques (Chapitres 3 et 4).

Les zones morphologiques étudiées sont présentées sur la figure 1. Leur délimitation et leur terminologie correspondent à celles couramment adoptées dans la littérature scientifique et technique :

1. **Large :** fonds côtiers du plateau continental devant le Bassin d'Arcachon de profondeur comprise entre 15 m et 40-50 m.

2. **Côte girondine :** ensemble du cordon littoral (dune littorale, plage, fonds inférieurs à 15 m) au Nord de Gnagnot (Cap Ferret).

3. **Côte landaise :** ensemble du cordon littoral (dune littorale, plage, fonds inférieurs à 15 m) au Sud de la limite Nord du département des Landes (Biscarrosse).

4. **Passes extérieures :** chenaux et bancs du delta de marée, cordon littoral (dunes, plages et fonds au dessus de 15 m) entre Gnagnot au Nord (Lège-Cap Ferret) et la limite Nord des Landes (La Teste) au Sud.

5. **Passes intérieures :** chenaux et bancs, dunes et côte entre une ligne Bélisaire-Pereire au Nord et Rotonde-Pyla au Sud (le LCHF étend cette zone au chenaux de Piquey et d'Eyrac)

6. **Bassin intérieur :** chenaux et bancs, estrans ("crassats"), plages abritées.

7. **Bouches de l'Eyre :** delta, marais endigués et zones humides fluviatiles.

Données disponibles

Le caractère souvent parcellaire des données disponibles rend difficile l'extraction des tendances globales que nous recherchons.

Une documentation cartographique complète n'existe pas et nous n'avons pas la prétention de pallier cette absence ; compte tenu de la qualité inégale des documents, nous avons essayé de ne pas omettre les plus utiles à notre recherche des témoins de l'évolution. Pour ce faire, l'Atlas (inédit) de LAPEYRE (1925), la collection du Service Hydrographique du Port Autonome de Bordeaux, le rapport LCHF (1959) et les travaux de nombreux auteurs ont été utilisés (annexe 1 : cartes).
Les cartes réalisées à des fins scientifiques ou techniques sont habituellement accompagnées de **notices ou "mémoires",** qui mentionnent les références, méthodes et précision des mesures, condition indispensable de leur interprétation et comparaison.
Lorsque la cartographie devait guider des projets d'aménagement, les auteurs indiquaient aussi dans ces notices les conclusions auxquelles les observations les avaient conduits. C'est le cas de :

- MASSE. Mémoire sur la carte du 6° quarré de la Générale de Médoc, Mai 1708.
- KERNEY (ou KEARNEY). Carte et mémoires, 1768 et 1772 p.137.
- CHARLEVOIX DE VILLERS, Mémoires, 1779.
- TEULERE, 1792. Observations sur la passe d'entrée du Bassin d'Arcachon.
- TAFFARD, 1810. Mémoire sur la navigation du Bassin d'Arcachon et carte.
- Baron d'HAUSSEZ, 1829. Notice sur les avantages que présenterait le changement de la passe du Bassin d'Arcachon et sur les moyens d'opérer cette amélioration.
- BEAUTEMPS-BEAUPRE, 1829. Rapport sur la notice du Baron D'HAUSSEZ.
- MONNIER, 1835. Rapport sur le Bassin d'Arcachon avec un plan de l'entrée.
- WISSOCQ, 1839. Mémoire sur les travaux à exécuter pour améliorer l'entrée du Bassin d'Arcachon.
- **PAIRIER et DRÖELING, 1855**. Compte-rendu et analyse des données contenues dans les études antérieures (1768-1835), confrontation avec les observations des marins, analyse des projets d'amélioration des passes et propositions.
- **CASPARI, 1873.** Rapport sur l'exploration des passes d'Arcachon faite en Août 1872.
- **CLAVEL, 1887**. Notice sur le Bassin d'Arcachon.
- **LCHF, 1959, 1969, 1972, 1973, 1977, 1985.** Rapports de contrats d'étude.
- **PAB, 1979, 1988**. Rapports internes.
- **CASTAING *et al.*, 1992**. Rapport pour l'IFREMER.
- **L'YAVANC, 1995**. Rapport interne IFREMER.

Si instructive que puisse être la lecture des documents anciens, la présente étude n'utilise que l'analyse qui en a été faite par MM. PAIRIER et DRÖELING pour les mémoires antérieurs à 1850, ainsi que les données contenues dans les documents postérieurs (indiqués ci-dessus en caractères gras).

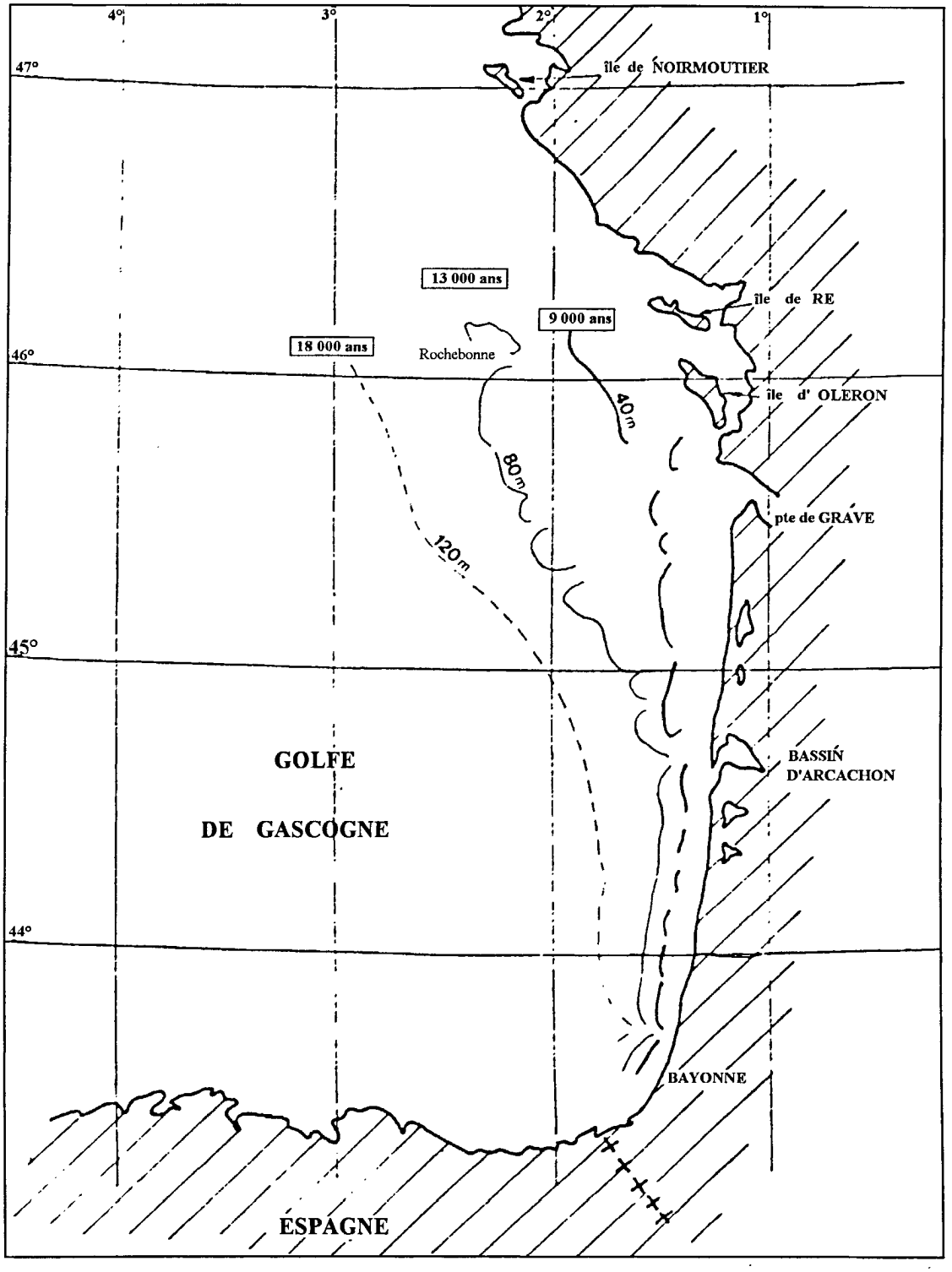


Figure 2 : Rivages holocènes (LCHF, 1979)

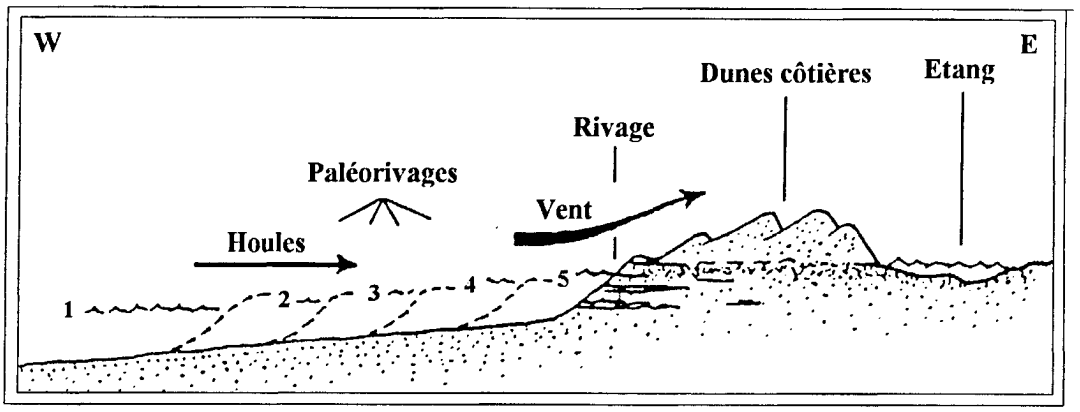


Figure 3 : Schéma de l'évolution holocène du littoral Aquitain, *in* FROIDEFOND, 1985

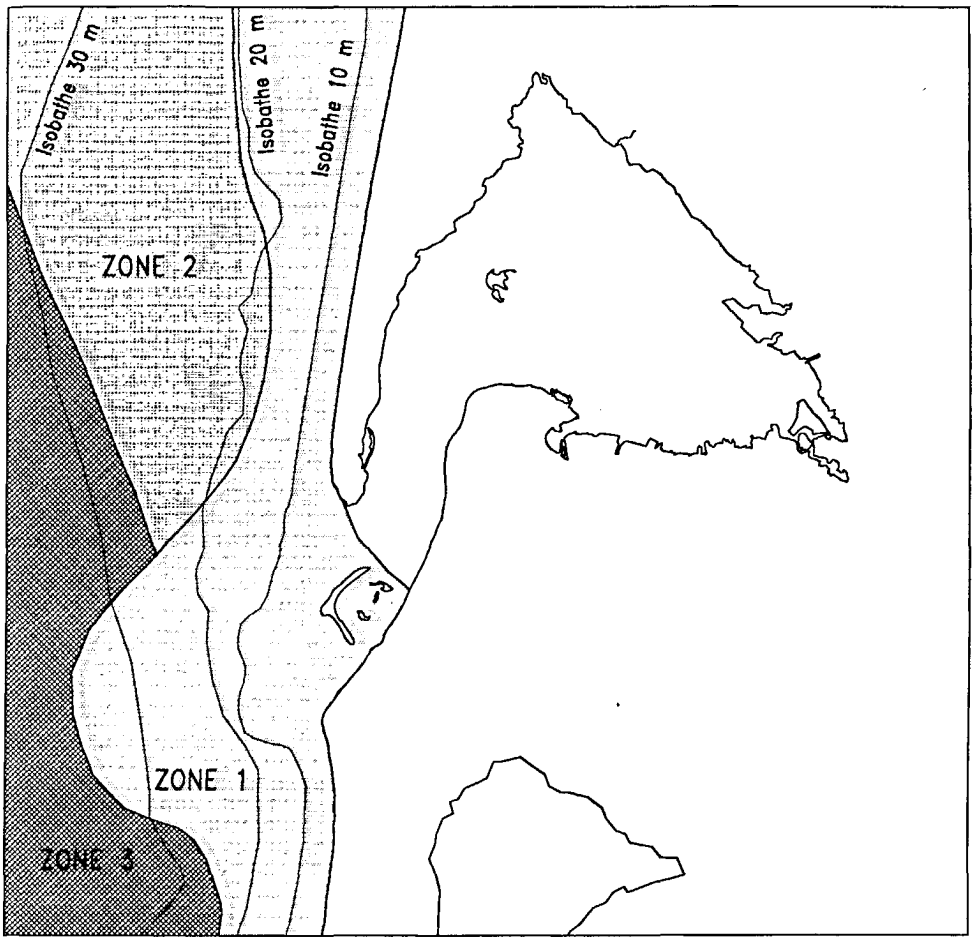


Figure 4 : Zonage morphologique des fonds côtiers
(BARRIER et ITTEL *in* ALVINERIE, 1968)

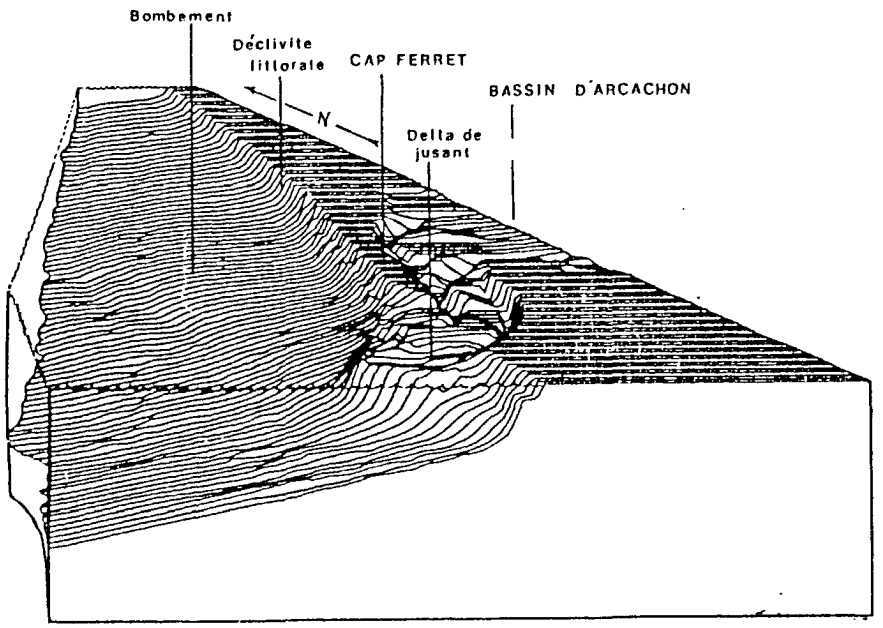


Figure 4 bis : Bloc diagramme du proche plateau du Cap-Ferret,
perspective cavalière *in* FROIDEFOND (1985)

1. Présentation du cadre physique

1.1. Formation du cadre physique

Le schéma de la figure 2 représente le tracé des paléorivages dont les plus récents ont été identifiés sur le plateau continental vers 40-60 mètres à partir d'isovaleurs de pentes (NAUDIN, 1971).

Le rivage s'est déplacé depuis sous l'action du vent par l'intermédiaire des houles et du vannage éolien, la dérive littorale répartissant le sable le long de la côte (FROIDEFOND, 1985).

Les dunes se sont mises en place au cours des trois derniers millénaires, ont envahi la côte par vagues successives et se sont empilées les unes sur les autres, ce qui permet d'atteindre des hauteurs de l'ordre de 80 à 100 m (Pilat) (*ibid.* Fig. 3).

Ces dunes ont été fixées au cours du XIXème siècle par un couvert forestier de pins maritimes. L'action humaine interfère depuis plus de 150 ans avec la dynamique dunaire naturelle et l'on pourrait dire que les paysages littoraux sont maintenant domestiqués (BARRERE, 1990).

"Quant au Bassin d'Arcachon c'est l'estuaire même de la Leyre, estuaire déformé et agrandi, dont l'embouchure a été déviée vers le Sud par le courant côtier Nord-Sud, lequel provoque l'allongement du Cap Ferret et érode la côte du Moulleau-Pyla" (BUFFAULT, 1942).

1.2. Caractéristiques par zones

1.2.1. Large

Par rapport à l'ensemble du Golfe de Gascogne, le **plateau continental se rétrécit nettement à la latitude d'Arcachon.** Sa bordure (fonds de 200 m) n'est distante que de 70 km de la côte, (contre 200 km au large de la Loire), les fonds de 100 m se trouvant à 30 km et ceux de 50 m à 15 km environ, avec une répartition assez régulière des isobathes presque parallèlement à la côte, et par conséquent une **pente générale** deux à trois fois **plus forte** que dans le Nord.

BARRIER et ITTEL *in* ALVINERIE (1968) distinguent sur le proche plateau cinq unités morphologiques dont les trois plus côtières sont représentées sur la figure 4.

1) **une zone littorale à forte pente régulière,** généralement limitée à l'Ouest par l'isobathe 20 m, sur une largeur d'environ 2 km ; au droit des passes, cette zone s'étale jusqu'à l'isobathe 30 m, soit à 6 km au large, mettant en évidence l'action du Bassin d'Arcachon. Entre la plage et les fonds de 20 m la pente varie de 0,3 % au Nord du Médoc à près de 1 % au Sud des Landes (LCHF, 1979).

2) **une zone intermédiaire à faible pente régulière,** limitée au Nord du Bassin par l'isobathe 30 m, soit sur une largeur de 8 km, et au Sud par l'isobathe 25 m, soit sur une largeur de 1 à 2 km ; elle disparaît au droit des passes en raison de l'extension particulière de la zone 1. On peut voir sur le bloc-diagramme de la figure 4bis

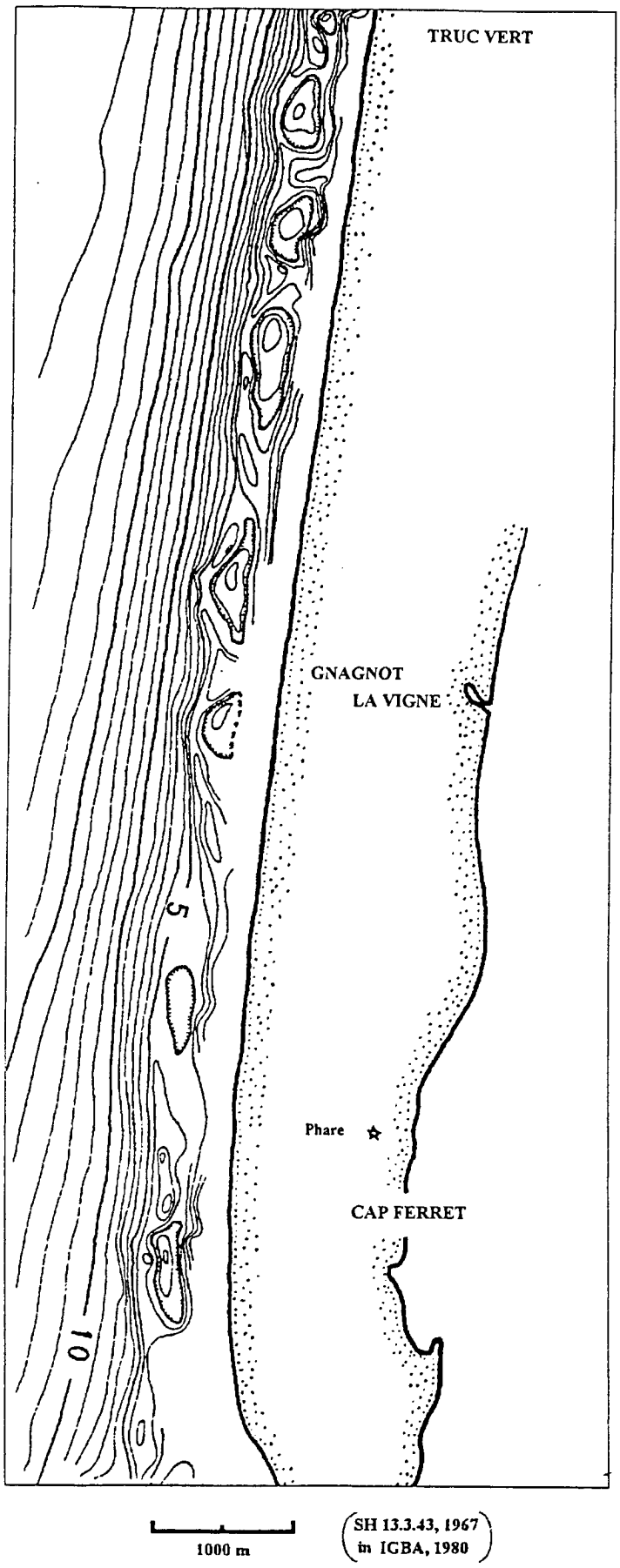


Figure 5 : Baïnes du Cap Ferret (Service Hydrographique, 1967)

(FROIDEFOND, 1985) que cette zone correspond à un **bombement** lié aux deltas de marée successifs du Bassin durant le dernier millénaire.

3) **une zone constituée d'une succession de fortes pentes et de replats**, ne dépassant pas l'isobathe 58 m, soit d'une largeur de 6 à 10 km et se terminant à l'Ouest par une diminution brutale de la pente.

"Pour ces secteurs une corrélation assez nette est visible entre la zonation granulométrique et la zonation morphologique" (*ibid.*).

Deux autres zones identifiées plus à l'Ouest, ne figurent pas sur la carte :

4) une zone typique présentant un net bombement entaillé par des sillons d'orientation sub-méridienne à parois verticales, située entre l'isobathe 50 et 70 m, qui pourrait correspondre à d'anciens niveaux de stationnement marin (barres et dunes littorales).

5) au delà de la zone 4, on observe un net accroissement de la pente.

Ainsi, le relief sous-marin conserve les traces des anciens littoraux dépassés par les eaux au cours de la transgression holocène.

1.2.2. Côte girondine et côte landaise

Hormis les argiles du Gurp et la tourbe de Montalivet (Nord-Médoc), qui ne constituent pas des formations résistantes, la côte extérieure est entièrement formée de sable et bordée de dunes sur toute sa longueur. Cette côte ne comporte donc aucun point d'ancrage hormis les blockhaus de la dernière guerre.

A partir du pied de la dune littorale, la plage présente un profil convexe d'accumulation, puis concave d'érosion, évoluant saisonnièrement. Le bas de plage est débordé par des bancs **discontinus** de quelques centaines de mètres de long qui délimitent avec lui des dépressions infra-littorales dénommées **baïnes** (ou bâches). Ces formes ont pu être sondées exceptionnellement par le Service Hydrographique en 1967 (Fig. 5).

Les bancs protègent le pied de dune. Le bourrelet sableux au bas de la dune est associé à la présence du banc, tandis qu'à la baïne est associée une falaise dunaire.

A une centaine de mètres vers le large se tient la **barre**, sorte de bourrelet frangeant sur lequel brise la houle. Pour cette raison, la zone de profondeur inférieure à 10 m n'est presque jamais sondée et son évolution ne peut être suivie que par photographie ou imagerie satellitaire.

Outre les indentations de quelques centaines de mètres constituées par les baïnes, l'ensemble du profil en long de la côte présente aussi des courbures à grand rayon (25 à 50 km) que LORIN interprète comme des "wagons sédimentaires".

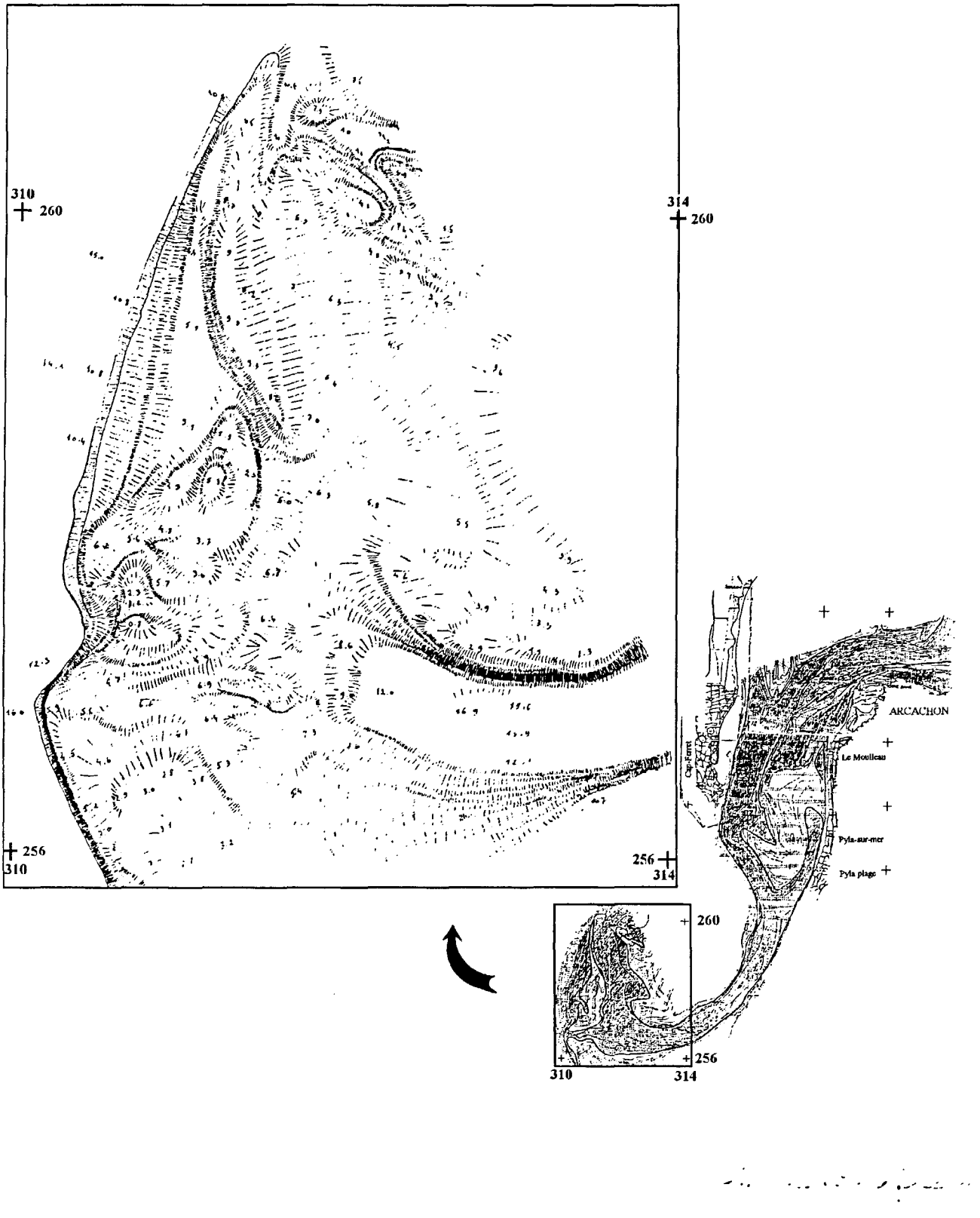


Figure 6 : Les passes en 1961, topographie de détail de la barre
(quadrillage kilométrique Lambert III)

Morphométrie

Par exploitation des bathymétries du SHOM (cartes marines 172 et 6338), le LCHF (1985) a fourni le tableau suivant montrant les variations de l'orientation du trait de côte et de la pente des fonds côtiers proches.

LOCALITE	LA JENNY	CLAOUEY *TRUC VERT*	LA VIGNE *GNAGNOT*	CAP FERRET
Distance (en km)	67	72,5	91	103
Pente (en %)	1	0,76	0,51	0,48
Orientation côte (R en deg.)	7,5	6	5	0

Tableau 1 : Morphométrie de la côte girondine (LCHF, 1985)

Il ressort de ces mesures que :

- contrairement à l'apparence, la ligne de côte n'est pas rigoureusement rectiligne mais semble décrire un large "S" ;
- la pente des fonds côtiers croît, puis décroît, sensiblement selon l'orientation.

Ces faibles irrégularités peuvent être rapprochées des particularités structurales et tectoniques du Médoc, et/ou de phases d'érosion décalées dans le temps qui délivrent des wagons sédimentaires se retrouvant échelonnés le long de la côte.

1.2.3. Passes extérieures

Entre des chenaux, boyaux curvilignes de plusieurs kilomètres de long, s'étalent "des dépôts (qui) ressemblent à des arcs, lunules ou des deltas immergés ou à des tas ou séries de tas diffus" (LARRAS, 1964).

Un exemple de la disposition des unités morphologiques dans la configuration de la passe principale de 1961 (MANAUD, 1971) est présenté dans la figure 6.

- au Nord, un étroit passage profond (10 m) s'ouvre entre des hauts fonds tourmentés,
- au centre, un large glacis descend de 4 à 6 m vers un sillon méridien de plus de 9 m de profondeur, séparé du large par un long banc arqué à 4-5 m de profondeur,
- au Sud, le chenal large et profond de 12-20 m est séparé du large par une barre de 5-7 m de profondeur, dont la partie la moins profonde est située au bord du talus extérieur (5,3 m). Des tas épars (dont un à 0,7 m seulement) encombrent l'axe du chenal. En conséquence, la passe de navigation (balisée) est déviée vers le Nord.

L'année suivante (1962), le passage vers l'Ouest, déjà amorcé en 1961, est complètement dégagé et praticable, ce qui montre l'extrême variabilité de ces fonds.

Selon les époques, le nombre des chenaux débouchant sur une **véritable passe** varie de un à trois, d'importances inégales.

Longs de plusieurs kilomètres, **les chenaux** ont une largeur variant de 400 à 500 m et une profondeur de 15 à 20 m. Selon leurs positions relatives (et non absolues) on distingue en général, du Nord au Sud en allant de la pointe du Cap Ferret à la pointe d'Arcachon (Fig. 1) :

1 - Une petite passe contre le Cap, la "Passotte"
2 - Les bancs du Toulinguet
3 - La passe Nord
4 - Les bancs d'Arguin (ancien Matoc) dont une partie reste toujours émergée
5 - La passe Sud
6 - Le banc de Pineau

Ces six corps morphologiques principaux se substituent les uns aux autres au cours de leur déplacement vers le Sud d'une manière assez complexe, mais on peut dire en résumé que **le modelé des passes est constitué de petits fonds aux formes éphémères y compris sur la barre, tandis qu'à l'intérieur de cette dernière, les chenaux conservent une grande stabilité relative.**

1.2.4. Passes intérieures.

Le goulet compris entre le Cap Ferret et le Moulleau est occupé par le Banc de Bernet encadré par les chenaux du Moulleau-Pyla à l'Est, du Ferret à l'Ouest, d'Arcachon au Nord et par le chenal de liaison au Sud. Ce système, dénommé "delta de flot", du fait de la prédominance des vitesses de courant de flot dans le chenal de Moulleau-Pyla (cf. I.3) est constitué des mêmes matériaux que ceux des passes extérieures, mais à la différence de ces dernières les rives en sont défendues par des ouvrages de fixation divers.

La dualité des actions du courant de flot et du courant de jusant se traduit dans le relief par une configuration des chenaux en baïonnette favorable à l'instabilité totale des deux lignes de courant (LCHF, 1979). Ce trait vaut aussi pour l'ensemble du Bassin intérieur.
Les fonds de chenaux sont modelés en dunes hydrauliques pouvant atteindre plusieurs mètres d'amplitude (VAN STRAATEN, 1953 ; BOUCHET, 1968 ; THAURONT, 1994) (cf. I.4).

1.2.5. Bassin intérieur

Les **traits morphologiques** caractéristiques sont les suivants :

Le bassin interne est constitué de vastes estrans parcourus par un réseau digité de chenaux qui divergent et se subdivisent vers l'intérieur à la manière des branches d'un arbre.

Au Nord des passes intérieures :

- Le Chenal du Piquey dessert le Nord du Bassin,
- Le Chenal d'Arcachon (Rade d'Eyrac) se subdivise en 3 branches :
- Chenal de Mapouchet-Cousse, desservant la zone Nord-Est,
- Chenal de Teychan, desservant la zone Est et l'Eyre,
- Chenal de Gujan, desservant le Sud.

Dans le Chenal d'Arcachon, branche principale, au dessous de la laisse de basse mer, on trouve un **talus** assez raide, qui rejoint un platier dont la profondeur à basse mer est en moyenne de 10 m, mais qui descend, en certains points de la rade, jusqu'à 20 m.

Les chenaux longitudinaux voient leur calibre s'accroître normalement d'amont en aval, ainsi qu'aux confluences, en fonction de l'augmentation de leur bassin de drainage. Des bancs encombrent les fonds à proximité des confluences.

En dehors des chenaux, le Bassin interne est constitué par des **estrans** dénommés **"crassats"** qui découvrent en moyenne de 2 m par grande marée et occupent à peu près les deux tiers de la surface du Bassin. "Les crassats se caractérisent par la faiblesse de leur pente ; certains présentent même de véritables cuvettes où stagnent les eaux à basse-mer " (VERGER, 1983).

Cet auteur relève "le caractère morphologique le plus curieux de ce Bassin interne (à savoir) les **liaisons transversales** entre les chenaux principaux et **l'anastomose** généralisée de ces mêmes chenaux". Les liaisons transversales constituent probablement des reliques d'anciens axes d'écoulement, tandis que l'anastomose résulterait de la nature et de la faiblesse des apports sédimentaires et surtout de la spécialisation dynamique des chenaux (*ibid.*).

Cette disposition résulte d'une longue évolution des réseaux depuis l'époque romaine où l'Eyre débouchait au Nord-Ouest du Bassin actuel, évolution qui s'est fortement ralentie depuis la stabilisation des passes intérieures dans la position où nous les connaissons.

Héritées d'un ancien fonctionnement du Bassin, certaines de ces formes apparaissent inadaptées et condamnées à disparaître.

1.2.6. Bouches de l'Eyre

C'est la zone du système deltaïque de l'Eyre située à l'Est d'une ligne réservoirs de Certes-réservoirs de Bayonne et en aval de la confluence du Ruisseau de Lacanau. On distingue d'amont en aval (KLINGEBIEL *et al.*, 1993) :

- **la plaine deltaïque intérieure** "inactive", construite par les alluvions sableuses du fleuve qui se fraient un passage parmi les marais des anciens bras (Eyga, Moun-Estey, Biganos...).

- **le cours endigué,** où les bras, maintenus entre les digues construites au XVIIIème siècle (Comprian, Malprat, Gausseyre...), modèlent les alluvions en îles fusiformes et lobes de jusant dominants.

- **le platier deltaïque extérieur,** sorte de glacis sableux en pente douce à travers lequel s'écoulent en divaguant des bras très faiblement incisés (0,5 m) qui se terminent vers l'Ouest par un "front" tombant dans les chenaux lagunaires (Audenge, Touze, Le Teich). Outre les sables alluviaux, des dépôts argileux ont été reconnus par CUIGNON (1984) dans le substratum du delta ; ils constituent une sorte de terrasse épaisse de 3 mètres, visible dans les méandres du bras Sud (Le Teich) et ont été utilisés pour la construction des digues.

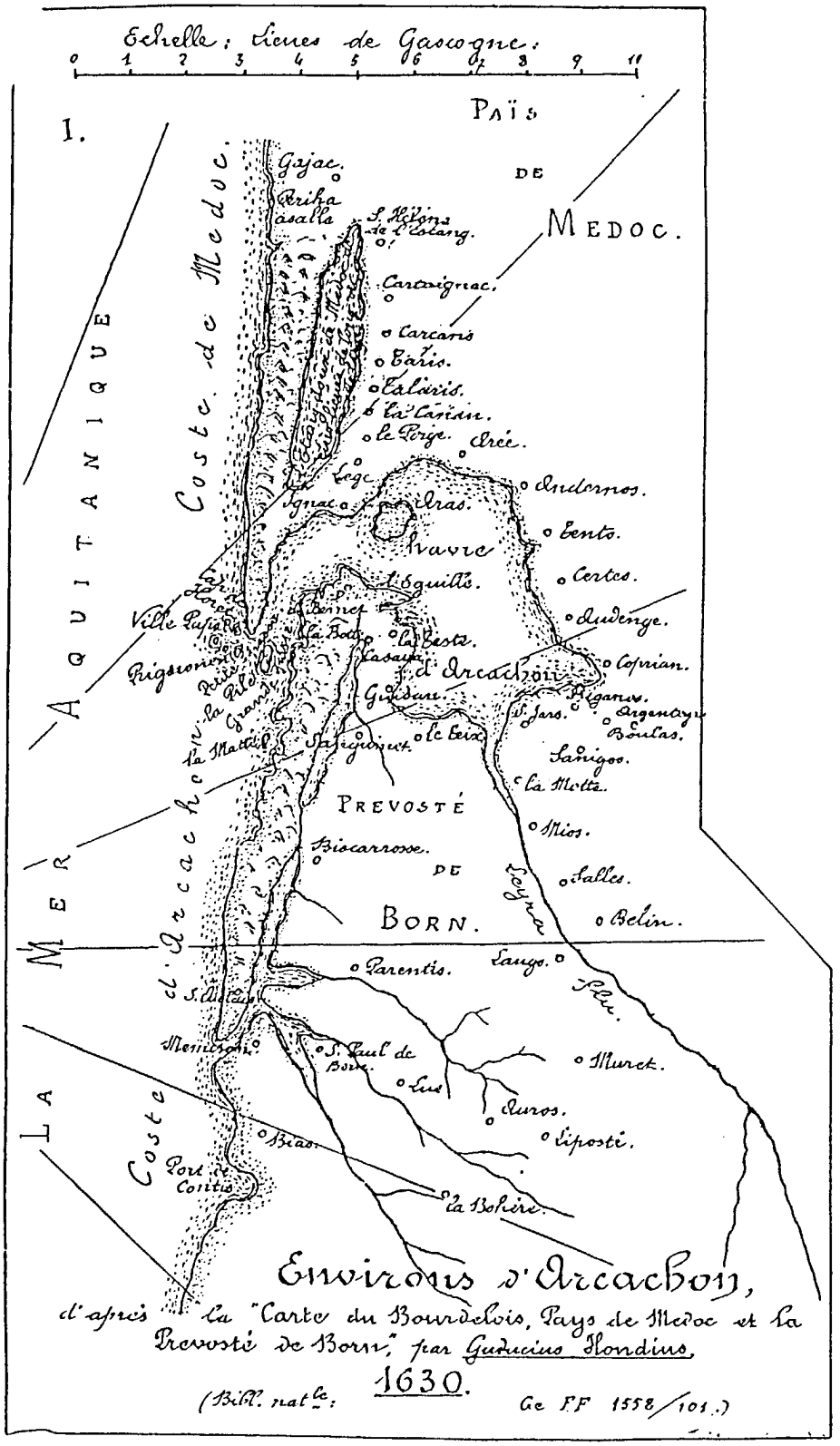


Figure 7 : Environs d'Arcachon en 1630

2. Evolution dans la période historique

Avant le XVIIIème siècle, la transformation de l'estuaire de l'Eyre en lagune dite "bassin" ne comporte pas de repères fiables ; on ne connaît que les établissements gallo-romains d'Andernos, Lamothe du Teich et Villa-Séouba (La Teste) qui ne nous disent rien de l'embouchure dans le premier millénaire.

Il est vraisemblable que l'épisode transgressif du Haut Moyen-Age ait été suivi du colmatage du débouché par les sables dunaires, libérés lors de l'épisode régressif correspondant au "Petit Age glaciaire" des XVIIème et XVIIIème siècles (cf. ch. **I.**1, Fig. 19), jusqu'à leur fixation au XIXème siècle (MANAUD, 1971).

Durant ce laps de temps (millénaire), les passes n'ont cessé de migrer librement sur une distance correspondant à **l'allongement du Cap Ferret** ; rien n'indique que la vitesse de migration ait été régulière. Le point d'aboutissement en 1708 (proche du phare actuel) constitue le repère certain le plus ancien et dénoterait une progression de 15 000 m en 1 300 ans environ, soit une vitesse moyenne de **11,5 m par an.**

A l'intérieur du Bassin, l'écoulement se faisait originellement vers le Nord-Ouest puis l'Ouest en passant probablement par le Nord de l'île aux Oiseaux ; la carte de Hondius (1630) (Fig. 7) montre l'Ile aux Oiseaux, déjà détachée de la forêt ancienne d'Arcachon, inaugurant une réorientation du réseau par le Sud de l'Ile aux Oiseaux, tendance qui n'a cessé de se renforcer depuis.

A partir du début du XVIIIème siècle, le Bassin avait acquis sensiblement sa forme actuelle. **C'est aussi l'époque à partir de laquelle on dispose d'une documentation cartographique fiable** :

- entre 1706 et 1724, Claude MASSE dresse et publie la carte de la généralité de Guienne et de Saintonge et notamment la feuille du sixième quarré qui contient le Bassin d'Arcachon "en l'état qu'il était en 1708".

- nous avons ensuite choisi de regrouper les observations en trois périodes : **1708 à 1826, 1826 à 1972 et 1972 à 1993.**

Les années que nous avons choisies pour délimiter les périodes sont les suivantes :

- **1826** qui voit le levé de la première carte hydrographique régulière du Bassin (BEAUTEMPS-BEAUPRE).

- **1969-1972** qui marquent la période des grandes investigations hydrauliques du LCHF.

- **1993,** où l'ensemble du Bassin est levé par IFREMER (L'YAVANC, 1995) en vue de la modélisation hydrodynamique (SALOMON et BRETON, 1995).

Bien entendu, à l'intérieur même de ces périodes, des travaux importants pour la connaissance physique du Bassin ont été réalisés, tels les levés du Service Hydrographique (MONNIER, 1835; CASPARI, 1864-1874; BRUNEL, 1926-1929) et des PONTS et CHAUSSEES (différentes années).

Figure 8 : Carte de Masse (1708)

2.1. Evolution de 1708 à 1826

Au début du XVIIIème siècle, la carte dite de **MASSE (1708)** (Fig. 8) décrit de manière détaillée l'ensemble du Bassin d'Arcachon et des passes, représentés à basse-mer ; les tracés des chenaux sont particulièrement riches en informations. Les chenaux du Bassin interne sont nombreux et occupent, semble-t-il, plus de surface que dans aucune des cartes ultérieures, la configuration du chevelu paraît complexe et ramifiée et celle des axes hydrauliques dénote le tracé des **anciens écoulements par le Nord de l'Ile aux Oiseaux ;** en particulier, on voit sur cette carte que le chenal dénommé Ville, qui occupe sensiblement la position du Cès actuel, jouait un rôle majeur dans ce schéma, mais que déjà il était en voie de comblement et de remplacement par le chenal de l'Ile. Le réseau du Nord (chenaux de Cir - Ville actuel - d'Arès et de Lège) a déjà atteint la forme générale que nous connaissons aujourd'hui.

Malheureusement, le mode de levé, l'incertitude sur la position des amers homologues, leur absence dans la partie Ouest ainsi que le nombre très limité des sondes rendent l'exploitation numérique aléatoire ; malgré plusieurs tentatives (CASTAING *et al.*, 1992 ; L'YAVANC, 1995) nous sommes contraints de ne pas retenir ces résultats pour l'analyse numérique.

Les principaux repères morpho-bathymétriques sont constitués par les cartes ci-dessous qui couvrent l'ensemble du Bassin et des passes ; les cartes de KERNEY et de CLAVAUX témoignent de l'évolution à moyen terme entre les deux bornes séparées de 120 ans que sont les cartes de MASSE et de BEAUTEMPS-BEAUPRE (tableau ci-dessous).

Années	Repères morpho-bathymétriques
1708	Carte de MASSE
1720	
1730	
1740	
1750	
1768	Carte de KEARNEY
1776	Carte de CLAVAUX
1780	
1790	
1800	
1810	
1826	Carte de BEAUTEMPS-BEAUPRE

2.1.1. Large, côte girondine, côte landaise

De cette époque, on ne dispose que de peu de renseignements contenus dans les traités de navigation et les descriptions de côtes. L'absence de repère dans l'uniformité des dunes vives témoigne, en tout cas, de l'absence de couverture végétale des dunes côtières, par opposition aux forêts anciennes (dont La Teste) scrupuleusement relevées par les pilotes en raison de leur rareté.

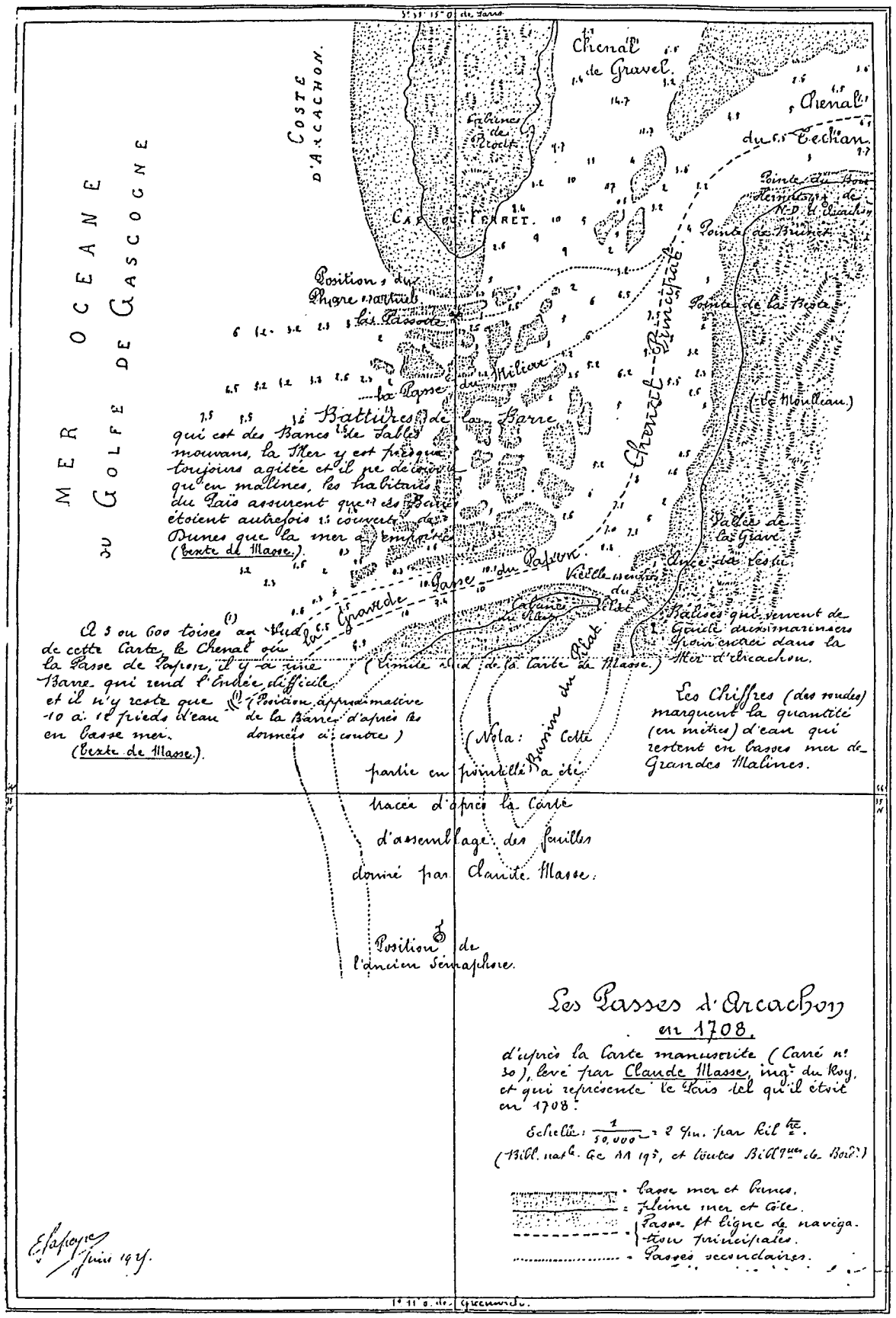


Figure 9 : Les passes d'Arcachon en 1708

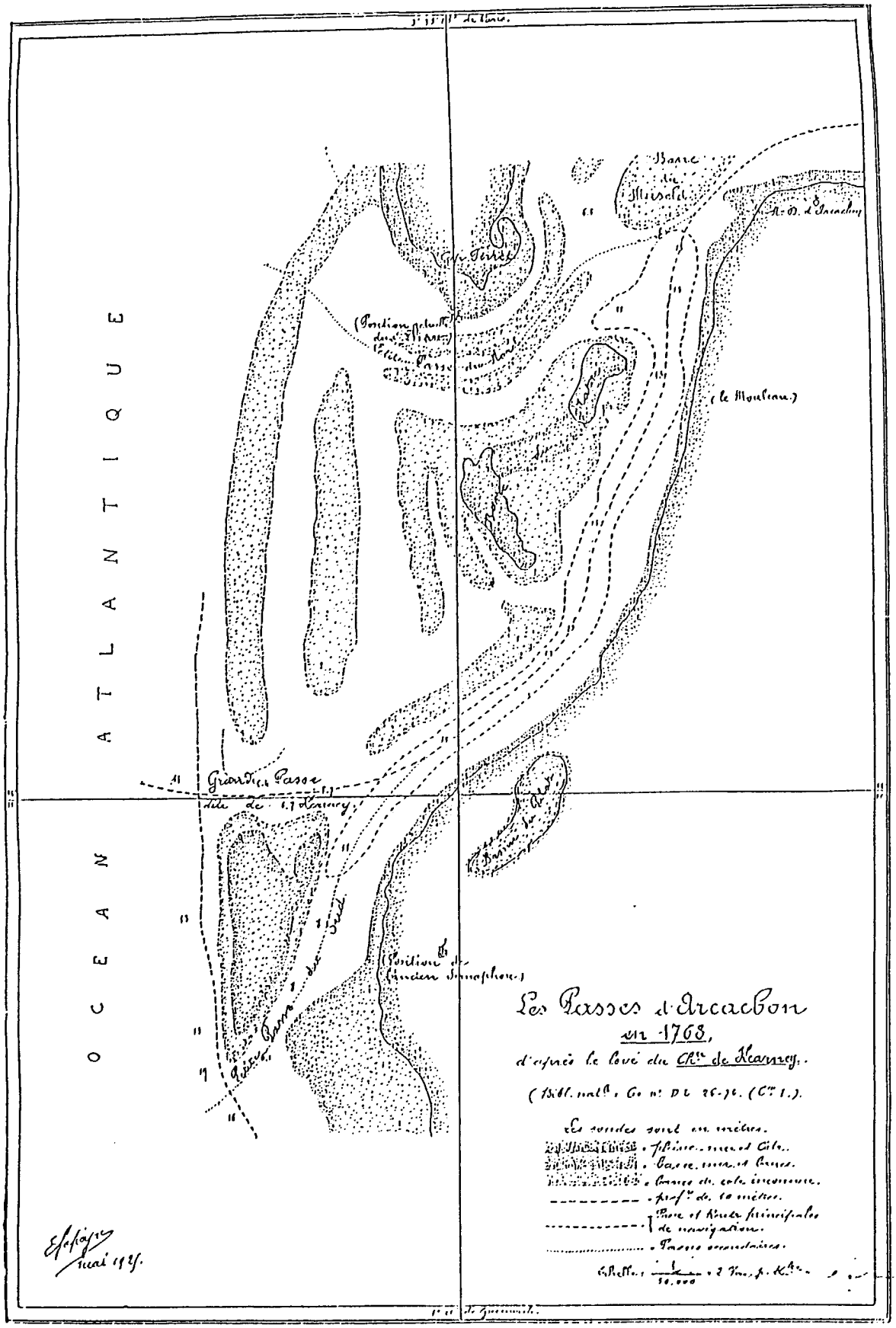


Figure 10 : Les passes d'Arcachon en 1768, (KEARNEY)

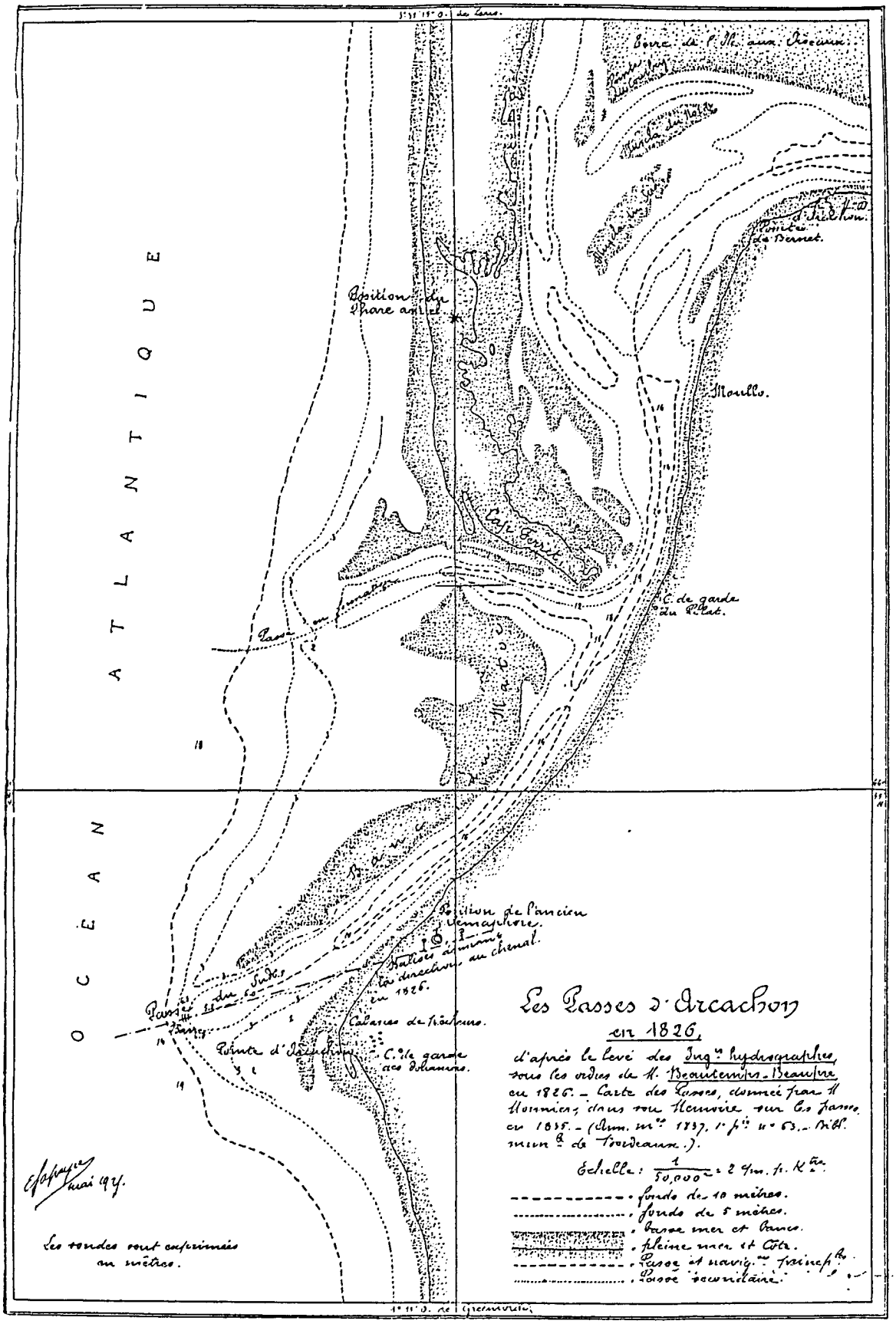


Figure 11 : Les passes d'Arcachon en 1826, (BEAUTEMPS-BEAUPRE)

2.1.2. Passes extérieures

A l'époque de MASSE, il y a trois passes de taille croissante : la Passotte au ras du Cap Ferret (alors à la latitude d'Arcachon), la Passe du Milieu, enfin la Grande Passe de Papon au Sud (latitude du Pyla) (Fig. 9).

La carte de 1768 (KEARNEY) indique un système de passes Nord en formation - mais non ouvertes - longeant le Cap Ferret, et la passe principale au Sud se subdivisant à son débouché en deux ramifications, l'une orientée à l'Ouest, l'autre au Sud, le long de la Pointe d'Arcachon (Fig. 10).

Faute de situation intermédiaire entre 1708 et 1762, il est difficile d'affirmer que la Passe du Milieu de MASSE ait migré pour devenir la Passe Sud de KEARNEY.

Au début du XIXème siècle se produit une avancée exceptionnelle du Cap Ferret vers le Sud-Est : en 1800, FLEURY signale que, sous l'effet de l'avancement des sables du Nord, le banc de Matoc (Arguin actuel) s'aplatit journellement et s'allonge dans le Bassin en se portant vers la terre du Sud (COINCY, 1934).

Rappelons qu'à cette époque, du fait de l'interruption des premiers travaux de fixation des dunes, la mobilité du littoral est extrême. Un terrible ouragan a ravagé la forêt de La Teste en novembre 1803 (BUFFAULT, 1942).

En 1810, le levé de TAFFARD montre un allongement du Cap Ferret d'environ 2 km vers le Sud ; des bancs découvrants s'étendent dans le Sud et le Sud-Est de la pointe, repoussant le chenal vers la côte du Moulleau. Entre 1760 et 1810 la côte a reculé de 350 m au Pyla ; le bassin du Pyla, probable vestige de la passe Sud de Kearney, disparaît.

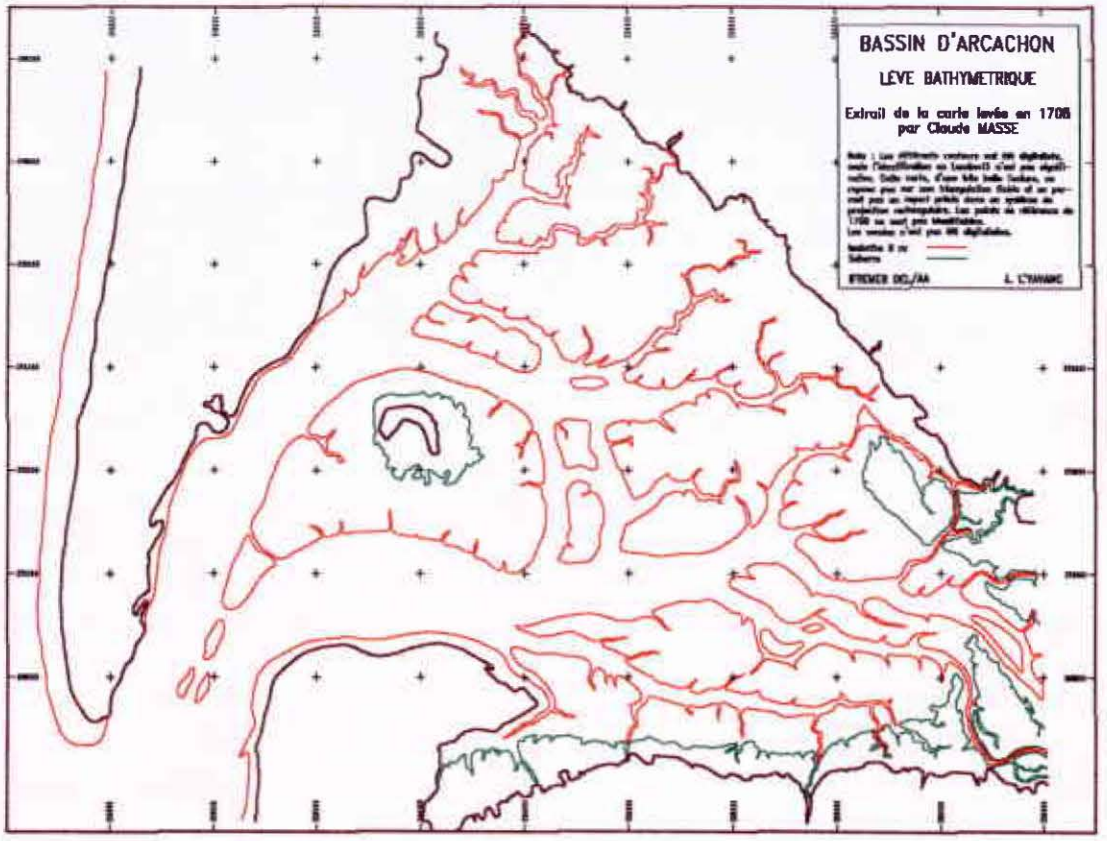
En 1813, le levé de RAOUL témoigne de la poursuite de cette évolution. Le fort qui occupe la Pointe d'Arcachon est démoli en 1814 (MOULS, 1860).

Cette progression se termine en 1826 (Carte de BEAUTEMPS-BEAUPRE) (Fig. 11) où le Cap Ferret paraît avoir atteint sa position la plus méridionale de tous les temps, après avoir progressé depuis 1768 de 4 400 m. Il ne se trouve plus alors qu'à 750 m de la côte du Pyla.

Le chenal resserré à cet endroit atteint 30 m de profondeur, chiffre jamais atteint depuis. Dans l'Ouest, il se divise en deux passes, celle du Sud, étant la plus profonde, longe la côte de la pointe d'Arcachon qui occupe alors une position très Sud.

2.1.3. Passes intérieures

Des bancs, prolongeant l'Ile aux Oiseaux vers le Sud-Ouest séparent les chenaux de Piquey et d'Eyrac jusqu'aux passes extérieures, si bien que CLAVAUX (1774) appelle "chenal de Teychan "le chenal de Moulleau-Pyla. Il paraît donc y avoir à cette époque une certaine affectation des deux passes à chacun des secteurs hydrographiques du Bassin interne : la passe Nord au bassin de Piquey, la passe Sud au bassin du Teychan.



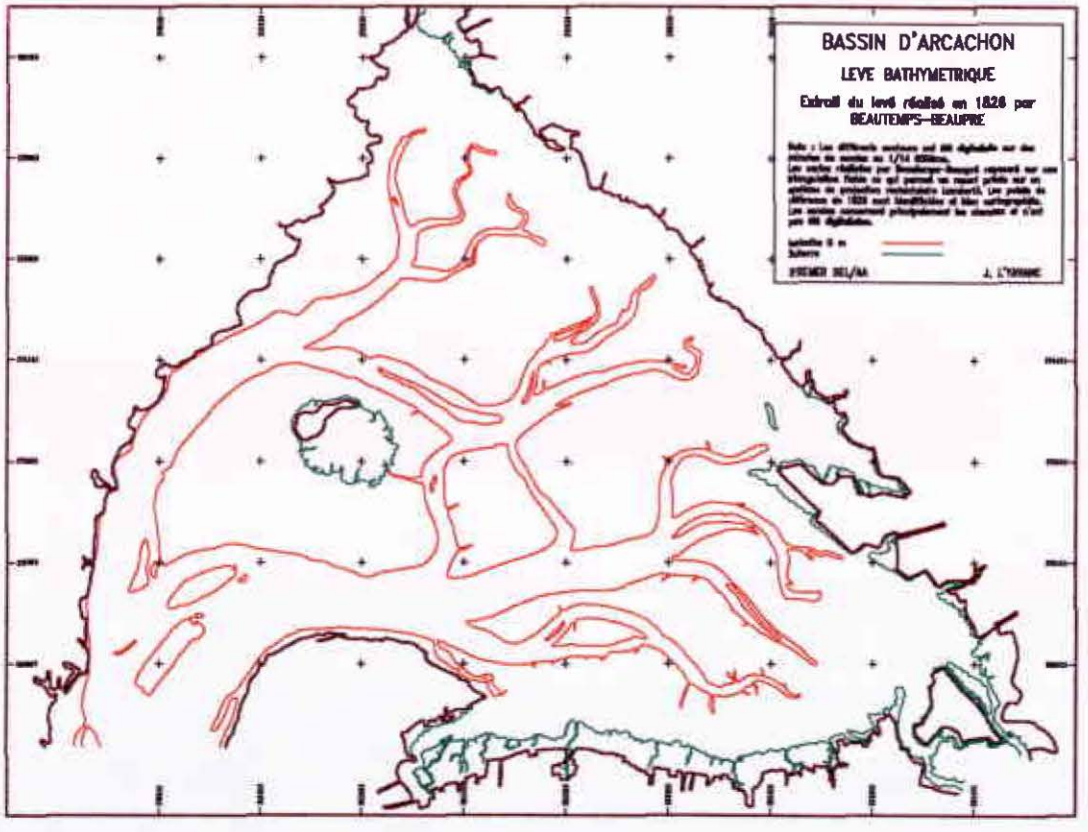


Figure 12 : Modifications de l'intérieur du Bassin au XVIIIème siècle (L'YAVANC, 1995)

2.1.4. Bassin intérieur

En 1826, par rapport à 1708, on observe (Fig. 12) :

- une décroissance apparente de la surface relative occupée par les chenaux en même temps que la régularisation des bordures d'estrans ;

- une réorganisation des crassats pour former des ensembles cohérents au détriment des chenaux qui les sillonnent ;

- une simplification du réseau hydraulique pour former les trois axes importants que nous connaissons (Piquey, Girouasse, Teychan) (L'YAVANC, 1995).

Il n'est pas exclu cependant que la simple modernisation du dessin cartographique entre 1708 et 1826 ne contribue à un certain degré de simplification du figuré des chenaux (PRUD'HOMME com. pers.).

2.1.5. Bouches de l'Eyre

BOUSQUET-BRESSOLIER *et al.* (1990) ont défini l'évolution morphologique des **Bouches de l'Eyre** par comparaison cartographique (Fig. 13).

"Trois cartes ont été particulièrement retenues pour la qualité de leur levé et de leur exécution et parce que levées pendant les aménagements (*salines et bassin versant*), et une cinquantaine d'années avant et après ; elles permettent de repérer les traces d'une évolution là où les aménagements avaient eu lieu : il s'agit de la carte de MASSE (1708), des cartes de CLAVAUX (1774 et 1776) et de celle de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826)."

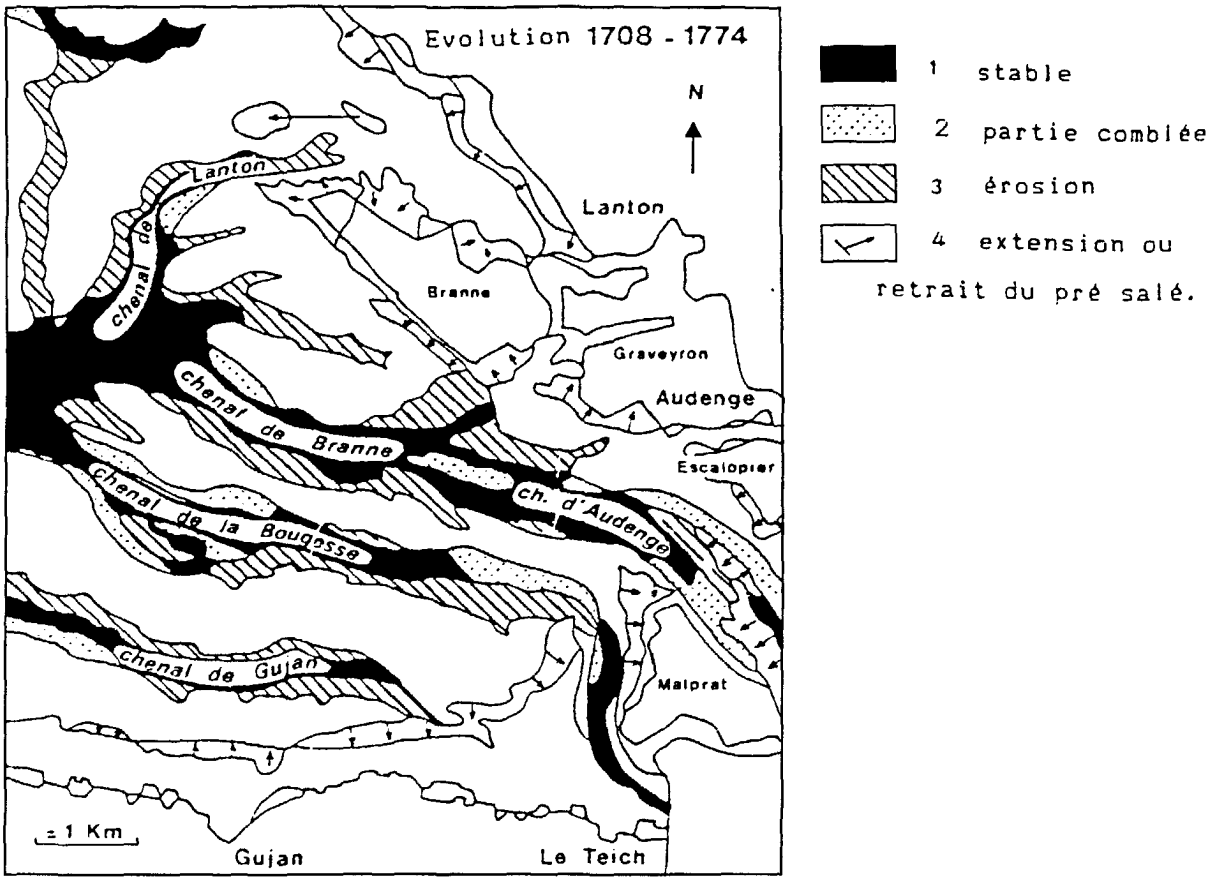
L'ensemble des modifications morphologiques a été confronté aux successions sédimentaires de sondages (FENIES, 1984 ; CUIGNON, 1984 ; GAYET *et al.*, 1986 ; ARBOUILLE *et al.*, 1986 ; FENIES *et al.*, 1986).

En conclusion, BOUSQUET-BRESSOLIER *et al.* (1990) constatent dans la zone des Bouches de l'Eyre que :

- "Entre **1708 et 1774,** la position des chenaux (Fig. 13) **reste très stable.** Les chenaux d'Audenge-Branne et de la Bougesse prolongent simplement les deux bras de l'Eyre, respectivement Nord et Sud, vers l'aval.

- Entre **1774 et 1826, la plupart des chenaux ont migré vers le Nord** et l'amplitude de cette migration peut atteindre 800 m. Elle affecte surtout le chenal de Gujan et la partie aval des chenaux de la Bougesse et de Branne. Le distributaire Sud a perdu sa qualité de chenal principal. Par contre, le distributaire Nord (Bras de Biganos) s'est dédoublé. Une liaison transversale s'est créée devant Malprat entre les distributaires Nord et Sud : le chenal de Gujan se trouve raccordé aux deux distributaires".

En une quarantaine d'années, on assiste donc à un phénomène **d'inversion du régime des distributaires**. Bien qu'une telle évolution soit naturelle pour ce type de milieu, le laps de temps qui a suffi à sa mise en place a été considérablement écourté". La migration vers le Nord des chenaux a pu être déclenchée par :



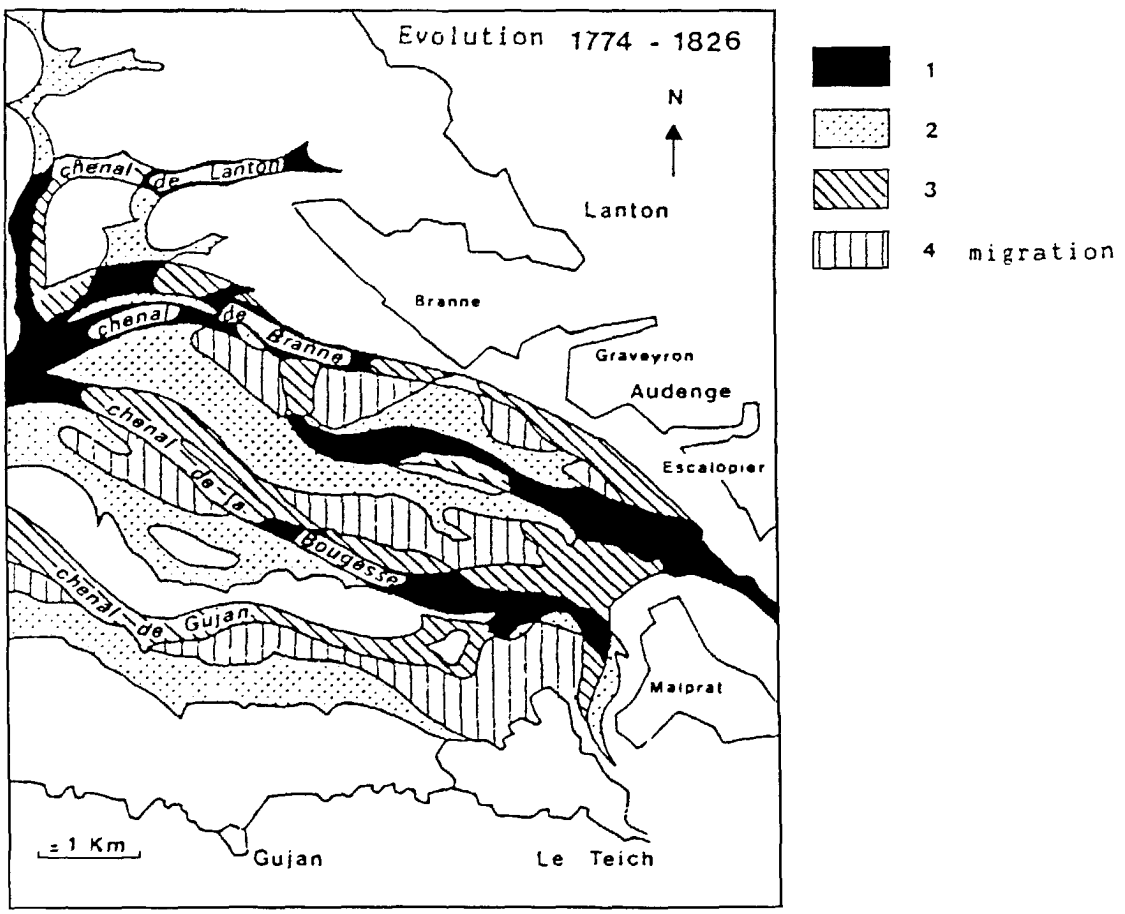


Figure 13 : Evolution des Bouches de l'Eyre de 1708 à 1774 et de 1774 à 1826
(*in* BOUSQUET-BRESSOLIER *et al.*, 1990)

- l'arrêt de l'alluvionnement provenant des ruisseaux d'Audenge par les endiguements,
- l'affaiblissement hydraulique du bras Sud (Le Teich),
- le colmatage de la bordure Sud du Bassin par les alluvions des crastes et ruisseaux.

Les causes de ces phénomènes (construction des salines, plantation des landes du Sud...) sont examinées en **IV.**1.

2.2. Evolution de 1826 à 1972

BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826) cartographie avec précision les abords d'Arcachon, les passes (Fig. 11) et les chenaux intérieurs, soit l'ensemble des zones morphologiques ; ce travail marque une date importante de l'histoire du Bassin du point de vue de la connaissance hydrographique car, pour la première fois, on dispose d'une bathymétrie fiable des chenaux ; l'évaluation quantitative de leurs sections et volumes s'avère dès lors possible car elle s'appuie sur un nombre suffisant de sondes réalisées et localisées selon des techniques modernes.

En 1864-1865, le levé de BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI marque la seconde grande étape de la connaissance hydrographique du Bassin : les sondages d'une partie des estrans permettent la première évaluation altimétrique. Une évaluation quantitative du modelé intertidal, venant en complément des chenaux, fournit une base pour apprécier l'évolution sédimentaire à venir et permet en outre d'estimer le volume d'eau contenu dans le Bassin ; toutefois, ce sondage n'ayant porté que sur 68 % de la superficie du plan d'eau, une incertitude demeure pour la partie restante. La partie intérieure du Bassin est détaillée figure 35.

La création de la station balnéaire d'Arcachon au milieu du XIXème siècle sur un littoral dont l'érosion s'accélère, conduit l'Administration des Ponts et Chaussées à multiplier les dossiers (levés, mémoires, études de travaux) en vue d'équiper et de fixer la côte (archives P.A.B.).

Trois levés bathymétriques de l'ensemble des chenaux du Bassin sont réalisés par le Service Maritime des Ponts et Chaussées et le PAB en 1936, 1957 et 1972.

Enfin, la période 1967-1973 est marquée par un effort concerté de la part de l'Etat et des Collectivités Territoriales pour rassembler et acquérir des données de tous ordres en vue de guider la Mission d'Aménagement de la Côte Aquitaine (MIACA) (cf. période 1972-1993).

Les principaux repères morphobathymétriques sont constitués par les cartes ci-dessous :

Années	Repères morphobathymétriques
1826	BEAUTEMPS-BEAUPRE
1830	
1840	
1850	
1864	BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI
1870	
1880	
1890	
1912	Soc. Océan. Golfe de Gascogne
1926-1929	BRUNEL
1936	PONTS ET CHAUSSEES
1940	
1950	
1960	
1967-1972	SHOM/LCHF/PAB

2.2.1. Large

La comparaison de la carte marine SH n°172 de 1972 comportant encore la bathymétrie de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826), d'une part, avec la nouvelle carte SH n° 6766 de 1984 issue des sondages de 1967), d'autre part, semble montrer que, "devant le Bassin, les pentes s'accroissent et les fonds s'abaissent : dans l'intervalle de 20 à 100 ans, les fonds se seraient abaissés de 2 m sur l'isobathe -30 m, 4 m à -20 m, 8 m à -10 m, 7 m à -5 m, 4 à 6 m au zéro hydrographique" (LCHF, 1985).

2.2.2. Côte girondine.

La bathymétrie et le trait de côte demeurent ceux de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826) et ce jusqu'à la parution de la nouvelle Carte de France de l'IGN dans les années 1960 et la sortie des cartes du SHOM des années 1970, appuyées sur la nouvelle topographie hydrographique des côtes girondines (Missions GROUSSON, 1963 et PASQUAY, 1967)

On peut voir dans la partie Nord de la figure 17 (Ferret) que l'isobathe -10 m ne s'est pratiquement pas déplacée entre 1872 et 1967.

Cette période a été marquée par un effort de fixation du cordon littoral pour protéger les semis de pins sur les dunes vives du littoral, ce qui explique que les suivis dont on dispose sur l'évolution du trait de côte pendant un siècle et demi proviennent des forestiers.

Ces suivis ont permis de constater qu'en Gironde, entre 1875 et 1979, le **pic principal d'érosion** (partie du littoral où le recul est maximal) s'est déplacé de la zone de Carcans vers le Sud à la vitesse moyenne de 0,5 km par an.

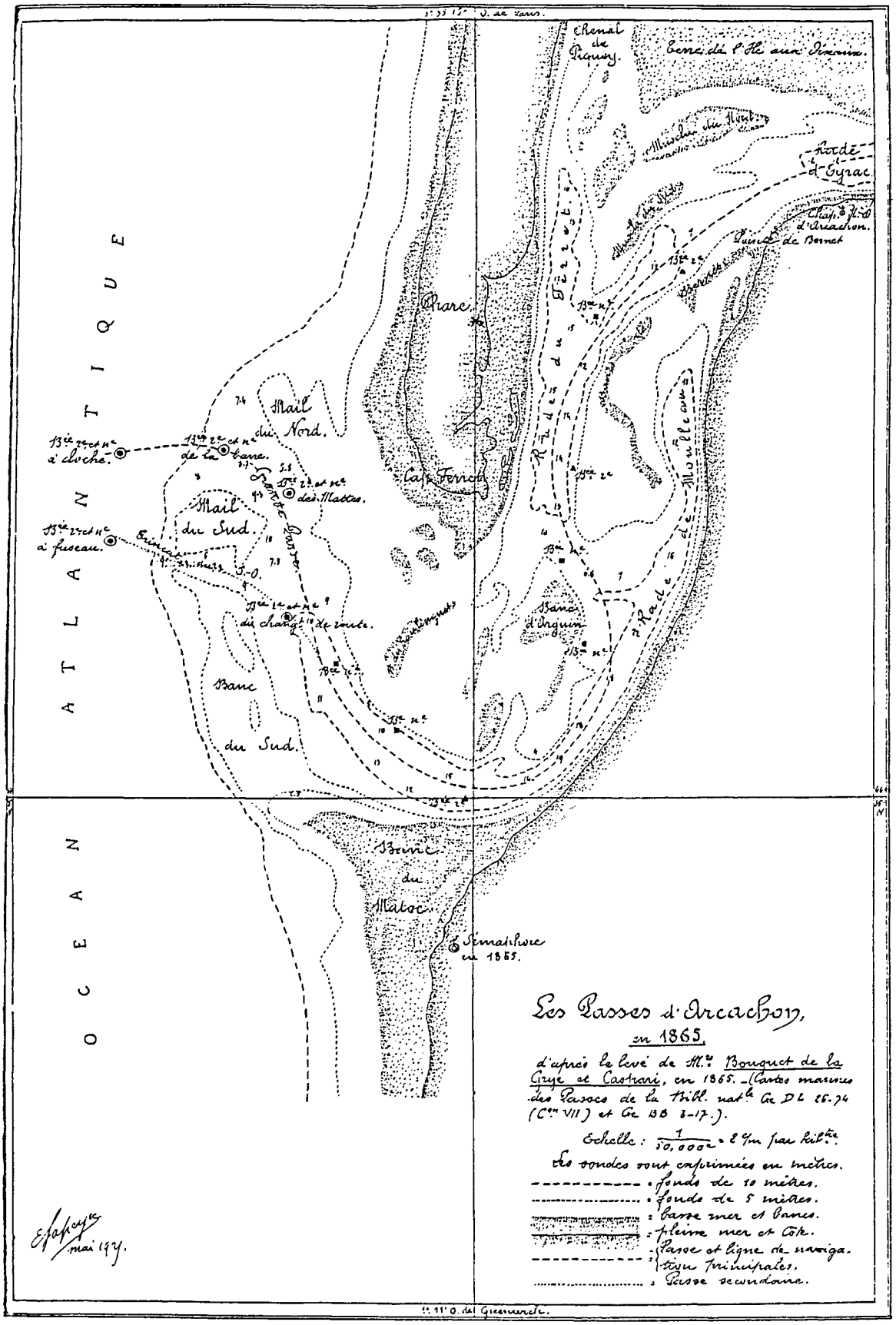


Figure 14 : Les passes d'Arcachon en 1865, (BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI)

2.2.3. Côte landaise

Dans les Landes, entre 1875 et 1979, le pic principal d'érosion s'est translaté progressivement de Mimizan à Contis.

2.2.4. Passes extérieures

Les modifications des petits fonds apparaissent liées au déplacement vers le Sud du front actif du delta de marée. La comparaison de la position de l'isobathe -10 m en 1872 (BOUQUET DE LA GRYE) et en 1967 (PASQUAY) illustre ce phénomène (Fig. 17).

En 1826, la zone des passes, correspond à la situation exceptionnelle dont nous analysons les causes possibles au chapitre (cf. **VI**.3).

1ère période

A partir de cette configuration, on assiste à une régression régulière de la pointe du Cap Ferret durant une **première période** qui va de **1826 à 1864 :**

En 1835 (levé de MONNIER), le Cap Ferret a rétrogradé de 480 m. La passe du Sud commence à se colmater ; la passe Nord est la plus profonde.

En 1849, cette dernière passe amorce un mouvement vers le Sud en même temps que le banc de Matoc se rapproche de la côte.

En 1854 (levé de SAWICZ), **la passe principale, orientée à l'Ouest, est large et profonde (8 m) ;** la passe Sud est devenue impraticable. Le Cap Ferret, qui a continué son recul vers le Nord, se prolonge par le banc du Toulinguet qu'un petit chenal Nord-Sud sépare du Banc d'Arguin.

En 1864 (levé de BOUQUET DE LA GRYE-CASPARI) (Fig. 14), le banc de Matoc a rejoint la côte Sud et l'ancienne passe Sud a disparu ; on en trouve trace sous forme d'un bassin, dans l'Est de la presqu'île formée par l'ancien banc de Matoc. Il y a trois passes, une petite passe s'étant ouverte le long du Cap Ferret et le séparant du banc du Toulinguet.

2° Période : 1864-1905

Entre 1865 et 1872 (levé de CASPARI), la passe Nord et la passe centrale se sont bouchées ; la nouvelle passe Sud s'est élargie et longe la côte de la presqu'île de Matoc : elle restera navigable jusqu'en 1936 ; l'édition de 1894 de la carte 172 du S.H., reprenant les levés de 1864 et 1872, n'indique comme praticable que cette passe Sud.

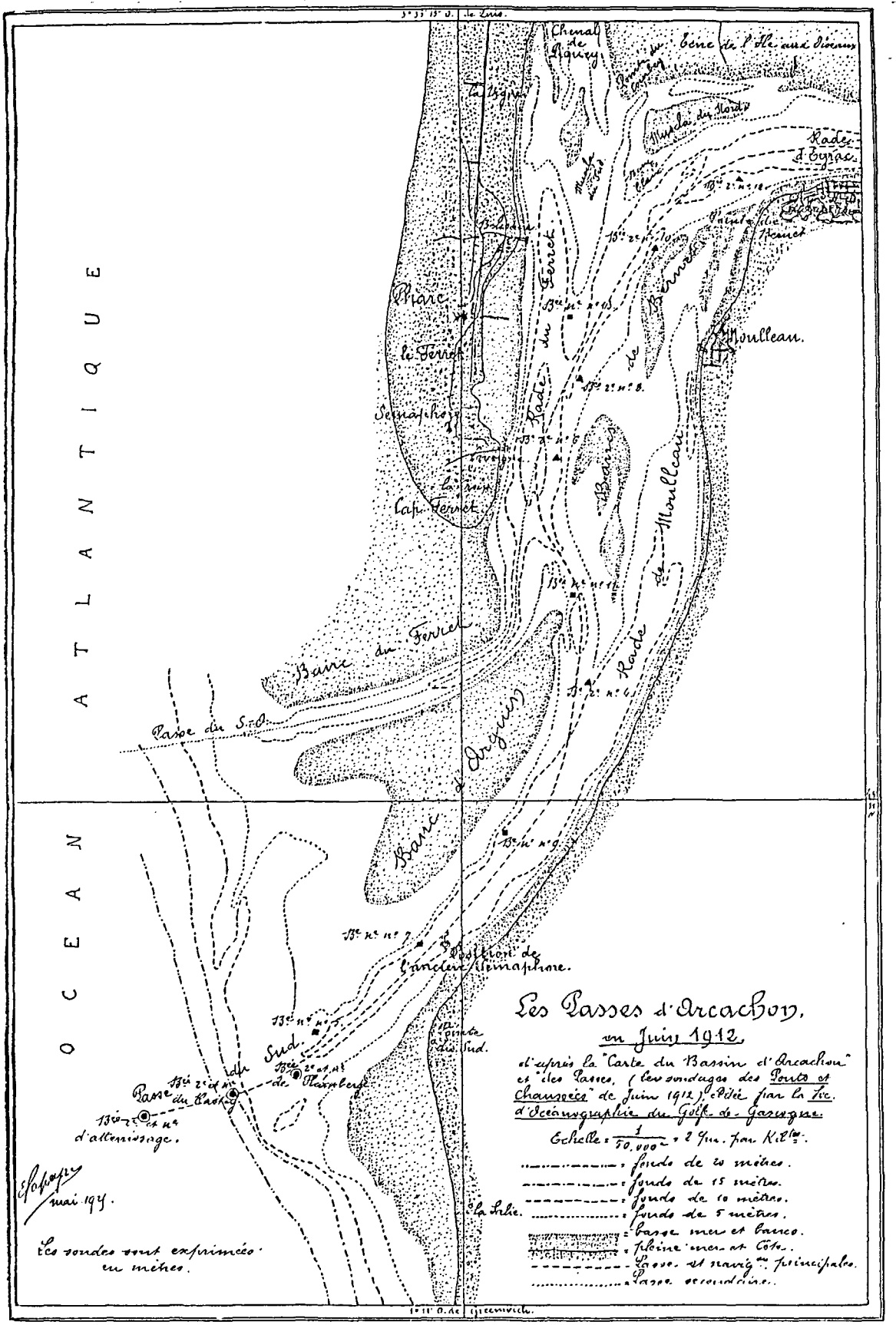


Figure 15 : Les passes d'Arcachon en 1912

3° Période : 1905-1936

En 1905 on a assisté au creusement d'une nouvelle passe Nord. C'est elle qui migrera jusqu'à nos jours vers le Sud. Cette passe apparaît bien formée en 1912 (Fig. 15).

Une série de grandes tempêtes (1912, 1917, 1926) dégradent les secteurs dunaires proches des passes (CASSOU-MOUNAT, 1975).

L'édition de 1924 de la carte 172 du S.H., qui fait état de levés exécutés en 1913 et 1923 par les Ponts et Chaussées, montre que cette nouvelle passe Nord est profonde et navigable.

En 1928-1929, il y a encore deux passes.

En 1932, le banc d'Arguin migrant vers le Sud a réduit la largeur de la passe Sud.

De 1932 à 1936, l'évolution continue : la passe Nord-centrale s'élargit en gagnant vers le Sud de 500 m environ.

4° période : 1936-1972

En 1945, le banc d'Arguin a rejoint la côte Sud (prenant ainsi le nom de Pineau) qu'il engraisse sur toute la partie comprise entre la dune du Pilat et la pointe d'Arcachon. Le chenal principal a également migré vers le Sud. La pointe Sud du banc du Toulinguet (qui prend alors le nom de banc d'Arguin sur les plans des Ponts et Chaussées) a progressé vers le Sud de plus de 1 000 m depuis 1936.

Il n'existe plus qu'un seul chenal navigable central. Pour les petites embarcations existe cependant une petite passe immédiatement au Sud du Cap Ferret.

En 1947, la passe Nord (devenue centrale) migrant vers le Sud, s'est soudée à son extrémité à la passe Sud.

De 1945 à 1955-1958, l'évolution se fait toujours dans le même sens. Cette fois encore l'axe du chenal s'est déplacé de 1 000 m vers le Sud. "Les bancs séparant les deux passes se sont peu à peu érodés et l'on est revenu à la situation caractérisée par deux passes intérieures et une passe extérieure, comme dans la deuxième moitié du XIXème siècle" (LCHF, 1977). Le banc interfluve entre le chenal central et le chenal Sud (Banc d'Arguin) disparaît vers 1950.

De 1955 à 1971-1972, l'évolution est relativement lente ; une nouvelle passe est présente au Nord du banc d'Arguin. On se retrouve donc dans une situation analogue à celle du début du siècle (1905).

Entre 1957 et 1965, l'examen détaillé des bathymétries annuelles du P.A.B. montre que la passe de navigation (Sud) tend à se stabiliser tandis que la passe centrale progresse vers le Sud à la vitesse moyenne de 57 m par an (MANAUD, 1971).

Le banc de Pineau et la Lagune, résidus de la passe Sud des années trente, sont érodés.

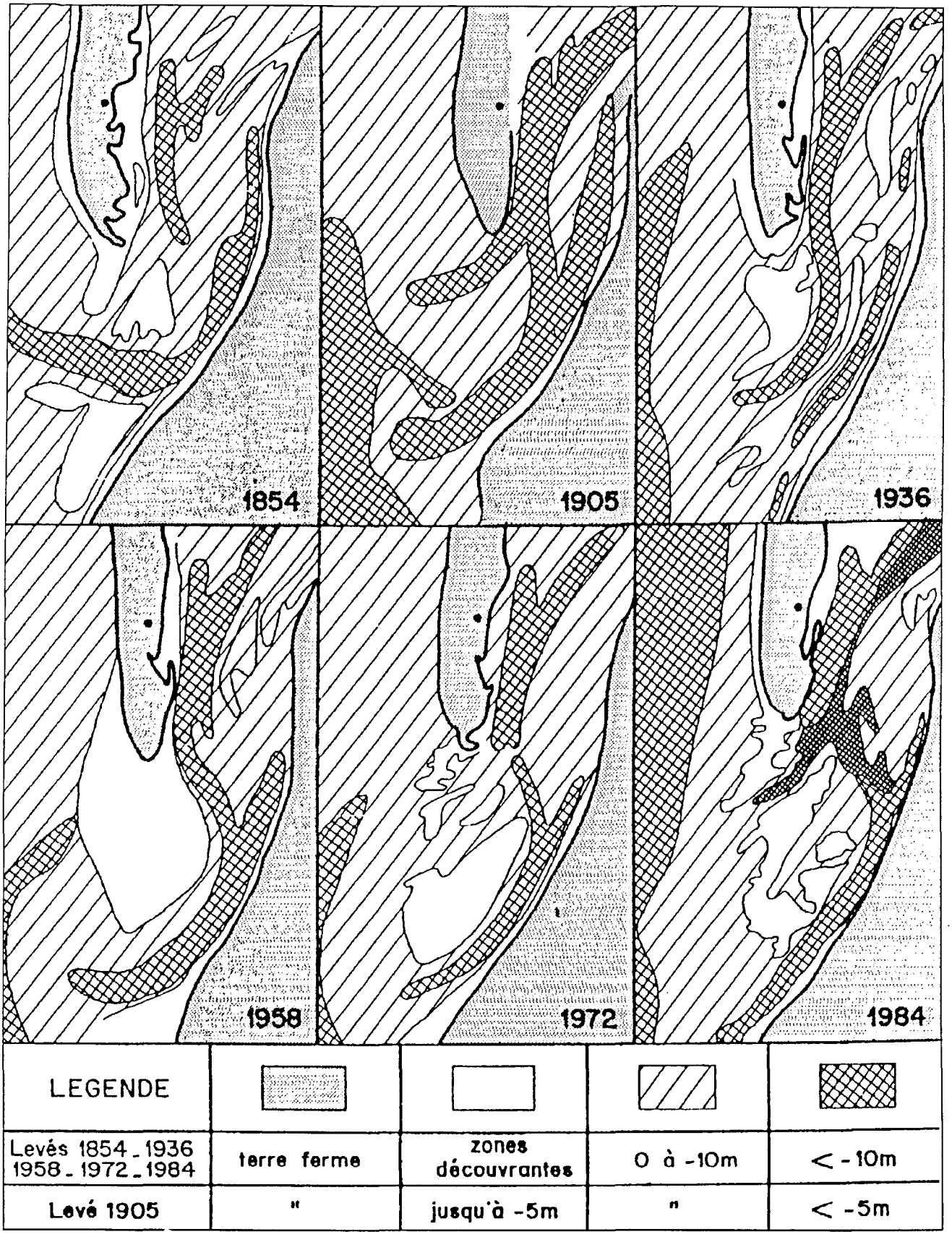


Figure 16 : Evolution des passes d'Arcachon de 1854 à 1984 (LCHF,1985)

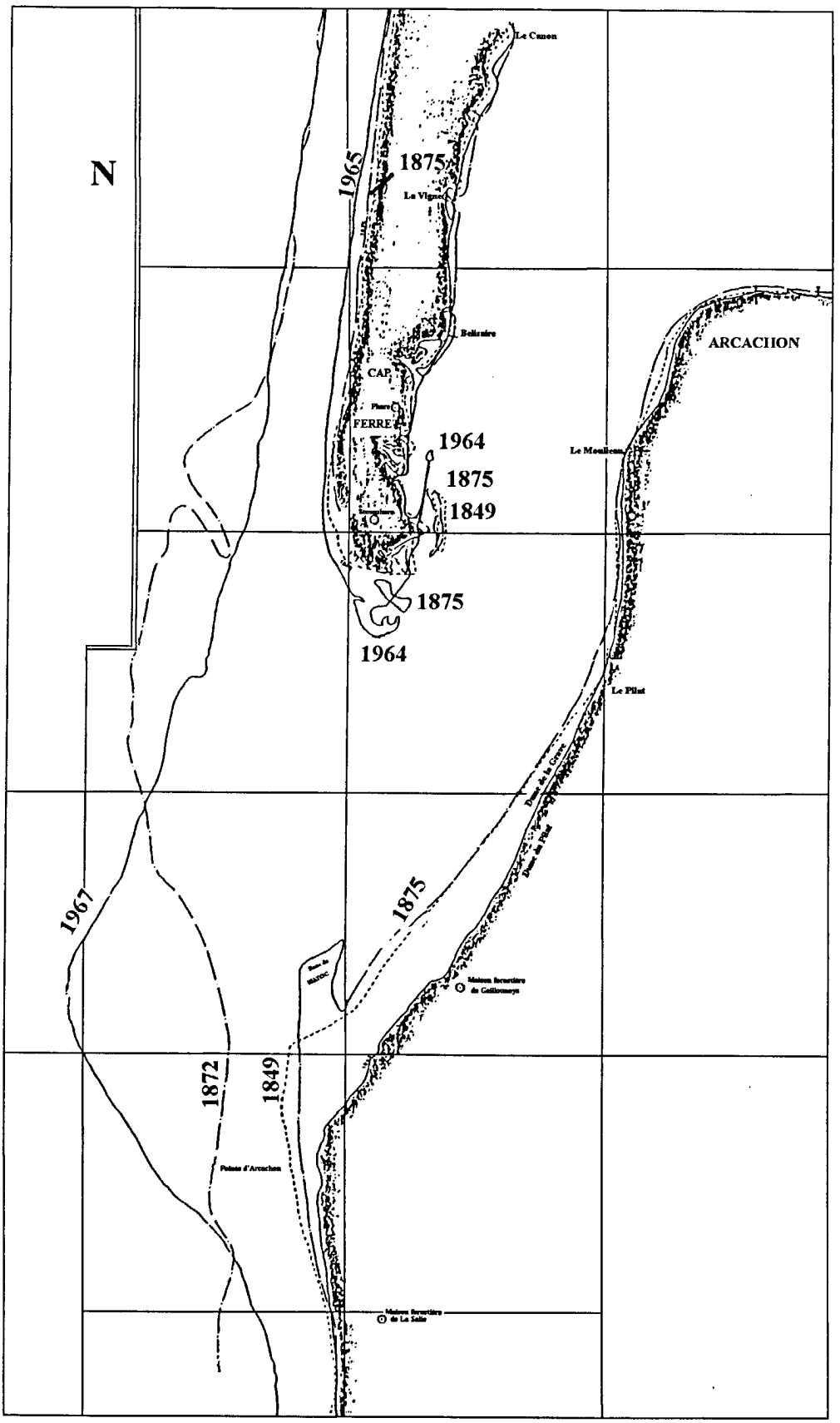


Figure 17 : Evolution de l'isobathe 10m entre 1872 et 1967 et du trait de côte entre 1849 et 1964 (LCHF,1969 b)

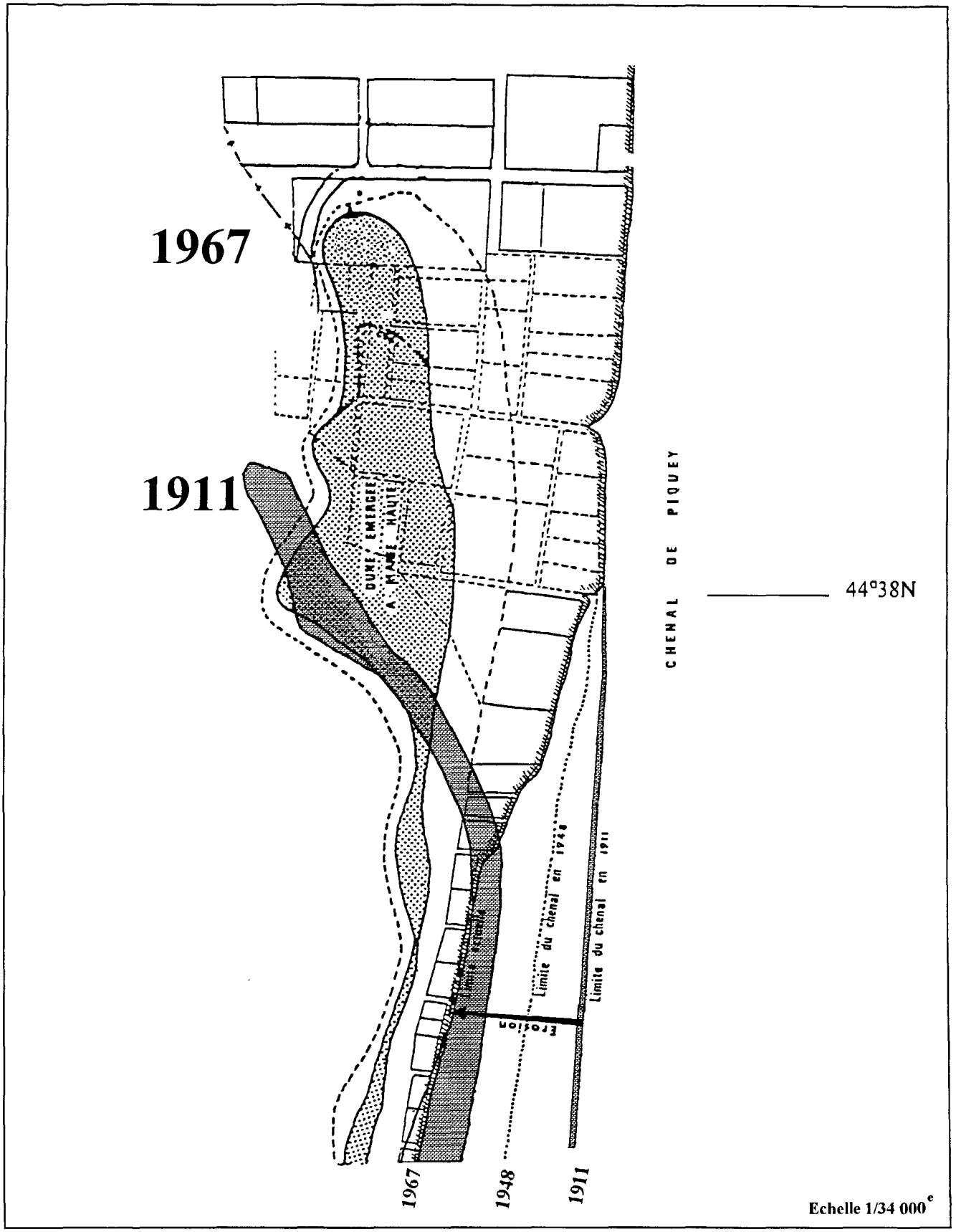


Figure 18 : Ensablement et érosion des concessions du Mimbeau (Cap Ferret) Situation en 1967 (d'après LABRID, 1969)

En résumé (Fig. 16), on a assisté durant la période à :

- **la régression momentanée du Cap Ferret entre 1826 et 1864 (phase 1),**
- **puis sa stabilisation jusqu'en 1894 (phase 2) ;**
- enfin, **la reprise de sa progression vers le Sud (phase 3) ;** c'est ainsi que :
  - de 1905 à 1972, la migration de la passe a été très régulière et de l'ordre de 70 m/an (Fig. 16).
  - la côte du **Cap Ferret** s'est avancée vers l'Ouest entre 1849 et 1965 ; la progression maximale atteint 280 m sur le parallèle de Bélisaire, tandis que l'isobathe 10 m n'a pas progressé à cet endroit (Fig. 17).

- le recul de la côte, **entre le Pyla et la Pointe d'Arcachon** s'est poursuivi ; c'est ainsi que la distance qui sépare la Maison forestière des Gaillouneys de la côte a constamment diminué (COINCY, 1934) :
  - 1 140 m en 1875
  - 545 m en 1929
  - 470 m en 1933

On ne mesure plus sur les cartes IGN (1/25 000) que 300 m environ en 1966,

Au Sud de la pointe d'Arcachon, l'évolution du trait de côte traduit l'atterrissement des bancs des passes :

COINCY (1934) signale un atterrissement entre le pare-feu GF 16 et le GF 10 ; au GF 12, la plage large de 60 m en 1929 atteint 250 m en 1934 ; au Trencat, l'érosion reprend à partir du GF 9.

Entre 1950 et 1973, la côte entre la pointe d'Arcachon et la Salie s'érode (WEBER, 1978). Sur l'ensemble de la période, entre 1849 et 1965, le trait de côte s'est régularisé avec un déplacement minimal entre La Salie et Le Trencat et un recul au Nord (Pointe d'Arcachon) et au Sud (Trencat) de l'ordre de 120 m. Quant à l'isobathe 10 m, il s'est rapproché de la côte entre 1872 et 1967 de 800 m (Fig. 17).

2.2.5. Passes intérieures

Alors que dans la deuxième moitié du XIXème siècle, suite à l'évolution exceptionnelle du **Cap Ferret** de 1800 à 1826, on trouve deux passes intérieures et **une seule passe extérieure,** la première moitié du XXème siècle dispose de deux passes intérieures prolongées par **deux passes extérieures reliées entre elles par un chenal traversier** plus ou moins marqué et profond.

Dans la deuxième moitié du XIXème siècle, sur **la côte intérieure du Cap Ferret, devant le Phare**, où la rive est en retrait vers l'Ouest, "la plage s'exhausse et s'élargit, surtout depuis que des parcs à huîtres ont été établis sur ce point" (CLAVEL, 1887).

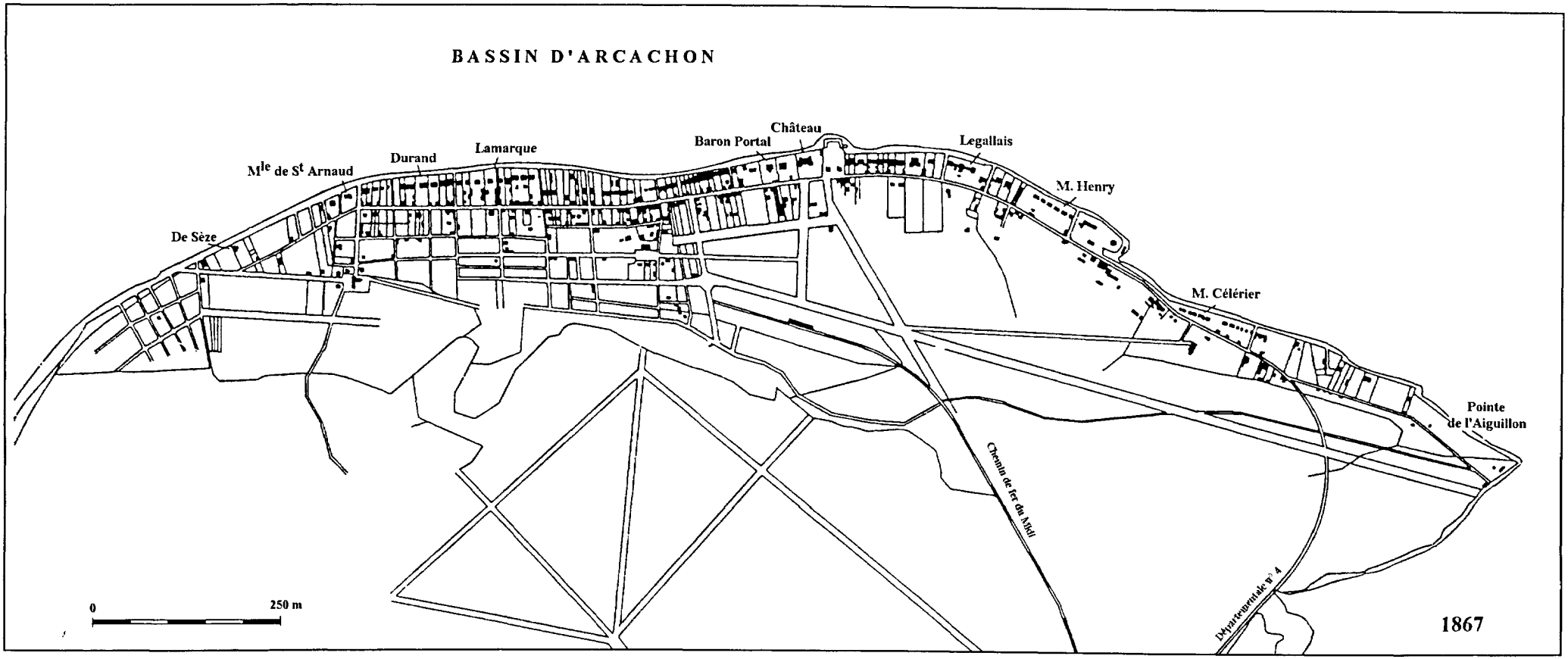


Figure 19 : Plan d'Arcachon en 1867 (CASSOU-MOUNAT, 1975)

A partir d'un point d'inflexion qui se situe à 700 m au Sud du Phare, le recul de cette côte se poursuit tout au long de la période. La flèche du Mimbeau, qui paraît s'être formée vers 1880, s'allonge vers le Nord (Fig. 18).

En même temps se manifestent des érosions importantes sur la **pointe de Bernet** (Pereire) sous l'action du "courant de flot rejeté vers l'Est par l'accroissement constant, dans cette direction du Banc de Bernet. La lame, plus forte que devant Arcachon, paraît aussi exercer une certaine influence (...) ; dans les grandes tempêtes comme celle de 1882, la plage et le talus de la dune sont couverts de pins entraînés par l'éboulement de la rive" (*ibid.*).

Le recul de la côte du Moulleau peut être daté par rapport à la distance qui la sépare de l'ancienne Maison forestière (Rond-point de la Pergola) (cf. Fig. 17) :

- 480 m en 1812
- 167 m en 1852
- 128 m en 1895 (GRANDJEAN, 1896)

2.2.6. Bassin intérieur

Chenaux principaux

L'érosion de la **plage d'Arcachon a débuté en 1848**, "exclusivement attribuée à l'action du courant de jusant (...) plus considérable que celui de flot" (CLAVEL, 1887) ; selon cet auteur le phénomène serait aggravé par :

- l'effet de confluence (Cousse-Teychan) qui accélère le courant,
- la fixation de la direction du chenal de Cousse par l'établissement de parcs à huîtres sur les crassats voisins de ce chenal *(il s'agit probablement de sa rive Ouest à Mapouchet).*

De nombreux ouvrages (digues, épis, digue sous-marine longitudinale... construits jusqu'à la fin du siècle) ont été nécessaires pour maintenir le trait de côte sur sa position "car les chalets et les hôtels qui bordent le rivage représentent une valeur considérable"(*ibid.*) (Fig. 19).

Le changement le plus important dans le Bassin intérieur qui intervient à cette époque consiste en la **régression de la partie Sud-Est de l'Ile aux Oiseaux** entre 1864 (CASPARI) et les années 1930 (PAB, 1936) : Mapouchet se détache de l'Ile dès 1870 par le creusement de l'Estey Neuf (Carte du Conseil Général, 1872) qui devient ensuite le Chenal de Mapouchet.

La partie du Teychan située au Nord de la Pointe du Tès sédimente et un nouveau banc se crée.

Sont signalées à la même époque, les **régularisations** de la **rive Ouest du Chenal de Piquey** "qui tendent à faire disparaître tous les promontoires en saillie" (*ibid.*), ce qui implique aussi le comblement des dépressions ou "escourres", phénomène déjà décrit au Cap Ferret.

La superficie des chenaux semble avoir peu diminué jusqu'à 1864, puis le rythme de diminution s'accélère entre 1864 et 1936. A partir de cette date, la situation se stabilise (CASTAING *et al.*, 1992).

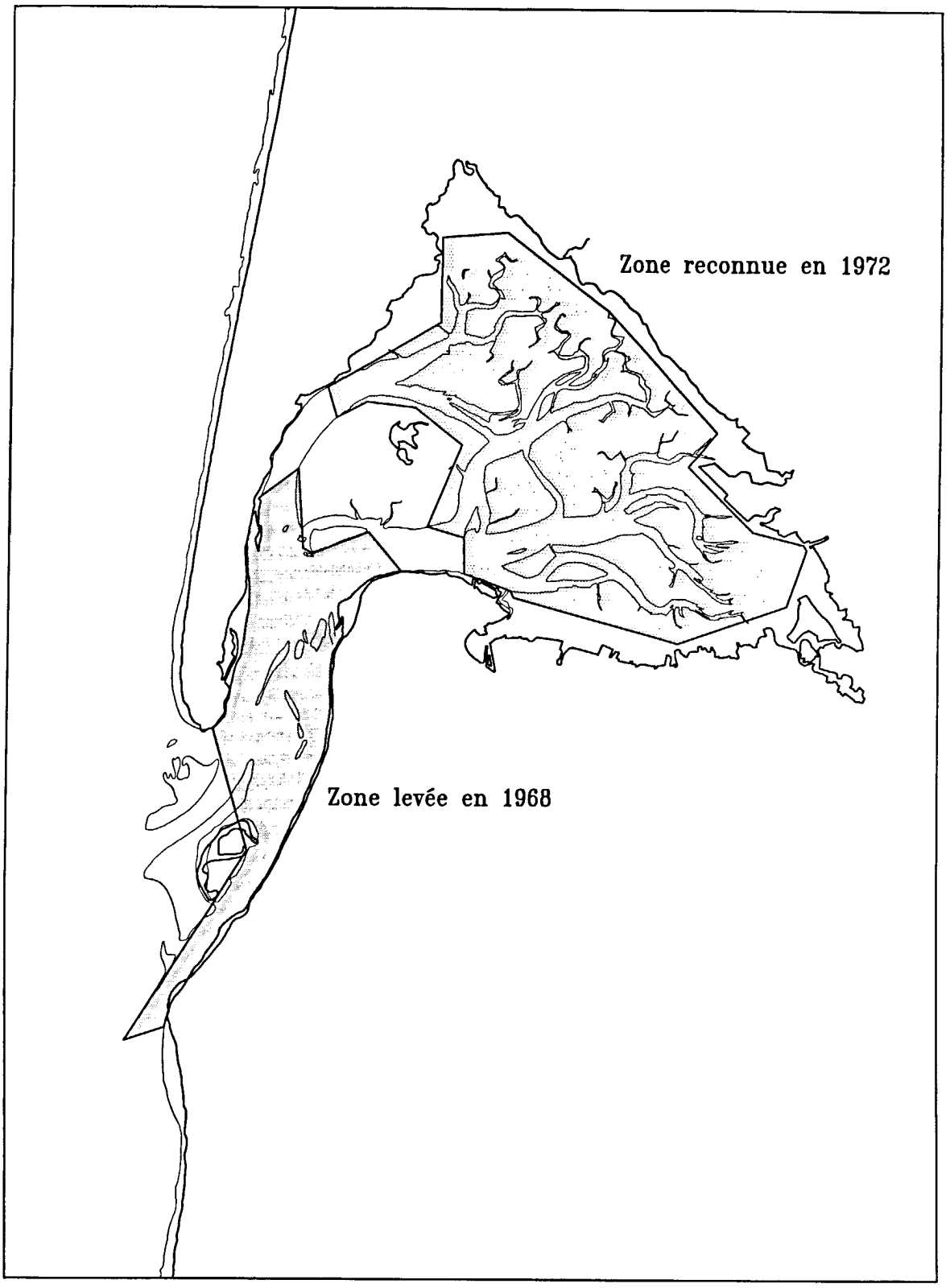


Figure 20 : Bathymétrie réalisée par le LCHF (1968 et 1972)

Entre 1957 et 1972, le LCHF (1973), par comparaison des profils en long et en travers des chenaux principaux (à l'exception du Chenal de Piquey), conclut que "les chenaux du fond du Bassin ont été soumis à des phénomènes d'érosion et de sédimentation d'assez faible amplitude qualifiée aussi d'"insignifiante (0,6 m en moyenne)".

Ce rapport rappelle qu'"il existe cependant des zones où il y a des évolutions (en cours) :

- l'érosion de la côte Est de l'Ile aux Oiseaux.
- la sédimentation intéressant le chenal de Piquey où les fonds ont diminué progressivement de 1708 à nos jours.
- la sédimentation du chenal de Teychan à l'Est d'Arcachon."

L'évolution naturelle n'est, semble-t-il, pas seule en cause :

Dans les secteurs naturellement évolutifs occupés par l'ostréiculture "barrages de fascines, brandes ou genêts, colmatage par des milliers de mottes d'argile, ou encore de savantes plantations d'algues (sic), ont permis la fixation du sol, arrêtant l'érosion sur certaines rives et provoquant le redressement du plan d'eau sur d'autres" ("Cultures marines-Rivages de France" n°1, 1956).

Dans les petits chenaux ou sur les bordures des grands chenaux, des sections ont été dangereusement réduites "par le déversement dans leur lit, décade après décade, des matériaux provenant du pelage des parcs" ("La France" du 24 janvier 1961).

2.2.7. Bouches de l'Eyre

CLAVEL (1887) signalait déjà "l'exhaussement des chenaux de la côte sud à leur origine dans les parties abritées, (parce qu'ils) reçoivent les sables des ruisseaux des Landes" ; et encore dans le **port d'Audenge**, "le ruisseau, au moment des pluies, amène une grande quantité de sable qui vient obstruer le chenal et détruit, au bout de peu de temps, les effet des curages...". On voit qu'à cette époque, des travaux d'entretien des accès de ports étaient couramment pratiqués.

Ces conclusions rejoignent celles de VERGER (1983) qui, par comparaison des photographies aériennes de 1934 et de 1950, note "qu'il semble bien que les esteys du bassin interne évoluent fort peu dans l'ensemble (...) en dehors des zones proches des embouchures des ruisseaux et fleuves côtiers ".

En 1934, le chenal d'Audenge se trouve isolé et ne reçoit pratiquement plus d'eau fluviale.

En 1950, c'est l'extrémité du chenal du Teich qui est comblée.

En 1964, les chenaux de Comprian et de Touze entrent dans une phase de comblement par dépôt de sable de plus en plus fin.

Avant 1970, VERGER (1983) observe que "les schorres montrent aussi, à l'exception de certains secteurs bien déterminés (Port de La Teste), une assez grande stabilité du bilan sédimentaire ; même "certaines tâches de schorre de la région d'Andernos sont attaquées par recul d'une puissante microfalaise, mais se reforment en contrebas."

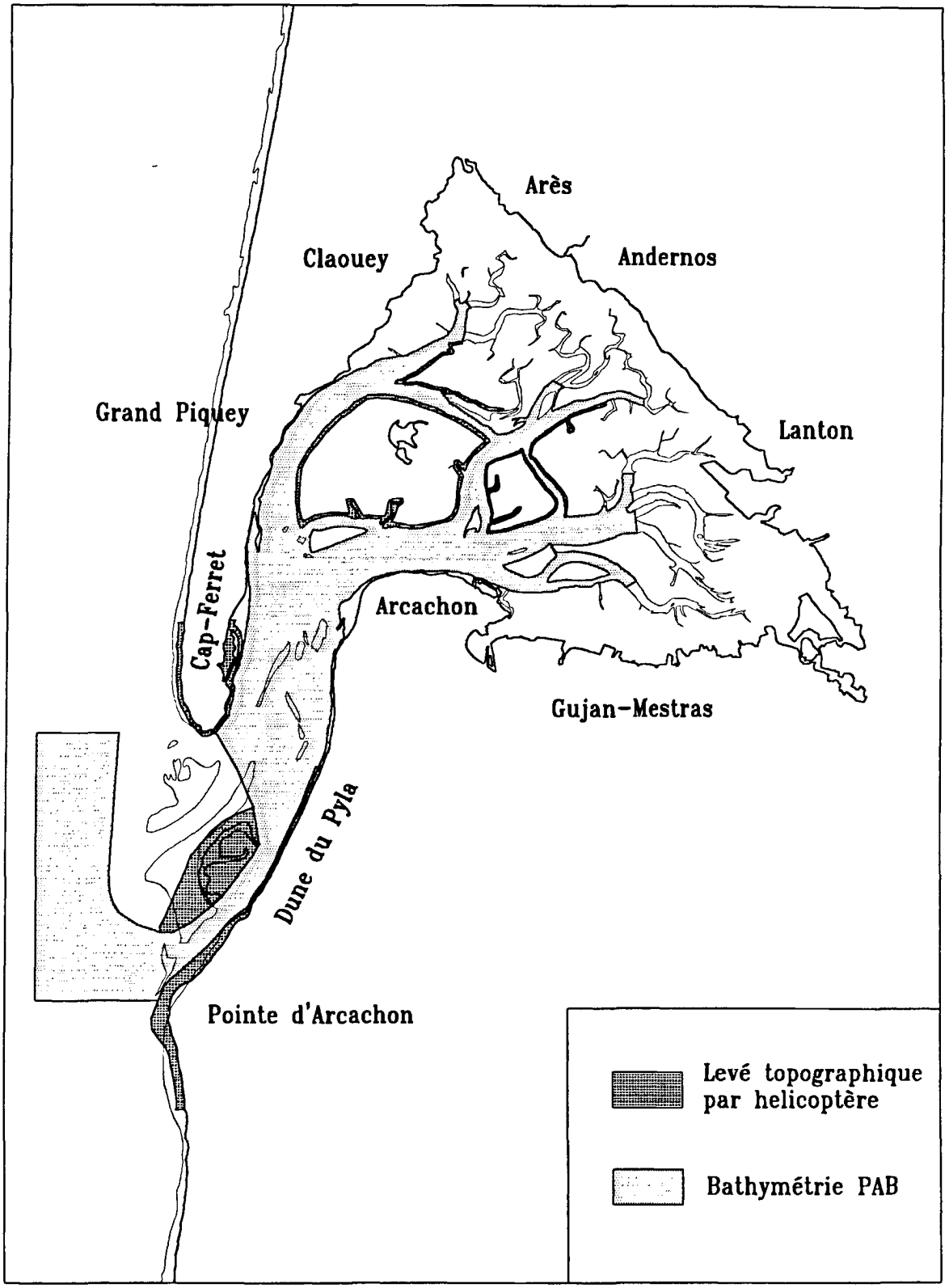


Figure 21 : Emprise de la campagne de bathymétrie réalisée par le Port Autonome de Bordeaux en 1979

"Depuis le début du XIXème siècle, un petit schorre au large de Branne, l'Ile de Gorp, a disparu. Depuis l'endiguement du schorre de Branne (Certes), les prés salés qui subsistaient à l'extérieur des digues à la fin du XVIIIème siècle ont beaucoup reculé au cours du XIXème (schorres du large).

Au contraire, les débouchés d'artères hydrographiques (canaux de La Hume et de Lège, ruisseaux de Betey et de Lanton et surtout l'Eyre) montrent une extension des schorres (côtiers) et une grande activité de colmatage sur les crassats et dans les chenaux très peu actifs au XVIIIème siècle. Si l'on en croit les documents cartographiques de l'époque, ce colmatage s'est légèrement accéléré depuis le milieu du XIXème siècle, comme le confirme l'examen des différentes cartes et des séries successives de photographies aériennes (...) et a porté principalement sur les abords immédiats des embouchures ; "tous les sables ne se sont pas déposés là, mais beaucoup, parvenus jusqu'au Bassin proprement dit ont encombré les chenaux majeurs du Sud-Est" (LCHF, 1973).

Les conclusions mettent l'accent sur le colmatage des embouchures à partir du milieu du XIXème siècle ; au contraire de la "relative stabilité de la zone interne (dans la période 1960-1970), qui n'est concevable que si l'on admet des apports sédimentaires actuels faibles" (LCHF, 1973)

L'engraissement des crassats est le plus notable au débouché des artères hydrographiques, telles que :

- canaux de La Hume et de Lège
- ruisseaux de Cirès, Betey, Lanton et surtout de l'Eyre.

Ces évolutions seront mises en relation avec les aménagements au chapitre de synthèse (cf. **VI**.3).

On notera que les avis précédents sur l'évolution des estrans s'appuient uniquement sur des indices topographiques, retrouvés ou non, sur la carte de 1708 et sur photographies aériennes sans donnée altimétrique.

2.3. Evolution de 1972 à 1993

La période actuelle resserre l'échelle de temps entre les travaux bathymétriques, et ceux-ci ne se limitent pas uniquement aux chenaux. Si l'on ne considère que la période de 1970 à nos jours, on dénombre : une vingtaine de levés bathymétriques des passes, 4 levés des chenaux intérieurs et seulement 2 levés partiels des estrans (cf. annexe 1).

C'est ainsi que deux missions bathymétriques partielles du LCHF viennent compléter les levés annuels des passes du P.A.B. (Fig. 20) :

D'une part au printemps 1968, le LCHF a levé au 1/10 000 la partie du Bassin comprise entre l'Herbe au Nord, la Rade d'Eyrac à l'Est, Arguin et la côte du Pyla au Sud, les abords du Cap Ferret à l'Ouest (LCHF, 1969).

D'autre part, de mai à août 1972 les chenaux ont été levés au 1/20 000 et les crassats très partiellement reconnus dans la partie du Bassin située au Nord et à l'Est de l'Ile aux Oiseaux.

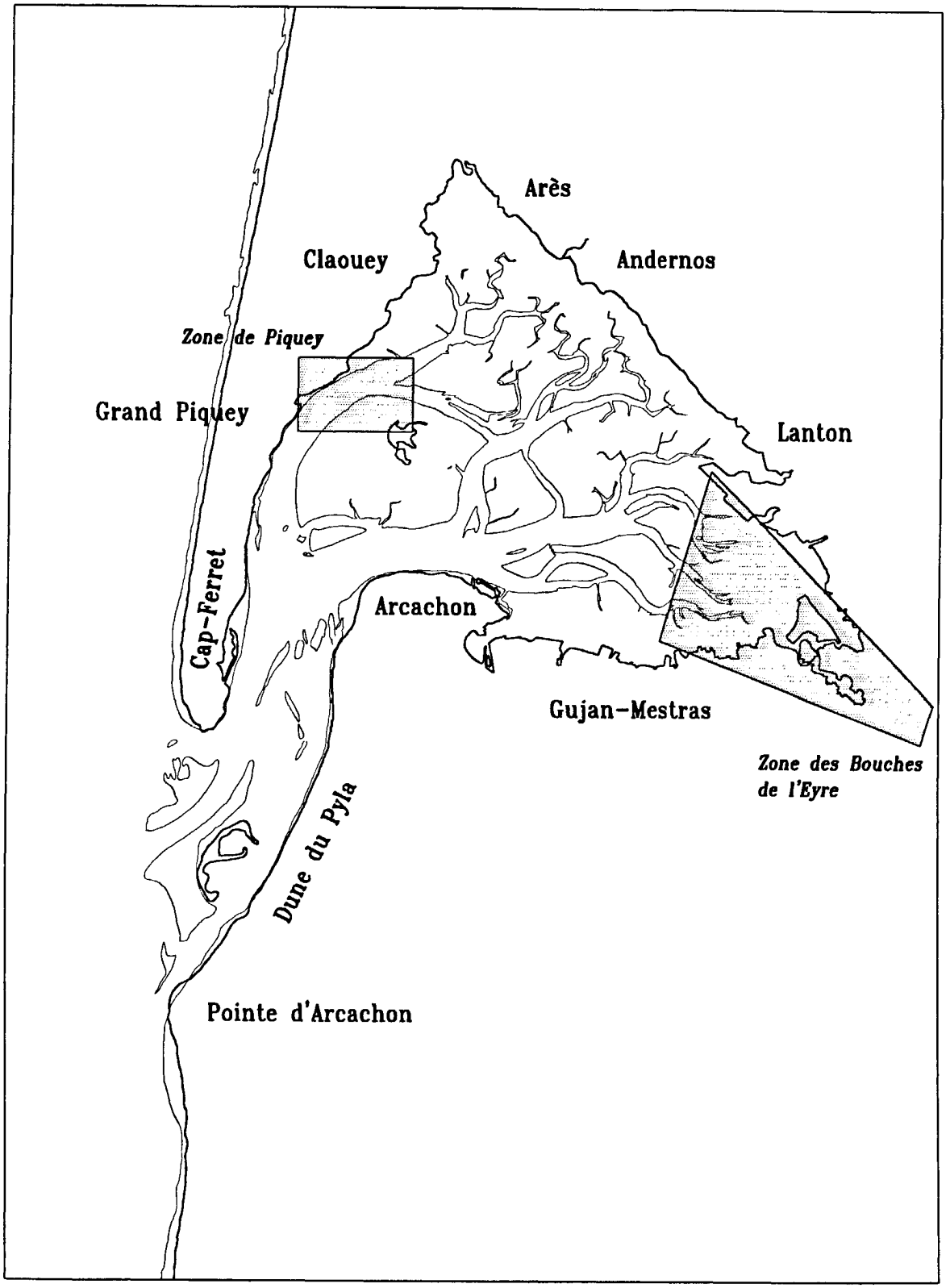


Figure 22 : Zones d'études du Port Autonome de Bordeaux (1988)

L'emprise de ces deux missions est indiquée sur la figure 20 mais il faut garder à l'esprit la densité très faible des radiales effectuées en 1972.

Le PAB lui-même réalise des reconnaissances hydrographiques complémentaires en mai et juin 1979 (Fig. 21) et en 1987 (Fig. 22) ; la première inclut un levé partiel des estrans et des bancs des passes par hélicoptère et la seconde, en plus du sondage des chenaux intérieurs au 1/20 000, un levé à grande échelle des secteurs de Piquey et des Bouches de l'Eyre (PAB, 1988).

Devant les lacunes importantes qui subsistent dans la couverture des estrans, **l'équipe de P. CASTAING** du Département de Géologie et Océanographie de l'Université de Bordeaux I **établit en 1992** à la demande de l'IFREMER, **une carte hypsométrique expérimentale** au 1/25 000 de la zone intertidale du bassin intérieur basée sur des données satellitaires SPOT : la méthode consiste à définir la ligne d'eau instantanée par traitement sur PERICOLOR de l'imagerie satellitaire SPOT. La connaissance de la hauteur d'eau au moment du passage du satellite permet d'obtenir une courbe de niveau (isohypse) pour l'ensemble du Bassin. Le traitement en différé des données satellitaires a nécessité l'utilisation d'un modèle de prévision de la marée (J. JAI). La répétition de l'opération à l'aide de cinq images de hauteur d'eau différente captées entre 1986 et 1991 permet d'obtenir une carte au 1/25 000 en courbes de niveau décrivant la topographie de la zone intertidale.

Enfin, en 1992-1993, IFREMER réalise lui-même, en vue de la modélisation hydrodynamique, une bathymétrie complète du Bassin intérieur **(zones intertidale et subtidale situées au Nord de Bélisaire)** à l'échelle du 1/20 000. La carte (L'YAVANC, 1995) (Fig. 33) résulte d'un levé bathymétrique classique de profils rectilignes régulièrement espacés de 200 m ; l'échelle de rédaction est de 1/20 000. La marée est observée en temps réel dans la zone de sondage de manière à échapper aux erreurs importantes dues aux conditions météorologiques du moment (vent, pression atmosphérique).

Les principaux travaux bathymétriques servant de repères dans la période sont rappelés ci-dessous :

Année	Repères morpho-bathymétriques
1967-1972	SH/LCHF/PAB
1979	PAB
1987	PAB
1993	IFREMER

La liste complète des cartes peut être consultée en Annexe 1.

2.3.1. Large

2.3.2. Côte girondine

En 1982, l'érosion maximale se situait à l'extrémité de la flèche du Cap Ferret (LCHF, 1986). Le recul de la côte au Grand-Crohot (Lège-Cap Ferret) en l'espace de 3 ans, est concrétisé par

le fait que " le blockhaus est descendu de la dune à la plage, (et qu') il a été démantelé par les actions de la mer et du vent" (LCHF, 1985).

Il apparaît qu'au Truc-Vert (Lège-Cap Ferret) la plage est revenue aujourd'hui sensiblement à son emplacement et à son niveau de 1941 : en effet, des barrières anti-débarquement, installées par l'organisation TODT lors des travaux du mur de l'Atlantique ont été mises à jour à la faveur des marées de mars 1995 (S.O. 18-03-95) ; à une phase de remblaiement de la côte a succédé une phase actuelle de déblaiement.

2.3.3. Côte landaise

Le recul du trait de côte à Biscarrosse a été particulièrement spectaculaire.

La plage de Biscarrosse a subi des dégâts relativement importants au cours de l'hiver 1978-1979 ; le recul du trait de côte peut être évalué à 7 m environ (LCHF, 1979).

Le recul moyen annuel entre 1966 et 1979 s'élèverait entre 1 m au niveau du blockhaus en mer et 2 m au Sud de la ville.

L'étude réalisée en 1979 laissait prévoir dans un délai de l'ordre de 10 ans, soit vers 1989, que Biscarrosse pourrait bénéficier des apports sableux en provenance de la Pointe d'Arcachon. Un répit serait alors accordé à cette ville dont on pourrait estimer qu'elle se trouverait relativement protégée de l'érosion marine pour environ 20 ans. Cet avis serait à confirmer après une analyse des mouvements du trait de côte dans l'enceinte du CEL depuis 1967.

2.3.4. Passes extérieures

2.3.4.1. Cap Ferret

Les interventions humaines, sur les dunes du Nord du Bassin, tendraient à confirmer l'existence de deux points d'attaque du littoral, consécutifs aux tempêtes de 1965, ces points étant distants de 20 km :

- le premier au Nord du Porge,
- le second au Nord du Truc-Vert.

L'ONF a suivi jusqu'en 1978 la dégradation de la dune qui se déplaçait vers le Sud à la vitesse moyenne de 0,7 km par an.

Les points de concentration de l'érosion se situaient entre le Sémaphore et le Phare en 1975. Trois ans plus tard ils se trouvaient 0,9 km plus au Sud (LCHF, 1979).

Le passage du pic principal d'érosion le long des plages océanes du Cap Ferret a entraîné un réajustement progressif de la ligne de côte **entre 1982 et 1985** qui s'est traduit par un recul de la flèche sableuse de 350 m suivant son axe Nord-Sud (LCHF, 1986).

GASSIAT (1989) a noté que "depuis 1959, l'extrémité du Cap Ferret passe d'une distribution de dépôts importants (1959) en crochets (1964) à une **érosion**. Elle attribue ce phénomène à

"l'effet des courants de marée liés au développement de la passe Nord" et observe que "**l'évolution morphologique de la pointe, que l'on peut suivre depuis 1950 par photographies aériennes, correspond à un recul de la flèche vers le Nord et à un pivotement de son extrémité vers l'Est**" *(ibid)*. Cet auteur, après avoir étudié "les fluctuations de l'allongement de la pointe depuis 1815" (...) prévoit "une stabilisation de la tendance érosive dans les années à venir".

2.3.4.2. Passe Nord

Durant la période 1972-1979, en raison de certaines analogies entre 1896 et 1972, on pouvait s'attendre à l'ouverture d'une passe Nord qui était déjà bien amorcée. Mais "ce n'est qu'en 1983 que le phénomène érosif de la pointe du Cap Ferret paraît s'amorcer suite à une connexion qui s'ébauchait entre les fonds du large et ceux de la passe Nord (LCHF, 1986).

Entre 1981 et 1990, ce chenal Nord s'est approfondi et élargi, tout en se déplaçant vers le Sud de 100 m/an en moyenne, pour se transformer en véritable passe Nord d'une largeur de 400 m et d'une profondeur de 5 m, profondeur qui n'aurait dû être atteinte normalement qu'une vingtaine d'années après la formation de la passe (SOGREAH, 1990). Malgré cette accélération du processus, "un retour à une situation normale est possible".

2.3.4.3. La passe Sud

La passe Sud s'est déplacée vers le Sud en pivotant à une vitesse moyenne de 70 m/an au Petit Nice. Ce déplacement est très supérieur à celui que l'on observait entre 1966 et 1970 au même endroit : 20 m/an en moyenne.

Bien que sa section n'ait pas diminué depuis 1979, l'apparition d'une flèche sédimentaire devant la passe Sud pourrait par contre traduire une diminution de sa puissance hydraulique.

2.3.4.4. Pointe d'Arcachon et La Salie

L'évolution de la partie de la côte située immédiatement au Sud de la pointe d'Arcachon a été particulièrement surveillée depuis la construction de l'émissaire (wharf) des effluents industriels et urbains du Bassin par le SIACRIBA. Des études particulières ont été menées sur la stabilité du profil de plage (WEBER, 1978), profil qui est constamment contrôlé par la SABARC.

Le trait de côte (ou tout au moins le zéro hydrographique) subit dans cette zone des modifications contrastées et de grande ampleur sous l'effet de la délivrance périodique d'importants "wagons sédimentaires" selon la terminologie de LORIN (cf. I.4.).

Entre 1972 et 1991, on assiste à une modification importante des fonds en particulier au Nord du wharf, qui (par rapport à ce dernier) se traduit par un rapprochement du débouché du chenal (passe) Sud, de l'ordre de 2600 m (SOGREAH, 1990).

Le trait de côte devant la maison forestière de La Salie (en place depuis plus de cent ans) était resté jusqu'à ces dernières années (1975) à la même distance de celle-ci. Or, à la suite des tempêtes de 1978 et de 1979, un recul du trait de côte atteignant localement 25 m a menacé de couper le wharf du littoral (LCHF, 1979).

En 1985, "la tendance qui, depuis la construction du wharf, était à l'érosion des plages s'inverse : on assiste à la mise en mouvement d'un wagon sédimentaire" (LCHF, 1986).

Actuellement (1995) le mouvement inverse de retrait est en train de s'amorcer.

2.3.5. Passes intérieures

L'évolution d'ensemble, faible en apparence, traduit mal l'intensité des énergies qui se concentrent dans cette zone du bassin. En effet, la géométrie des passes intérieures (delta de flot) ne paraît pas avoir beaucoup changé dans la période récente ; sur le banc de Bernet se produisent de constants remaniements qui ne remettent pas en cause ses formes générales.

La face interne de la pointe du Cap Ferret subit en réalité une **accentuation de la pression érosive des courants de jusant constatée à partir de 1969** (effondrement de la première villa dans le secteur d'Hortense et de parcs à huîtres en 1975, puis en 1980). C'est ainsi qu'entre Bélisaire et la pointe, la valeur moyenne de la pente du talus Ouest du Chenal du Ferret est de 3 à 6 %, alors qu'elle atteint 12 % en face de Lavergne (CREOCEAN, 1992). Le maintien en position de cette côte n'est obtenu qu'au prix de défenses en enrochement nécessitant un entretien constant.

Au niveau de la partie Nord de la dune du Pilat, on observe un déplacement vers le Nord de 500 m en 6 ans du point de jonction du Chenal du Pyla et du chenal traversier, allant de pair avec un approfondissement marqué du Chenal du Pyla et un raidissement avec érosion du flanc Est du chenal, ce qui se répercute sur la stabilité de l'estran en pied de dune (CREOCEAN, 1992).

2.3.6. Bassin intérieur

En ce qui concerne l'intérieur du Bassin, le mémoire PAB de 1979 indique que "le plan de sondage ne fait pas apparaître d'ensablement généralisé (contrairement à une idée parfois répandue). Certes des bancs émergent là où ils n'existaient pas autrefois. En contrepartie se produisent ailleurs des approfondissements ou des érosions".

Une **comparaison de la section des chenaux principaux entre 1967 et 1977** (LCHF, 1977) montre un **approfondissement des chenaux médians** (Cap Ferret - Rotonde et Eyrac - Legallais) au détriment des chenaux latéraux (Piquey-Grand Piquey) :

- **au Cap Ferret,** "le profil est coincé entre La Rotonde (fortement défendue) et le Banc de Bernet avec concavité du côté du Cap. Poursuivant son évolution antérieure, la section aurait tendance à être réduite du côté Est par une avancée du banc et à s'approfondir (1,5 m entre 1969 et 1977). Rappelons en outre qu'un risque d'**érosion du Cap** (qui intéresse tout le secteur Sémaphore-Bélisaire) avait été étudié sur le modèle physique LCHF" (LCHF, 1977).

- **en Rade d'Eyrac** "on remarque une translation du profil du Nord vers le Sud et, comme pour le profil du **Cap Ferret**, un **approfondissement de la fosse d'Eyrac** (Legallais). La tendance à l'érosion de la rive d'Arcachon serait à surveiller (problème déjà rencontré dans la seconde moitié du XIXème siècle).

- **dans le chenal du Piquey** (Grand-Piquey), la comparaison du levé de 1968 avec celui de 1977 montre un léger **engraissement** de l'accore Sud-Est du chenal et une remontée du point bas d'environ 1 m" (*ibid*). Le dragage du débouché (1983) a contrecarré cette évolution. Depuis ces travaux, les bancs latéraux (La Vigne, Bancot) tendent à s'accoler aux bordures du chenal en entravant la circulation dans ces zones.

Le contour des estrans n'a cessé d'évoluer : "Sur le crassat de l'Ile des Oiseaux (...) les rives qui étaient très découpées" (CLAVEL, 1887) ont été régularisées.
La pointe Sud-Est de l'Ile (Estey-Neuf) recule en permanence.

2.3.7. Bouches de l'Eyre et bordures du Bassin

Au débouché du distributaire Nord, entre 1978 et 1984, l'extension de levées argilo-sableuses a progressé de 400 à 500 m vers l'Ouest.

Les bordures du Bassin sont constituées par la zone de haute slikke et du schorre, ces secteurs situés au dessus de 3 m CM échappent généralement à la fois aux sondages et aux nivellements topographiques à cause des difficultés d'accès.

"Par l'étude comparative des séries de photographies aériennes **de 1964 et 1988**", SORIANO-SIERRA (1992) montre que :

- malgré les aménagements portuaires et les endiguements, la superficie totale occupée par ces formations a très peu diminué (- 2,7 %),

- aucun processus majeur et persistant d'érosion n'a concerné les schorres du Bassin, (sauf migration latérale des embouchures de ruisseaux, par ex. Canal de Lège) mais **leur dégradation a résulté d'aménagements portuaires et d'endiguements**, surtout sur la rive méridionale, où la superficie des schorres a été réduite de 60 % en 24 ans.

Si la **limite supérieure** (côté terre) est restée stable (sauf dans le delta de l'Eyre où la végétation terrestre colonise progressivement le haut schorre), **partout dans le Bassin les schorres se sont développés au delà de leur limite inférieure**" (côté Bassin) et l'auteur ajoute : "bien que nous ne disposions pas de données sur les taux de sédimentation au voisinage des rives du Bassin, la formation d'un nouveau schorre, et la progression des schorres préexistants vers l'intérieur du Bassin, constituent une preuve de l'exhaussement du substrat de la haute slikke et (quant celle-ci est absente) de la slikke contiguë aux schorres. En effet, la colonisation de ces vases par les phanérogames halophiles est possible uniquement dans des endroits où le niveau des substrat s'est accru au moins jusqu'à la cote 2,7 m, là où les

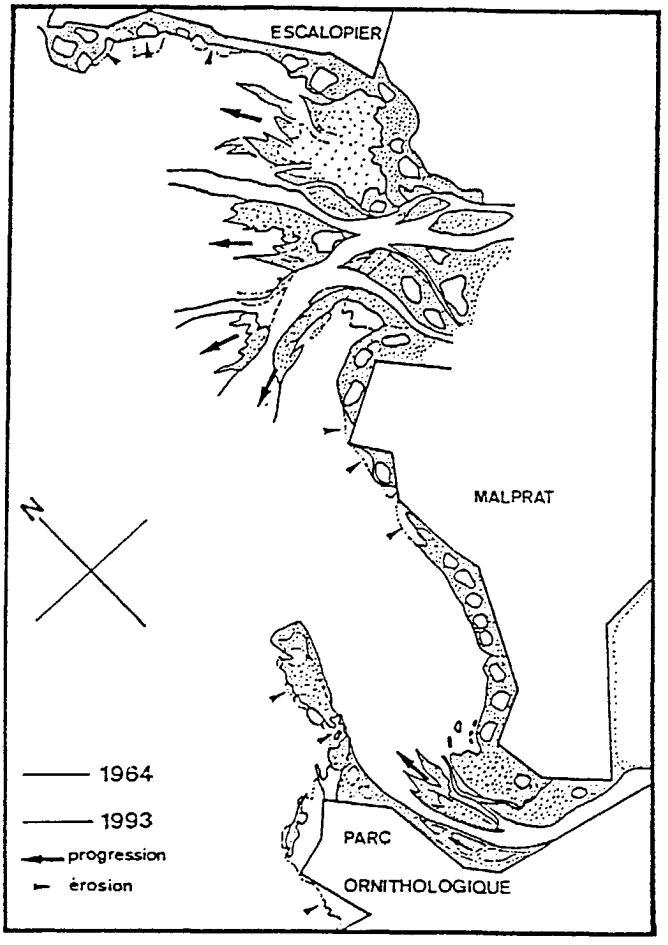


Figure 23 : Bouches de l'Eyre, évolution du schorre (LABOURG *et al.*, 1993)

conditions d'inondation par les marées (fréquence et durée), sont appropriées à leur développement (PARRIAUD, 1975) ".

Il résulte de ces constatations que les bordures du Bassin se sont élevées dans les altitudes comprises entre 2,7 et 3,5 m (correspondant aux schorres) et que les volumes hydrauliques ont perdu l'équivalent des installations portuaires + schorres endigués + extensions de schorres naturels.

Les schorres du delta de l'Eyre se sont étendus de 10 ha (soit 10 %), de 1964 à 1988, mais de manière contrastée :

- les fronts exposés et non entretenus (lacs de tonnes abandonnés) sont seuls érodés,

- les fronts progressifs ont avancé inégalement entre les bras Nord (Audenge) et Sud (Le Teich) du delta, (LABOURG *et al.,* 1993) (Fig. 23) répondant probablement à l'inégalité des apports alluviaux.

En résumé, du point de vue morphologique, la période 1972-1993 est marquée par :
- une phase d'érosion côtière océane,
- le creusement d'une nouvelle passe Nord
- l'accentuation de l'érosion sur la face interne du Cap Ferret, ainsi que sur la côte du Pyla,
- la poursuite de l'érosion de la partie Sud-Est de l'Ile aux Oiseaux (Estey-Neuf)
- la forte réduction anthropique des surfaces de schorres de la côte Sud, presque compensée par l'extension naturelle des schorres du Nord-Est.

2.4. Bilan morphométrique sur l'ensemble de la période historique

Jusqu'à nos jours, on ne pouvait se baser, au mieux, que sur des mesures comparatives de **position et de volume des chenaux** (un tiers de la surface du Bassin) pour en déduire une tendance d'évolution d'ensemble, en inférant d'une proportionnalité de volume entre chenaux et l'ensemble du plan d'eau.

Aujourd'hui, nous disposons de mesures comparatives globales portant sur les deux tiers de la surface du Bassin.

Références géodésiques

Les comparaisons cartographiques destinées à mesurer le déplacement des iso-lignes principales (ici principalement les rives de chenaux à basse-mer, les bordures de schorres, ou encore le trait de côte) doivent s'appuyer sur des repères durables et invariables dans l'espace.

Les références des points géodésiques utilisés pour les comparaisons géométriques des représentations du Bassin aux différentes époques sont fournies en annexe 2.

Références altimétriques

Un des problèmes à résoudre pour comparer les sondages est d'obtenir la référence du niveau de réduction des sondes ; en effet, comme le note CASPARI : "On ne peut admettre a priori

que toutes ces sondes, faites à diverses époques, soient réduites absolument au même niveau. La comparaison du zéro n'est possible que depuis le levé de 1865, dont le niveau de réduction a été rapporté à des points fixes."

En effet, le repère de la jetée d'Eyrac ayant servi de référence au zéro hydrographique de BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI a été utilisé pour le calage du marégraphe mis en place en 1877.

En 1977, le zéro du marégraphe installé à Eyrac se situe à la cote 1,472 m du nivellement BOURDALOUË.

CLAVEL (1887), en a décrit la variation entre 1877 et 1885.

En 1901, le zéro du marégraphe est situé à -1,58 m du nivellement BOURDALOUË et à 0,10 m au dessus du zéro des cartes.

Le zéro BOUQUET DE LA GRYE se situe donc à la cote -1,68 m du nivellement BOURDALOUË.

En 1930, le décalage à Arcachon entre le nivellement BOURDALOUË et le nivellement LALLEMAND est de -0,37 m.

Le zéro BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI retrouvé en 1901 se situe donc à la cote -2,05 m NGF LALLEMAND.

Cette cote de **2,05 m au dessous du NGF** est adoptée depuis 1930, pour le zéro de réduction des sondes et l'annuaire des marées, mais jusqu'aux années 60, le PAB utilise un zéro de réduction situé à 1,977 m, mieux adapté aux passes.

Précision des méthodes

Pour interpréter les évolutions du fond qui apparaissent d'après la comparaison des sondes, il convient d'avoir à l'esprit la précision avec laquelle peuvent être effectués les sondages et les méthodes utilisées.

Pour des sondages actuels réalisés par ultrasons, la précision admise pour des conditions normales de sondage et des faibles profondeurs, est de l'ordre de ± 0,10 m.

Quant aux comparaisons, des travaux récents sur des sites rocheux montrent qu'**une différence de cote de ± 0,20 m entre deux sondes peut être considérée comme peu significative** (L'YAVANC, 1995).

2.4.1. Large

La comparaison de la position des isobathes 10 et 20 m sondés en 1967 (Mission PASQUAY) aux fonds anciens de 1826 (BEAUTEMPS-BEAUPRE) montre globalement une augmentation des profondeurs au Nord du secteur des passes et une diminution au centre et au Sud, ces changement atteignant une amplitude de 5 m ; cette évolution paraît correspondre au déplacement vers le Sud du système des passes (LCHF, 1979).

2.4.2. Côte girondine

Quant à l'évolution de la côte, nous ne disposons pour l'instant que des données sur le recul du trait de côte.

Les observations effectuées sur de longues périodes concluent à un recul de la côte aquitaine dans le Médoc (Gironde), se ralentissant vers le centre des Landes (St Girons), pour s'accélérer de nouveau au Sud des Landes ; au droit d'Arcachon, l'érosion est proche du minimum avec un recul de **0,7 à 0,8 m** par an en moyenne (LCHF, 1985).

A partir des données de remontée du niveau marin (1 à 2 mm/an de nos jours) et des résultats obtenus par les géologues (surélévation de 3 à 4 mm/an), **on aboutirait à un recul de 0,43 m/an** (au lieu des 0,7 à 0,8 m constatés) (LCHF, 1985).

L'évolution n'est ni continue ni régulière. Sur un laps de temps de 20 à 40 ans, la côte peut passer d'une avancée de 1 m/an à un recul de 2 m/an, les états extrêmes pouvant durer 8 à 10 ans (LCHF, 1985).

2.4.3. Côte Landaise

Le trait de côte à Biscarrosse a reculé d'une centaine de mètres depuis le début du siècle, soit un recul moyen d'environ 1 m par an

2.4.4. Zones des Passes extérieures et intérieures (au Sud du parallèle de Bélisaire)

Sur la face Ouest du Cap Ferret, un très fort déplacement vers l'Ouest (550 m) accompagne la régression de la pointe entre 1826 et 1872. Par la suite et jusqu'à nos jours un léger recul (quelques dizaines de mètres en plus d'un siècle) irrégulier selon les secteurs affecte le trait de côte.

Sur la longue période 1872-1979, le Cap Ferret a gagné 2 km² de surface émergée sur sa face Ouest, tout en perdant une surface équivalente à l'Est, et sur l'ensemble des passes (au Sud de Bélisaire) 10 km² de surface ont été érodés contre 9,6 km² engraissés. Ces résultats très proches suggèrent que les masses de sable érodées sont recyclées (redéposées) dans les passes (cf.**I**.4.).

L'allongement résultant de la pointe du Cap Ferret observé entre 1708 et 1987 - compte tenu des allers et retours - s'est élevé à 3 500 m soit une vitesse moyenne de 12,5 $m.an^{-1}$, de rythme proche de celui que nous avons estimé entre le Haut Moyen-Age et 1708, soit 11,5 $m.an^{-1}$.

Une telle similitude paraît suffisamment convaincante pour que nous adoptions un chiffre moyen de **12 $m.an^{-1}$ sur l'ensemble des deux périodes.**

Le recul résultant de la côte Sud sur le parallèle des Gaillouneys entre 1826 et nos jours s'élève à 1 370 m. Il s'agit du recul du **trait de côte** et non des atterrissements qui s'accolent périodiquement à la côte, tel le banc de Pineau à partir de 1950.

L'évolution de l'ensemble passes intérieures-passes extérieures entre 1872 (CASPARI) et 1979 (PAB) a été étudiée par GASSIAT (1985) ; celle de la pointe du Cap Ferret a été étudiée dans le détail par POUGET (1984) et GASSIAT (1989).
Pour la période postérieure à 1980, les comparaisons des chenaux des passes fournies par la SOGREAH (1991), basées sur l'analyse morphologique et quantitative des profils de chenaux, concluent à un approfondissement et un élargissement de la Passe Nord au cours de son déplacement vers le Sud, ainsi qu'à la remontée des fonds du chenal traversier et une perte de compétence hydraulique de la Passe Sud.
Le volume hydraulique global du Bassin à l'Est du méridien du Cap Ferret, calculé à partir de la bathymétrie composite utilisée pour le modèle IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995) s'élève à 1300.10^6 m^3pour un niveau de 5 m CM. Si l'on enlève le volume interne situé au Nord de Bélisaire, soit 673.10^6 m^3 (L'YAVANC, 1995), on obtient un volume hydraulique des passes (extérieures et intérieures) de : 1300 - 673 = **627.10^6 m^3**.
On s'aperçoit qu'il y a presque équivalence entre le volume du Bassin situé de part et d'autre de Bélisaire.
Dans l'avenir, du fait de la dérive générale du système des passes vers le Sud et de l'allongement des passes intérieures, on peut s'attendre à la primauté des volumes du Sud.

2.4.5. Bassin intérieur et Bouches de l'Eyre

2.4.5.1. Evolution des chenaux

2.4.5.1.1. Section des chenaux

A l'issue des sondages de 1979 (PAB, 1979), une comparaison de sections mouillées des parties aval des chenaux d'Eyrac et de Piquey, ainsi que de la section Ferret-Moulleau a été réalisée et fait apparaître :

- une diminution de la section sous étiage (sous le zéro des cartes marines) entre **Cap Ferret** et Moulleau de 1 037 m^2 (5,9 %) depuis 1936 ;

- une diminution de la section du chenal de Piquey (-161 m^2, soit -3,7 %) et une augmentation de celle du chenal d'Eyrac (+ 527 m^2 soit + 4,3 %).

On remarquera la valeur comparativement très faible de la section la plus récente du chenal du Piquey, sans qu'un rapport étroit existe avec les écoulements (dans un chenal peu profond la partie intertidale de la section l'emporte de beaucoup sur la section subtidale) ; cette diminution traduit cependant un affaiblissement des échanges par ce chenal.

Années	Parallèle -4.00 Origine N.-D. (Ferret - Moulleau)	Nord-Sud (Notre-Dame-Ile-Oiseaux) (Ch. Eyrac)	Ouest-Est (La Vigne-Pte Courbey) (Ch. de Piquey)	Port de la Vigne-Gd Banc (Ch. de Piquey)
1907	17 716		5 583	6 330
1926	20 754			
1936	17 545	12 350	4 386	3 650
1948	18 460			
1957		13 120	4 477	4 520
1965	16 136			
1979	16 508	12 877	4 225	2 340

Tableau 2 : Evolution des sections sous le zéro C.M. en m² (PAB, 1979)

2.4.5.1.2. Volume des chenaux

La comparaison des volume des chenaux de la **zone de Piquey** (Fig. 22) compris sous le zéro hydrographique en 1892, 1936, 1957, 1979 et 1987 (PAB, 1988) montre "des alternatives d'engraissement et d'érosion avec **conservation générale des volumes".** La variabilité des résultats - exprimée par le coefficient de variation - est présentée ci-dessous :

	1892	1936	1957	1979	1987	moy.	e.type	coe.var
Volume sub-tidal $10^6 m^3$	15,0	14,6	16,2	13,8	15,6	15,04	0,92	0,061

Tableau 3 : Evolution du volume des chenaux du secteur de Piquey (PAB, 1988)

La variabilité trouvée dans les résultats de calcul du volume total des chenaux entre 1864 et 1987 (en grisé dans le tableau 4) est très proche de celle trouvée par le PAB pour le seul secteur de Piquey entre 1892 et 1987 (coeff. de variation de 0,063 contre 0,061). Cela indique une certaine cohérence de ces résultats.

GASSIAT (1989), comparant les profils définis à partir des sondages PAB de 1987 à ceux de 1936, a trouvé un comblement général des chenaux terminaux correspondant au débouché de l'Eyre. Les parties amont des chenaux lagunaires se comblent progressivement par développement de barres sableuses étroitement connectées.

2.4.5.1.3. Volume d'ensemble des chenaux

(pour la position des chenaux on se référera à la Figure 2 de l'introduction du Tome **I**)

Le calcul des volumes subtidaux des chenaux situés au Nord d'une ligne joignant le Phare au Débarcadère du Moulleau a été effectué par la méthode graphique de double intégration (CASTAING *et al.*, 1992)

Les résultats sont présentés ci-dessous :

ANNEE ET CARTE	VOLUME DES CHENAUX ($10^6 m^3$)
1708 (Masse)	272,4
1826 (Beautemps)	180,6
1864 (Caspari)	197,1
1936 (PAB)	188,7
1957 (PAB)	204,6
1987 (PAB)	218,9

Tableau 4 : Evolution du volume des chenaux du Bassin au Nord d'une ligne Phare-Débarcadère du Moulleau (CASTAING *et al.*, 1992)

Après une légère augmentation entre 1826 et 1864, le volume total des chenaux reste stable jusqu'en 1936, avant de s'accroître à nouveau jusqu'en 1987.
Mais cet accroissement résultant masque, dans le détail, un contraste fondamental : en effet, on remarque un fort accroissement dans la zone Bélisaire-Moulleau depuis 1957 après une longue période de stabilité ou de faible creusement. On note la même évolution pour la zone du Chenal d'Arcachon, mais cette tendance s'amorce plus tôt (1936).

Ainsi, les chenaux de la zone Bélisaire-Eyrac-Mapouchet se sont creusés.

Mais à côté de ce secteur en creusement, **beaucoup de chenaux de la partie interne du Bassin présentent un bilan sédimentaire en comblement entre 1864 et 1991** :

❖ Nord-Ouest du Bassin :
- Piquey
- Arès
- Lège
- Graveyron
- Ville

❖ Est du Bassin :
- Teychan (partie Est)
- Lanton
- Audenge
- Comprian

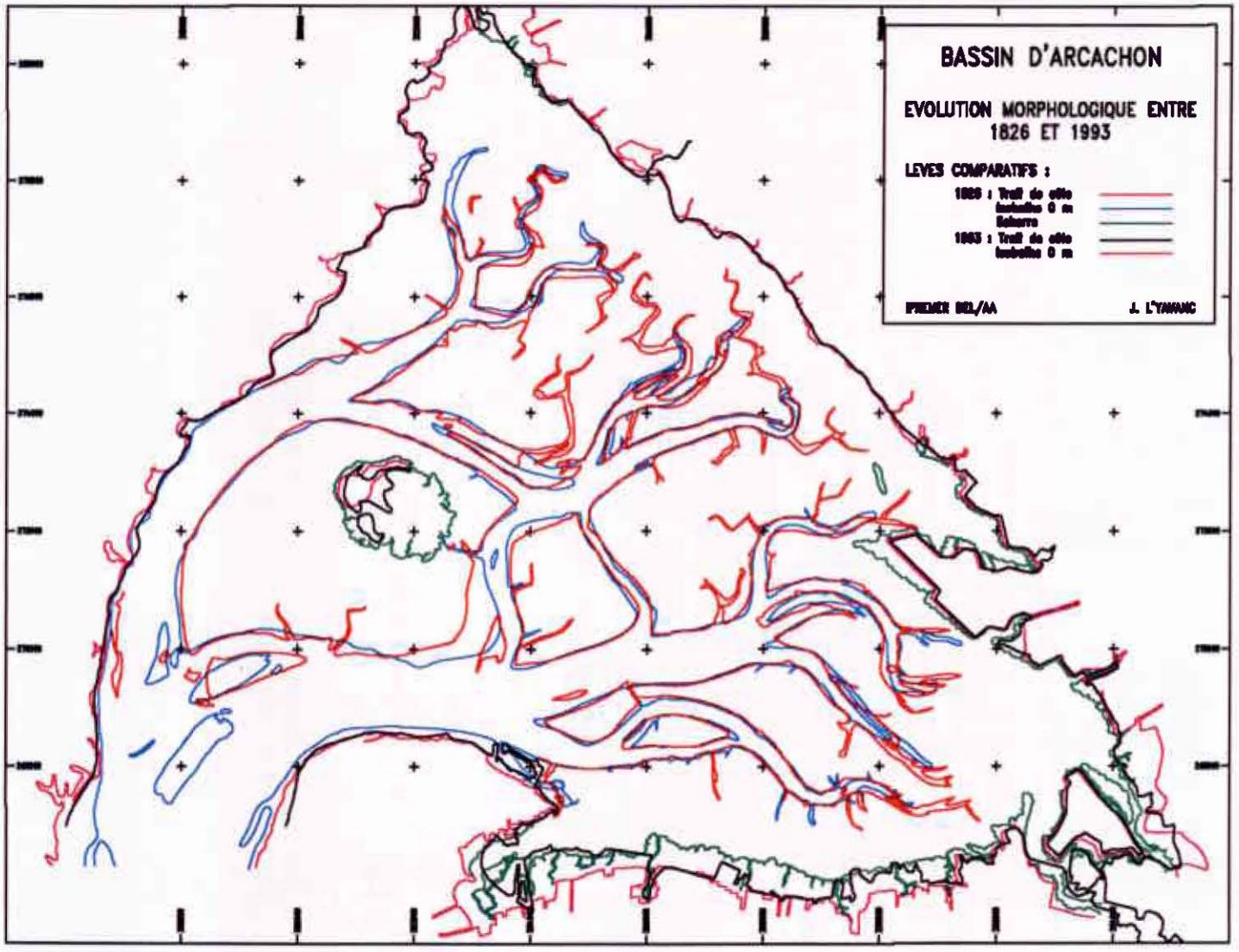


Figure 24 : Evolution morphologique entre 1826 et 1993 (L'YAVANC, 1995)

❖ Chenaux transversaux :
- Ile
- Courant

Ce bilan de l'évolution du volume des chenaux (à basse-mer) nous donne une information importante mais insuffisante pour apprécier l'évolution du volume total du bassin (à pleine mer) car l'évolution de ce volume supplémentaire (et sensiblement plus important) nécessite la comparaison de l'altitude des estrans (crassats), donc la comparaison hypso-bathymétrique.

2.4.5.2. Evolution du volume intertidal

Le volume du bassin compris au dessus du niveau des plus basses-mers dépend de l'ensemble du modelé des estrans (des bancs, des plages, des crassats) et des schorres.

CASPARI (1873) a calculé ces volumes pour chaque mètre de hauteur d'eau (CM) de la partie du Bassin située au Nord du parallèle du phare.

CASTAING *et al.*, (1992) fournissent un calcul, basé sur l'hypsométrie, du volume du bassin au Nord d'une ligne Phare-Débarcadère du Moulleau. .

L'YAVANC (1995) donne des chiffres, basés sur la bathymétrie, pour la zone située au Nord du parallèle 268 000 LAMBERT II.

Le tableau ci-dessous permet de comparer ces données :

NIVEAU COTE MARINE	1864 (BATHY)	1993 (BATHY)	1991 (HYPSO)
Zéro	0	0	0
Zéro à 0,5m	25	-	
Zéro à 1m	50	44,5	
Zéro à 2 m	121	107	121
Zéro à 2,5 m	169	-	
Zéro à 3 m	232	217	
Zéro à 4 m	378	351	
Zéro à 4,96 m	518 *(1)*	496	512

(1) in VERGER (1983) cité comme provenant de CASPARI mais introuvable dans le Mémoire de 1873.

Tableau 5 : Volume du Bassin intérieur en millions de m^3 au dessus du zéro CM (CASPARI, 1873; L'YAVANC, 1995; CASTAING *et al.*, 1992)

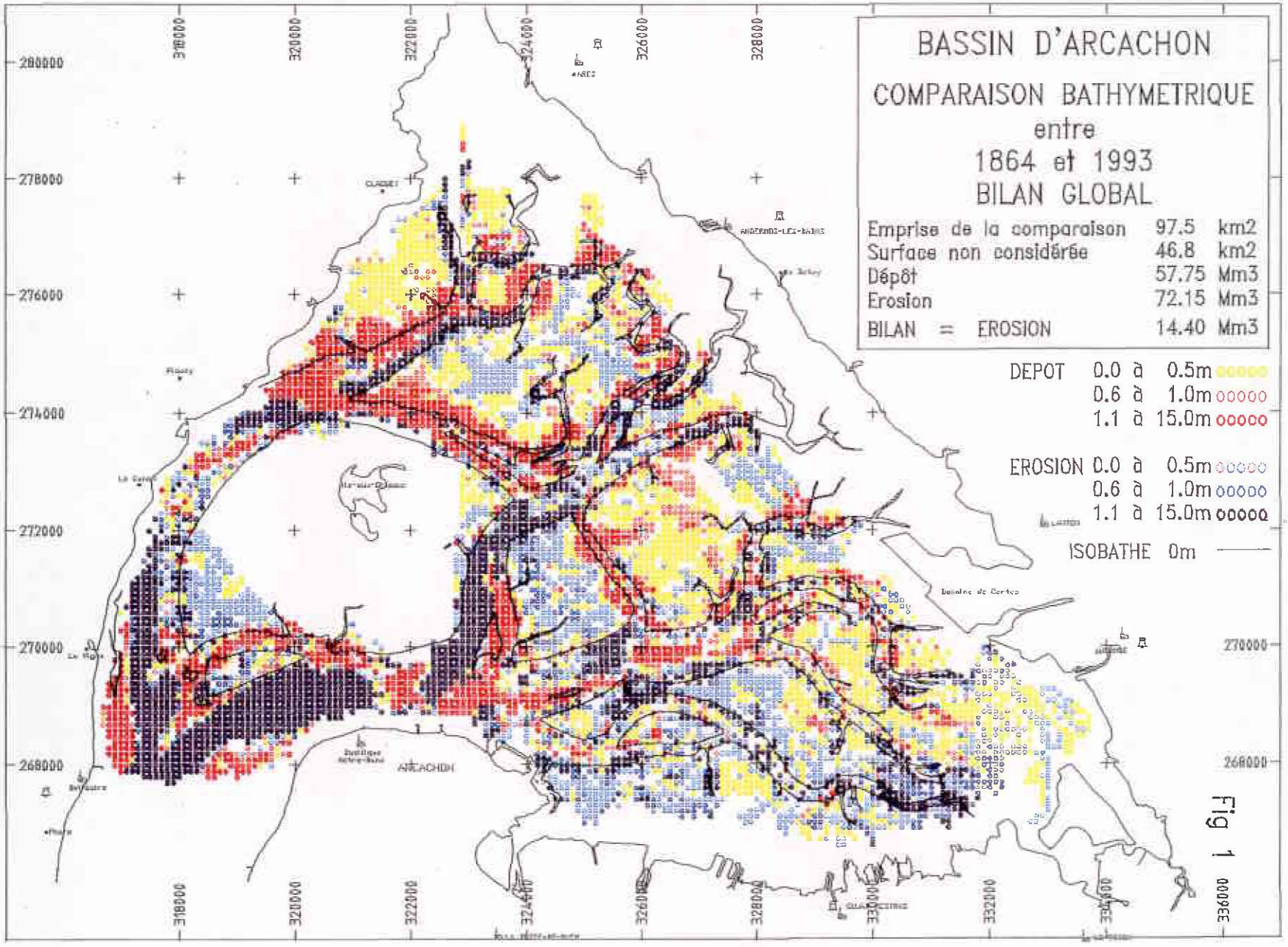


Figure 25 : Comparaison bathymétrique entre 1864 et 1993 (L'YAVANC, 1995)

2.4.5.3. Evolution du volume total (intertidal + subtidal) à pleine mer de grande vive-eau

Le bilan global de l'évolution du bassin interne (chenaux et zones intertidales) ne peut-être effectué qu'entre 1864-1865 (BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI) (Fig. 34) et 1992-1993 (CASTAING *et al.*, 1992 ; L'YAVANC, 1995) (Fig. 33).
Le tableau ci-dessous donne les résultats pour la totalité du **plan d'eau intérieur** ; on remarquera que la limite Sud de la comparaison n'est pas identique (tableau ci-dessous) ; le complément a été calculé par nos soins à l'aide de la carte PAB de 1991-1992.

	METHODE	LIMITE SUD DU CALCUL	VOLUME D'EAU A 5 m CM EN 10^6 m^3
1	BATHY 1865 (CASPARI, 1872)	parallèle du Phare	692
	BATHY 1993 (L'YAVANC, 1995)	y Lambert 268 000	673
	BATHY 1991 (PAB)	Entre le y Lamb. 268 000 et le y Lamb. 266 500 proche du parallèle du Phare	55,5
2	total		728,5
3	BATHY 1987(PAB) + HYPSO 1991 (CASTAING)	Nord de la ligne Phare-Débarcadère du Moulleau	731

Tableau 6 : Volume total à pleine mer de grande vive eau du Bassin intérieur et limites de calcul

Pour comparer le volume actuel à celui donné par CASPARI (1873), il faut rajouter au résultat 1993 le volume compris entre le parallèle du Phare et le y LAMBERT 268 000 pour un niveau à 5 m CM. Selon nos calculs d'après la bathymétrie PAB de 1991, ce volume complémentaire s'élève à 55,5 millions de m^3, ce qui porte le volume global 1993 à 673 + 55,5 = **728 millions de m^3** (ligne 2) à comparer aux 692 millions de 1864.

CASTAING *et al.*, (1992), par la méthode hypsométrique pour le volume intertidal et par la méthode graphique appliquée à la carte P.A.B. (1987) pour le volume des chenaux, trouvent **731 millions de m^3.**

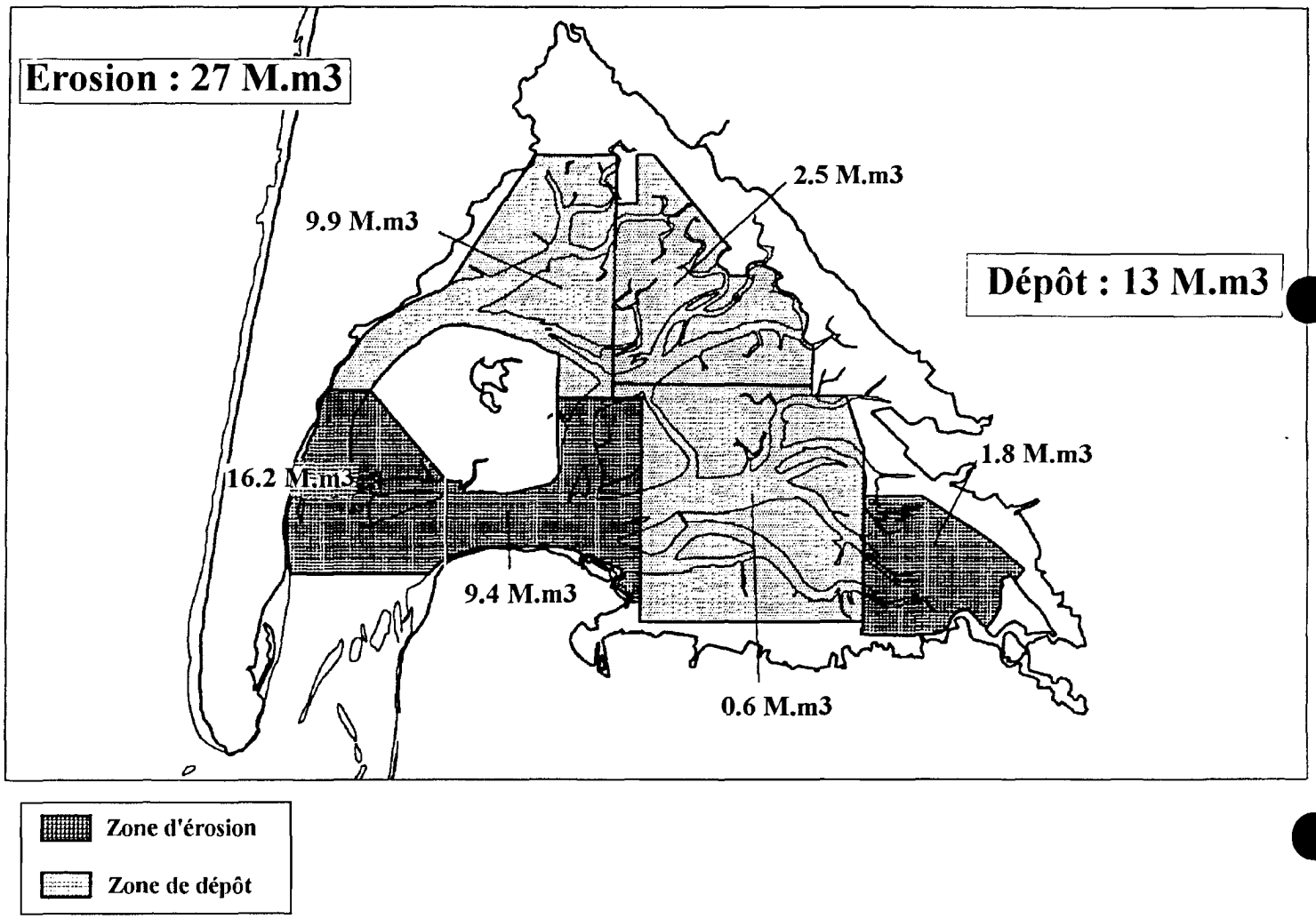


Figure 26 : Comparaison bathymétrique 1864-1993, en Millions de m^3 (L'YAVANC, 1995)

2.4.5.4. Evolution par zones

2.4.5.4.1. Evolution dans la longue période

Deux cartes de comparaison, fournies par L'YAVANC (1995) résument de manière visuelle et complète l'évolution morphologique du Bassin depuis le XIXème siècle.

1. la comparaison de la ligne du zéro hydrographique de 1826 et de 1993 (Fig. 24) montre une **extrême concordance entre les deux levés** exceptés les changements de la partie Sud-Est de l'Ile aux Oiseaux. Il existe donc une grande stabilité de forme des chenaux et des crassats entre les travaux de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826), de BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI (1864-65) et la carte levée en 1992-1993 (L'YAVANC, 1995).

2. la comparaison bathymétrique 1864-1993 (Fig. 25) montre, par contre, les **grands changements de niveau altimétrique** qui ont affecté les différentes parties du Bassin, en particulier : (il s'agit de changements résultants sur 130 ans et non de changements en cours)

   - dans les chenaux,

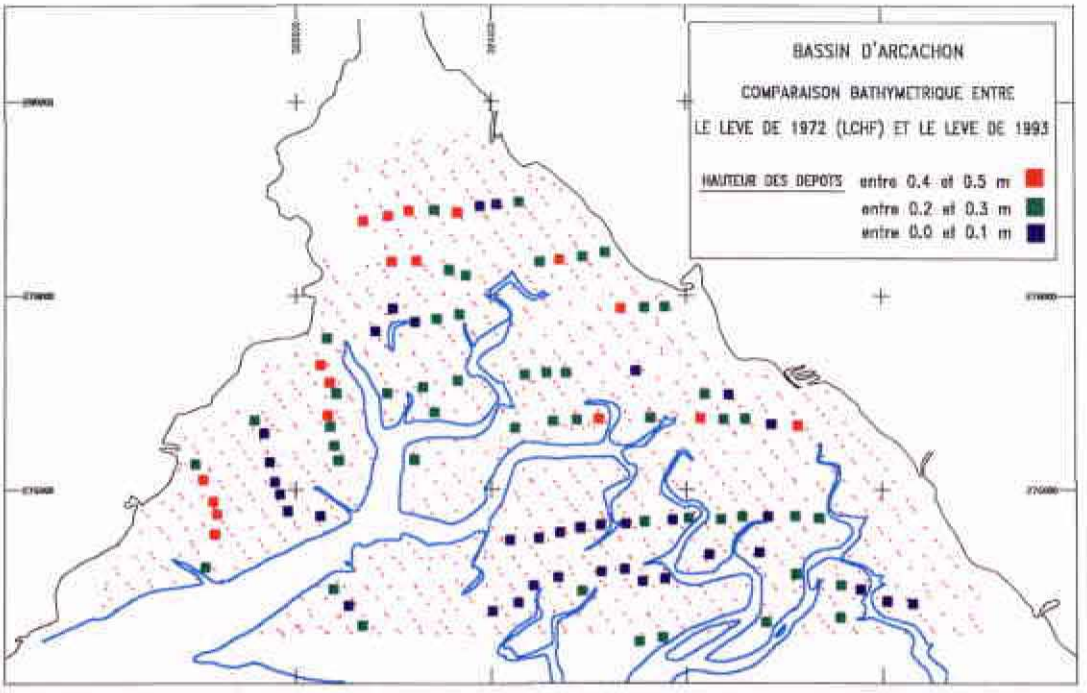
   - la disparition des bancs de Muscla-Sud, et l'**incision** de l'axe central d'écoulement (Chenaux de Ferret, La Chapelle et Mapouchet-Girouasse), associé à des comblements latéraux (Bélisaire, Pte du Courbey, Eyrac) ;

   - le **colmatage général** des axes devenus transversaux (Chenal de l'Ile, Chenal du Courant, Chenal de Cousse, Chenal du Courbey) et du Teychan.

   - sur les estrans (crassats), les modifications qui apparaissent ne sont pas en général de grande ampleur : mis à part quelques secteurs bien localisés qui présentent des changements significatifs (érosion des Hosses-Mapouchet), les changements peuvent être globalement répartis selon deux zones, de part et d'autre d'une ligne Piquey-Malprat :

   - au Nord, une zone qui d'une manière générale s'est exhaussée.
   - au Sud, une zone qui d'une manière générale s'est abaissée.

Le tableau 7 donne les résultats obtenus par différence entre les deux bathymétries classiques (CASPARI, 1865 et L'YAVANC, 1993) traduites en volume de dépôt (D) et volume érodé (E) par zone (Fig. 26) et pour la partie comparée du plan d'eau.



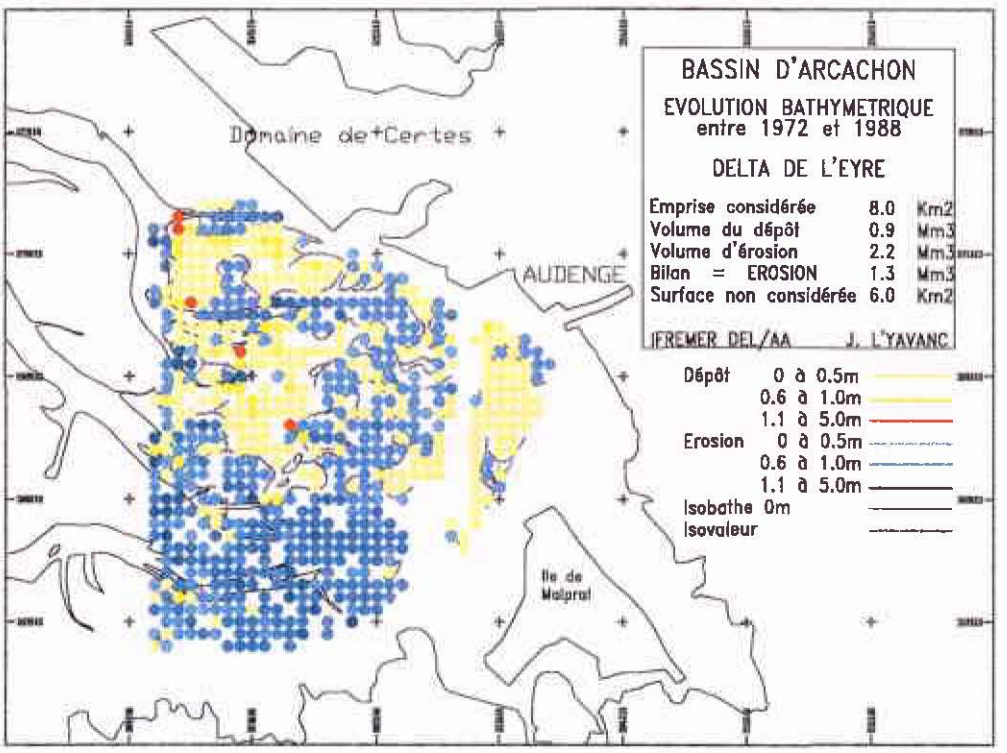


Figure 27 : Evolution bathymétrique 1972 - 1993 (L'YAVANC, 1995)

	SURFACE COMPAREE (km^2)	(%)	SURFACE EXCLUE (km^2)	DEPOT ($10^6 m^3$)	EROSION ($10^6 m^3$)	BILAN ($10^6 m^3$)
EYRE	8,80	(63)	5,2	1,45	3,25	1,80 E
TEYCHAN	28,31	(84)	5,2	11,10	11,00	0,61 D
EYRAC	11,21	(68)	5,2	8,10	17,50	9,40 E
BELISAIRE	12,79	(85)	2,2	8,40	24,60	16,20 E
CLAOUEY	17,86	(58)	13,2	18,60	8,70	9,90 D
ANDERNOS	18,54	(54)	15,90	9,60	7,10	2,50 D
TOTAL	97,51	(68)	46,8	57,76	72,15	14,39 E

Tableau 7 : Evolution bathymétrique par zones 1865-1993 (L'YAVANC, 1995)

La surface totale du plan d'eau situé au Nord du y LAMBERT 268 000 (Bélisaire) ressort à 144 km^2.

La comparaison a donc porté sur 68 % de sa surface, pourcentage de la superficie effectivement sondée en 1864-65 ; c'est ainsi que seule un peu plus de la moitié des zones **Claouey** et **Andernos** a pu être comparée.

Dans les parties comparées de ces zones

- l'amplitude des modifications des estrans (crassats) ne dépasse pas 0,60 m et sont souvent plus proches de 0,20 m (différence négative ou positive).

2.4.5.4.2. Evolution dans la période récente

Un comparaison bathymétrique réalisée par L'YAVANC (1995) à l'aide des levés partiels de 1972 (LCHF) a donné les résultats suivants pour l'évolution des **vingt dernières années** (1972-1993) (Fig. 27) :

- **dans la zone Nord** (Claouey-Arès), les crassats s'élèvent mais l'évolution n'est pas homogène, variant entre 0,10 au centre à 0,30-0,50 m en périphérie. Le taux moyen d'engraissement est donc élevé.

- **dans la zone des Bouches de l'Eyre :**

  - les zones intertidales Sud s'abaissent de plus de 0,50 m et les extrémités des chenaux se creusent,

  - les zones intertidales Nord (Touze, Marache) s'élèvent en majorité de hauteurs le plus souvent inférieures à 0,40 m.

Le bilan global montre une érosion de $1{,}3.10^6$ m^3 sur l'ensemble de la zone, du même ordre de grandeur et de même sens que le bilan présenté pour la longue période (tableau 8).

Le fait que la comparaison bathymétrique des Bouches de l'Eyre (1864-1987) ne montre pas d'engraissement significatif indiquerait que les sédiments ne resteraient pas dans ce secteur mais seraient expulsés au gré des périodes humides-sèches vers le chenal de Teychan qui servirait de réceptacle tampon.

En conclusion, l'analyse de l'évolution récente des fonds de deux zones sensibles du Bassin est en cohérence avec les résultats obtenus sur la longue période (130 ans). Mais l'amplitude des mouvements verticaux constatés apparaît du même ordre de grandeurs, ce qui signifie :

- soit que l'on se trouve en phase de comblement dans un processus alternant phase de comblement et phase d'aménagement ;

- soit que l'essentiel du comblement se soit opéré dans les vingt dernières années.

2.5. Bilan du cycle des passes

2.5.1. Nombre et position des chenaux principaux

Tout d'abord, à l'aide des documents dont nous disposons, il nous a semblé utile d'établir un tableau schématique de la position des passes principales dans le système : cela permet de distinguer les situations dans lesquelles plusieurs passes sont simultanément ouvertes (l'une au Nord et l'autre au Sud du système) des situations où, au contraire, une seule passe est ouverte au Centre (en réalité toujours au Sud des bancs principaux de Matoc-Arguin).

En effet, plusieurs conséquences de cette disposition des passes peuvent être suggérées :
la stabilité hydrodynamique du chenal de la passe (cf. **I.**4.), la capacité de renouvellement des eaux du Bassin interne par les eaux océaniques profondes (cf. **I.**3.), enfin la navigabilité par augmentation du tirant d'eau sur la barre et diminution du risque de déferlement (cf. **IV.**1.).

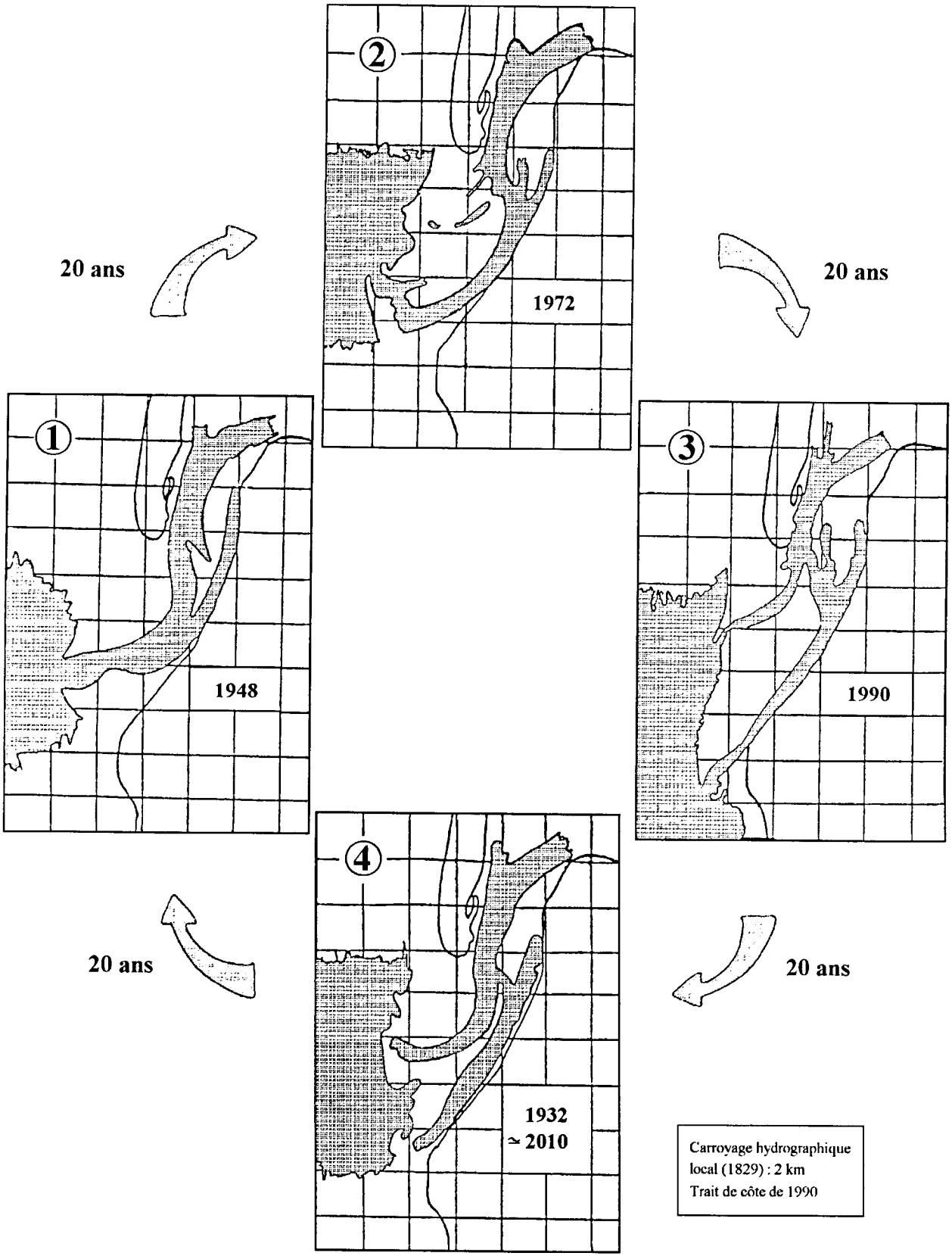


Figure 28 : Situations types dans l'évolution des passes du Bassin d'Arcachon

	Nord	Centre	Sud	Document de référence
1700				MASSE,1708
1750				
				KEARNEY, 1768
				CLAVAUX, 1776
	?	?		
		?		TEULERE, 1792 (1)
1800		?		
				TAFFARD,1810 ; RAOUL, 1813
				BEAUTEMPS-BEAUPRE, 1826
				MONNIER, 1835
	?		?	
1850				SAWICZ, 1854
				BOUQUET DE LA GRYE et C., 1864
				CASPARI, 1873
				CLAVEL, 1886
				Ponts et Chaussées, 1896
1900				Ponts et Chaussées, 1905
				Ponts et Chaussées, 1912
				BRUNEL, 1928
				P.A.B., 1936
				P.A.B., 1948
1950				P.A.B., 1957
				L.C.H.F, 1968
				P.A.B., 1972, 1979
				P.A.B., 1987
				P.A.B., 1995
2000				

(1) pas de carte jointe au mémoire.

Tableau 8 : Nombre et position des chenaux principaux dans le système des Passes

2.5.2. Succession des configurations-types

Au delà du nombre et de la position des passes, il est possible de distinguer (SOGREAH, 1990) quatre dispositions typiques, se succédant au rythme d'une vingtaine d'années (Fig. 28) ; nous les avons datées par examen des cartes dont la configuration correspond sensiblement à ces situations.

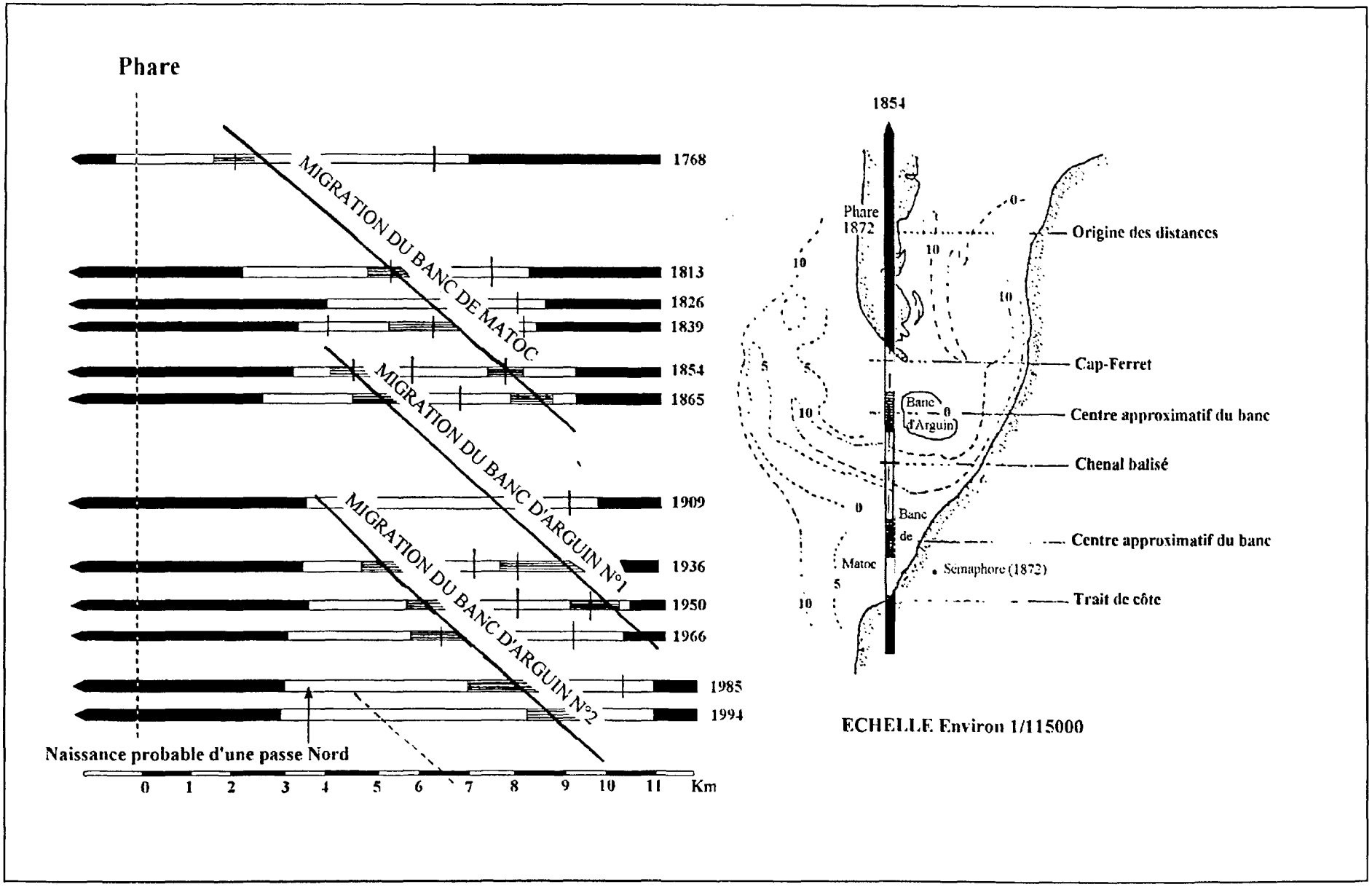


Figure 29 : Schéma de migration des bancs d'embouchure (LCHF, 1985 complété)

Situation 1 :

Le Cap Ferret atteint sa longueur maximale ou, tout au moins, les bancs qui le prolongent vers le Sud atteignent leur plus fort volume.
Chenal et banc deltaïque sont importants dans le Sud.
Au Nord, l'isobathe 10 m est proche de la côte Ouest du Cap Ferret (fragilisée par la forte pente du talus).
Au Sud, le banc de Pineau est en érosion car la puissance de transfert du transit littoral est minime.

Cette situation a pu être observée entre 1870 et 1885, (cf. cartes de 1872, CASPARI ; 1875. Conseil Général) et entre 1950 et 1962 (carte 1955, PAB).

Situation 2 :

Apparition d'une passe au ras du Cap Ferret (sous l'effet d'une brèche de tempête) qui court-circuite les courants de vidange-remplissage, érode la pointe et construit un nouveau lobe externe deltaïque. Cette nouvelle passe "se creuse dans le prolongement du chenal de Cap Ferret.
Le chenal Sud perd de sa puissance, tout en érodant la côte des Gaillouneys.
Le lobe deltaïque Sud commence à engraisser la pointe d'Arcachon et La Salie.
L'isobathe 10 m s'éloigne de la côte au Nord et s'en rapproche au Sud.

Cette situation a pu être observée entre 1810 et 1820 (cartes de TAFFARD, 1810 ; RAOUL, 1813), autour de 1900 (cartes des P&C de 1903 et de 1905), autour de 1970 (cartes de 1965, 1972, PAB).

Il y a similitude entre la configuration de 1886 (CLAVEL) et celle de 1966 y compris la "lagune du Sud" et le banc de Pineau. Il y a aussi grande ressemblance entre les situations de 1907 et 1979 (LABOURG, 1983).

Situation 3 :

Le chenal Nord migre vers le Sud en se creusant aux dépens du chenal Sud, ils arrivent à égalité de section.
La passe Sud n'est pratiquement plus qu'un chenal de flot et l'ancien banc deltaïque de Pineau a disparu ; le point d'érosion maximal se trouve alors vers La Lagune.
La puissance du transit littoral devient maximale et la côte Sud s'engraisse fortement. notamment vers La Salie.
Le Cap Ferret est stabilisé (Côte Ouest) et l'amorce d'un nouveau banc apparaît.

Cette situation a pu être observée autour de 1840, de 1920 (cartes P&C, 1920, 1923) et prend forme sous nos yeux dans les années 1990 (cartes PAB, 1995). On observe actuellement un recul de la pointe (1990-1995).

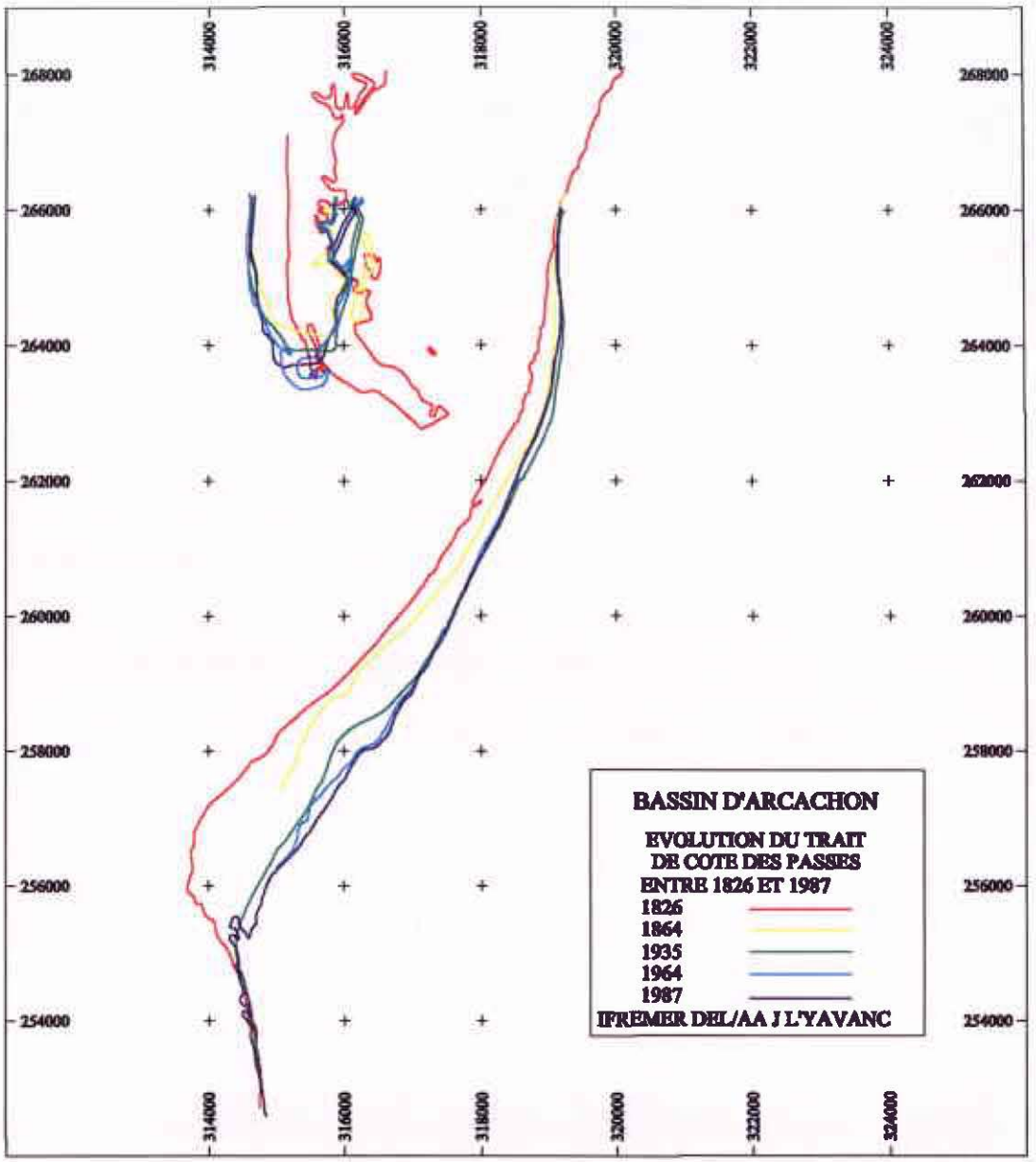


Figure 30 : Evolution du trait de côte dans la zone des passes (L'YAVANC, 1995)

Situation 4 :

Le Cap Ferret s'allonge à nouveau.
Le chenal Nord a atteint le milieu de la zone des passes, sa section dépasse celle du chenal Sud. Le banc deltaïque, en position centrale, atteint son plus fort volume.
Le chenal Sud coincé contre la rive Sud tend à disparaître.
Le point d'érosion maximale atteint vers le Sud la pointe d'Arcachon.

Cette situation a pu être observée vers 1770 (carte de KERNEY, 1768), vers 1850-1860 (carte de SAWICZ, 1854), 1930-1940, (cartes de 1936, PAB ; 1945) et devrait se représenter vers 2010-2020.

Plus tard, le cycle reprend en situation 1, **mais l'ensemble du système a subit entre temps un déplacement résultant vers le Sud.**

Une autre représentation de la cinétique du système intègre les bancs (Fig. 29) ; intéressante dans son principe, elle mériterait d'être reconstruite avec précision.

Quant à la côte Sud dans sa partie non-endiguée qui va du Pilat à La Salie, l'érosion du trait de côte dunaire passe par des phases d'accélération et de ralentissement liées à l'activité de la passe Sud. Lors de sa disparition en fin de cycle, l'atterrissement des bancs de Pineau inversent momentanément la tendance résultante de la côte au recul .

2.5.3. Conclusion sur l'évolution des passes

De ce qui précède on peut retenir les points suivants :

- le stade de connaissance atteint par les études antérieures permet de cerner le fonctionnement du système et de prévoir dans ses grandes lignes son devenir ;

- le cycle d'ouverture d'une passe Nord, à l'extrémité de la pointe du Cap Ferret et de sa migration progressive vers le Sud est confirmé : de 1905 à 1950, la passe s'est déplacée en moyenne de 70 m/an ;

- l'érosion de la côte Sud, du Pyla à la pointe d'Arcachon, entraîne une ablation irréversible de terrains à une vitesse moyenne de 15 m/an (Fig. 30) ;

- l'évolution actuelle des passes nous permet de nous situer en fin de situation n°3 et ainsi de pouvoir, dans une certaine mesure, prévoir la situation suivante.

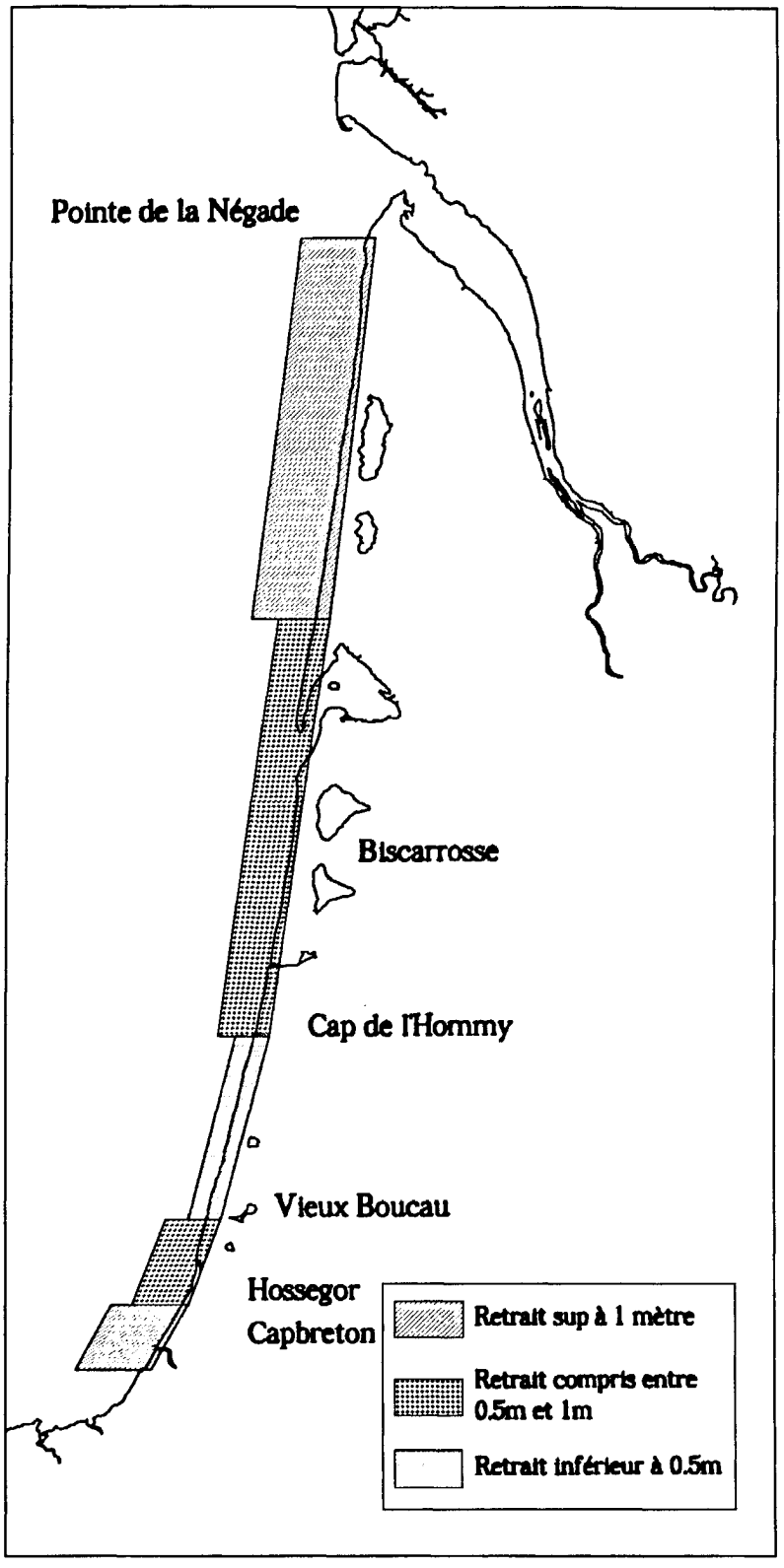


Figure 31 : Recul annuel moyen du trait de côte entre la Gironde et l'Adour (LCHF, 1985)

3. Conclusion générale

Les profondeurs côtières paraissent stables, sauf au dessus de l'isobathe 20 m devant les passes du Bassin, où ils évoluent selon le déplacement d'ensemble du système des passes.

Préciser l'évolution à long terme du littoral n'est pas chose facile : la distinction entre les fluctuations locales temporaires et les phénomènes d'ensemble irréversibles constitue la pierre d'achoppement des observations.

A court terme, la côte passe par des alternances de recul et d'avancée au rythme du passage des "wagons sédimentaires" (et des pics d'érosion) en route vers le Sud (cf. **I**.4.). S'ajoutent à cela les fluctuations saisonnières.

Quoiqu'il en soit, au cours des quinze dernières années, le recul des plages de la Gironde et des Landes a oscillé entre 0,5 et 1,5 m par an (Fig. 31).

On s'accorde à penser que le recul de la côte Ouest du **Cap Ferret** sur cent quarante ans serait inférieur à 1 m par an.

Les sources les plus autorisées insistent sur les deux aspects fondamentaux de l'évolution des passes :

- Sur la période historique d'environ deux siècles pendant laquelle on a pu suivre avec précision l'évolution du Bassin, on ne peut mettre en évidence ni une réduction progressive *(globale)* du débouché des passes extérieures, ni une diminution du volume introduit par la marée.

- Par contre, elles sont affectées d'une instabilité spatiale considérable, dans laquelle on peut distinguer des effets aléatoires et/ou périodiques, qui confèrent au système un caractère particulièrement complexe et rendent bien malaisées les prévisions quant à son avenir.

C'est sur les aspects périodiques que nous insisterons, car eux seuls permettent certaines prévisions, en gardant toujours à l'esprit l'inconnu des événements aléatoires.

L'évolution de l'entrée du Bassin, d'allure générale cyclique, se manifeste essentiellement sous quatre formes :

- les allongements et reculs successifs de la pointe du Cap Ferret comme dans la première moitié du XIXème siècle, mais aussi, de moindre façon, à d'autres périodes, comme de nos jours.

- la migration, depuis le Cap Ferret vers la Pointe d'Arcachon, de grandes masses sableuses du littoral océanique.

- les changements de la ligne des rivages, particulièrement les érosions des plages entre la Pointe d'Arcachon et la Pointe de Bernet, à Arcachon même, et à l'intérieur du Cap Ferret. La côte Sud (La Lagune) s'est déplacée vers le Sud de 3 300 m entre 1768 et 1990 - avec des mouvements de retour de plusieurs centaines de mètres dus à l'atterrissement de bancs - soit une vitesse résultante de 15 m par an en moyenne sur 222 ans.

- le déplacement des chenaux, au travers des bancs des passes et entre celles-ci et l'intérieur du Bassin.

L'évolution exceptionnelle des passes survenue au début du XIXème siècle et qui atteint son paroxysme vers 1826, a contribué à la formation d'un chenal de flot longeant la côte du Pyla et du Moulleau ; il en a résulté un élargissement de ce détroit entre le Cap Ferret et le Moulleau-Pyla par érosion de cette dernière côte.

Ce chenal s'est remarquablement maintenu jusqu'à nos jours, tout comme l'ensemble des passes intérieures. Remarquons toutefois que nous entrons ici dans un secteur dont les côtes sont artificiellement défendues et constituent les premiers points "durs" que nous rencontrons en entrant dans le Bassin.

En ce qui concerne les formes, une comparaison rigoureuse du zéro hydrographique a montré que la configuration (position et forme) des chenaux du bassin intérieur n'a pas varié depuis 1826 (à part l'ouverture du chenal de Mapouchet). Cette stabilité remarquable tranche avec l'évolution du secteur des passes.

Un trait constant de l'évolution paraît être la régularisation des rives et la simplification du réseau hydrographique ; de nombreux esteys ont disparu ou sont plus encombrés qu'ils n'étaient et les "passages" entre les chenaux (Germanan, Tort, Baouré) disparaissent.

Quant aux Bouches de l'Eyre, l'évolution morphologique se résume à :

- l'émission de bancs de sable dans les chenaux, traduction des apports alluviaux ;
- la stabilité du platier extérieur, abstraction faite des fluctuations crue-étiage ;
- l'unification des écoulements fluviaux par le bras Nord (Biganos) et leur répartition vers les quatre chenaux lagunaires (Audenge, Touze, Comprian, Le Teich).

En ce qui concerne les fonds, le résultat des calculs de comparaison bathymétrique du Bassin intérieur sur la période longue (1864-1993) définissent : au Nord-Est d'une ligne Piquey-Malprat, une zone de tendance à l'élévation, et au Sud-Ouest, une zone de tendance à l'abaissement.

L'amplitude des modifications des estrans (crassats), est en général inférieure à 0, 60 m et le plus souvent plus proche de 0, 20 m.

L'étude hypsométrique d'estran donne un creusement de $39.10^6 m^3$.

L'étude bathymétrique effectuées sur 68 % de la surface du Bassin, donne un creusement de $14,4.10^6$ m^3, soit moins de 2 % du volume hydraulique total.

Ce creusement est cantonné au secteur aval du Bassin ; les secteurs amont, demeurent en équilibre (Sud), ou se comblent nettement (Nord).

Les deux méthodes donnent donc une tendance identique et se confortent mutuellement.

Notons cependant que les estrans les plus hauts (entre +3,5 et +5 m CM) n'ont pu être sondés, ni autrefois, ni aujourd'hui.

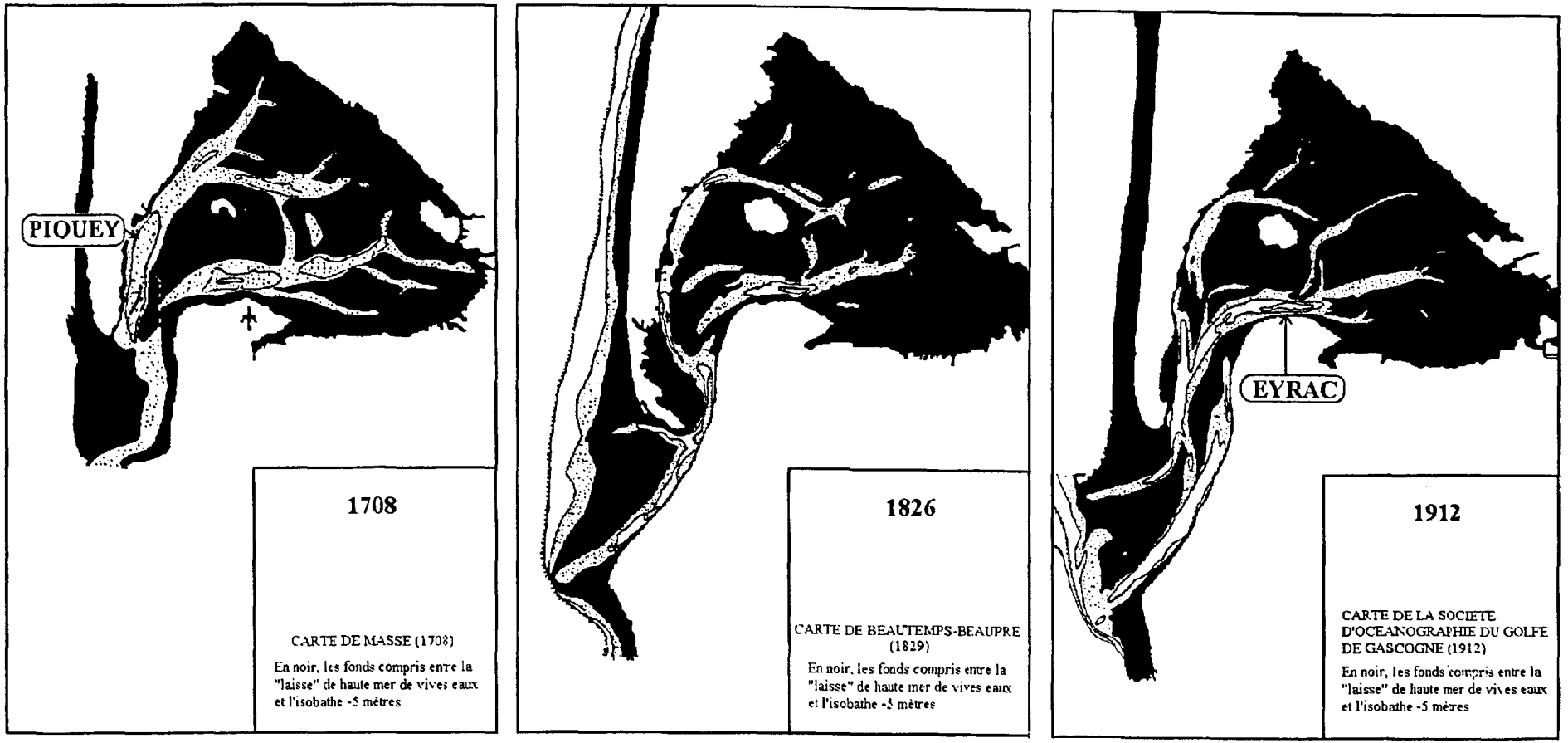


Figure 32 : Basculement de l'axe hydraulique principal (BOUCHET, 1968)

En conclusion, en ce qui concerne les chenaux, on assiste au renforcement de l'axe hydraulique central (Girouasse, Mapouchet, Teychan), et à sa rectification (tracés tendant vers la ligne droite). Cette évolution provoque le recul de la rive Est de l'Ile aux Oiseaux et de la Flèche du Cap Ferret et une simplification du réseau hydrographique par comblement du réseau transversal (chenaux de liaison), évolution qui se poursuit depuis trois siècles (Fig. 32).

Perspectives

On s'achemine dans le premier quart du XXIème siècle (2015-2025) vers l'unification des deux passes en une seule passe centrale (centre-Sud).

Le banc d'Arguin actuel se trouve en position d'interfluve entre le Chenal central (Passe Nord) et la Passe Sud, situation sensiblement analogue à celle de 1925-30. On a vu précédemment que cet interfluve avait disparu par érosion et déplacement du Chenal central vers 1950. Le prolongement de l'évolution devrait conduire à la disparition complète du banc d'Arguin actuel dans une vingtaine d'années, soit vers 2015. D'ici là, une réduction de surface progressive devrait s'opérer par le Nord-Ouest.

Nous avons vu que la grande sensibilité du Cap Ferret aux actions hydrodynamiques peut engendrer des mouvement de progression et de retrait de grande ampleur : l'évolution historique a pu être décrite avec précision. C'est pourquoi des prévisions peuvent être avancées au vu du cycle des passes présenté plus haut.

La suprématie de l'axe hydraulique central du Bassin intérieur devrait s'accentuer et intensifier l'érosion de la côte Est du Cap Ferret.

Dans la situation 3 (cycle des passes) où nous nous trouvons, la pointe du Cap Ferret devrait se stabiliser vers 2000-2010, puis s'allonger de nouveau dans les années 2030-2040 (situation 4).

La Salie

Pour effectuer des prévisions, il est nécessaire de se situer dans le cycle d'évolution des passes, puis de faire appel au schéma de migration des bancs d'embouchure, car c'est de l'atterrissement de ces bancs à la pointe d'Arcachon, puis de leur érosion par la migration de la passe Sud, que résultent à terme la survenance des dits wagons à La Salie.

Par rapport aux cycle des passes, nous nous trouvons en situation 3 : le chenal de la passe Sud devrait continuer à éroder la Pointe d'Arcachon.

Par rapport au schéma de migration des bancs, l'atterrissement du Banc Sud d'Arguin (Arguin 2) pourrait survenir dans les années 2030.

Ceci résulte de l'utilisation et de l'extrapolation du schéma fourni par le LCHF en 1985 ; ce schéma dû à ORGERON (1974), repris et modifié par LABOURG (1983), mérite d'être précisé et actualisé.

L'autre évolution irréversible majeure réside dans l'allongement de ce détroit qui sépare le Bassin intérieur des passes et de l'Océan (passes intérieures). Cet allongement augmente les dimensions du plan d'eau mais peut aussi avoir des conséquences dans beaucoup de domaines,

comme par exemple la stabilité des passes, l'augmentation du linéaire de côte à défendre, la dilution des apports continentaux et probablement leur temps de résidence, le déplacement des cultures marines et des activités balnéaires...

Ces conséquences seront examinées dans le tome **VI**.1.

Tout confirme que les parties internes du Bassin intérieur évoluent lentement vers le comblement au rythme moyen d'exhaussement des fonds de l'ordre de la dizaine de centimètres par siècle.
Mais la remontée des fonds est plus sensible dans l'angle Nord du Bassin et sur les bordures que dans la partie Sud y compris l'embouchure de l'Eyre.

L'extension des schorres à spartines de Townsend souligne ces zones d'exhaussement.

Nous avons vu que l'évolution interne ne suit le déplacement des passes qu'avec un retard considérable : exemple du Chenal de l'Ile et du Courant, reliques d'axe hydraulique majeur au Moyen-Age. Il faut donc prévoir les changements à une toute autre échelle de temps -de l'ordre d'un facteur 10- par rapport à celle des passes.

Le schéma prévisionnel proposé par L'YAVANC et BOUCHET comporte les évolutions principales suivantes :

- soudure des crassats du Nord de l'Ile et du Courant.
- alignement de l'axe central

Le délai le plus plausible de ces transformations, sauf intervention humaine majeure, paraît avoisiner le siècle.

Il est intéressant de noter que ces auteurs ont abouti indépendamment aux mêmes conclusions, elles-mêmes conformes aux aspects prévisionnels que le LCHF avait obtenu sur modèle et qu'il pronostiquait pour 2073 (?) (LCHF, 1979).

L'accélération naturelle du processus de comblement dans le Nord-Est du Bassin nécessite dès maintenant un suivi spécifique, surtout dans la tranche altimétrique comprise entre 2,5 et 4 m CM, de manière à contrôler le phénomène et à étudier ses conséquences.

Ce qui précède est une prospective d'évolution résultante sur une longue période, calquée sur les cycles séculaires précédents, indépendamment des fluctuations aléatoires - éventuellement à contresens - qui ne manqueront pas de se produire à courte échelle de temps. Aussi faudra-t-il, plus que partout ailleurs, lorsqu'on voudra interpréter un phénomène évolutif, replacer le particulier dans le général.

Parmi les propositions pour faciliter le suivi morphologique du Bassin, et en permettre le contrôle, nous préconisons :

- Pour la zone des passes, l'exploitation au moins annuelle de l'imagerie satellitaire conjointement aux sondages pour mieux apprécier le devenir des bancs.

- Pour la zone interne du Bassin, une bathymétrie complète et une topographie des bordures tous les dix ans.

RESUME

Le recul de la côte océane s'opère en moyenne à une vitesse peu inférieure à 1 m par an.

La configuration générale des chenaux et des bancs du Bassin intérieur n'a pas changée durant le dernier siècle et demi, mais les formes ont par contre évolué très vite dans la zone des passes :

- l'allongement du Cap Ferret de 12 m/an en moyenne (1708-1987) ;
- La translation vers le Sud du système des passes (15 m/an en moyenne sur 220 ans) constitue le phénomène marquant.
- l'érosion de la côte Sud, du Pyla à la pointe d'Arcachon, qui en résulte, entraîne une perte irréversible de terrains stables. En compensation, le gain territorial qui résulte de l'allongement du Cap Ferret se compose de terrains vulnérables.

Cette translation d'ensemble s'accompagne d'un "battement" beaucoup plus rapide des chenaux à l'intérieur du système se traduisant par le phénomène cyclique d'ouverture d'une passe Nord, à l'extrémité de la pointe du Cap Ferret, puis sa migration progressive vers le Sud. De 1905 à 1950, cette passe s'est déplacé en moyenne à la vitesse de 70 m/an.

Une comparaison bathymétrique des deux tiers de la surface du bassin interne, montre que, en 130 ans (1864-1993) :

- des modification lentes sont intervenues à l'intérieur du Bassin (chenaux et estrans) tendant à combler les parties amont ; une élévation maximale des fonds de 0,50 m a été constatée dans les parties qui ont pu être comparées au Nord-Est du Bassin.

- au contraire, on observe un creusement du secteur aval (Rade d'Eyrac-Ferret), d'un volume total de 27 millions de m^3.

- le réseau hydrographique tend à se simplifier en colmatant les chenaux transversaux et en concentrant les écoulements dans l'axe médian (Mapouchet-Girouasse) ;

Selon les observations précédemment effectuées , on peut s'attendre à :

↳dans un délai de 5 à 10 ans
- la fin du recul de la Pointe du Cap Ferret mais le maintien de la pression sur la face Est,
- l'érosion de la pointe d'Arcachon pouvant se propager jusqu'à La Salie.

↳dans un délai de 20-30 ans
- l'atterrissement d'un nouveau banc de Pineau à la Pointe d'Arcachon,
- l'unification des passes des passes Nord et Sud en position Centre-Sud,
- la disparition du Banc d'Arguin actuel,
- l'allongement des passes intérieures et du Cap Ferret qui se fragilise,
- le comblement des bordures internes sous forme de schorres.

↳dans un délai de l'ordre du siècle
- la soudure des crassats du Nord de l'Ile et du Courant, l'alignement et le renforcement de l'axe hydraulique central, la simplification des réseaux hydrauliques Nord et Sud.

BASSIN D'ARCACHON

LEVE BATHYMETRIQUE

Extrait du levé réalisé en 1865
par
BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI

Les sondes précédées d'un signe moins sont découvrantes.

sondes	−2 à −4 m	
	0 à −1.9 m	
	0 à 4.9 m	
	5 à 9.9 m	
	10 à 14.9 m	
	15 à 25.0 m	

IFREMER DEL/AA J L'YAVANC

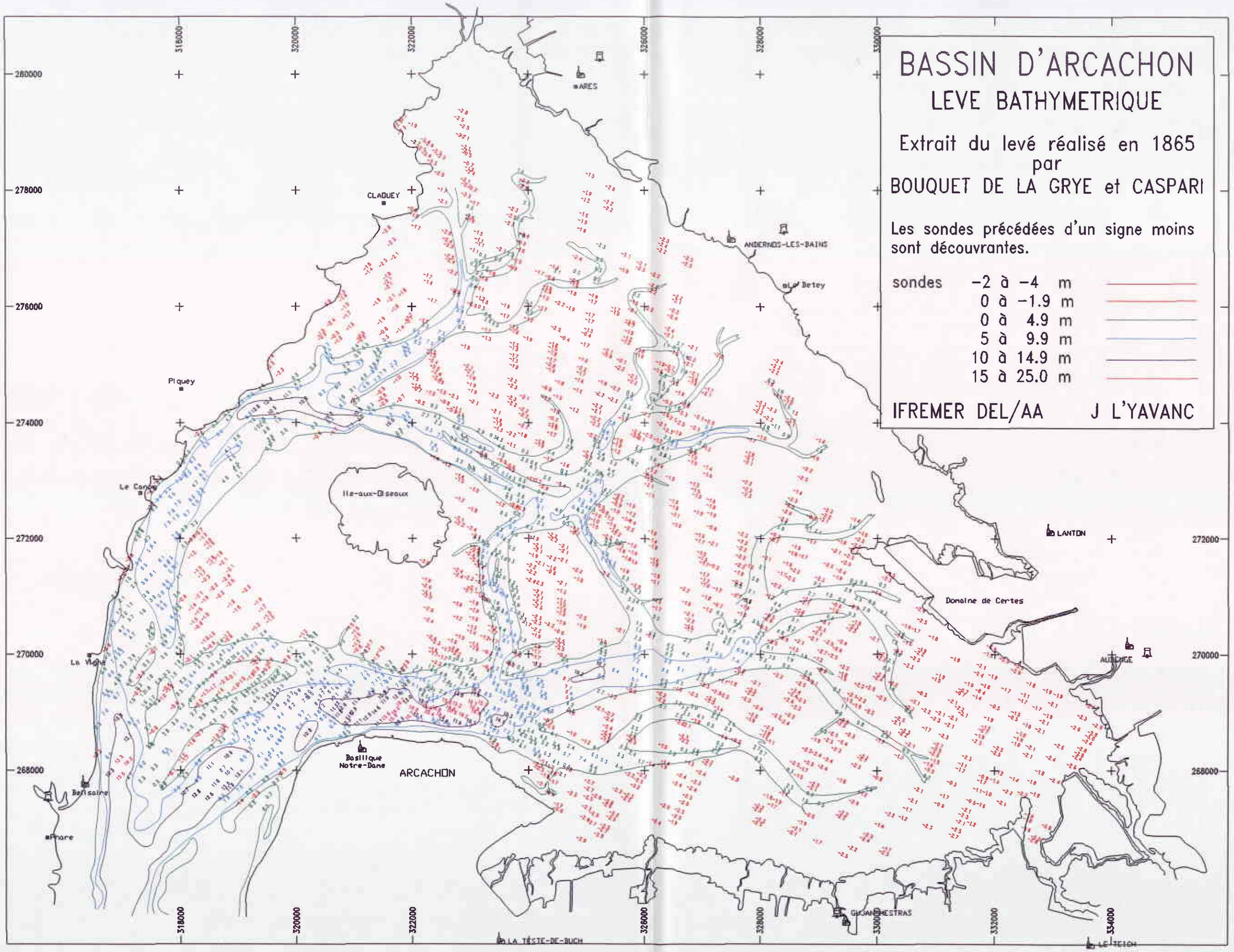


Figure 34 : Levé bathymétrique 1864-1865 (BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI) *in* L'YAVANC (1995)

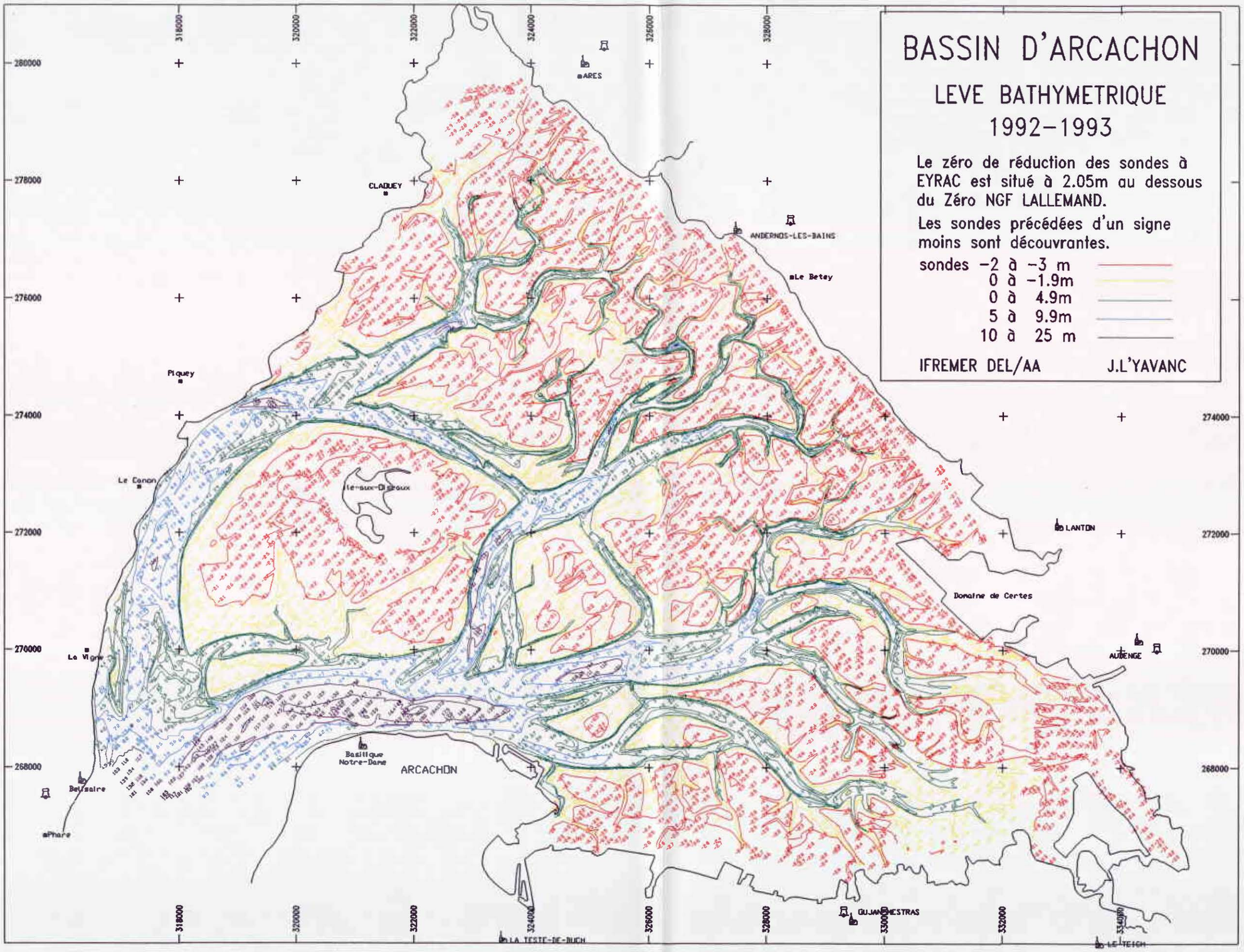


Figure 33 : Levé bathymétrique 1992-1993 (L'YAVANC, 1995)

ANNEXES

Annexe 1

CARTES BATHYMETRIQUES

La cartographie du Bassin d'Arcachon à travers les âges a fait l'objet de plusieurs travaux spécifiques. Citons :

- le recueil particulier des cartes des passes du Bassin de LAPEYRE (1925),

- le n° 36 du Bulletin de la Société Historique et Archéologique d'Arcachon (2ème trim. 1983),

- le rapport EPHE sur les aménagements du XVIIIème siècle qui comporte une intéressante étude de cartographie ancienne (BOUSQUET-BRESSOLIER, 1990).

Bathymétries les plus complètes

Un certain nombre de travaux bathymétriques ont couvert le bassin intérieur, en général les chenaux, plus rarement les estrans : leur liste figure dans le tableau 1, ci-après.
Ce sont les documents les plus intéressants pour les études morphologiques.

Pour les besoins de la navigation, les passes et l'accès à la rade d'Eyrac ont été sondés pratiquement sans interruption par les Services des Ponts et Chaussées Maritimes/P.A.B. (Tableau 2)

Peu de missions de sondages ont couvert les abords du Bassin (Tableau 3).

Tableau 1 :

PRINCIPALES BATHYMETRIES DU BASSIN

	AUTEUR	*Echelle*	*Estrans*	*Chenaux*	*Passes*	*Abords*
1708	MASSE	1/28 800				
1768	KEARNEY	1/28 800				
1776	CLAVAUX	1/30 000				
1792	LEFEBVRE [1]					
1810	TAFFARD	1/25 000				
1813	RAOUL	1/36 500				
1826	BEAUTEMPS-BEAUPRE	1/48 000				
1833	BOYER-FONFREDE					
1835	MONNIER	1/50 000				
1854	SAWICZ	1/40 000				
1864-1865	BOUQUET DE LA GRYE-CASPARI	1/30 000				
1872	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1873	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1875	CONSEIL GENERAL[2]					
1892	PONTS et CHAUSSEES					
1894	SHOM 172 [3]					
1901	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1903	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1904	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1905	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1906	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1907	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1908	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1909	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1911	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1912	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1912	Soc.Océnogr.Golfe de Gascogne	1/20 000				
1915	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1916	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1919	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1920	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1921	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1923	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1924	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1925	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				
1926	PONTS et CHAUSSEES	1/20 000				

[1] Cité par RAGOT, 1990 : "le 11 octobre 1792, le Conseil Général de la commune de Bordeaux envoie à La Teste le citoyen Lefebvre pour sonder la passe à l'intérieur et à l'estérieur."
[2] Carte du Conseil Général (1875) rédigée à partir des sondages Ponts et Chaussées de 1872 et 1875
[3] D'après les levés de 1864 et 1872.

	AUTEUR	*Echelle*	*Estrans*	*Chenaux*	*Passes*	*Abords*
1928-1929	BRUNEL (SHOM)			Eyrac La Teste Gujan		
1929	PAB	1/20 000				
1931	BRUNEL (SHOM)					
1931	PAB					
1932	PAB					
1936	PAB	1/20 000				
1941	PONTS et CHAUSSEES					
1942	PONTS et CHAUSSEES			Eyrac		
1945	PAB					
1947	PAB		Arams	Canelette Gujan		
1948	PAB	1/20 000	Arams			
1949	PAB	1/20 000				
1950	PAB	1/40 000		Canelette Legallais Chapelle		
1951	PAB	1/20 000		Canelette Legallais Chapelle Côte Est Ferret		
1952	PAB	1/20 000				
1953	PAB	1/20 000	Ports	La Hume Meyran Gujan		
1954	PAB	1/20 000				
1955	PAB	1/20 000				
1956	PAB	1/20 000		Piquey Eyrac		Fond<20
1957	PAB	1/20 000				
1958	PAB	1/20 000		Eyrac		
1959	PAB	1/20 000		Eyrac		
1960	PAB	1/20 000	Port	Eyrac		
1961	PAB	1/20 000		Eyrac		
1962	PAB	1/20 000		Eyrac		
1963	PAB	1/20 000	Port	Eyrac Legallais Chapelle		
1964	PAB	1/20 000		Eyrac		
1965	PAB	1/20 000		Eyrac		
1966	PAB	1/20 000		Eyrac		
1967	PAB	1/20 000			Eng. P.S.	
1968	LCHF	1/10 000		L'Herbe N-Dame		
1969	PAB	1/20 000		Eyrac		
1970	PAB	1/20 000		Ferret		

	AUTEUR	*Echelle*	*Estrans*	*Chenaux*	*Passes*	*Abords*
1971	PAB	1/20 000		Bélisaire		
1972	PAB	1/20 000		Eyrac		Fond<10
1972	LCHF	1/20 000	Ile			
1973	PAB	1/20 000		Ferret		
1974	PAB	1/20 000			Eng. P. Sud	
1975	PAB	1/20 000		Bélisaire		
1976	PAB	1/20 000				
1977	PAB	1/20 000			Engt P.S	
1978	PAB	1/20 000			Engt P.S	
1979	PAB	1/20 000	Ile Arguin			
1980	PAB	1/20 000				
1981	PAB	1/20 000		Ferret		
1982	PAB	1/20 000				
1983	PAB	1/10 000		Ferret	Engt P.S	
1984	PAB	1/20 000	Arguin	Ferret		Salie
1985	PAB	1/20 000				Salie
1986	PAB	1/20 000		Piquey		
1987	PAB	1/20 000	Eyre			
1988	PAB	1/20 000	Pte Arc.	La Vigne		Salie
1989	PAB	1/5 000			Engt P.S	
1990	PAB	1/20 000		Ferret		Salie
1991	PAB	1/10 000				Salie
1993	PAB	1/5 000 - 1/20 000		Bélisaire	Engt.P.S Engt.P.N	
1993	L'YAVANC (IFREMER)	1/20 000				
1995	SMNG	1/20 000		Bélisaire		
1996	SMNG	1/5 000				
1997	SMNG	1/5 000				

Tableau 2 :

BATHYMETRIE DES ABORDS DU BASSIN

Date du levé	**AUTEUR**	**Echelle**	**Limite N**	**Limite S**	**Limite W**
1826	BEAUTEMPS-BEAUPRE	1/48 000	45,14,00	44,13,00	Iso<60 m
1963	GROUSSON *et al.*, (SHOM)	1/100 000	45,00,00	44,35,00	Iso>25m
1967	PASQUAY(SHOM)	1/10 000	44,45,00	44,30,00	Iso<20m
id	id	1/20 000	*id.*	*id.*	Iso>20m
id	id	1/50 000	*id.*	*id.*	Iso>30m
1969	id.	1/25 000	44,30,00	44,00,00	
1978-1979	DE RESSEGUIER & FROIDEFOND (IGBA)	1/20 000	44,54,00	44,44,00	Iso 15 à-50m

(1) Du Plateau de Grave à Biscarrosse;

Annexe 2

GEODESIE

COORDONNEES LAMBERT III des PRINCIPAUX AMERS du Bassin d'Arcachon

(*in* S. Simon, 1994, Numarcad)

	x	y
N-D d'Arcachon	321 100.16	268 339.00
Chateau d'eau du Cap-Ferret	315 713.08	267 479.04
Phare du Cap-Ferret	315 680.80	266 857.31
Clocher de Lège	324 481.84	283 080.19
Chateau d'eau d'Andernos	328 400.00	277 274.20
Clocher de Lanton	332 916.96	272 083.34
Clocher de La Teste	323 478.06	265 030.27
Chateau d'eau d'Audenge	334 614.31	269 977.31

in BOUSQUET (p.138)

Clocher du Teich	333 609.97	264 965.86

3. HYDRODYNAMIQUE

I.3. HYDRODYNAMIQUE

1. Données de base

1.1. Houle
1.2. Marée
- 1.2.1. Généralités
- 1.2.2. Pénétration de la marée
- 1.2.3. Amplitude et évolution
- 1.2.4. Surcote/décote
- 1.2.5. Pente instantanée du plan d'eau

1.3. Courants
- 1.3.1. Généralités
- 1.3.2. Courants à l'océan
- 1.3.3. Courants du Bassin
- 1.3.4. Trajectoire de courants
- 1.3.5. Conclusion sur les courants

1.4. Simulation LCHF

2. Données synthétiques

2.1. Volume oscillant
- 2.1.1. Données disponibles
  - 2.1.1.1. Global
  - 2.1.1.2. Partiel
- 2.1.2. Evolution historique
- 2.1.3. Evolution semi-mensuelle

2.2. Flux résiduel
- 2.2.1. Données disponibles
- 2.2.2. Transport résiduel
- 2.2.3. Temps de renouvellement

2.3. Dispersion
- 2.3.1. Aux alentours des passes
- 2.3.2. Dans le Bassin

2.4. Simulations d'aménagements

RESUME

Liste des figures

Fig. 1 : Photographie du modèle physique LCHF.
Fig. 2 : Modèle physique LCHF (1973a).
Fig. 3 : Emprise et maille du modèle SOGREAH (1991).
Fig. 4 : Emprise et maille du modèle IFREMER.
Fig. 5 : Réfraction de la houle à la côte (LCHF, 1973b).
Fig. 6 : Réfraction de la houle dans les passes intérieures (CASSOU-MOUNAT, 1975).
Fig. 7 : Marée modélisée à Eyrac et La Salie (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 8 : Courbes de marée en vive-eau (L'YAVANC, 1995).
Fig. 9 : Effet d'une discontinuité de vent (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 10 : Dénivelé du plan d'eau par rapport à Eyrac (L'YAVANC, 1995).
Fig. 11 : Courants saisonniers (SHOM, INC 2.3, 1988).
Fig. 12 : Vitesses maximales des courants en marée moyenne (coeff. 70) (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 13 : Stations de mesures de courants C et D (LCHF, 1969-1977).
Fig. 13bis : Stations de mesures de courants A et B (LCHF, 1969-1977).
Fig. 14 : Stations de mesure des courants de surface du SHOM (1968).
Fig. 15 : Courantométrie LCHF (1973).
Fig. 16 : Courantographie au fond (BOUCHET, 1968).
Fig. 17 : Vitesse de courants dans les schorres (SORIANO-SIERRA, 1992).
Fig. 18 : Trajectoires de courants (LCHF, 1969 et 1973).
Fig. 19 : Trajectoires en marée moyenne (coef 70) issues du modèle IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 20 : Plan de situation des sections de mesure des volumes oscillants (LCHF, 1969).
Fig. 21 : Volume oscillant du chenal d'Eyrac en fonction de la marée (LCHF, 1977).
Fig. 22 : Evolution des flux résiduels selon le cycle vive-eau morte-eau calculés par le modèle IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 23 : Flux résiduels (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 24 : Dispersion des rejets à La Salie (ANONYME, 1971).
Fig. 25 : Dispersion du panache de La Salie sans vent, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.
Fig. 26 : Dispersion du panache de La Salie, avec un vent constant de SW de 7 $m.s^{-1}$, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.
Fig. 27 : Dispersion du panache de La Salie, avec un vent constant de NW de 7 $m.s^{-1}$, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.
Fig. 28 : Sous-bassins hydrauliques.
Fig. 29 : Diffusion des apports d'eau douce (%) après 11 jours de simulation, sans vent, à coefficient de marée constant moyen de 70.
Fig. 30 : Configuration générale des écoulements (LCHF, 1973).

Liste des tableaux

Tab. 1 : Caractéristiques de la houle au large d'Arcachon (LCHF, 1969).
Tab. 2 : Fréquence par secteur (LCHF, 1969).
Tab. 3 : Retard de phases de la marée (MCJF, 1969 ; SOGREAH, 1991 ; IFREMER, 1994).
Tab. 4 : Vitesses maximales du courant à Arguin (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1977).
Tab. 5 : Vitesses maximales du courant, chenal du Ferret (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1977).
Tab. 6 : Vitesses maximales du courant, chenal du Pyla (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1969).
Tab. 7 : Vitesses maximales du courant, chenal du Moulleau (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1969).
Tab. 8 : Vitesses maximales de courant dans le chenal d'Eyrac (Legallais) en $m.s^{-1}$ (LCHF, 1977).
Tab. 9 : Vitesses maximales de courant au Grand Piquey (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1977).
Tab. 10 : Suivis de flotteurs en subsurface (LE DANTEC, 1968).
Tab. 11 : Vitesses maximales de courant en $m.s^{-1}$ (LCHF, 1973b).
Tab. 12 : Vitesses maximales de courant (mesures eulériennes par courantographes AANDERAA effectuées à mi-profondeur (1)) exprimées en $m.s^{-1}$ (LCHF, 1973b).
Tab. 13 : Vitesses maximales de courant (LCHF, 1973b) en $m.s^{-1}$.
Tab. 14 : Rapport des vitesses maximales ME/VE (LCHF, 1973).
Tab. 15 : Répartition verticale des vitesses.
Tab. 16 : Vitesses maximales et directions des courants sur les estrans (PAB, 1988).

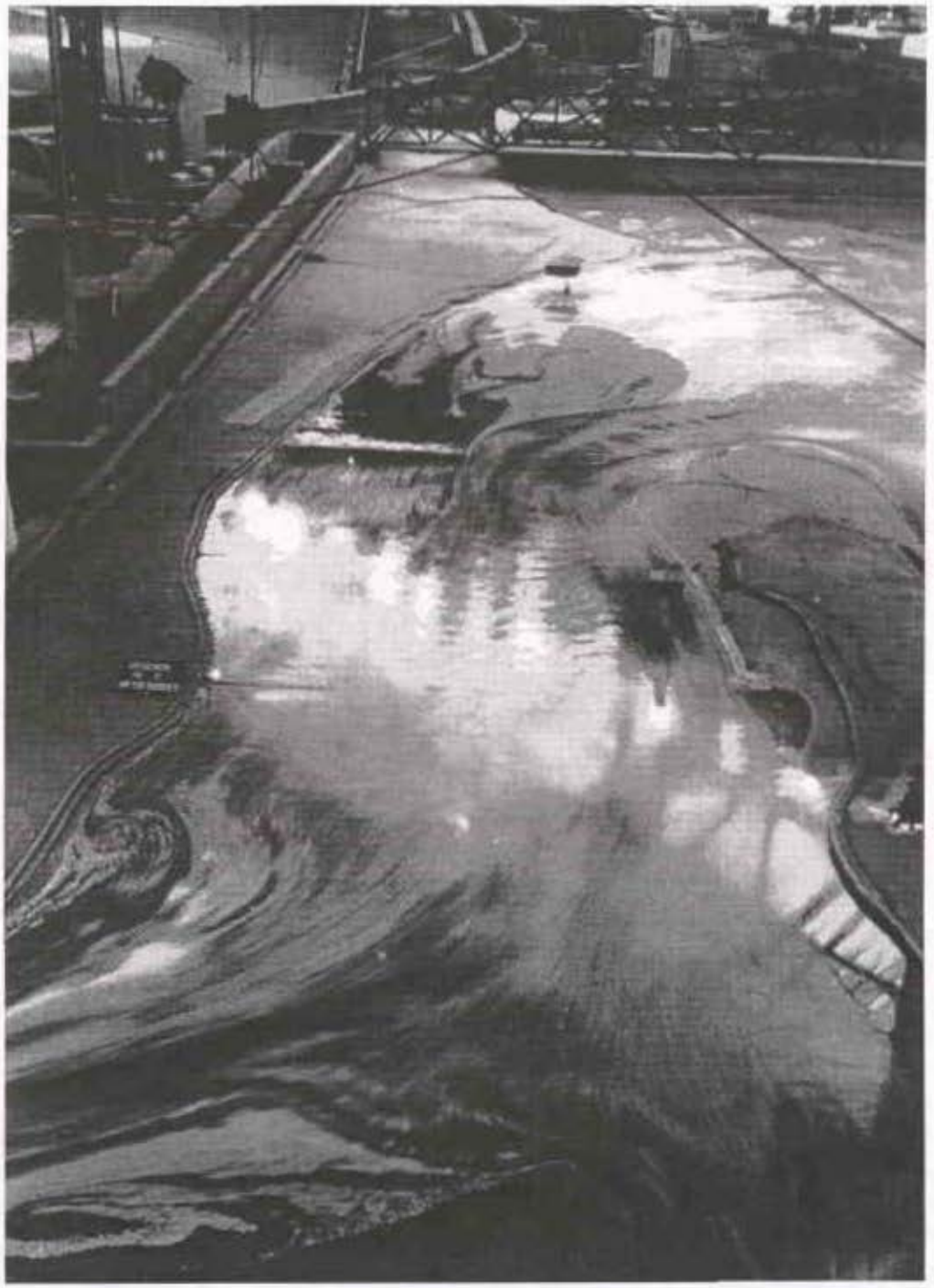


Figure 1 : Photographie du modèle physique LCHF

Ce chapitre traite des mouvements de l'eau et des facteurs qui les génèrent : vent, marée. Les crues fluviales et les pluies, qui peuvent provoquer des relèvements d'ensemble du niveau des eaux lagunaires, sont traitées dans le chapitre des généralités sur le milieu.

Les données hydrodynamiques proviennent de deux types de démarches : des observations et mesures de terrain (en nature), des **calculs** et **résultats de modélisations** (en laboratoire). De nombreuses observations (mesures) sont disponibles, dont certaines datent d'un siècle et demi ; au début de chaque chapitre figure la liste de leurs auteurs, le type et le site de mesures. Nous nous sommes efforcés de les comparer et de les utiliser dans la réflexion d'ensemble.

Les premiers **calculs** apportant une vision d'ensemble des phénomènes hydrodynamiques sont dus à CASPARI (1873) ; il faudra près d'un siècle, pour que le LCHF les reprenne par d'importantes investigations (LCHF, 1969 et 1973) en vue de fournir les bases du modèle physique du Bassin d'Arcachon.

Enfin deux types de **modèles** ont été utilisés, dans la période récente, en fonction des buts poursuivis et des progrès techniques; les résultats les plus importants concernant l'hydrodynamique, dont les simulations d'aménagements, sont fournis dans le cours du présent chapitre.

En italique sont indiqués les résultats obtenus par le modèle IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995).

Modèle physique LCHF (1973)

Il s'agit de la pièce maîtresse du programme d'ensemble des recherches d'amélioration des passes et d'aménagement du Bassin l'intérieur mené dans les années 1967-1973 par le Service Maritime et le Département de la Gironde, relayés par la Mission Interministérielle d'Aménagement de la Côte Aquitaine (MIACA) (Fig. 1).

Les rapports sur la modélisation physique (modèle réduit) du LCHF sont les suivants :

- LCHF, 1972. Emissaire du Bassin d'Arcachon, T.1 et 2. Rapport SIACRIBA.
- LCHF, 1972. Etude préliminaire sur la fixation de la passe Nord (modèle).
- LCHF, 1973a. Etude hydraulique, Rapport Général (modèle).
- LCHF, 1973c. Etude hydraulique du fond du Bassin (modèle).

1) Modèle des passes (Réf. LCHF, 1973a)

- Rapports : Mars 1973.
- Réalisation : P. GIRARD, C. ORGERON, P. VIGOT, Laboratoire Central Hydraulique de France, Maisons-Alfort.
- Type : modèle réduit à l'échelle 1/850 pour les longueurs et 1/150 pour les hauteurs.
- Emprise : Ensemble du Bassin, les zones Est et Nord-Est étant schématisées en amont d'Eyrac et de Piquey, (Fig. 2).
- Côte : Limite Nord : 44°43'00" N, Truc-Vert (4,5 nautiques Nord du phare).
- Limite Sud : 44°28'00"N, Pointe d'Arcachon (6,8 nautiques Sud du phare).
- Limite Ouest : 1°24'00" Ouest (9 nautiques Ouest du phare).

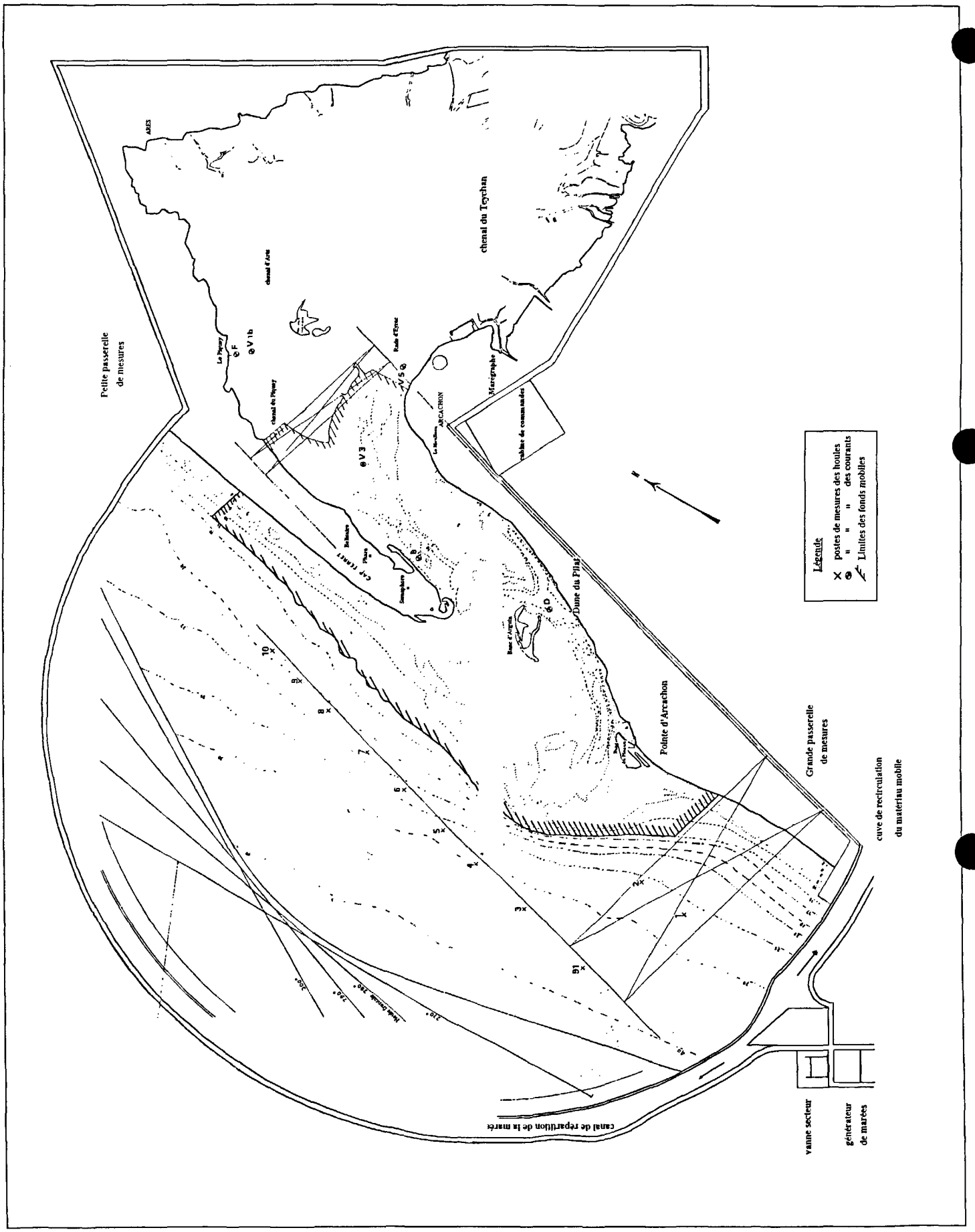


Figure 2 : Modèle physique L.C.H.F (1973 a)
Echelle 1/200^{e}

Objectif : Le modèle cherche à reproduire des phénomènes hydrauliques purs (propagation des houles ou de l'onde marée, écoulement dans les chenaux) et des phénomènes sédimentologiques de diverses natures (charriage dans un courant non-uniforme non-permanent et entraînement dans le champ à composante oscillante de la houle).

Conditions des essais : Pour les besoins des études sédimentologiques des passes, une partie des fonds du modèle est modelée en sédiments meubles (mobilisables par les courants). Les essais de référence, c'est à dire dans les conditions morpho-bathymétriques de 1968, ont porté sur 260 marées, en coefficient constant voisin de 100. Des houles d'Ouest à Ouest Nord-Ouest de différentes amplitudes sont appliquées et l'on a alimenté simultanément la dérive littorale sédimentaire au Nord du Cap Ferret. L'expérimentation des divers aménagements a été menée dans les mêmes conditions.

2) Modèle étendu (Ref. LCHF, 1973c)

(*idem* = sans changement par rapport au modèle précédent)

- Rapports : Novembre 1973
- Réalisation : *idem*
- Type : *idem*
- Emprise : Ensemble du Bassin, **les zones Est et Nord-Est étant modelées avec exactitude** à partir des levés de 1972 du PAB (SMNG) et du LCHF.
- Côte : Limite Nord : *idem*
- Limite Sud : *idem*
- Limite Ouest : *idem*

Objectif : Le modèle cherche à reproduire des phénomènes hydrauliques purs (propagation des houles ou de l'onde marée, écoulement dans les chenaux, évacuation des eaux douces) sous l'effet de divers dragages et aménagements.

Conditions des essais : "les fonds ont été modelés en sable dont la granulométrie et la densité permettent de conserver le relief sous-marin stable sous l'action des courants mais adaptables à volonté. Les crassats du fond du Bassin ont été représentés en dur" (LCHF, 1973c).

Cycle de 28 marées à coefficients variant entre 48 et 103 ; composantes M2, M4 et S2.

La marée modélisée à été réglée sur Eyrac pour obtenir, pour un coefficient 92, un marnage de 3,76, une pleine mer de + 4,25 et une basse mer de + 0,49 oscillant autour d'un niveau moyen de + 2,37.

Le LCHF (1985) a donné quelques formules de calcul des paramètres géométriques et dynamiques principaux du Bassin :

Superficie : S (km^2) = 40 + 25 h (m), h étant la hauteur au dessus du zéro hydro.

Section des passes : s (m^2) = 13 000 + 3 000 h (m).

Amplitude de la marée : A = 0,038 C (m), C étant le coefficient de marée.

Volume oscillant : Vos = 1,17 A 10^8 (m^3)

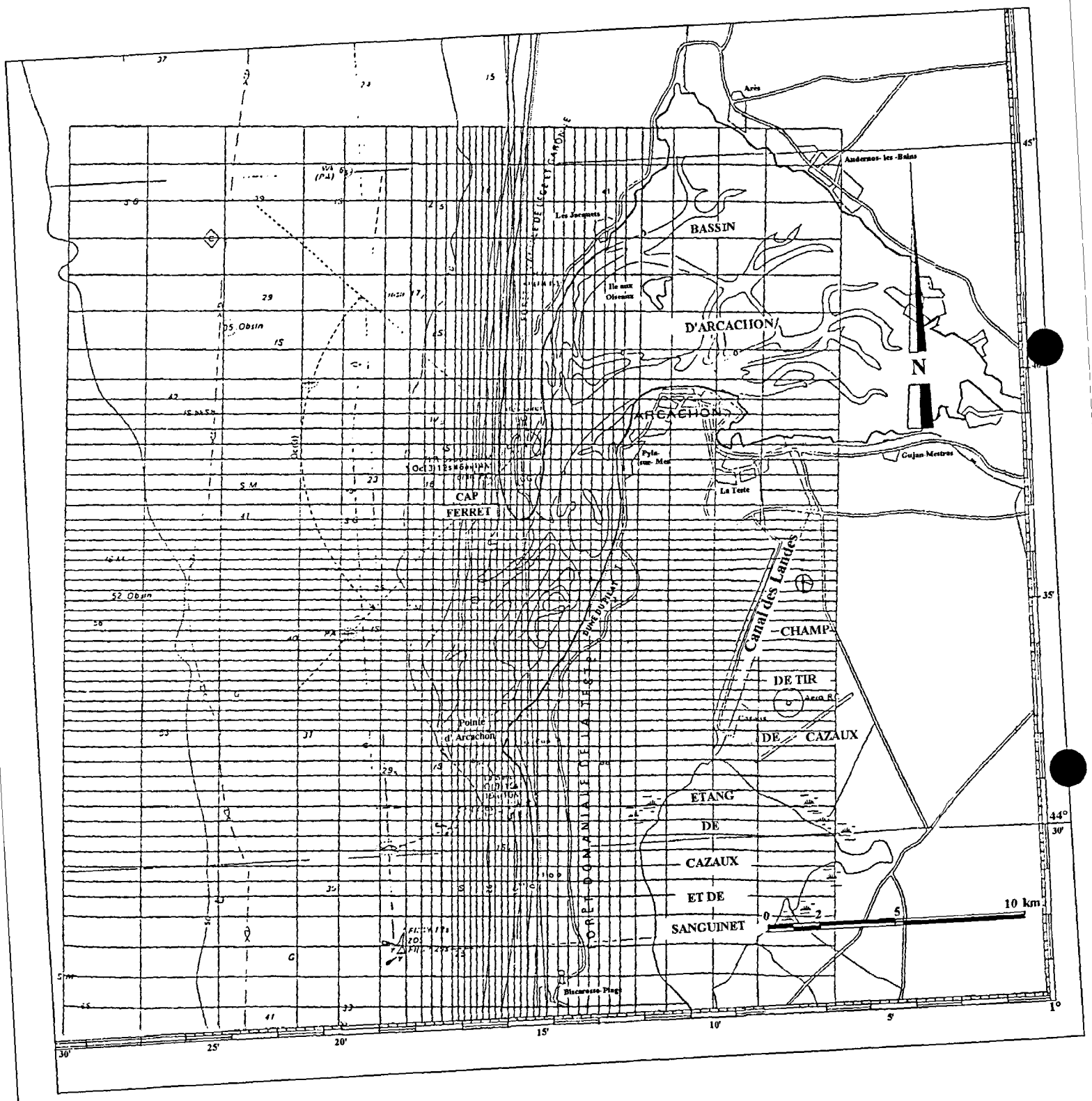


Figure 3 : Emprise et maille du modèle SOGREAH (1991)

Déphasage entre l'onde de marée et le courant : la renverse de courant est en retard de 3/4 d'heure environ sur l'étale des niveaux dans les passes. Elle est donc approximativement en phase avec la marée à Eyrac. (*Le modèle numérique montre qu'un retard subsiste dans le Bassin).*

Modèle numérique - SOGREAH (SOGREAH, 1991)

Le Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon (SIBA) a confié à SOGREAH la réalisation de cette étude.

- Rapport 1991
- Réalisation :
- Type : 2 D : Courant : CYTHERE ES1, Convection-diffusion : ARGOS
- Emprise : Extérieur du Bassin d'Arcachon et Passes d'entrée, (Fig. 3).
- Limite Nord : 44° 46'00" Nord, 6 nautiques Nord du phare
- Limite Sud : 44°26'00" Nord Biscarrosse-Plage (12 nautiques Sud du phare)
- Limite Ouest :1°29' 00" Ouest (13,5 nautiques à l'Ouest du phare)
- Limite Est : 1°06' 00" Ouest Gujan-Mestras (9 nautiques Est du phare)
- Bathymétrie du plateau continental (SHOM)
- Bathymétrie composite des passes (SMNG, 1972-1991)
- Maille de calcul : de l'ordre de 300 m au débouché des passes.

Objectif : Apprécier les effets de l'évolution des passes sur la dispersion des effluents de La Salie, notamment les conditions de remontée de cette tache vers les passes du Bassin.

Conditions : Les conditions aux limites aux frontières extérieures ouvertes ont été reprises du modèle général du Golfe de Gascogne. Le Bassin d'Arcachon, au Nord de Bélisaire, a été schématisé par un Bassin de vidange et de remplissage permettant de respecter le volume oscillant à travers une section Est-Ouest passant approximativement par Bélisaire.

Modèle numérique IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995)

- Rapport 1995
- Réalisation : J-C. SALOMON, J-L. MAUVAIS, M. BRETON, Centre de Brest, Laboratoire DEL/HS
- Type : 2 D
- Emprise : Bassin, Passes et Plateau (Fig. 4)
- Limite Nord : 44°46'44" N Grand-Crohot (Lège) 9,4 nautiques Nord du phare
- Limite Sud : 44°27'52" N limite département des Landes (Trencat) 9,4 nautiques Sud du phare
- Limite Ouest :1°22' 24" W (5,3 nautiques du phare)
- Limite Est : 1°00'55" W (10 nautiques du phare : Biganos, port des Tuiles)
- Bathymétrie du Plateau continental (SHOM)
- Bathymétrie des passes (SMNG, 1991-1993)
- Nouvelle bathymétrie du Bassin intérieur 1993 (L'YAVANC, 1994)
- Maille de calcul : 250 m

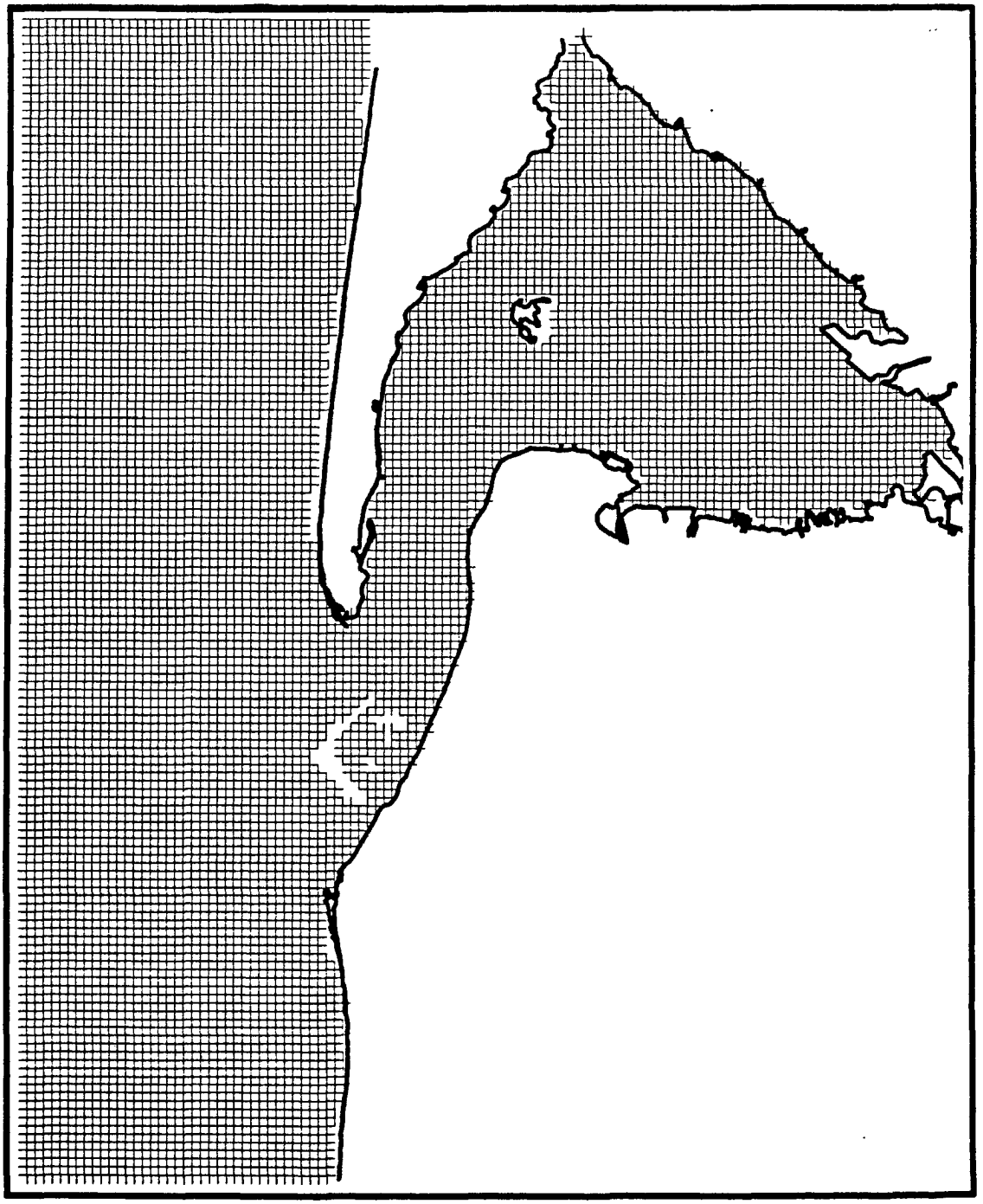


Figure 4 : Emprise et maille du modèle IFREMER

Objectif : Le modèle mathématique du Bassin d'Arcachon est un modèle opérationnel de type bidimensionnel. Il a été conçu comme un outil de gestion plus que de recherche. Il peut être utilisé sans le recours à des experts en modélisation et fonctionne sur un ordinateur local, de performances moyennes. Il n'appartient pas à la dernière génération des modèles de recherche (modèles fins - modèles tridimensionnels) mais il est suffisant pour fournir une description synthétique de la plupart des mécanismes physiques du Bassin. On l'utilisera ici pour apporter une vision complémentaire des mesures, plus complète et plus homogène, mais parfois aussi biaisée par les hypothèses simplificatrices du calcul, qu'il faudra garder à l'esprit.

Conditions des essais : Le modèle est activé à partir des conditions aux limites de niveau et de vitesse issues de modèle d'approche, selon la technique des modèles gigognes. Le premier de ces modèles recouvre tout le plateau continental du Golfe de Gascogne entre les latitudes 43°30' et 49°00'. Sa grande emprise permet notamment de calculer les effets du vent, en tenant compte de la pente de la surface à grande échelle.

1. Données de base

Les données concernant les statistiques de vent ont été exposées en **I.**1.3.

1.1. Houle

1.1.1. Houle au large

Le Golfe de Gascogne est ouvert aux influences marines d'Ouest et de Nord-Ouest sur une longueur pratiquement infinie. Cette région est réputée pour ses fortes houles, les plus fortes des côtes françaises (LCHF, 1979).

Les caractéristiques de la houle, déduites d'une série homogène de mesures effectuées sur les fonds de 30 m devant Cazaux entre le 22 janvier 1963 et le 07 octobre 1964, adoptées par le LCHF pour ses calculs de transit sédimentaires, sont les suivantes :

Période moyenne (s)	Hauteur moyenne (m)
9	2
11	4
13	6
15	8

Tableau 1 : Caractéristiques de la houle au large d'Arcachon (LCHF, 1969)

ORGERON (1974), note la "très grande dispersion des valeurs de période pour les creux de 8 m, (qui) provient d'une part du petit nombre d'observations et d'autre part de la double origine des tempêtes, lointaine (périodes de 18 s) et proche (périodes de 12 à 13 s)".

L'orientation de la houle qui conditionne l'angle d'attaque de la côte et l'intensité de la dérive littorale, donc l'érosion et le transport sédimentaire, constitue un paramètre important de la dynamique côtière.

Les statistiques tirées des enregistrements houlographiques de Biscarrosse (CEL) et de la plate-forme Neptune-Gascogne (placée sur les fonds de 40-50 m au large du Cap Ferret et de Biscarrosse de Janvier 1967 à Janvier 1968) ont permis d'établir le tableau ci-dessous :

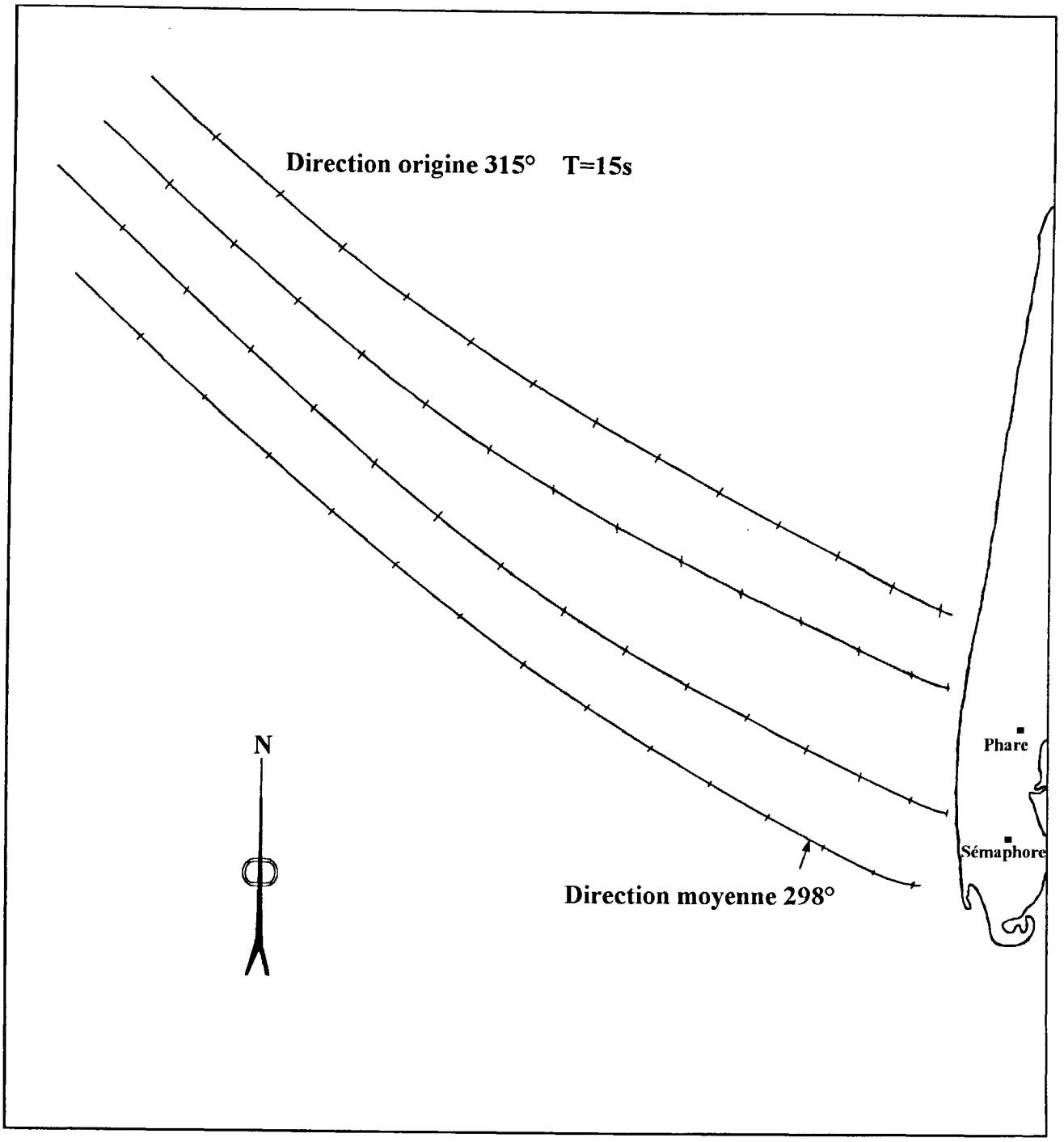


Figure 5 : Réfraction de la houle à la côte (LCHF,1973 b)

SECTEUR	FREQUENCE (%)
W*	17,1
WNW*	41,1
NW*	25,9
NNW	8,6
Nord	5,1

*Les trois premiers secteurs représentent la totalité des fortes houles (h > 6 m)

Tableau 2 : Fréquence par secteur (LCHF, 1969)

1.1.2. Houle à la côte

La diminution des profondeurs à l'approche du rivage modifie la direction de propagation des houles (réfraction) et leur amplitude (réfraction et frottement sur le fond) (Fig. 5).

L'éventail des directions de près de 160° au large se trouve ramené à moins de 80° près de la côte.

Du fait de la réfraction, les amplitudes observées au large sont réduites de moins de 5 % pour les secteurs Ouest Sud-Ouest à Nord-Ouest, mais jusqu'à 50 % pour les secteurs extrêmes Sud Sud-Ouest et Nord (ORGERON, 1974).

1.1.3. Pénétration des houles dans le Bassin

A de rares occasions, des périodes océaniques (de l'ordre de 10 s) ont été observées au Pilat par mer forte à l'extérieur; le maximum de hauteur observée a été de 1 m pour 6 m à l'extérieur (LCHF, 1969).

GASSIAT (1989) note que durant sa période d'observation de l'extrémité du Cap Ferret (1985-1988) - qui se caractérise d'ailleurs par "un faible pourcentage de tempêtes d'Ouest (...) et une proportion beaucoup plus importante de vents faibles de secteur Sud-Est -" l'amplitude de la houle n'a jamais dépassé 0,6 m dans les passes intérieures (Cap Ferret, Moulleau) pour une période moyenne de 12 s, alors que la houle extérieure a atteint 6 m d'amplitude pour une période équivalente : *il y aurait donc pénétration de trains de houle amortis par suite d'un laminage sur la barre. Par conséquent les fortes houles peuvent très bien pénétrer dans le secteur des passes intérieures à pleine mer de vive-eau.*

Les vents de secteur Nord-Ouest favorisent la pénétration de la houle par la passe Nord, ceux de secteur Sud Sud-Ouest par la passe Sud. La limite de pénétration ne saurait en tout état de cause dépasser Pyla sur Mer. L'exploitation de photos aériennes ci-contre (CASSOU-MOUNAT, 1975) fait apparaître une réfraction de la houle le long du Cap Ferret (Mimbeau) (Fig. 6).

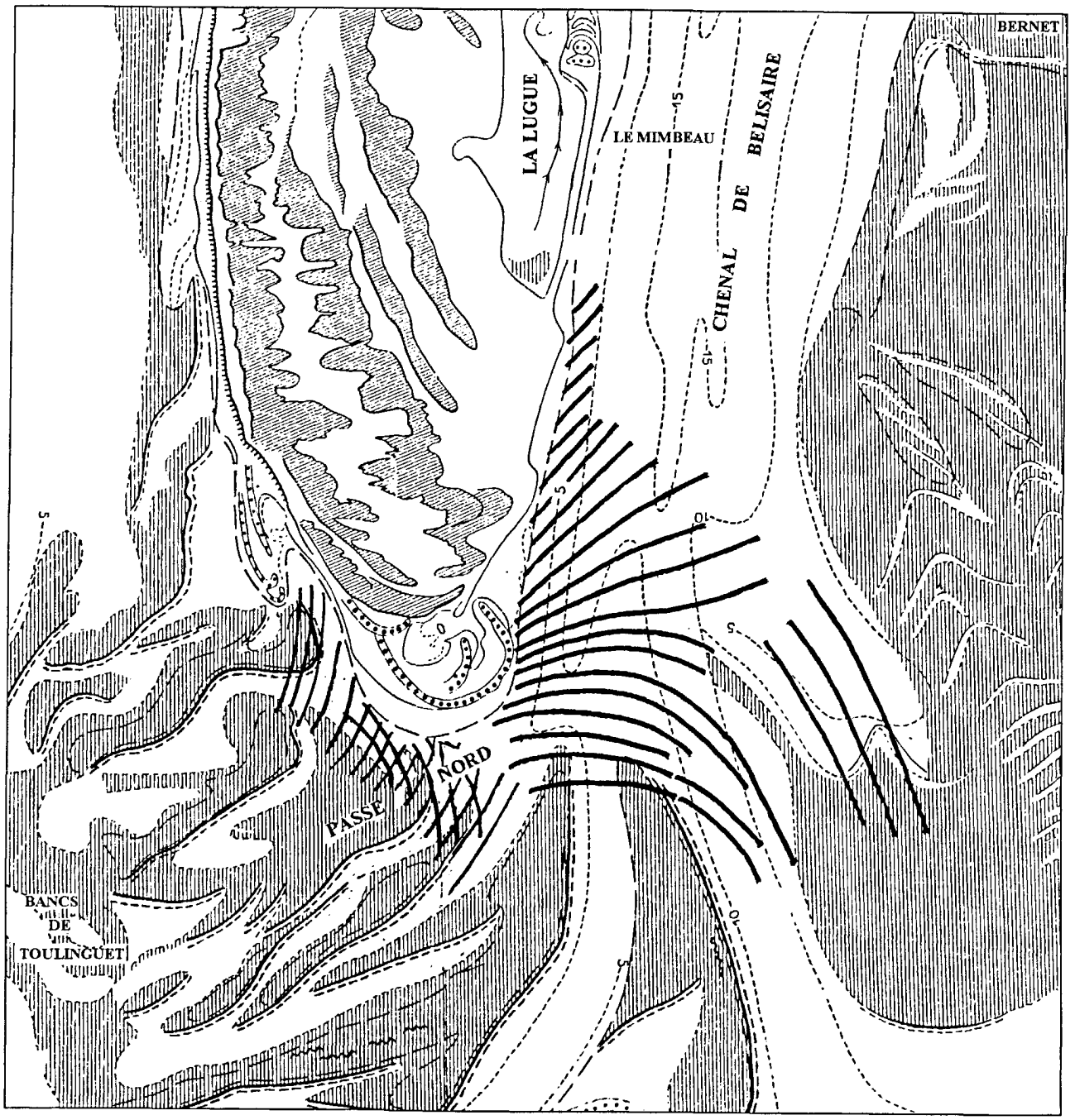


Figure 6 : Réfraction de la houle dans les passes intérieures (CASSOU-MOUNAT,1975)

Si la houle disparaît complètement en domaine lagunaire (Bassin intérieur), une brise soutenue suffit par contre à engendrer un **clapot** de période très courte (3 s) et d'amplitude moyenne de 0,3 m.

Sa formation est liée à un vent de vitesse supérieure à 5 m/s et à une hauteur de marée d'au moins 1,6 m (au dessus du zéro CM) au dessous de laquelle l'émergence des bancs diminue considérablement le fetch.

L'amplitude de ce clapot peut atteindre 0,7 m par vents forts, la période restant très courte.

Vent contre courant, phénomène assez fréquent dans le chenal du Teychan qui est orienté selon le vent dominant, l'amplitude peut dépasser 1 m.

1.2. Marée

1.2.1. Généralités

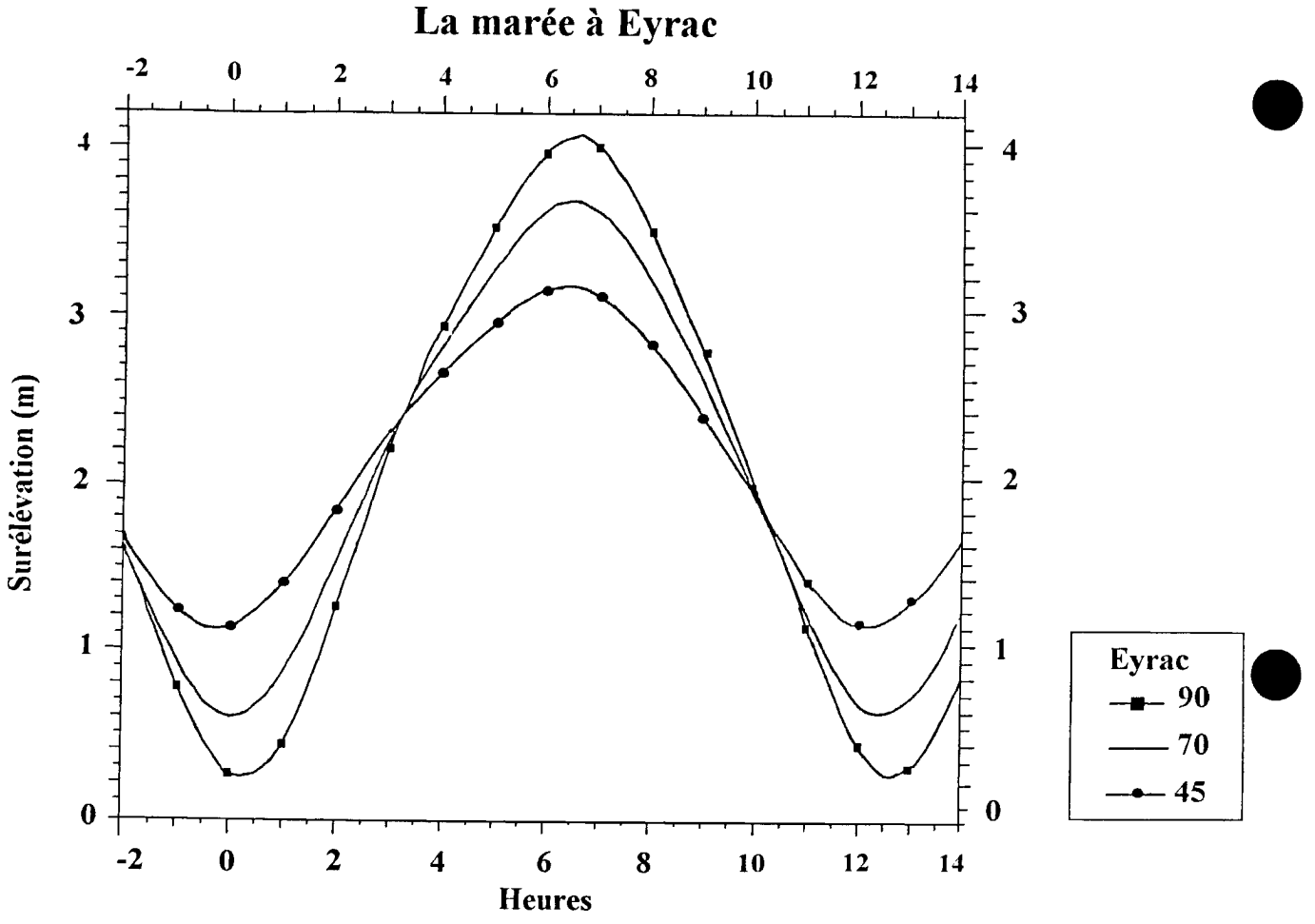
Dans le Golfe de Gascogne, la marée est de type semi-diurne (période de 12 h 25 mn).

1.2.1.1. Observations locales disponibles (mesures)

- CLAVEL, 1887. Eyrac.
- SHOM, 1967. Mission PASQUAY. Large devant Arcachon.
- LCHF, 1968. Mission 1967-68 destinée à étudier la propagation de la marée entre le large et l'axe Arcachon-Grand Piquey.
- LCHF, 1973b. Mission de 1972 destinée à étudier la propagation de l'onde marée dans le fond du Bassin.
- PAB, 1980. Mission de bathymétrie de 1979.
- P.A.B., 1983. Mesures à Bélisaire, Grand Piquey (9-30/06/83).
- C.E.L., 1984. Mesures au Wharf de La Salie (11-30/07/84).
- P.A.B., 1987. Mesures à Eyrac, J5, Port des Tuiles (23/3 au 17/4/85).
- GASSIAT & JAI. Mesures au Cap Ferret (13/2 au 27/3/86), Moulleau (4 au 30/12/85) et Andernos (1987).
- L'YAVANC, 1994. Mission IFREMER 1992-1993. Mesures à Bélisaire, Piquey, Balise C.8, Bal. 8, Bal.D 12, Bal. 16, Bal. G.4, Larros.

1.2.1.2. Modélisations disponibles

- LCHF, 1973. Modèle physique du Bassin. Bathymétries de 1968-1969 (passes), 1972 (intérieur).
- SOGREAH, 1991. Modèle mathématique du secteur des Passes. Bathymétrie 1990.
- SOGREAH, 1995. *Idem a*ctualisation. Bathymétrie 1994.
- IFREMER, 1995. Modèle mathématique du Bassin. Bathymétrie 1993.



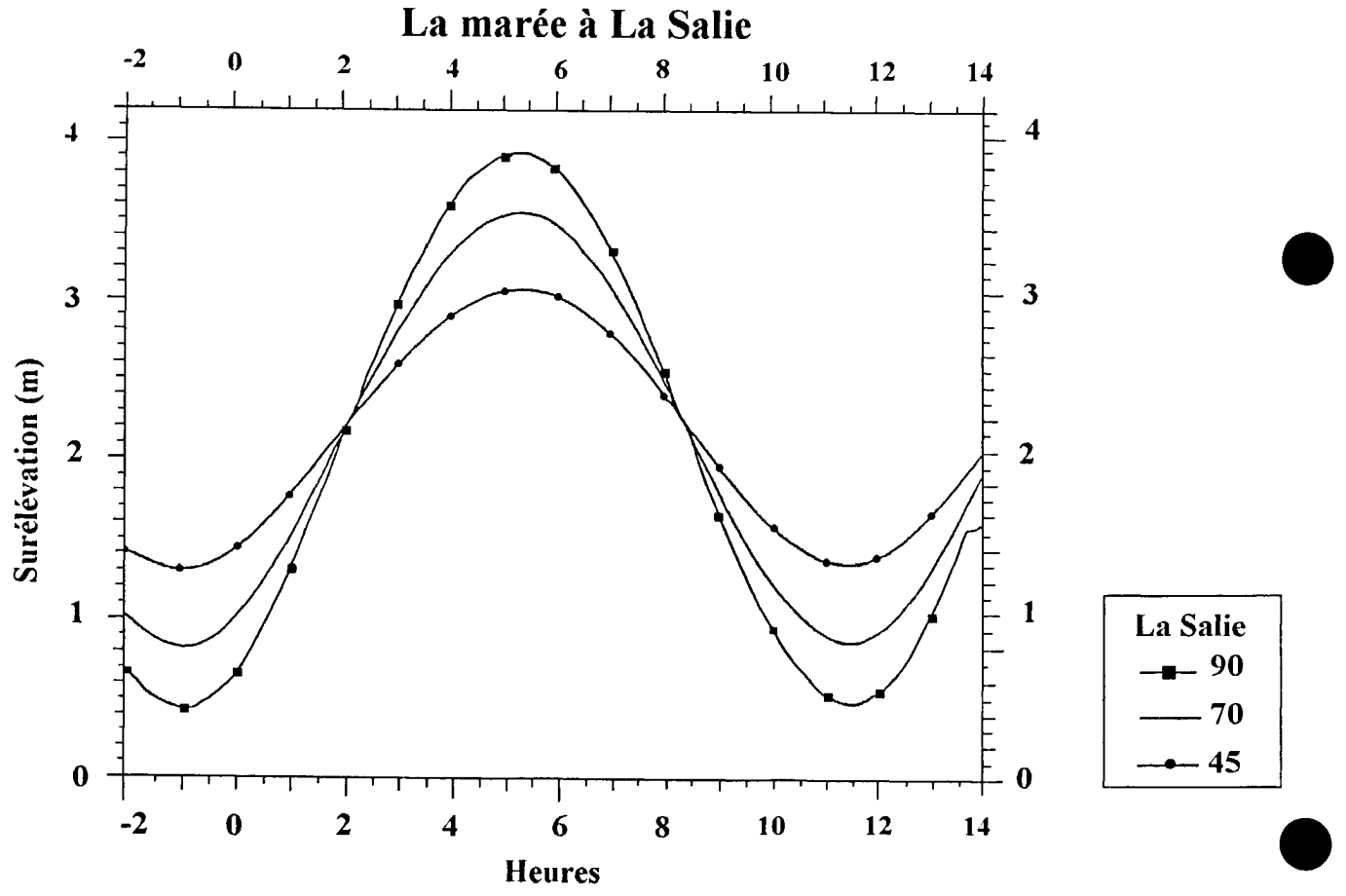


Figure 7 : Marée modélisée à Eyrac et La Salie (SALOMON & BRETON,1995)

1.2.1.3. Caractéristiques de la marée océanique

Les constantes harmoniques sont fournies par le Service Central Hydrographique en Février 1969 (in LCHF, 1969) pour Eyrac, Piquey, le large d'Arcachon et Socoa.

Les constantes de Socoa et de l'extérieur du Bassin sont très voisines.

La concordance des heures est presque complète à quelques minutes près et **les hauteurs devant Arcachon sont un peu plus fortes** : elles sont obtenues par la formule suivante déterminée par le LCHF (1969) à partir de l'analyse d'un marégramme de quelques jours (SHOM, 1967) :

H Arcachon = 1,036 * H Socoa + 0,05 m

Selon les résultats de la modélisation IFREMER, la marée océanique à La Salie, prise comme référence, est voisine d'une sinusoïde, mais présente déjà une certaine dissymétrie : les pleines mers sont plus aplaties que les basses mers et le montant dure un peu plus longtemps que le perdant (Fig. 7)

1.2.1.4. Références hydrographiques locales

Depuis l'origine des observations de la marée, qui ont commencé très tôt dans le Bassin, les données se sont affinées et ont permis l'établissement des principaux niveaux de référence valables pour la Rade d'Eyrac.

"Depuis 1877, un marégraphe a été installé sur le débarcadère d'Eyrac à Arcachon ; son zéro a été établi à 1,472 m au dessous du niveau moyen de la Méditerranée" (...) "les tassements successifs subis par le marégraphe entre 1877 et 1885 (0,07 m) placent le zéro de 1885 à -1,542 m" (CLAVEL, 1887).

Avant 1967, le zéro du même marégraphe d'Eyrac est à 1,977 m au dessous du Nivellement Général de la France (NGF) (AMANIEU, 1966).

A partir de 1967, le zéro hydrographique est à 2,05 m au dessous du zéro du Nivellement Général de la France (NGF) (LCHF, 1969).

Niveau moyen*

Le niveau moyen au large se situerait à + 2,32 m CM (SOGREAH, 1990).

Un dépouillement des enregistrements des dix premiers mois de 1938 par les Services Maritimes des Ponts et Chaussées établit que le niveau moyen à Arcachon avait varié de +1,93 m en mars à +2,27 m en octobre (AMANIEU, 1966).
L'YAVANC (1995) constate une variation du même ordre "pendant deux années consécutives (1992 et 1993) le zéro CM a découvert de 0,20 m en février et mars et les hauteurs de PM sont supérieures de 0,50 m en août et septembre".
Les hypothèses pour expliquer ce phénomènes font appel à l'expansion thermique des océans et à la saisonnalité des vents dominants (cf. **I.1.**)

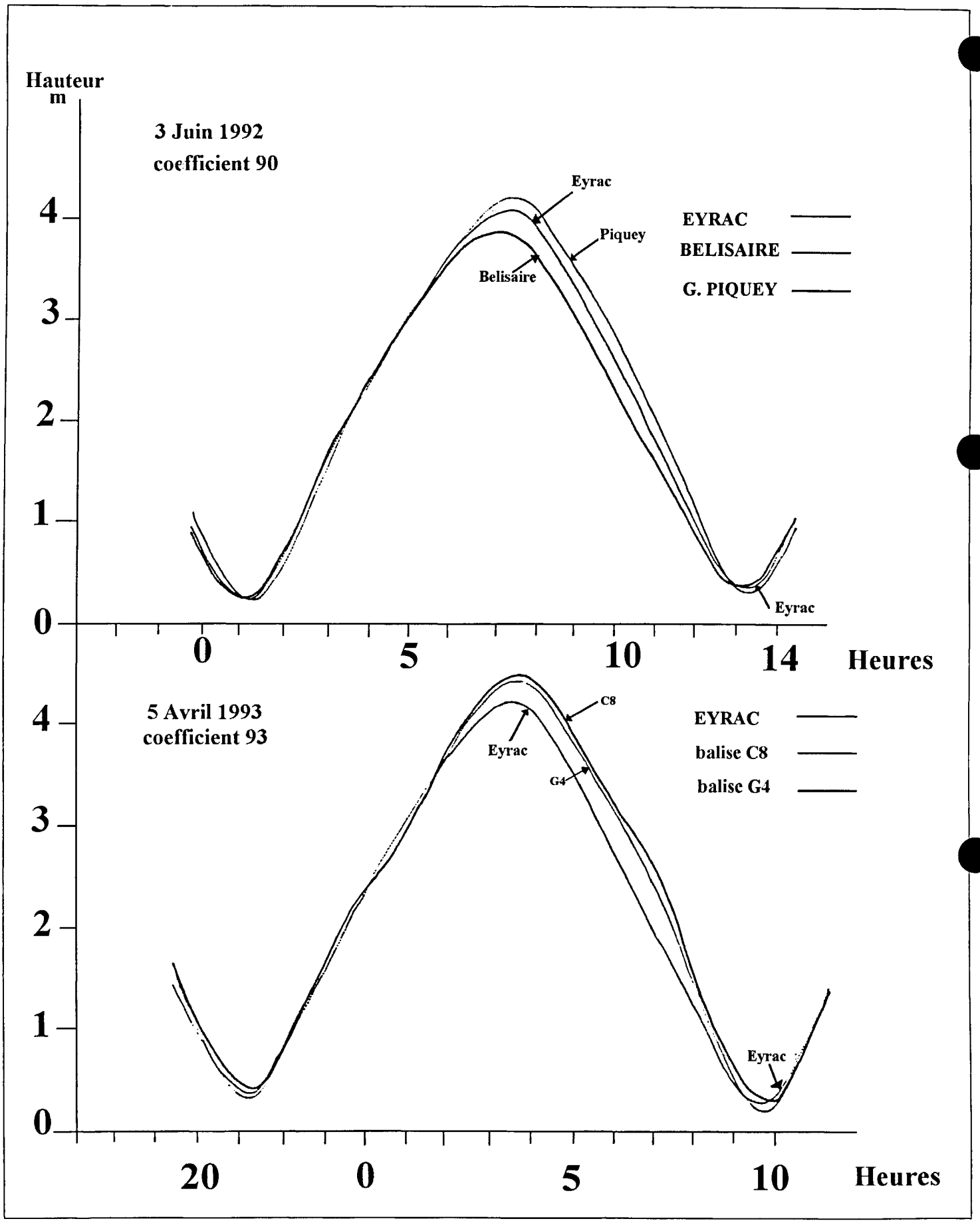


Figure 8 : Courbes de marée en vive-eau (L'YAVANC,1995)

1.2.2. Pénétration de la marée à l'intérieur du Bassin

Le régime de la marée, et par suite la loi des niveaux à l'intérieur du Bassin apparaissent comme assez complexes (LCHF, 1969).

1.2.2.1. Dès le franchissement de la passe Sud, on observe (aux Gaillouneys, Bouée 10, Rotonde)

- une **déformation du marégramme**, caractéristique d'une marée d'estuaire avec une différence de durée entre le montant et le perdant et un amortissement de l'amplitude d'un facteur 0,92 à 0,93 (LCHF, 1969) et 0,95 à 0,96 pour le modèle (SOGREAH, 1991). La durée du montant est supérieure à la durée du perdant de 20 minutes en vive-eau moyenne et de 95 minutes en morte eau moyenne. (L'YAVANC, 1995). Les courbes de marée ci-contre montrent ces déformations (Fig. 8).

- un **retard de pénétration de l'onde de marée** à l'intérieur du Bassin ; en vive-eau, le retard de la BM est d'ailleurs supérieur de quelques minutes à celui de la PM (tableau ci-dessous).

	Retards en minutes par rapport à l'extérieur					
	PM			**BM**		
	Observé*	***Calculé (S)***	***Calculé (I)***	***Observé****	***Calculé (S)***	***Calculé (I)***
Gaillouneys	20	18	14	32	36	
Bouée 10	37	36	29	45	54	
Rotonde(Ferret)	43	45	30	-	78	
Moulleau	52		37			
Bélisaire	60		43			
Piquey	70		62			
Eyrac	75		56			
Andernos	85		79			
Biganos	100					

Tableau 3 : Retard de phases de la marée
(LCHF, 1969* ; SOGREAH, 1991 (S) ; IFREMER, 1994 (I))

Le LCHF (1969), qui a effectué ses mesures entre novembre 1967 et novembre 1968 trouve que "le retard de phase plus important au Ferret qu'au Pilat (Bouée 10) (soit une différence de 6 mn) s'explique par l'absence de profondeur dans la Passe Nord" et ajoute "il y a 30 ans *(donc en 1937)*, quand la Passe Nord était plus profonde, il est possible que le régime ait été différent".

On peut donc vérifier ce qu'il en est aujourd'hui, où la Passe Nord s'est creusée :

- le modèle SOGREAH (1991) donne des résultats pratiquement inchangés, c'est à dire 9 minutes de retard de l'onde au Ferret par rapport à la bouée 10 (Pilat).

- le modèle IFREMER (1994), par contre, donne un retard identique aux deux points (différence pratiquement nulle) et précise que "le tracé des lignes de phase qui avait été déduit par le LCHF, en 1969, est partiellement inexact, notamment pour ce qui concerne le secteur des passes".

Il est donc vraisemblable que l'évolution des passes en trente ans ait modifié les conditions de pénétration de la marée, tout au moins, le retard de phase.

L'évolution bathymétrique de la Passe Sud aux environs de La Salie a entraîné la vérification de la courantologie par SOGREAH (1995) qui conclut que "ces modifications ont peu d'impact sur la pénétration de la marée dans le Bassin."

Cette conclusion rejoint le fait que la Passe Sud diminue d'importance corrélativement au creusement actuel de la Passe Nord.

1.2.2.2. A l'intérieur du Bassin

CLAVEL (1887) observe que "les étales de haute et basse mer se propagent de manière uniforme depuis le Cap Ferret jusqu'au fond du Bassin. A la Chapelle *(jetée située au Nord de Notre Dame d'Arcachon)*, nous sentons déjà l'influence des bancs ou crassats de l'intérieur : à partir de l'instant où ceux-ci sont couverts, la marée a pour débouché tout le bassin ce qui fait que la deuxième moitié du flot monte moins vite que la première. Le point de la courbe où ce changement a lieu correspond à 3 mètres."

Dans les chenaux du Bassin interne, LAMOURE et BALADES (1979) signalent en vive-eau moyenne, entre les deux segments de la courbe de marée, "des paliers" de variation des hauteurs d'eau lors du montant, qui correspondent aux périodes d'étalement des eaux sur les terres."

Ni les mesures ni les modèles ne donnent de paliers aussi nets, mais certaines courbes présentent une légère déformation qui correspond bien au ralentissement de la montée des eaux au moment du recouvrement des estrans (Fig. 8). Ces déformations sont moins prononcées encore en morte-eau qu'en vive-eau.

Au fond du Bassin, en C8 (Arès) et G4 (Audenge), les courbes de marée sont peu différentes de celle d'Eyrac (Fig. 8).
Ce n'est qu'à Biganos, **dans l'Eyre**, que la marée devient typiquement fluviale ; c'est une onde progressive à front raide. Le niveau stabilisé à la côte naturelle de la rivière pendant 4,5 heures s'élève à son maximum en 2,5 heures. Le perdant est plus lent (5 heures) (LCHF, 1969b).

1.2.3. Amplitude de la marée*

1.2.3.1. Variation dans l'espace

Le modèle hydrodynamique (SALOMON et BRETON, 1995) indique que la demi-amplitude de l'onde M2 en marée moyenne (1,35 m au large) "augmente très légèrement à l'Ouest du Banc d'Arguin, puis diminue de 0,02 m environ à cet endroit et augmente progressivement jusqu'à 0,17 m vers le fond du Bassin."

Au large, pour des vives-eaux moyennes (coefficient 95), SOGREAH (1990) donne un marnage de 4,10 - 4,15 m, valeurs déduites de la corrélation avec la marée à Socoa. En coefficient 45, cette valeur est réduite de moitié.

Dans la rade d'Eyrac, le LCHF (1969) "constate un léger gonflement de l'onde marée à Eyrac par rapport aux points aval (+0,10 à 0,15 m)."

Le SMNG-Subdivision d'Arcachon, exploitant le marégraphe d'Eyrac, donne pour des coefficients 90 et 95 respectivement (3,96 - 0,18) **3,78 et** (4,02 - 0,11) **3,91 m.**

Le SHOM dans l'ouvrage 905 (édition 1990) donne pour Eyrac **3,90 m** en vive-eau moyenne (coefficient 95) ; c'est ce chiffre qui a été retenu par SOGREAH (1991).

Le marnage s'élève à 2,05 - 2,11 m à Eyrac en mortes-eaux moyennes (coefficient 45).

Le fond du bassin présente un marnage du même ordre de grandeur (Fig. 8).

En conclusion, il ressort que, globalement, l'amplitude de la marée diffère peu entre le large et l'intérieur du Bassin.

A l'intérieur du Bassin, l'exploitation des données marégraphiques montre que l'amplitude se caractérise schématiquement, de part et d'autre de l'axe charnière EYRAC-Grand PIQUEY et par rapport à la marée à l'extérieur des passes :

- par une diminution au Sud-Ouest (Bélisaire-Passes)
- par un gonflement au Nord-Est

Le modèle IFREMER reproduit bien ces caractéristiques.

1.2.3.2. Variation dans le temps

CASPARI (1873) donne "une moyenne marée de syzygie *(soit coefficient 95)*, entre les cotes +1 m et +4,5 m", c'est à dire un marnage de **3,5 m.**

CLAVEL (1887) trouve pour une vive-eau "ordinaire" un marnage de **4,03** m.

Le LCHF (1973b, tab. 3), donne un certain nombre de hauteurs observées permettant de calculer l'amplitude de la marée à Eyrac à cette époque (mai à août 1972) : pour des coefficients de vive-eau moyenne compris entre 91 et 94, le marnage varie entre **3,68 et 3,88 m.**

IFREMER (L'YAVANC, comm. pers.) de Mars à Juin 1992 pour des coefficients compris entre 90 et 95 donne des marnages à Eyrac compris entre **3,65 et 3,90 m**, ce qui correspond aux chiffres SMNG et SHOM issus de l'exploitation des données marégraphiques sur une longue période.

CASPARI, 1873, trouve qu'"il ne paraît pas, autant qu'on peut l'affirmer en l'absence de repères fixes, que le régime des marées ait varié d'une façon appréciable depuis le levé de M. RAOUL (1813). En comparant les marées observées par BEAUTEMPS-BEAUPRE à la Chapelle avec celles que nous avons observées en 1864-1865, on trouve sensiblement les mêmes résultats".

Compte tenu de la durée des observations LCHF (1969 et 1972) et IFREMER (1992 et 1993) qui intègrent les fluctuations météorologiques, on peut admettre qu'**il n'apparaît pas de différence entre les amplitudes mesurées à vingt ans de distance.**

D'ailleurs, CLAVEL (1887) arrivait à la conclusion que "les changements successifs survenus dans l'entrée du Bassin et dans la disposition des bancs à l'intérieur n'ont pas eu d'influence sensible sur l'heure et la hauteur de la marée".

1.2.4. Surcote/décote

Outre la marée, le niveau du plan d'eau est modifié en permanence par des valeurs de surélévation ou d'abaissement indépendantes engendrées par la pression atmosphérique et par le vent ; quelques exemples suivent.

1.2.4.1. Evénements exceptionnels

Ils surviennent lorsqu'il y conjonction de surcotes aux pleines mers de vive-eau ; citons les quelques exemples suivants relevés par LE DANTEC (1960) :

"Du 29 décembre 1951 au 8 janvier 1952, toutes les expéditions d'huîtres à partir de la côte Sud ont dû être suspendues à la suite d'une submersion du littoral provoquée par un coup de vent au moment de la pleine-mer.

Pendant la grande marée du 10 au 15 décembre 1958 (...) les vents de Sud-Ouest soufflant en tempête ont créé un courant tel de l'Océan vers la baie que (...) le niveau de la mer n'a pas baissé plus qu'en période de mortes-eaux.

A l'inverse, les vents de Nord et d'Est créent un courant de la Baie vers l'Océan entraînant un abaissement appréciable du niveau de basse-mer au moment des vives-eaux" (*ibid.*).

Une pleine mer de tempête en octobre 1882 reste dans la mémoire du pays. CLAVEL (1887) signale au 27 octobre 1882, une hauteur de 5,42 m CM à Eyrac ; "le quartier de l'Aiguillon est submergé et, à Gujan, la mer envahit la voie ferrée sur 3 km" empêchant le passage du train".

Un "raz de marée" est signalé en 1922.

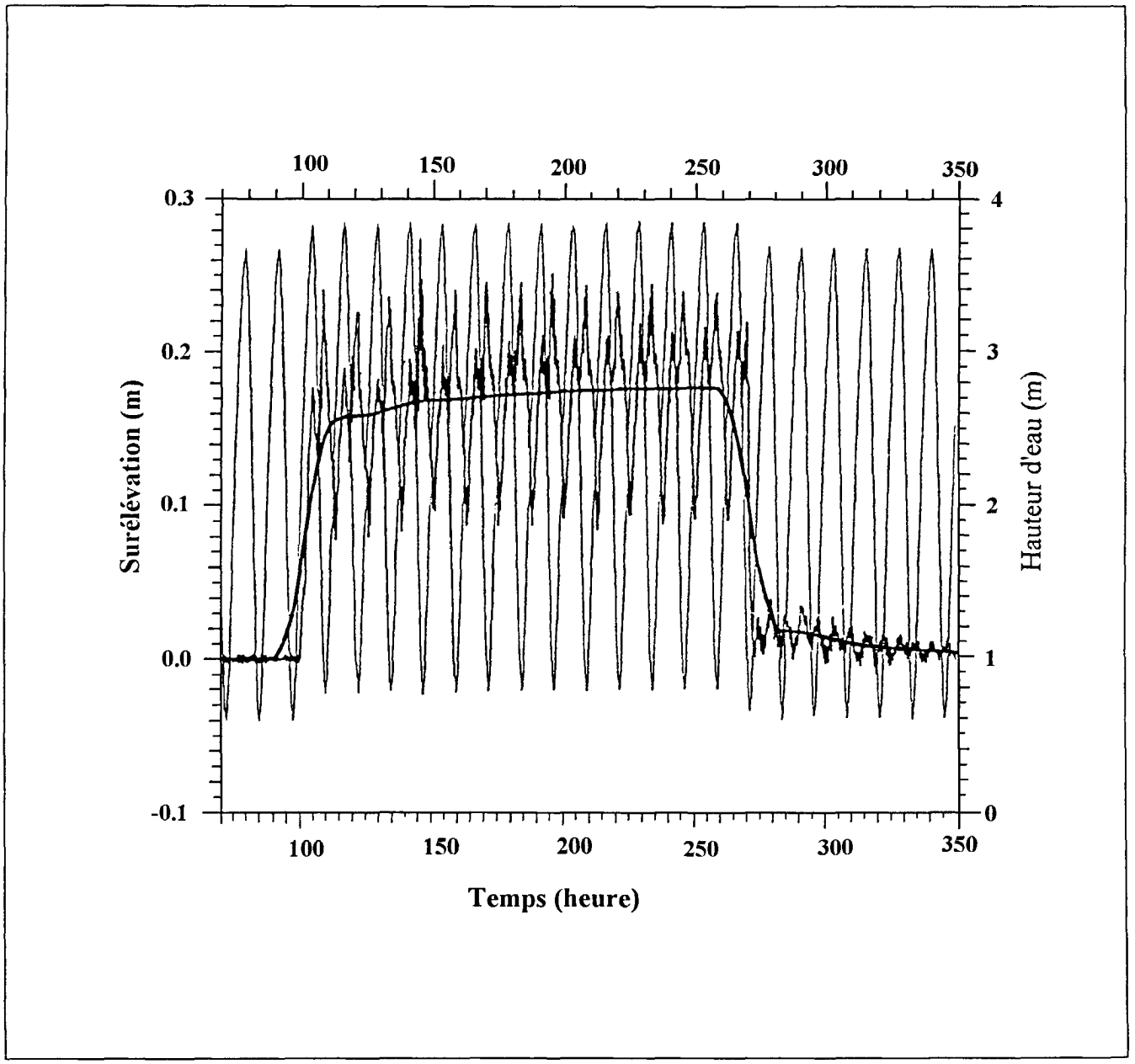


Figure 9 : Effet d'une discontinuité de vent (SALOMON & BRETON, 1995)

Plus récemment, le 12 décembre 1981 à 18 h, la pleine mer de coefficient 104 traverse le front de mer d'Arcachon pour pénétrer dans les résidences ; la voie ferrée est coupée entre Gujan-Mestras et La Hume (Sud-Ouest, 14/12/81) ; le niveau atteint 5,23 m CM. à 18 h 30 à Eyrac (SMNG).

Ces exemples montrent la sensibilité du plan d'eau aux surcotes et, en retour, la nécessité de suivis de longue durée pour lisser les variations aléatoires des courbes marégraphiques.

1.2.4.2. Effet de la pression atmosphérique

Les pressions supérieures ou inférieures à 1023 millibars engendrent respectivement des décotes et des surcotes pouvant aller de -0,25 (anticyclone) à +0,50 m (dépression).

Les types de temps typiques de ces champs de pression s'accompagnent de directions de vent respectivement de Nord et de Sud qui agissent dans le même sens que les pressions sur les niveaux. Les deux actions se conjuguent.

1.2.4.3. Effet du vent

Rappelons que les statistiques de vent sont présentées au chapitre **I**.1.3.

CLAVEL (1887) signale déjà que "la hauteur des pleines et des basses mers, la rapidité d'ascension de la marée, la durée de l'étale sont considérablement influencées par le vent, à l'intérieur du Bassin".

SORIANO-SIERRA (1992) a observé au fond du Bassin (schorre de Lanton) des étales de pleine mer passant de 20 minutes par temps calme à 40 minutes par vent d'Ouest à Sud.

On observe assez communément des surcotes par rapport à la hauteur de marée prédite de l'ordre de 0,5 m, du type de celle signalée par le LCHF (1969) surcote déjà observée il y a un siècle (PAIRIER et DROELING, 1855).

Ces surcotes peuvent perdurer :

"Depuis septembre 1960, non seulement à Arcachon mais sur toute la côte Atlantique, le niveau de la mer baisse moins (0,50 m environ) que le coefficient des malines (c'est à dire des fortes marées) ne l'indique. L'état de la mer au large (...) serait responsable de cette situation, qui gène d'autant plus l'évacuation de l'eau douce par les passes." ("La France" du 21.01.61).

La **modélisation de l'effet du vent sur la hauteur du plan d'eau** (SALOMON et BRETON, 1995) est représentée Figure 9 : en trait fin la courbe sinusoïde de la hauteur d'eau (m) suivant les cycles de marée, en **trait gras**, d'une part le graphique de la valeur de la surcote instantanée et d'autre part la courbe unie de surcote (en m) du niveau moyen : deux types d'indications ressortent de cet examen :

- en marée moyenne, lorsque le vent souffle en permanence de secteur Ouest à une vitesse de 10 $m.s^{-1}$, ces hauteurs, comparées à la cote du niveau moyen par vent nul, montrent

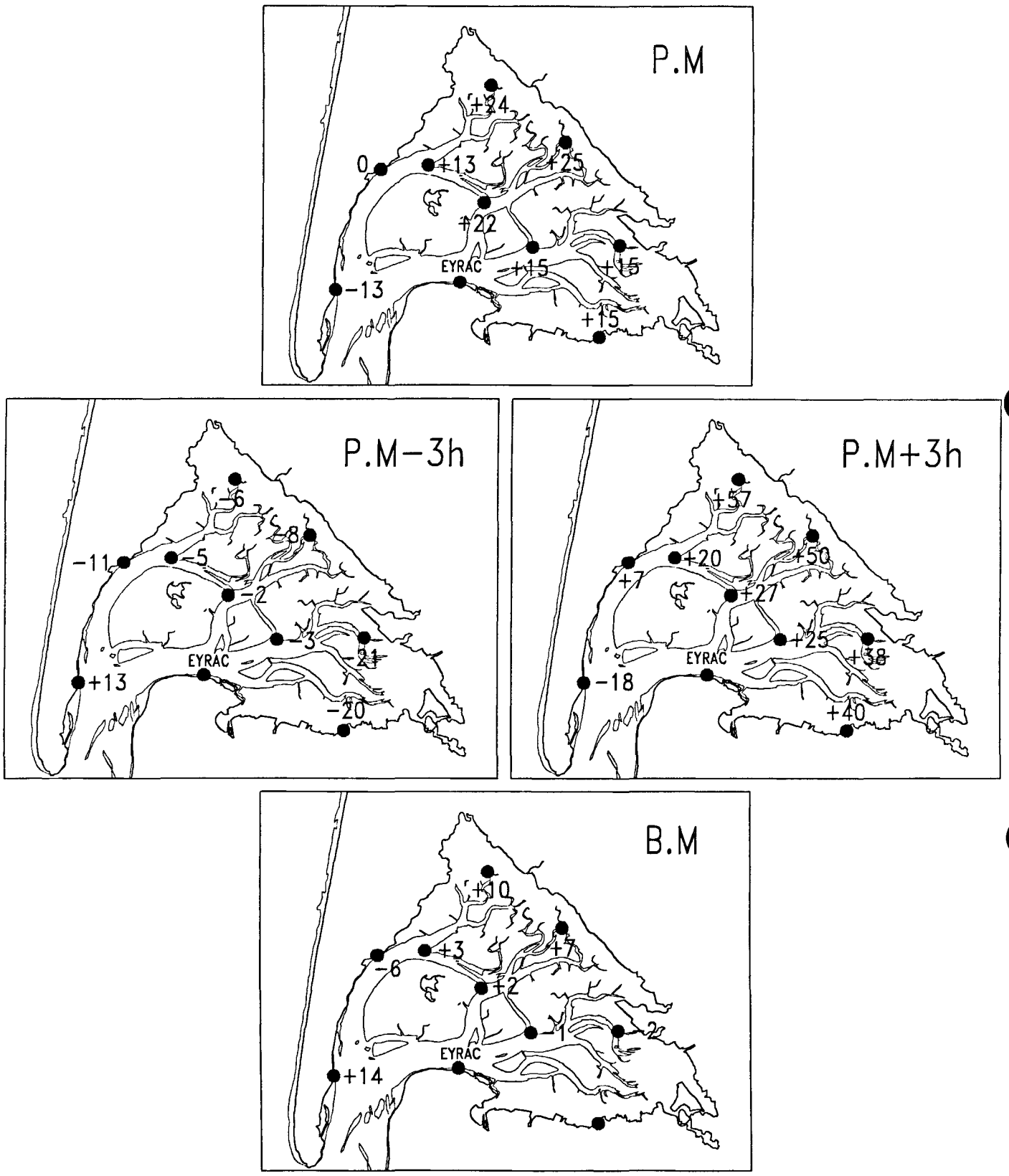


Figure 10 : Dénivelé du plan d'eau (en cm) par rapport à Eyrac (L'YAVANC, 1995)

une élévation (surcote) de quelques centimètres : +0,03 m à Mapouchet, 0,05 m dans le Teychan par exemple.

- lorsqu'un vent d'Ouest de 15 $m.s^{-1}$ souffle de manière temporaire, on constate une surcote variant constamment au cours de la marée entre +0,10 et +0,25 m qui s'installe et disparaît en trois heures environ par rapport au début et à la fin de l'épisode venteux. La surcote maximale est observée à pleine mer et basse mer ce qui entraîne également la surélévation du niveau moyen, mais avec un retard supérieur, de l'ordre de 50 heures.

Compte tenu du délai d'action de 3 heures, nécessaire à l'établissement du niveau, on peut déduire qu'un régime de brise estivale en vive-eau peut élever les pleines mers du soir (vent d'Ouest) et abaisser les pleines mers du matin (vent d'Est).

1.2.5. Pente instantanée du plan d'eau

Nous avons vu précédemment que la propagation de la marée a pu être récemment affinée par les mesures (L'YAVANC, 1995). Ce travail a apporté une meilleure connaissance de la pente instantanée du plan d'eau.

On sait déjà d'après LARRAS (1964) que "le niveau de la surface libre ne peut pas varier d'une façon parfaitement identique et synchrone sur toute l'étendue d'une lagune de grandes dimensions."

Dans son mémoire sur le Bassin, CASPARI (1873) avait globalement "considéré à un instant déterminé les eaux comme formant un plan incliné (...) sauf aux environs de la haute et basse mer".

AMANIEU (1966) considère que "les hauteurs atteintes par la haute mer sont, par temps calme et pour une même marée, à peu près partout identiques".

Mais le LCHF (1969) montre déjà que, précisément à la pleine mer d'Eyrac, "le perdant s'est amorcé depuis plus de 30 minutes au Pilat et au Cap Ferret ; (tandis que) vers l'Est subsiste une faible pente ascendante".

L'YAVANC (1995) précise, grâce à de nombreuses observations, en particulier dans le milieu du Bassin, que "c'est pendant la première partie du perdant que les écarts s'accentuent et peuvent atteindre en vive-eau 0,50 m, en particulier entre Eyrac et Arès ; cette déformation est moindre en morte-eau (0,30 m)". Les figures ci-contre montrent les écarts de niveau entre Eyrac et les autres stations du Bassin à pleine mer, pleine mer +3, basse mer, pleine mer -3 en vive eau moyenne (Fig. 10). L'auteur observe des hauteurs supérieures à Piquey par rapport à Eyrac en jusant, ce qui témoignerait de l'effet d'obstruction dû aux bancs de La Vigne-Courbey.

L'influence de la morphologie sur les écoulements peut donc être déduite des déformations du plan d'eau ; une exploitation des résultats détaillés du modèle IFREMER peut fournir à cet égard un grand luxe d'informations.

L'étude de la pente du plan d'eau n'est pas gratuite : les restitutions photogrammétriques et satellitaires des contours des chenaux ont négligé cette non planéité du plan d'eau à l'instant de la prise de vue, faute de données précises.

1.3. Courants

1.3.1. Généralités

Pour leur importance en navigation, les courants ont, de tout temps, retenu l'attention des marins et les observations sont nombreuses ; mais les mesures sont délicates et sujettes à de nombreuses perturbations : de plus, l'utilisation des courantographes à hélice ou à rotor de Savonius s'avère inopérante à cause de l'abondance des feuilles de zostères dans la masse d'eau.

Citons par ordre chronologique les mesures de :

- CLAVEL, 1887.
- THOULET, 1894. Mesures de surface sur un cycle de marée à Eyrac.
- VAN STRAATEN, 1950. Mesure sur une radiale traversière du banc des Abatilles.
- SHOM, Instructions Nautiques. C2.3 (Courants généraux) et ouvrage n° 550 (courants de surface en 6 stations de la Rade d'Eyrac).
- LE DANTEC, 1968. Suivi de flotteurs à partir de l'Eyre et du canal des Etangs en 1961.
- BOUCHET, 1968. Mesures des courants de fond en 22 stations des chenaux.
- LCHF, 1969. Mesures courantologie de la partie Ouest du Bassin effectuées en 1967 et 1968.
- LCHF, 1973 b. Mesures courantologie de la partie Est du Bassin effectuées en 1972.
- LCHF, 1977. Campagne complémentaire de mesures courantologiques avec le CETE (1977) et synthèse.
- BABIN, 1990. Mesures de courants à Bélisaire.
- GASSIAT, 1989. Mesures de courants et suivis de flotteurs dans le chenal du Ferret.
- PAB, 1989. Chenal de Piquey, Bouches de l'Eyre et Eyre rivière.
- SOGREAH, 1991. Mesures dans le chenal du Pyla (Bouée 10).
- IGBA, 1992. Mesures surface-fond dans le chenal du Moulleau, au Pyla.

1.3.2. Courants à l'Océan

Sur le plateau continental, devant Arcachon, la circulation des eaux est soumise à quatre types d'impulsions principales : la dérive Nord-Atlantique, les vents saisonniers, la houle, la marée.

1.3.2.1. Courants généraux

Dans le Golfe de Gascogne, (...) l'essentiel de la circulation est dû aux effets du champ régional du vent, et plus particulièrement aux coups de vent ; on ne distingue donc pas de circulation générale définissable mais des tourbillons locaux, de l'ordre d'une centaine de

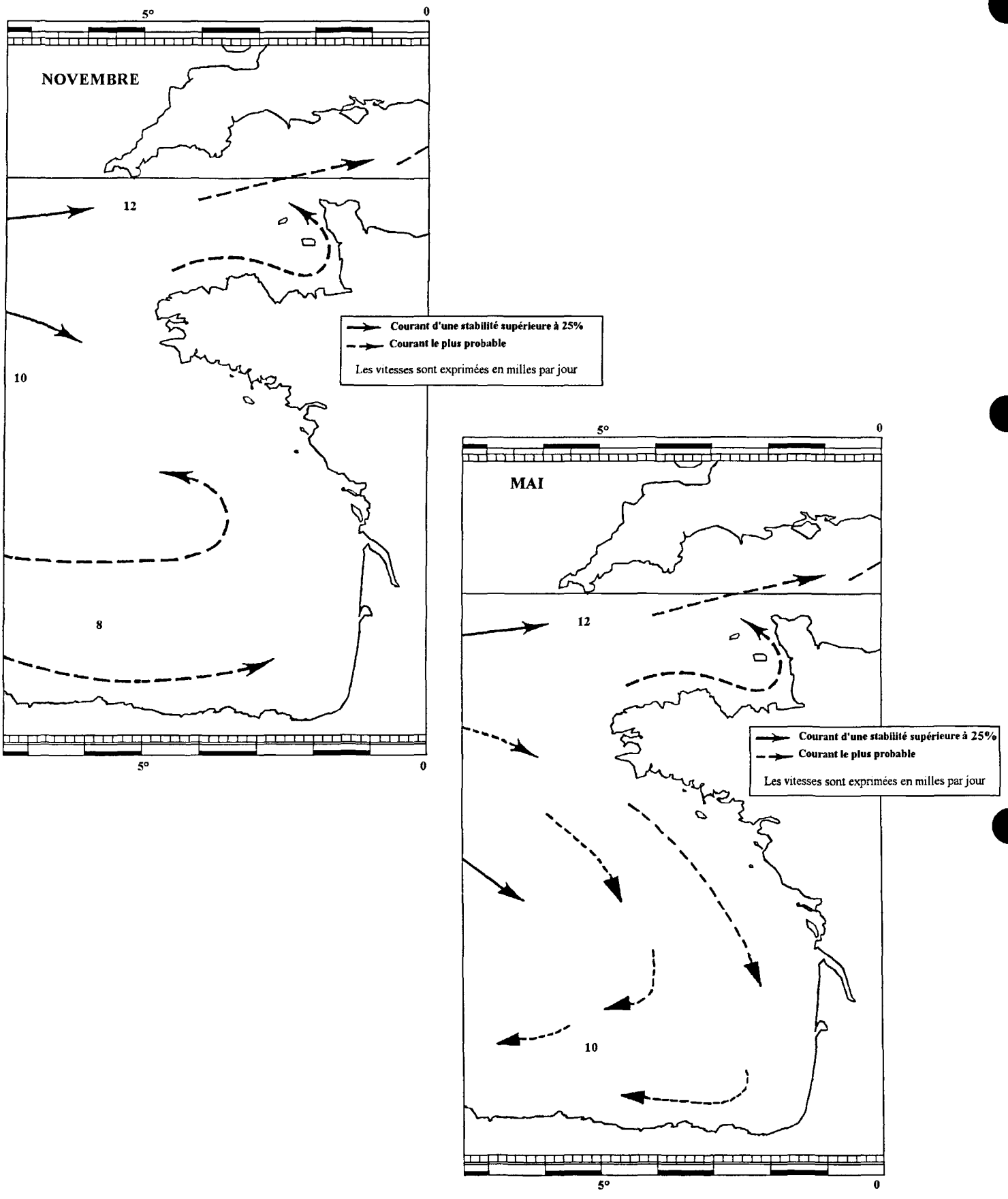


Figure 11 : courants saisonniers (SHOM, INC 2.3,1988)

kilomètres de diamètre, régis par des mouvements atmosphériques de périodes saisonnières ou annuelles (CAVANIE et HYACINTHE, 1976).

1.3.2.2. Courants saisonniers dus au vent

"Dans le Golfe de Gascogne les courants sont faibles et particulièrement sensibles à l'influence des vents régnants ou ayant soufflé (LCHF 1979).

Deux situations s'opposent (SHOM, INC 2.3. 1988, cartes 0341 B et D) (Fig. 11), selon que l'on se trouve à la mauvaise ou à la belle saison :

En mauvaise saison :

- A l'automne, il existe un courant portant à l'Est, puis au Nord-Est, le long de la côte espagnole.
- Pendant l'hiver, le courant vient de l'Atlantique, longe la côte septentrionale de l'Espagne en portant à l'Est. A l'Est du méridien 5° Ouest, il porte au Nord-Est ; plus au Nord, il prend une direction Nord-Ouest parallèlement à la direction générale de la côte française entre la Gironde et Penmarc'h.

En belle saison :

- Au printemps, dans la partie orientale du Golfe de Gascogne, le courant porte au Sud-Est, parallèlement à la direction générale de la côte, jusqu'à la latitude de la Gironde. Plus au Sud, le courant porte au Sud-Ouest, puis à l'Ouest en longeant la côte septentrionale de l'Espagne.

Il semble donc que ces courants soient orientés différemment suivant la saison.

"Pendant la belle saison, la prédominance des vents de secteur Nord (Nord-Ouest à Nord-Est) expliquerait l'existence d'un courant Nord-Sud.

En hiver, les vents les plus forts d'Ouest et de Sud-Ouest (vents d'afflux) déterminent une **remontée de niveau le long du littoral** et par suite une pente orientée vers le large, d'où un courant vers le Nord-Ouest" (LCHF, 1979).

Bien entendu "ces courants sont très loin d'être constants pendant toute la saison. Ils dépendent de situations météorologiques qui se reproduisent **dans les grandes lignes** annuellement (...) mais non avec une parfaite régularité. Dans l'état actuel des connaissances, "les variations de vitesse et de direction de ces courants ne paraissent pas prévisibles." (*ibid.*)

1.3.2.3. Courant de dérive dû à la houle ou dérive littorale

"Le courant de dérive est sensible uniquement à proximité immédiate de la plage (LCHF, 1979). Ce courant prend très généralement la direction du Sud.

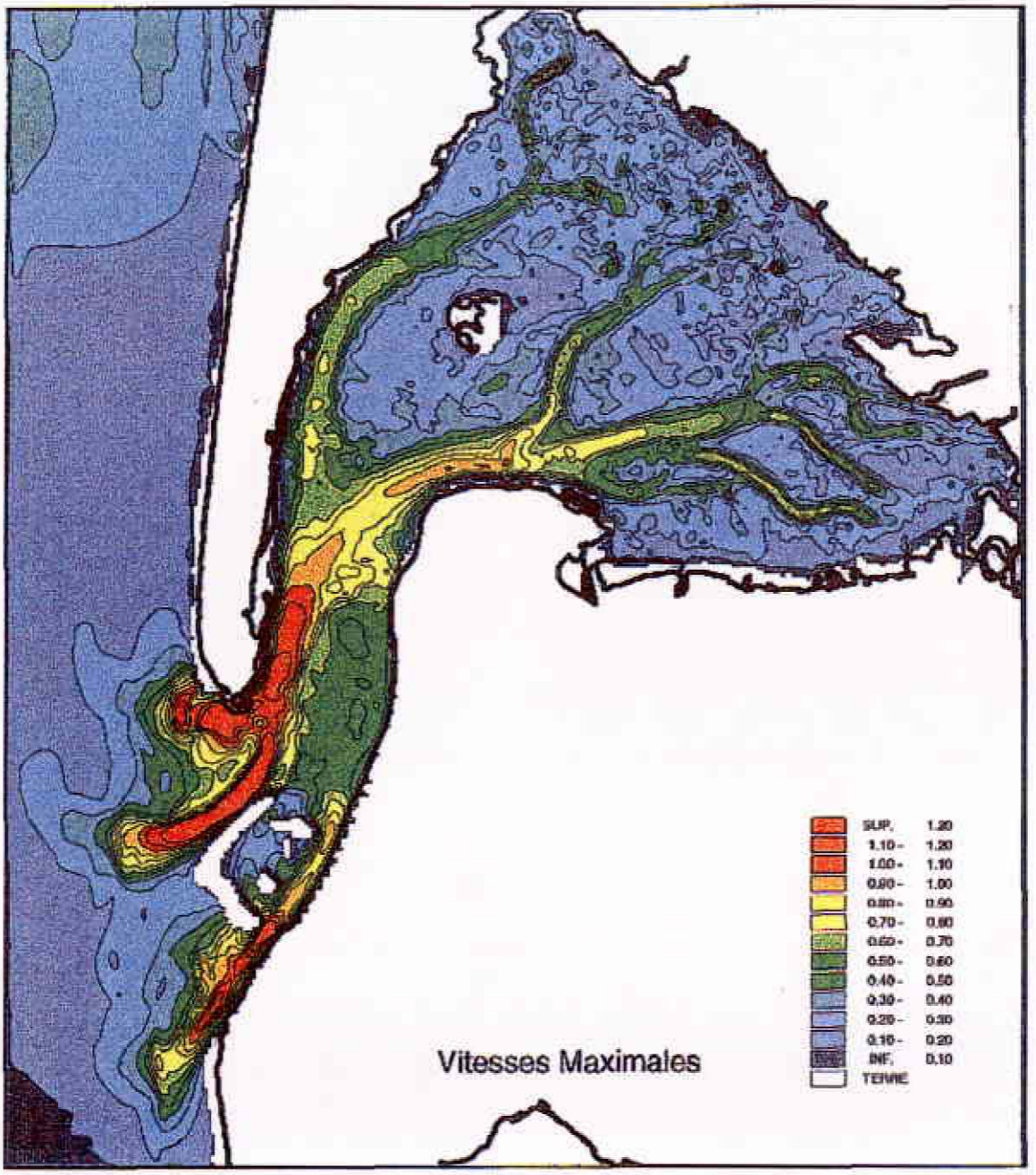


Figure 12 : Vitesses maximales des courants en marée moyenne (coeff. 70) (SALOMON et BRETON, 1995)

Deux situations peuvent être schématisées :

- Beau temps : "par houles d'Ouest-Nord-Ouest de 2 m d'amplitude au déferlement, un courant de 0,80 m/s est induit.

- Mauvais temps : "par houles de 6 m d'amplitude d'Ouest-Nord-Ouest, un courant de 1,45 m/s est induit.

Inversement, des dérives momentanées vers le Nord peuvent être liées aux tempêtes de Sud-Ouest.

1.3.2.4. Courants de marée

Le SH (ouvrage 550) indique que l'on a peu de renseignements précis sur les courants de marée au large de la côte entre Gironde et Bidassoa, qui sont d'ailleurs en général masqués par les courants dus au vent. Les courants de marée sont giratoires par la droite. Dans les 2/3 Nord de cette côte, le courant porte vers le Nord à basse mer, vers l'Est à mi-montant, vers le Sud à pleine mer et vers l'Ouest à mi-marée descendante. Les vitesses, qui décroissent à mesure que les profondeurs croissent, sont de l'ordre de 0,5 noeud" (0,24 $m.s^{-1}$). *Le long du littoral, le modèle IFREMER confirme que la composante Nord-Sud du courant de marée s'inverse à mi-marée descendante et à mi-marée montante, la vitesse étant maximale durant les étales.*

1.3.2.5. Superposition des courants

"Aux courants de marée (4) se superposent des courants généraux (1) ou saisonniers (2) qui peuvent diminuer ou même annuler les composantes contraires du courant de marée. (...) Cependant il est des cas où ces courants peuvent s'additionner : avec un courant général ou saisonnier (été) portant au Sud, le maximum de vitesse du courant de marée portant au Sud aux environs de la pleine mer peut être renforcé ; de la même façon, avec un courant général ou saisonnier portant au Nord (hiver), le maximum de vitesse du courant de marée portant au Nord à basse mer peut être renforcé.

1.3.3. Courants du Bassin d'Arcachon

Des abords extérieurs au fond du Bassin, les courants de marée sont omniprésents mais fort variables dans le temps et dans l'espace.
Nous donnons ici les résultats des observations par zones que nous avons pu recueillir.
Les vitesses maxima obtenues en marées moyennes par le modèle IFREMER (SALOMON et BRETON, 1995) sont présentées Fig. 12.

1.3.3.1. Large

A 5 km dans le Sud-Ouest du phare du Cap Ferret par 20 m de fond, **le courant de marée** est giratoire dans le sens rétrograde ; la vitesse maximale enregistrée s'est élevée à 0,18 $m.s^{-1}$ par coefficient 112 (LCHF, 1969), mais à proximité des passes, le long de la côte, au Nord et au Sud, la marée produit un "appel" qui déforme sensiblement la rose de courant, en favorisant l'axe Nord-Sud.

1.3.3.2. Côte girondine

Au large du Grand Crohot, sur les fonds de 22 m, le **courant général** à mi-profondeur était orienté en moyenne vers le Sud (juillet) avec des vitesses comprises entre 0,05 et 0,10 $m.s^{-1}$. L'augmentation du coefficient de marée diminue la vitesse vers le Nord au flot et augmente la vitesse vers le Sud à Sud-Ouest au jusant ; celle-ci atteint **0,30 $m.s^{-1}$.**

1.3.3.3. Côte landaise

Devant La Salie, les courants de marée sont giratoires avec une dominante Nord ou Sud selon la direction du vent ; ainsi par vent de Sud à Sud Ouest, les courants dominants sont orientés au Nord avec des vitesses de 0,20 à 0,25 $m.s^{-1}$ (LCHF, 1969).

Jusqu'aux fonds de 28 m devant La Salie "le courant de marée giratoire de sens rétrograde (dans le sens des aiguilles d'une montre), dirigé au Sud ou Sud-Sud-Ouest à la pleine mer, à l'Ouest au descendant, au Nord ou Nord-Est à basse-mer ; il ne dépasse pas 0,2 m/s" et "il ne semble pas que la vitesse croisse proportionnellement au coefficient" (LCHF, 1969).

1.3.3.4. Passes

Il faut distinguer les mesures faites à l'extérieur des passes de celles faites dans les chenaux :

- les divers enregistrements effectués **aux alentours des passes** et de la bouée d'atterrissage montrent des courants giratoires rétrogrades de **vitesses en général inférieures à 0,20 $m.s^{-1}$** (LCHF, 1969), mais "**à proximité de l'entrée de la passe Sud** (1968), (si)" le courant de marée garde son allure giratoire, le fort du flot étant orienté entre le Nord-Est et le Sud-Est, le fort du jusant entre le Sud-Ouest et le Nord-Ouest, les vitesses sont plus fortes que dans le Sud (*zone Salie),* avec un maximum de **0,30 $m.s^{-1}$** " (*ibid.*).

- **dans les chenaux des passes,** les vitesses sont beaucoup plus considérables : "**A l'entrée**, le courant renverse une demi-heure environ après la haute mer et la basse mer ; il atteint des vitesses de 4 noeuds (**2 $m.s^{-1}$**) en jusant ; le flot ne dépasse guère 2,5 noeuds (**1,2 m s^{-1}**)" (CLAVEL, 1887). **Sur la barre**, le SH ouvrage 550 donne, pour des V.E moyennes, deux noeuds (**1,0 $m.s^{-1}$**) en flot et 3,5 noeuds (**1,75 $m.s^{-1}$**) en jusant au maximum.

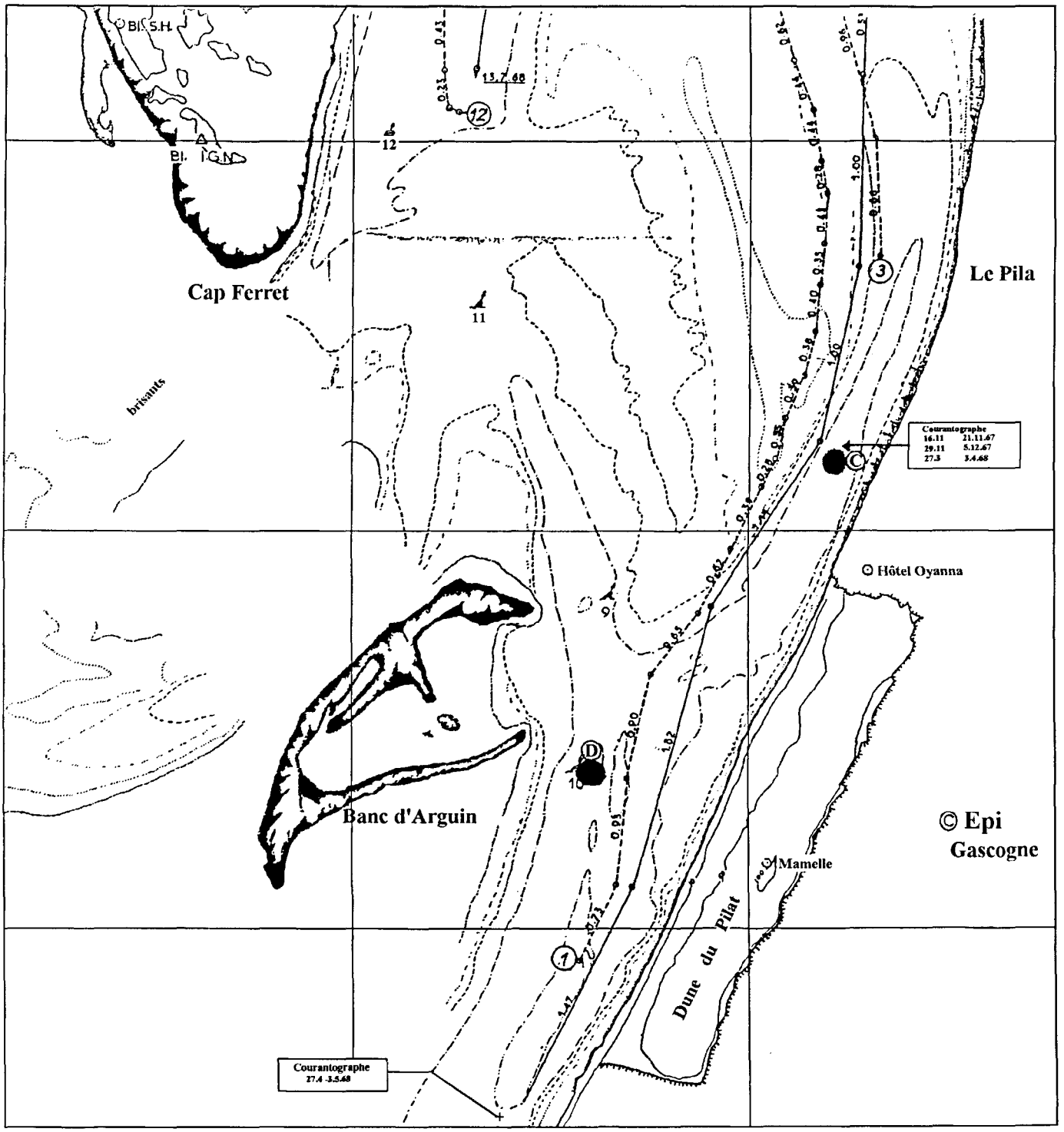


Figure 13 : Stations de mesures de courants C et D (LCHF, 1969-1977)

Le modèle IFREMER donne des vitesses maxima en marée moyenne de 1,4 m.s^{-1} dans la passe Nord et de 1,0 m.s^{-1} dans la passe Sud.

Courants dans le secteur des passes et de La Salie

La reproduction des courants par le modèle CYTHERE ES1 (SOGREAH, 1991) montre que :

- l'influence du vent est surtout marquée au large (avec les limites de la modélisation 2D des courants dus au vent) ;
- le rapprochement de la passe Sud du wharf de la Salie se traduit par une **augmentation sensible des courants aux abords de ce dernier.**

Passe Sud à la Bouée 10 (Arguin-Est)

Le tableau ci-joint résume les valeurs maximales mesurées en flot et en jusant lors de deux séries de mesures (LCHF, 1977) (Fig 13).

Date	Coefficient	Flot	Jusant
24/11/1968	107	0,80	1,70
01/09/1977	92-87	1,30	1,95

Tableau 4 : Vitesse maximale du courant à Arguin (en m.s^{-1}) (LCHF, 1977)

Ces résultats manquent de cohérence en flot.

L'influence de l'évolution des passes avait été simulée par le modèle LCHF (1973a - tome 3) : "ce n'est que lorsque la passe Nord s'est ouverte plus au Sud et que sa direction est devenue tangente au Banc d'Arguin (...) qu'on a obtenu une légère diminution de la vitesse des courants (passe Sud) en flot et de façon plus caractérisée en jusant."

Les vitesses maximales obtenues en marée moyenne par le modèle IFREMER dans ce secteur s'échelonnent entre 0,50 et 0,70 m.s^{-1}.

L'évolution réciproque des passes explique donc parfaitement cette diminution des vitesses.

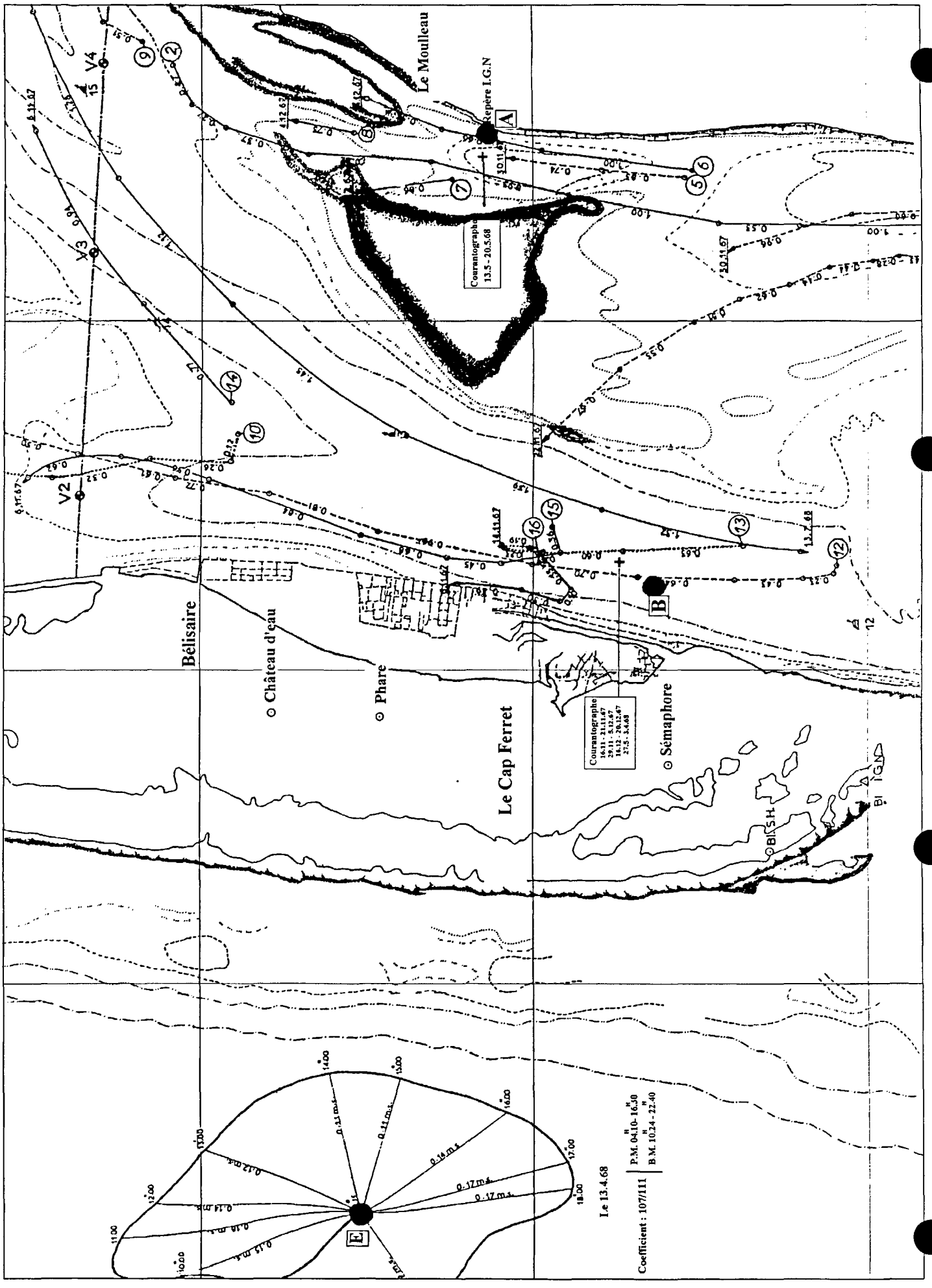


Figure 13 bis : Stations de mesures de courants A et B (LCHF, 1969-19. 7)

1.3.3.5. Passes intérieures

Dans le Chenal du Ferret

VAN STRAATEN (1950), dans une station d'observation située sur la rive orientale du chenal de jusant - Cap Ferret -, a pu mesurer la très grande prédominance de vitesse du jusant qui dépasse 0,75 $m.s^{-1}$ pendant une heure et demie tandis que le flot n'atteint pas 0,4 $m.s^{-1}$.

Dans la fosse du Cap Ferret et à la Bouée 10, "le jusant dépasse 3 noeuds" (1,5 $m.s^{-1}$) par coefficient 90 ; le flot est plus faible (LCHF, 1969).

Dans le chenal du Cap Ferret les courants résiduels de fond sont orientés au jusant à l'exception, selon GASSIAT (1989), de la zone comprise entre le Nord de Mimbeau et Bélisaire où, à 2 m du fond, BABIN (1990) a mesuré des vitesses maximales **en flot** de 1,2 $m.s^{-1}$ en morte-eau et 2,3 $m.s^{-1}$ en vive-eau. Ces vitesses sont très supérieures à la gamme de vitesses du LCHF et ne correspondent pas au schéma général de suprématie des vitesses de jusant (même dans le chenal du Piquey), ce qui pourrait provenir d'une localisation particulière de la station de mesure dans une zone frontale ou de contre courant.

ORGERON (1974), résumant les observations LCHF, donne des vitesses dans le chenal du Ferret à mi-profondeur : 1,5 $m.s^{-1}$ en vive-eau et 0,75 $m.s^{-1}$ en morte-eau.

Le tableau ci-dessous regroupe les deux séries d'observations effectuées dans le Chenal du Cap Ferret (profil Rotonde, station B) (Fig. 13 bis) par le LCHF (1977) :

Date	Coefficient	Flot à PM-3,5	Jusant
12/09/1968	90-89	1,15	1,60
04/08/1977	80-74	1,00	1,50

Tableau 5 : Vitesses maximales du courant, chenal du Ferret (en $m.s^{-1}$) (LCHF, 1977)

Pour le LCHF (1973a) : "la vitesse de courant de jusant ne semble pas être affectée par la position des passes extérieures ; par contre, lorsque la passe se rapproche du Banc d'Arguin et prend une direction presque Nord-Sud, la renverse est plus violente et la vitesse est accrue en début de flot" ; un accroissement des vitesses de flot serait donc à attendre prochainement puisque l'engainement de la passe Nord évolue vers la configuration ci-dessus.

Le modèle IFREMER donne des vitesses maximales de 1,1 $m.s^{-1}$ en marée moyenne dans le chenal du Ferret. *En considérant la différence de coefficient (70 par rapport à 80-74), la différence entre ces mesures n'est guère sensible.*

Dans le Chenal du Pyla

Dans la situation des passes intérieures où les chenaux du Ferret et de Pyla-Moulleau sont séparés au Sud par un chenal transversal peu profond, les courants y atteignent des vitesses élevées : c'était déjà le cas il y a un siècle où CLAVEL (1887) notait : "en jusant comme en flot, le courant est très violent sur la barre qui relie la Rade de Moulleau à celle du Cap Ferret ***(position du chenal transversal de liaison)*** ; il atteint sur ce point des vitesses de 4,5 noeuds (**2,2 m.s^{-1}**).

Le LCHF (1969) a fait quelques mesures dans le chenal du Pyla (épi Neptune Gascogne)

Date	*Coefficient*	*Flot*	*Jusant*
13-06-68	88-85	1,15	1,24

Tableau 6 : Vitesses maximales du courant, Chenal du Pyla (en m.s^{-1}) (LCHF, 1969)

Le jusant est ici encore dominant, mais de peu. CLAVEL (1887) remarque que "au Nord de cette barre *(qui sépare les chenaux de Ferret et de Moulleau)*, le flot a une tendance à suivre la côte Est. Le jusant, au contraire, suit la côte du Cap Ferret."

Dans le Chenal du Moulleau

En marée de grande morte-eau dans le Chenal du Moulleau, le flot atteint 0,66 m.s^{-1} et le jusant, seulement 0,56 m.s^{-1} (VAN STRAATEN, 1950).

Le LCHF (1969), a trouvé près de 1,0 m.s^{-1} en flot de grand coefficient à la **jetée du Moulleau** (station A) (Fig. 13 bis) On peut voir (tableau ci-dessous) que les vitesses de flot sont supérieures aux vitesses de jusant, ce qui est exceptionnel dans le Bassin.

Date	*Coefficient*	*Flot*	*Jusant*
02-12-67	100-99	0,65	0,56
24-09-68	107-106	0,95	0,56

Tableau 7 : Vitesses maximales du courant, Chenal du Moulleau (en m.s^{-1}) (LCHF, 1969)

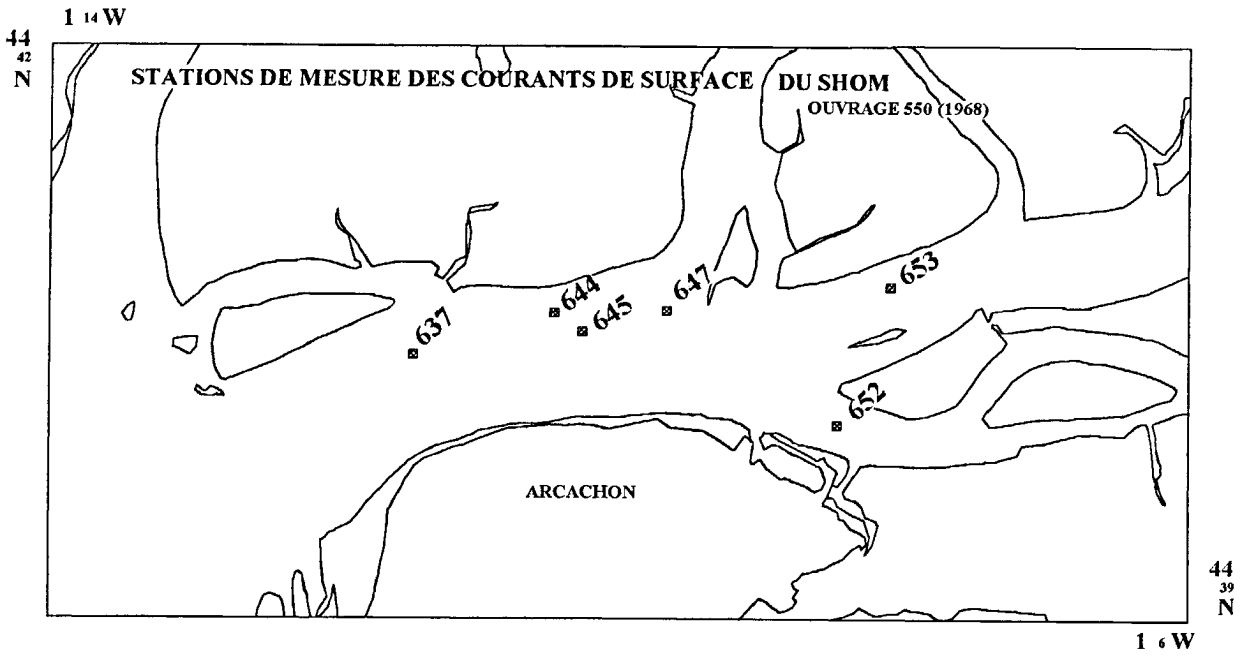


Figure 14 : Stations de mesure des courants de surface du SHOM (1968)

Le modèle IFREMER donne des vitesses maximales de 0,5-0,6 m.s^{-1} en marée moyenne dans le chenal du Moulleau-Pyla.

Un mouvement giratoire du courant en sens inverse des aiguilles d'une montre autour du banc de Bernet est mise en évidence.
Néanmoins, pour l'ensemble des passes intérieures THAURONT (1994) conclut "d'après la répartition des dunes hydrauliques, qu'il n'y a pas un chenal de flot et un chenal de jusant mais une répartition SSW-NNE des zones de flot et de jusant dans chaque chenal."

1.3.3.6. Bassin intérieur

1) Courants dans les chenaux

A Bélisaire comme à Eyrac, le jusant est plus intense que le flot, il est également plus bref notamment à Bélisaire.

Devant Arcachon (Chenal d'Eyrac)

Le Service Hydrographique de la Marine a réalisé, en 1967, des mesures en surface en vive-eau et en morte-eau moyennes en six stations autour de la Rade d'Eyrac (Fig. 14).

Les vitesses maximales de flot en vive-eau ont lieu généralement à PM-2, parfois à PM-1 ; elles atteignent 1,5 m.s^{-1} à la station n° 645.

Les vitesses maximales de jusant ont lieu généralement à PM+3, et à PM+4 pour les stations situées à l'Est ; elles culminent à 1,7 m.s^{-1}, toujours à la station n° 645.

Les mesures de vitesse exécutées par le LCHF (1969) sur le profil Legallais (station V) sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Date	*Coeff*	*Flot*	*Jusant*
03/11/1967	112-110	1,50	2,00
05/08/1977	68-62	1,10	1,20

Tableau 8 : Vitesses maximales de courant dans le chenal d'Eyrac (Legallais) en m.s^{-1} (LCHF, 1977)

Ces valeurs proviennent de mesures à trois niveaux (surface, mi-profondeur, fond) dont on a retenu la plus élevée (surface).

En août 1977, en flot comme en jusant, la vitesse des courants de fond était inférieure à celle de surface et mi-profondeur. A l'étale de basse mer, on pouvait remarquer une légère tendance à la renverse du courant de fond avant celle des tranches supérieures.

On constate, comme c'est la règle générale dans tout le Bassin, des maxima de jusant supérieurs à ceux de flot ainsi que la possibilité de perturbations considérables des écoulements, d'origine météorologique (LCHF, 1977).

Les vitesses maximales obtenues en marée moyenne par le modèle IFREMER atteignent en flot 0,4 m.s^{-1} à Bélisaire et 0,5 m.s^{-1} à Eyrac, et en jusant respectivement 0,5 m.s^{-1} et 0,7 m.s^{-1}.

Elles peuvent atteindre 1,00 m.s^{-1} au milieu du chenal d'Eyrac.

Au Grand Piquey

Le LCHF (1969), par grand coefficient et gros temps d'Ouest, a mesuré des vitesses de flot de 3,1 m.s^{-1}.

Des mesures ont été effectuées lors de marées de coefficients décroissants :

Date	*Coeff*	*Niveau*	*Flot*	*Jusant*
04/11/1967*	107-101*	Surface	3,10*	-
18/03/1968	103-97	Surface	0,90	0,70
12/08/1972	91-88	Surface	0,84	0,92
		1/2 profondeur.	0,80	0,80
		Fond	0,70	0,60
02/09/1977	82-76	Surface	0,65	0,85
		1/2 profondeur.	0,65	0,75
		Fond	0,60	0,60

** Mesures effectuées par un gros temps d'Ouest ayant provoqué un violent afflux d'eau dans le Bassin.*

Tableau 9 : Vitesses maximales de courant au Grand Piquey (en m.s^{-1}) (LCHF, 1977)

On remarque que la suprématie des courants de jusant est ici moins nette, surtout au fond.

Les courants résultants montrent que dans l'axe de Mapouchet-Teychan, les vitesses maximales sont respectivement de 0,8 m.s^{-1} en flot et de 1,4 m.s^{-1} en jusant, alors que dans le chenal du Piquey elles n'atteignent respectivement que 0,7 et 0,65 m.s^{-1}.

Le modèle IFREMER donne des vitesses maximales en marée moyenne de 0,70 m.s^{-1}.

Dans les Chenaux transversaux

"Hormis le cas de déséquilibre du plan d'eau sous l'effet du vent *(qui produiront des délestages d'un bassin hydrographique dans un autre)* il ne semble pas que les grands chenaux d'intercommunication du réseau ramifié (Chenal de l'Ile et Chenal du Courant) soit le siège de courant notable. On est tenté d'attribuer leur existence à une situation très antérieure et très différente dans laquelle par exemple, les eaux amenées par Girouasse s'écoulaient vers le Piquey et non vers Eyrac, le Chenal de Mapouchet n'ayant pas son développement actuel." (LCHF, 1977).

Les vitesses maximales obtenues en marée moyenne par le modèle IFREMER dans les chenaux transversaux est comprise entre 0,2 - 0,4 m.s^{-1} (chenal de l'Ile, du Courant, du Courbey)

Chenaux intérieurs

Dans ces secteurs internes, une bonne part des vitesses de courant ont été surtout déduites des suivis de flotteurs en subsurface.

Deux sources de données sont disponibles, l'une émanant de l'ISTPM (LE DANTEC, 1968), l'autre du LCHF (1973b). Les trajectoires ISTPM ci-dessous ont été suivies dans le Chenal de Teychan et dans le Chenal d'Arès-Piquey, les trois premières en jusant, la dernière en flot.

Date	Coeff Marée	Lieu lâcher	Heure lâcher	Lieu Récupération	Heure Récupération	Vit. Vent	Direction Vent	Vit. Moy m.s^{-1}
26/10/61	101	Sableyre	PM+2	Sud Grand-Banc	PM+5.5		SW	0,8
30/11/61	39	Sableyre	PM+2	Nord Tès	PM+5		NW à SW	0,33
11/12/61	86	La Vigne	PM-5.5	Le Canon	PM-3.5		SW	0,42
12/12/61	82	Canal Lège Hautebelle	PM	Piraillan	PM+3 BM	1	360	0,44

Tableau 10 : Suivis de flotteurs en subsurface (LE DANTEC, 1968)

On remarque que, dans le Teychan, la vitesse fait plus que doubler entre ME et VE ce qui n'apparaît pas sur les mesures LCHF exécutées au Tessillat. Dans les chenaux d'Arès et de Piquey, les vitesses sont inférieures.

Le deuxième tableau expose des mesures lagrangiennes calculées par le LCHF (1973b) à partir de suivis de flotteurs dérivants.

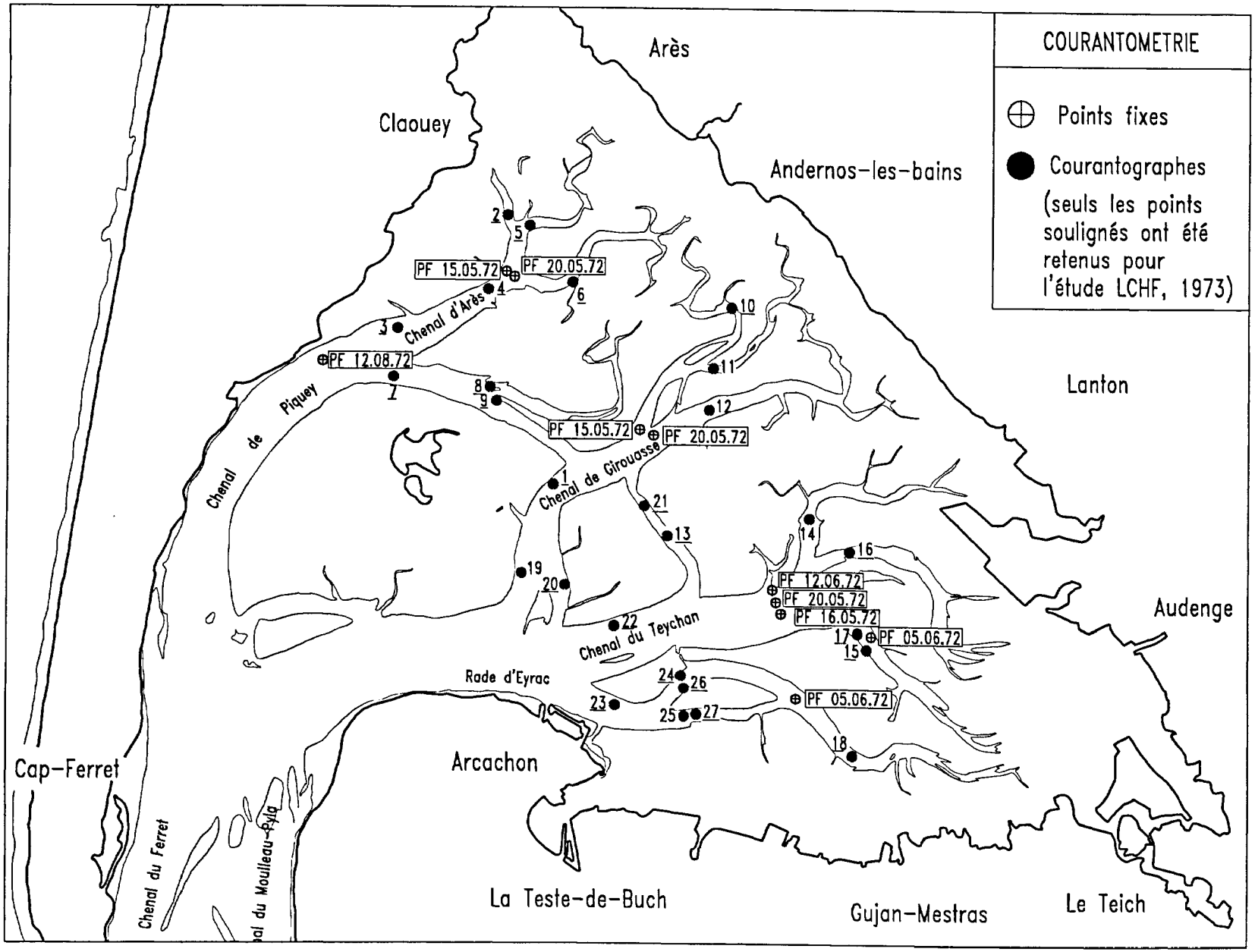


Figure 15 : Courantométrie LCHF, 1973

Chenal	*Date*	*Coeff*	*Flot*	*Jusant*
Mouchtalette	15/06/72	81	0,44	0,80
Mapouchet	31/05/72	69	0,75	
	16/06/72	68		1,33
Teychan	29/05/72	73	0,62	
	15/05/72	93	0,73	1,24
	07/06/72	64		0,79

Tableau 11 : Vitesses maximales de courant en $m.s^{-1}$ (LCHF, 1973b)

Les courants de surface les plus forts, supérieurs à 1 $m.s^{-1}$, ont été mesurés en jusant dans les chenaux du Teychan et de Mapouchet. Il ressort de ces mesures que "les vitesses de courants (de subsurface) mesurées dans les chenaux du Teychan, de Mapouchet et de Mouchtalette pour des coefficients de marée égaux ou voisins, sont plus élevées en jusant qu'en flot."

Dans le Sud

Quelques observations d'ordre général sont présentées par le LCHF :
"Le jusant s'établit plus rapidement dans le chenal de Comprian que dans celui du Teich.
Le flot emprunte le chenal de Gujan, tandis que le jusant emprunte celui du Passant."

Les stations de mesures de courant du LCHF (1973b) sont indiquées (Fig. 15) et les mesures correspondantes dans les tableaux qui suivent.

N° Station	*Chenal*	*Coefficient*	*Flot*	*Jusant*
1	Mapouchet	63-65	(0,80)*	0,66
		57	0,30	0,54
2	Lège	44	0,30	0,40
3	Arès	47-45	0,34	0,46
4	Arès	68	0,36	0,44
5	Graveyron	68-63	0,48*	0,27*
		47	0,32	0,28
6	Ville	59-55	0,40	0,54
		63	0,52	0,58
7	Ile	55	0,30	0,35
8	Carret	67	(0,40)*	0,20
9	Ile	64-67	0,24	0,25
10	Maubinot	90	0,60*	0,30*
		72	0,45	0,45
13	Courant	80-83	0,40*	0,34*
		92	0,44*	0,33*
15	Comprian	72-76	0,40	0,40
16	Audenge	56	0,45	0,66
		55	0,44	0,62
17	Comprian	72-76	0,28	0,46
18	Teich	61-64	0,40	0,48
20	Cousse	70-72	0,44*	0,18*
		78	0,44*	0,18*
21	Courant	70-72	0,37*	0,32*
		78	0,40*	0,30*
22	Teychan	61-64	0,62	0,82
23	Gujan	61-64	0,48	0,53
		77	0,48	0,60
24	Passant	66-64	0,42	0,56
26	Passant	78	0,45	0,56
27	Gujan	78	0,45	0,64
		73-71	0,36	0,61

(-,--) pointes de vitesse isolée
* flot plus fort que jusant.
Courants mesurés près du fond ou à mi-profondeur suivant la profondeur du chenal considéré ; le mouillage était disposé et la longueur des orins réglée de telle manière que la bouée supportant le courantographe n'émerge pas à BM.

Tableau 12 : Vitesses maximales de courant (mesures eulériennes par courantographes AANDERAA effectuées à mi-profondeur (1) exprimées en $m.s^{-1}$. (LCHF, 1973b)

L'examen du tableau ci-dessus montre que :

- les courants sont généralement plus forts en jusant qu'en flot dans les chenaux "principaux" (Gujan, Teychan, Comprian, Mapouchet, Ile, Arès, Lège, Ville) ;

- par contre dans les chenaux "secondaires" (Graveyron, Carret, Maubinot) ou en voie de sédimentation, comme le chenal du Courant (et de Cousse), les courants sont souvent plus forts en flot qu'en jusant (LCHF, 1973b).

L'allure des courbes de vitesses est marquée par :

- un flot long (environ 6 à 6,5 h) conservant longtemps des vitesses proches du maximum ;
- un jusant court (5,5 à 6 h) avec une pointe de vitesse bien repérable, autour de la mi-baissée (LCHF, 1977).

Les maxima de vitesse surviennent régulièrement entre 2 h 1/2 et 3 h 1/2 de flot ou de jusant.

- Dans les chenaux "principaux", la vitesse du courant de flot augmente progressivement avec le montant, arrive au maximum entre PM-2 et PM-1, puis diminue très rapidement : par contre, la vitesse du courant de jusant **augmente brutalement,** atteint le maximum aux alentours de la mi-marée puis diminue très rapidement.

- Dans les chenaux secondaires, la vitesse du courant de flot augmente régulièrement pour atteindre le maximum vers PM-1 et diminue ensuite assez rapidement ; le courant de jusant se forme peu après la pleine mer, sa vitesse augmente régulièrement jusqu'à mi-marée où elle atteint le maximum puis tombe rapidement.

La différence entre chenaux principaux et secondaires tient à l'accélération plus progressive après la pleine mer dans ces derniers.

Cette caractéristique avait déjà été remarquée par CLAVEL (1887) "dans les chenaux de Gujan, du Teich et de Cousse, (où) les vitesses sont (cependant) considérables dans la première partie du montant et dans la deuxième moitié du descendant, quand les crassats qui les limitent sont découverts."

Le passage du "ligneul" ou ligne d'écume, est marqué par une chute des vitesses ; en effet ces formations matérialisent un front entre courants convergents qui tendent à se neutraliser.

Mais le phénomène le plus important semble être la disparition presque totale des courants de jusant en certaines stations de chenaux calmes et envasés.

Influence du coefficient de la marée sur les vitesses maximales.

Le LCHF (1973b) a fourni des enregistrements de mesures eulériennes effectuées par HYDROTECHNICA & CM 2. sur des cycles de marée complets de VE et de ME, et en a extrait les vitesses maximales obtenues en flot et jusant (tableau ci-dessous).

Station	*Niveau*	*Vive-eau Coeff. 80-100*		*Morte-eau Coeff. 40-60*	
		flot	**jusant**	**flot**	**jusant**
HAUTEBELLE	Surface	0,75	0,98	0,52	0,73
	1/2	0,75	0,94	0,48	0,58
	Fond	0,60	0,85	0,39	0,48
LAHILLON	Surface	0,95	1,10	0,39	0,51
	1/2	0,85	0,95	0,35	0,49
	Fond	0,65	0,74	0,35	0,39
TESSILLAT	Surface	0,65	0,90	0,59	1,00
	1/2	0,70	1,00	0,32	0,70
	Fond	0,55	0,65	0,25	0,50
CHENAL DE COMPRIAN	Surface			0,55	0,65
	1/2			0,47	0,50
	Fond			0,40	0,42
CHENAL DE GUJAN	surface			0,50	0,71
	1/2			0,48	0,60
	F			0,44	0,46
CHENAL DE PIQUEY	Surface	0,84	0,92		
	1/2	0,80	0,80		
	Fond	0,70	0,60		

Tableau 13 : Vitesses maximales de courant (LCHF, 1973b) en $m.s^{-1}$.

"Les vitesses sont plus fortes au jusant qu'au flot sur toute la section quel que soit le coefficient, et pour toutes les stations (sauf Piquey où le flot l'emporte au fond)" (LCHF, 1973b).

Cependant, dans les chenaux de Comprian et de Gujan, cette prédominance est légère (LCHF, 1977).

Considérons le changement de la vitesse du courant en fonction du coefficient de la marée qui renseigne sur l'hydraulicité (fonction du tracé, de la section, de la rugosité du fond du chenal).

Le tableau ci-dessous donne le rapport des vitesses maximales de courants entre morte-eau et vive-eau moyenne :

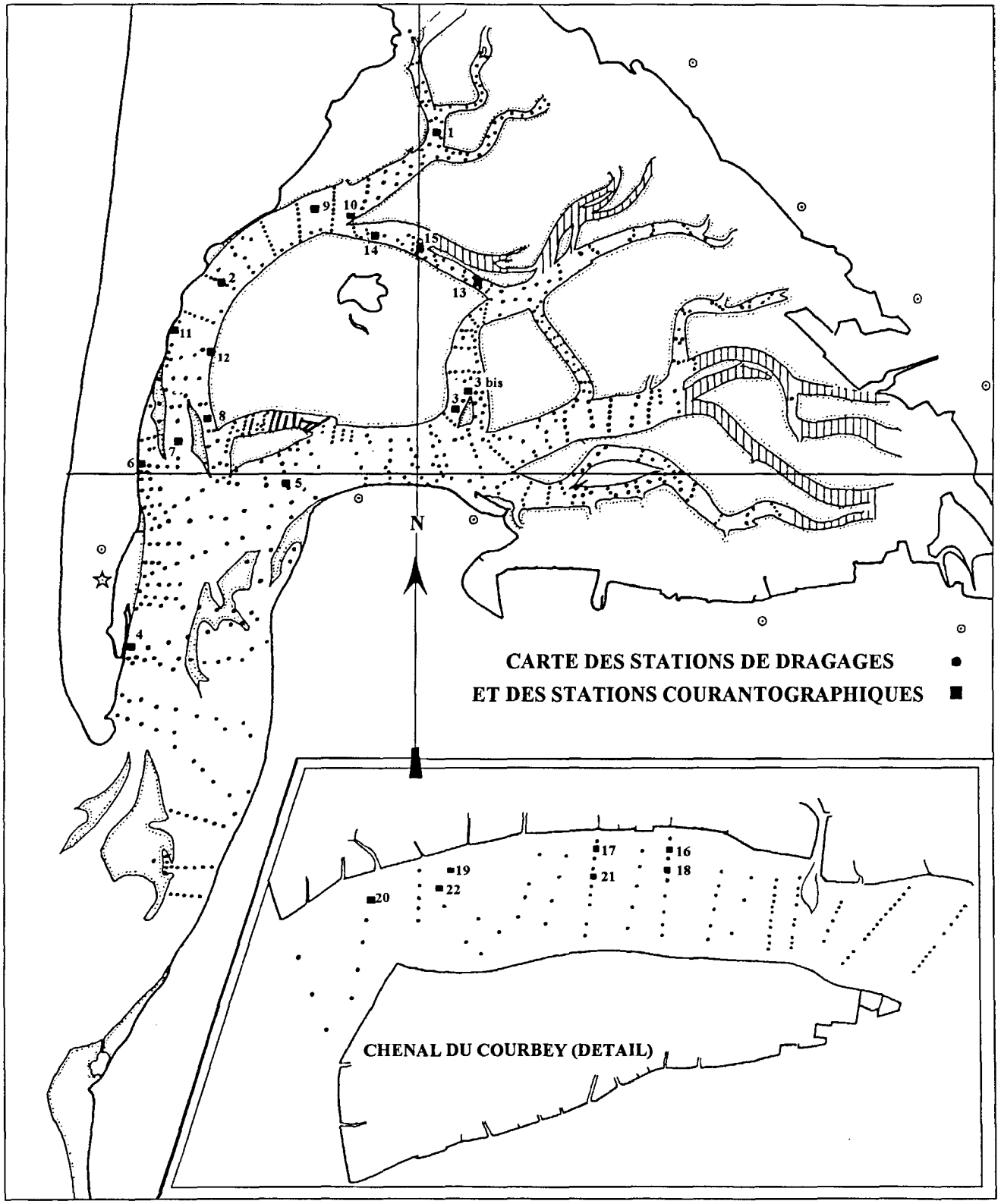


Figure 16 : Courantographie au fond (BOUCHET, 1968)

	Flot	*Jusant*
HAUTEBELLE (balise C1)	1/1,44	1/1,34
LAHILLON (balise D0)	**1/2,43**	**1/2,15**
TESSILLAT (balise 18)	1/1,18	1/1,00

Tableau 14 : Rapport des vitesses maximales ME/VE (LCHF, 1973)

On observe que ces rapports, qui sont proches en flot et en jusant pour un même chenal, diffèrent beaucoup selon les chenaux :

- Dans le Teychan, on observe peu de différence de vitesse entre ME et VE.
- Dans le Chenal de Piquey-Arès, cette différence se renforce.
- Mais on observe un rapport nettement supérieur au centre du Bassin (LAHILLON)

Cette différence doit trouver son explication dans les particularités morphologiques du fond du Bassin : on remarque que les crassats de l'Est (Tessillat) et du Nord (Hautebelle) sont assez élevés, alors que les crassats du centre (Lahillon) sont parmi les plus bas : le déplacement de l'onde marée y subirait moins de perte d'énergie et restituerait mieux la différence de coefficient.

Courants au fond des chenaux

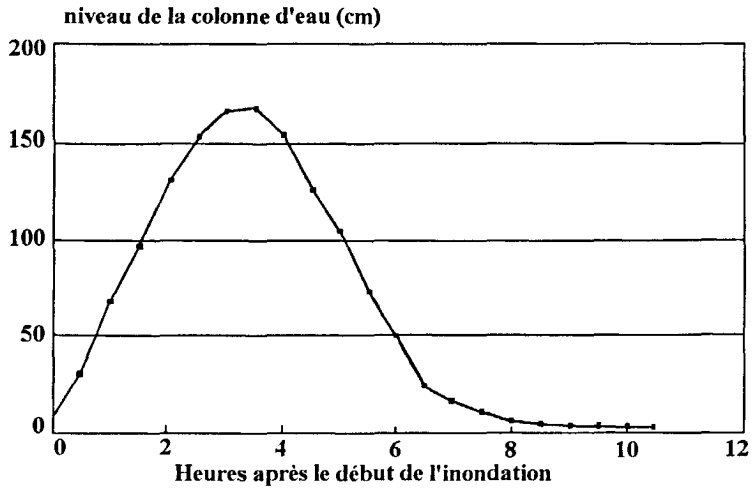
BOUCHET (1968) a étudié de manière spécifique les vitesses maximales des courants enregistrées pendant une longue période en dix stations **au fond** du Bassin (Fig. 16). Plusieurs conclusions importantes en résultent.

- dans presque tous **les grands chenaux** les courants de jusant sont dominants et les vitesses maximales, selon les coefficients, ont une progression assez peu régulière, par paliers bien souvent ; les vents forts agissent sur les vitesses avec un retard d'une marée environ.

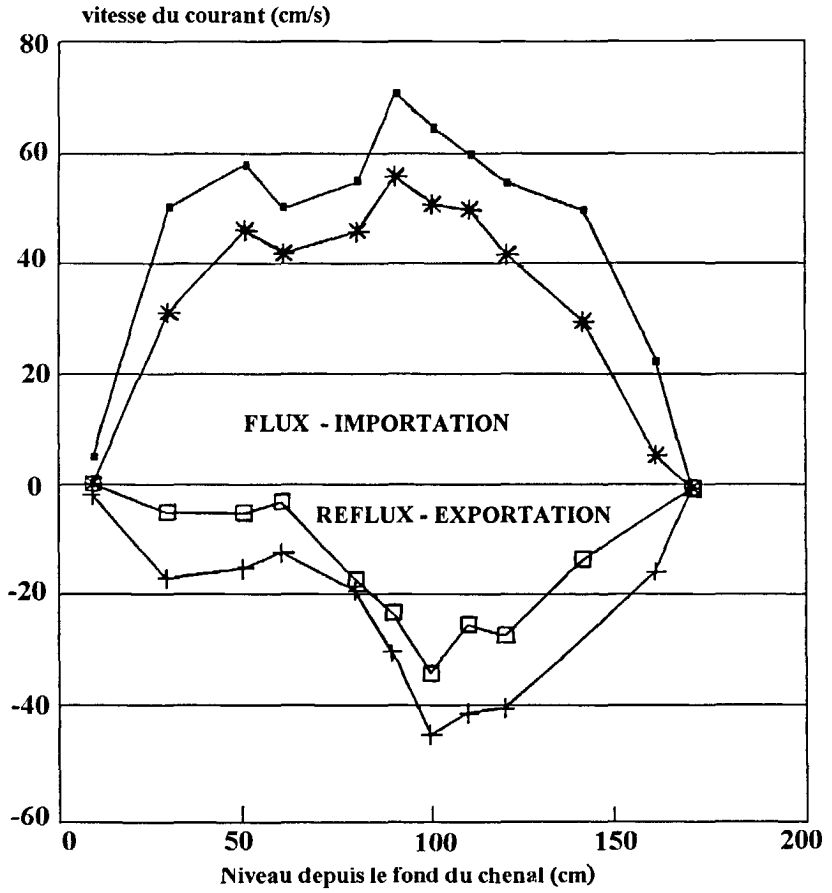
- par contre, **dans les chenaux secondaires** et par temps calme les vitesses évoluent de façon parfaitement régulières mais les vents forts ont une action directe et presque immédiate sur les vitesses des courants.

Dans la majorité des stations, les vitesses maximales augmentent pour des coefficients croissants. Toutefois, dans certains cas (Bouée 15 et l'Herbe), on peut observer le phénomène inverse.

Il existe des stations, telle que celle du Mimbeau, où les courants de jusant sont inférieurs aux courants de flot *(La station de mesure se trouve très près de la côte, et il existe de grandes différences à peu de distance : cf. THAURONT, 1994).*



Courbe moyenne de la marée, déterminée à partir des données de huit cycles complets d'inondation du chenal étudié dans le schorre de Lanton



Vitesses moyennes maximales et moyennes minimales atteintes par les eaux (cm/s) lors du flux et du reflux des marées (marées de 17/08, 16/11/1989 et 12/02,24/06/1990)

Figure 17 : Vitesse de courants dans les schorres (SORIANO-SIERRA, 1992)

L'intensité de ces courants à 0,8 m du fond aux différentes stations est fournie dans le tableau ci-dessous : dans la première colonne figurent les vitesses maximales atteintes par marée de coefficient 80, dans la seconde, l'écart des vitesses maximales entre les marées de grande vive-eau et de grande morte-eau (BOUCHET, 1968).

	Vitesse maxi (m.s.$^{-1}$) à 0,8 m du fond par coef. 80	***Ecart de vitesse (m.s^{-1}) entre VE (120) et ME (30)***
NORD DE L'ILE	0,15	0,23
COURBEY	0,20	0,52
LA VIGNE	0,34	0,41
POINTE DU COURBEY	0,36	0,41
PIQUEY 9	0,40	0,75
L'HERBE	0,44	0,14
PIQUEY 10	0,46	0,70
CANON 2	0,47	0,97
ARES	0,60	1,14
MIMBEAU 4	1,30	3,18

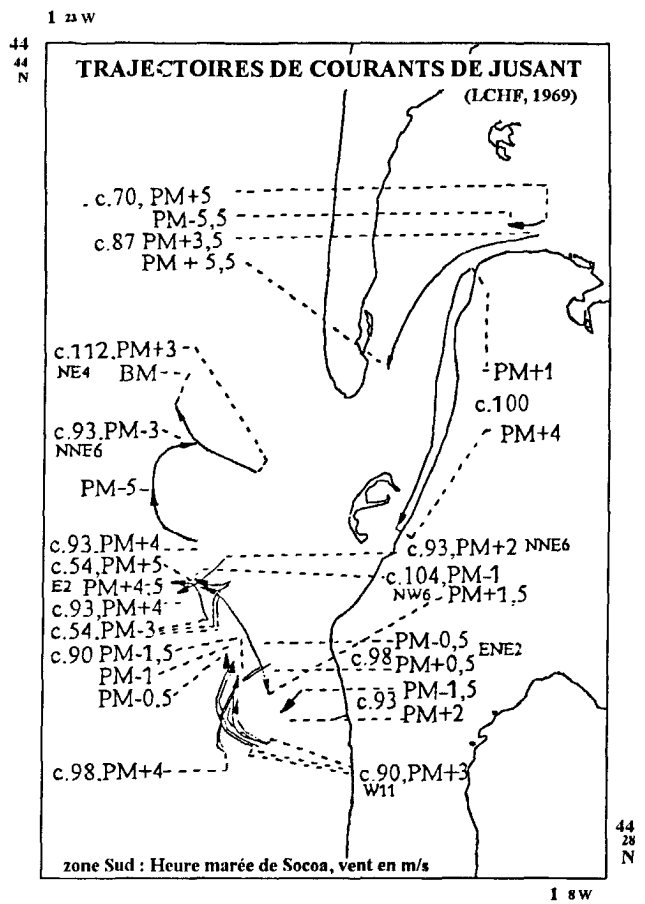
Tableau 15 : Répartition verticale des vitesses

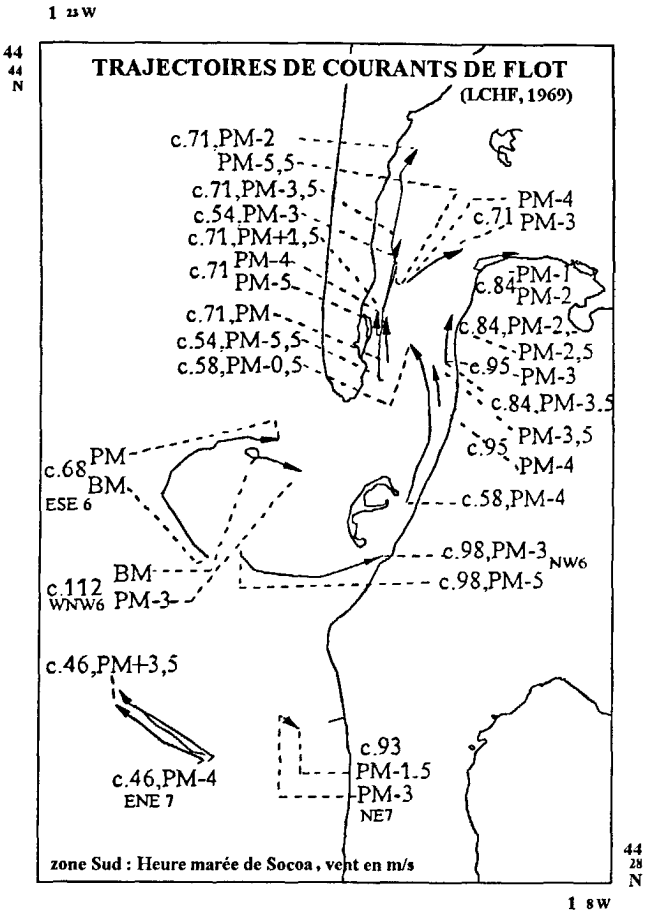
La progression des vitesses n'est pas régulière dans toute l'épaisseur de la tranche d'eau et varie d'heure en heure. Le freinage à proximité du fond est sensible à partir de 1,5 m au dessus du fond" (BOUCHET, 1968).

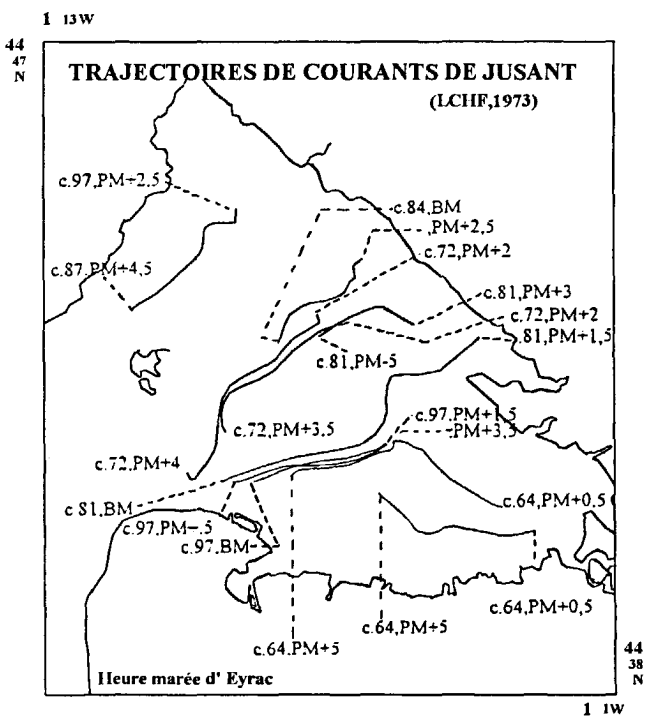
Dans l'ensemble des chenaux intérieurs, les vitesses obtenues en marée moyenne par le modèle IFREMER sont égales ou inférieures à 0,50 m.s^{-1}.

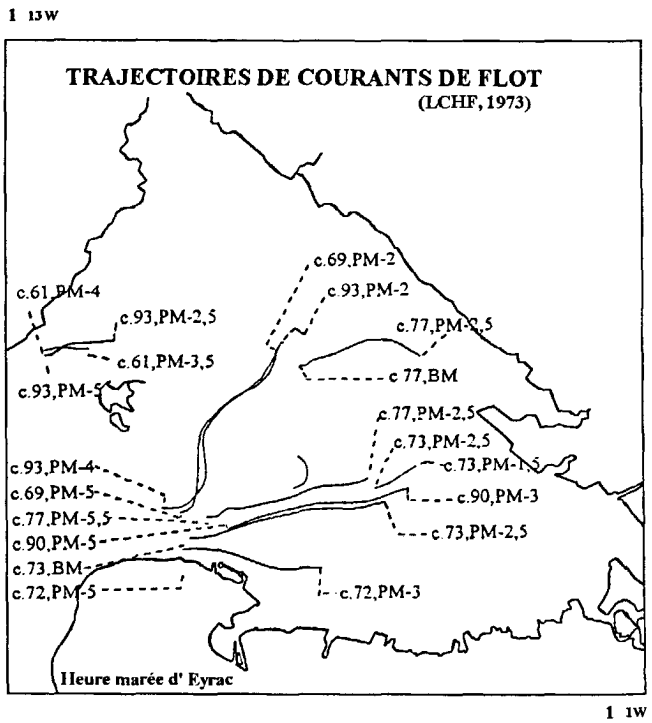
2) Courants sur les zones intertidales (crassats et schorres)

Des séries de mesures (par courantographes AANDERAA) ont été réalisées sur les estrans du Piquey et de l'Ile aux Oiseaux par le PAB en Novembre 1987. Ce sont les seules, à notre connaissance, qui soient disponibles sur ces milieux : le tableau 16 présente les vitesses maximales obtenues en petites vives-eaux.









c : coefficient de marée, heure marée du départ et de l'arrivée par rapport à PM

Figure 18 : Trajectoires de courant (LCHF 1969 et 1973)

		Flot		Jusant	
Stations	***Coeff.***	***Orientation***	***Vitesse m.s^{-1}***	***Orientation***	***Vitesse m.s^{-1}***
Petit-Piquey (S2)	80	NNE	0,30	SSW	0,40
Marens-Ile (S3)	80-90	ENE	0,35	WSW	0,40

Tableau 16 : Vitesses maximales et directions des courants sur les estrans (PAB, 1988)

Comme on peut le voir, les vitesses en jusant dépassent les vitesses en flot.

Les vitesses maximales obtenues en marée moyenne par le modèle IFREMER sur les crassats sont inférieures ou égales à 0,40 m.s^{-1}.

Courant dans les schorres

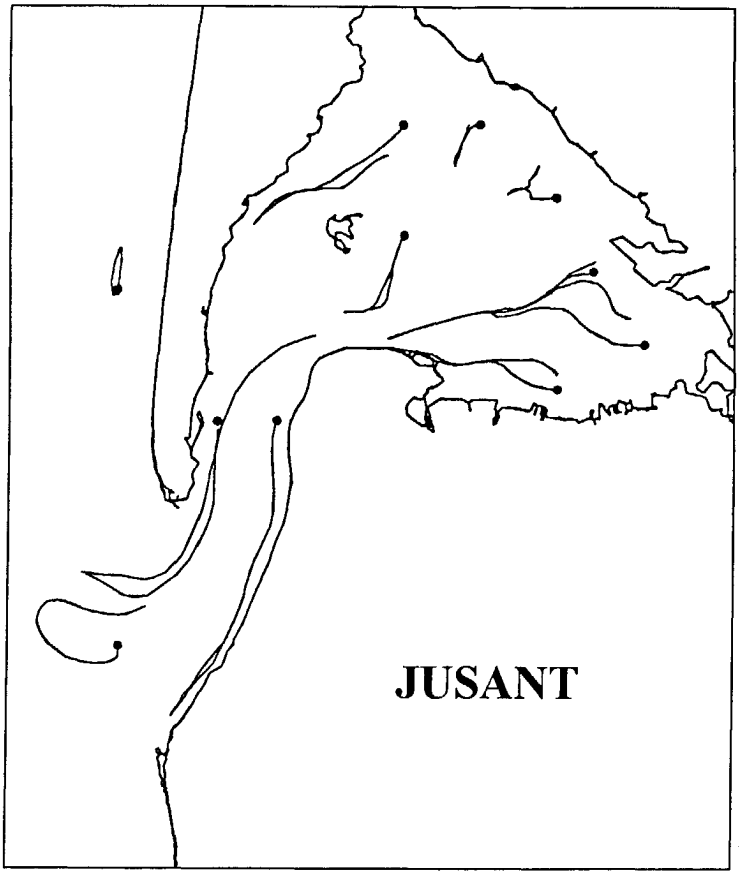
Dans le fond du Bassin, les plafonds de lits de chenaux s'élèvent progressivement vers l'amont pour faire leur jonction avec les mini-chenaux du schorre vers +2 m CM. ; SORIANO-SIERRA (1992) a mesuré dans le schorre de Lanton à un niveau proche de +2m CM que le flot dure 3 à 4 h seulement et le jusant, prolongé par le ruissellement, totalise 8 à 9 h 30. Il résulte que les vitesses maxima dans ces chenaux sont mesurées en flot (0,7 m.s^{-1} contre 0,45 en jusant) (Fig. 17).

1.3.4. Trajectoires de courants

Nous avons précédemment utilisé les trajectoires pour déduire des vitesses et directions de courants, mais l'examen des trajectoires elles-mêmes fournit d'autres informations telles que l'ampleur et l'itinéraire du déplacement total pendant le cycle de marée et sur le déplacement résultant éventuel (Figures 18 et 19).
Certaines de ces trajectoires résultent d'opérations de terrain (suivis de flotteurs ISTPM, LCHF, CETE), d'autres de résultats de modélisation (SOGREAH, IFREMER).

Sur chacune de ces figures sont mentionnées les coefficients et les heures marées de début et de fin de trajectoire car les particules d'eau en circulation durant le cycle de marée décrivent des trajectoires fort dissemblables selon le coefficient de marée, la situation et l'heure du point de départ.

Pour l'essentiel, ces particules suivent les chenaux, sauf au voisinage des pleines mers où, bien entendu, elles peuvent se trouver au dessus des bancs et décrire des trajectoires perpendiculaires aux chenaux.



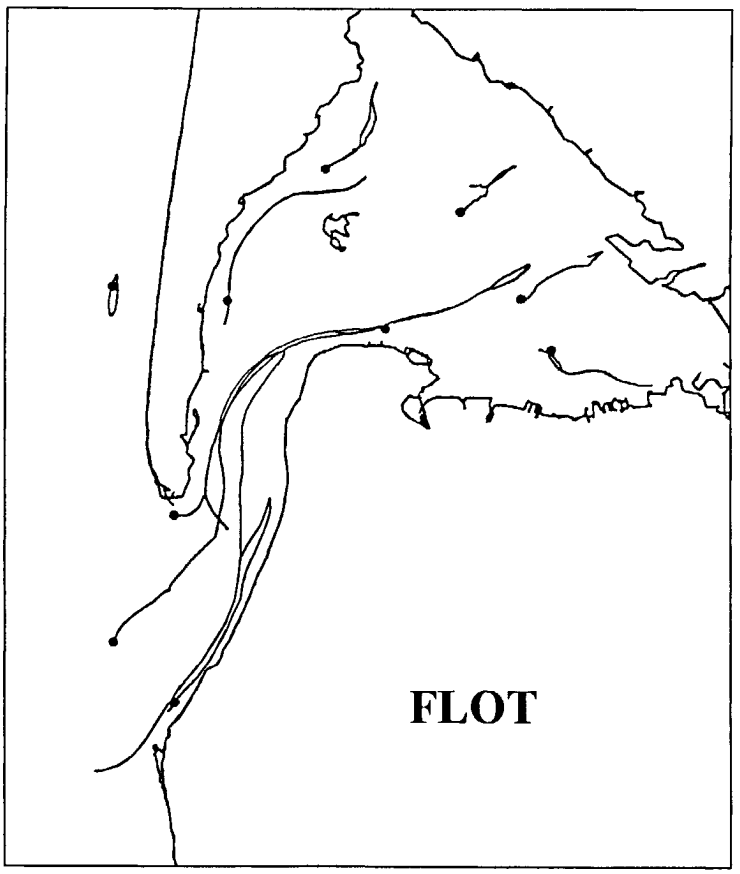


Figure 19 : Trajectoires en marée moyenne (coeff 70) issues du modèle IFREMER (SALOMON & BRETON, 1995)

L'examen des trajectoires (LCHF, 1969) (Fig. 18) montre que :

- "**devant la passe Nord**, un rebroussement vers le Nord *(contre le Cap Ferret)* des courants de jusant constitue une réserve d'eau du Bassin dont une partie est réintroduite à partir de mi-montant.

- **au Sud des passes**, au printemps, la dérive est orientée vers le Sud, alors que à l'automne, toutes les trajectoires indiquent une résultante de courant de direction Nord ; les vitesses, identiques en surface et à moins 5 m, restent faibles, de l'ordre de 0,10 $m.s^{-1}$.

- **au large** (...) la tendance est plus Ouest que pour les flotteurs mouillés plus près de la côte."

D'une manière générale, "on est frappé par la différence de taille des trajectoires de l'extérieur du Bassin (où les courants sont presque nuls) et de celles de l'intérieur qui peuvent dépasser largement les 12 km. Au fond du Bassin, elles ne sont plus que de 1 à 2 km ce qui explique que les particules qui se trouvent dans le fond du bassin ont peu de chance d'en sortir" (SALOMON et BRETON, 1995) (Fig. 19).

"On constate également que les déplacements résiduels (entre le point de départ et le point d'arrivée à la même heure de marée, sont quasiment nuls à l'extérieur du Bassin et ne paraissent pas avoir de structure cohérente à l'intérieur. Cela incite à penser que l'eau expulsée en jusant sera, pour l'essentiel, réintroduite durant le flot. La partie interne du Bassin devrait présenter une faible capacité de transport advectif global (évacuation) et une assez forte capacité dispersive, compte tenu d'un volume d'eau limité" (*ibid.*).

Ces déductions d'ordre général sont en accord avec les observations particulières recueillies à l'occasion des suivis de flotteurs concluant que "le renouvellement des masses d'eau de la zone Est de la Baie n'est que partiel : le premier flot ramène dans ce secteur une partie des eaux qui s'en écoulaient au jusant, avant qu'elles n'aient pu atteindre l'océan" (LE DANTEC, 1968).

1.3.5. Conclusion sur les courants

Suprématie des vitesses de jusant

Nous avons vu précédemment dans l'inventaire des données de base, et plus précisément dans leurs commentaires, que dans les grands chenaux du Bassin, la vitesse maximale des courants de marée se produit généralement en jusant. Ce fait mérite une explication.

"Ces vitesses, plus fortes en jusant qu'en flot, sont bien sûr compatibles avec la conservation des volumes d'eau et n'ont aucun rapport avec le débit fluvial. Elles correspondent au fait que le niveau moyen, durant le flot, est supérieur au niveau moyen durant le jusant, puisque les renverses (courant) sont en retard sur les étales (niveau). Les sections d'écoulement étant supérieures (en flot), le même volume d'eau peut transiter malgré des vitesses plus faibles" (SALOMON et BRETON, 1995).

Gradient vertical de vitesse et stratification

Les mesures reproduisent les différences de vitesse de courant sur la verticale ce que ne peut faire un modèle à deux dimensions comme le modèle IFREMER du Bassin.

Nous avons déjà pu apprécier l'ordre de grandeur de ces modifications qui se traduisent par :

- un freinage permanent sur la couche inférieure à moins de 1,5 m du fond ;
- une action transitoire du vent sur la couche de surface (tension superficielle) qui introduit un gradient de vitesse croissant avec la profondeur pour un vent contraire et décroissant pour un vent portant.

Du fait de la stratification de densité observée en amont du Bassin en période de crue, l'effet d'accélération ou de frein s'applique particulièrement à la translation des eaux douces vers l'aval.

Par conséquent, les crues seront plus vite évacuées du Bassin en période anticyclonique (par vent de Nord) qu'en période perturbée (par vent de Sud).

Influence des installations conchylicoles sur les courants

L'élevage sur tables a connu un développement important depuis 1985, et nous ne disposons **d'aucune mesure récente de vitesse de courant** pour apprécier l'effet de ces structures. De même, les tables n'ont pas été prises en compte dans la bathymétrie récente du Bassin qui a servi à bâtir le modèle IFREMER.

SORNIN (1982), se basant sur Cancale et Marennes, estime que "la vitesse des courants de fond est diminuée d'un facteur 2 dans les zones occupées par les tables ostréicoles". Ce facteur peut sans doute être appliqué pour Arcachon. Par ailleurs, dans le Bassin, les pallisades de pignots en bordure des parcs doivent également influer sur les courants. On ne dispose pas de données à ce sujet.

Evolution historique des courants

Le LCHF avait bien rencontré **"la difficulté de caractériser cette courantologie par un nombre réduit de mesures non simultanées.** Cela tient bien sûr à l'extension du Bassin, mais aussi et surtout à la très grande variabilité des phénomènes océanographiques (marées, houle) et météorologiques (vents, pression atmosphérique) qui, avec l'état des passes et des fonds, détermine les courants."

Devant cette variabilité il ne semble guère possible de mettre en évidence, par les mesures *in-situ* déjà réalisées, une variation caractérisée *(évolution)* des paramètres courantologiques sur de longues périodes.

S'impose alors la nécessité de **simuler** l'effet des modifications morphologiques ou des aménagements, mouillages et structures conchylicoles sur les courants par introduction de bathymétrie modifiée et de coefficients appropriés, soit pour reproduire les conditions du passé, soit pour figurer les aménagements projetés.

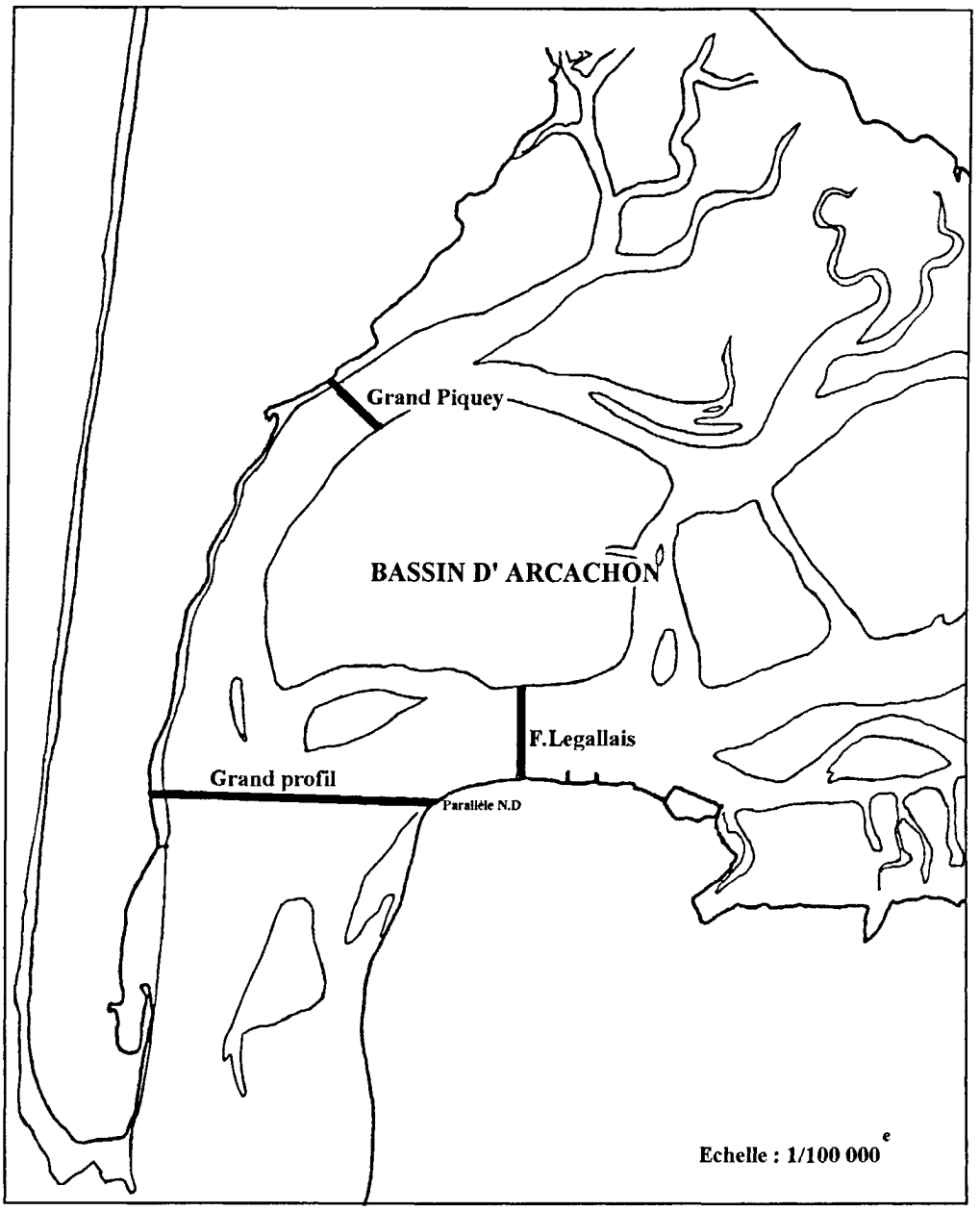


Figure 20 : Plan de situation des sections de mesure des volumes oscillants (LCHF, 1969)

2. Données synthétiques

Il s'agit de données plus complexes obtenues par le calcul à partir des données de base précédemment étudiées ; d'où l'appellation par les modélisateurs de "valeurs dérivées" (SALOMON et BRETON, 1995).

Elles recouvrent des concepts synthétiques dont certains ont des incidences hydrologiques directes tels que les courants et flux résiduels, le temps de renouvellement, la "respiration" du Bassin, la dispersion des effluents, d'autres des incidences sédimentologiques comme le volume oscillant ou la capacité d'érosion et de transport.

Nous examinons successivement ces types de données en les accompagnant de commentaires sur les causes et les conséquences des processus.

2.1. Volume oscillant* (ou prisme de marée*)

Un volume important d'eau décrit, sous l'effet de la marée, un mouvement alternatif dans les passes du Bassin ; ce volume introduit et expulsé représente un débit qui a souvent été comparé à celui des plus grands fleuves mondiaux.

De ce fait, cette notion physique est surtout employée en sédimentologie à propos du maintien des passes ouvertes, mais aussi, hors de propos, lorsqu'il s'agit de traiter du renouvellement des eaux. En effet, le renouvellement ou remplacement d'une certaine quantité d'eau intérieure par de l'eau de mer est une notion hydrologique beaucoup plus difficile à appréhender.

2.1.1. Rappel des chiffres sur le volume oscillant

2.1.1.1. Volume oscillant global

Il a été mesuré plusieurs fois, mais les sections des chenaux pris en compte pour réaliser ces mesures ne coïncident pas toujours.

CASPARI (1873) qui, pour ses estimations de prisme de marée et de cubature, a placé la limite du Bassin au parallèle du Cap Ferret, écrit que : "le volume d'eau introduit dans le Bassin d'Arcachon par une marée moyenne de syzygie (entre les cotes +1 m et +4,5 m) est de plus de **450 000 000 mètres cubes**".

CLAVEL (1887) a utilisé les chiffres de CASPARI pour définir que "le cube d'eau introduit dans le bassin, **au Nord du parallèle du Cap Ferret,** est environ de 370 millions de mètres cubes, pour une marée moyenne de vive eau, et de 130 millions pour une faible marée de morte eau", ce qui semble à CAYOCCA (1996) plus vraisemblable que la valeur de 450 millions de m^3 donnée par CASPARI lui-même.

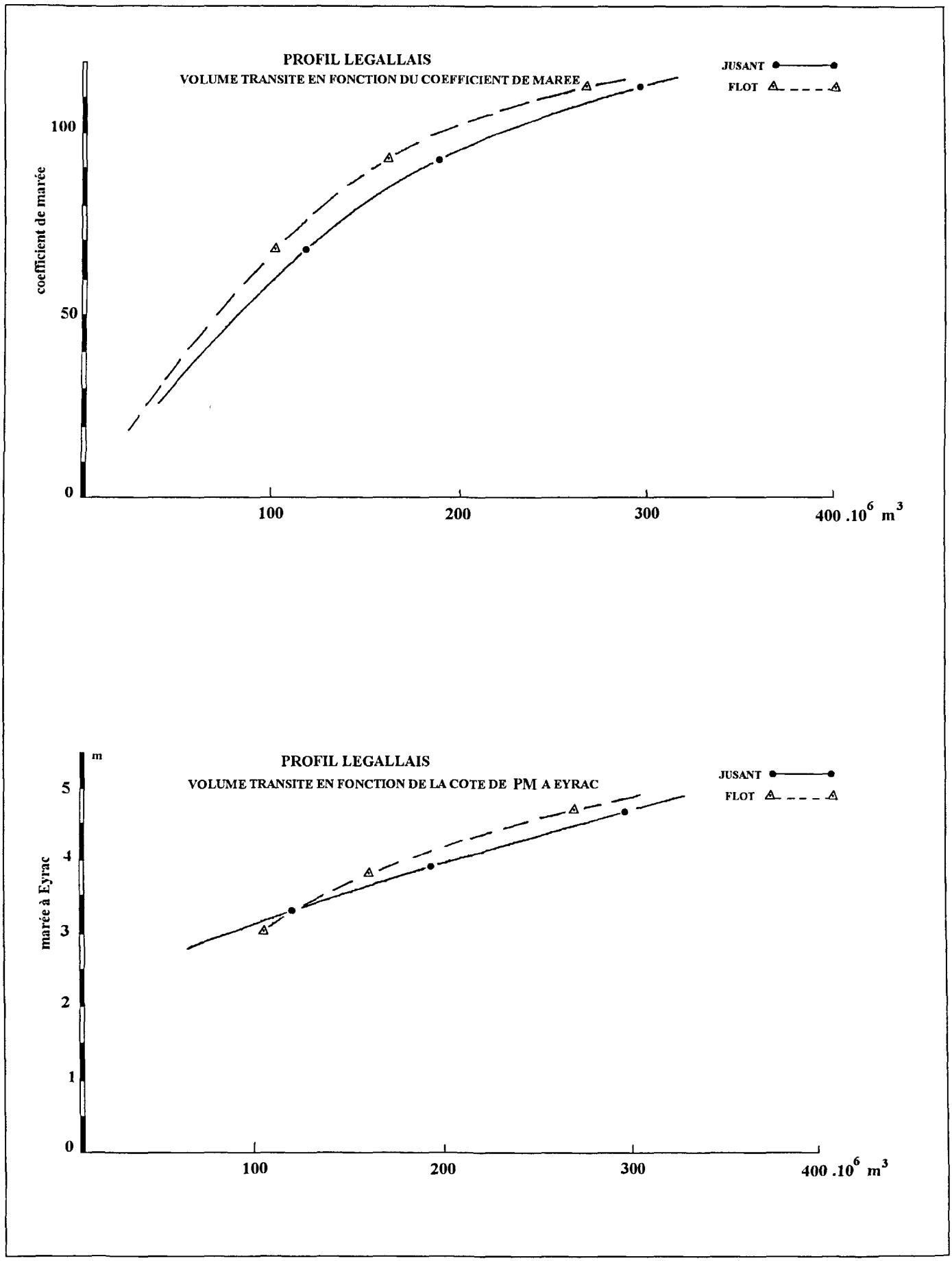


Figure 21 : Volume oscillant du chenal d'Eyrac en fonction de la marée (LCHF,1977)

Trois jaugeages effectués par le LCHF (1969) sur la section du **parallèle de Notre-Dame** (Grand profil in Fig. 20), ont permis la construction d'une courbe moyenne des volumes de flot qui donne :

- en morte-eau moyenne (coeff. 45): **230.10^6 m^3**
- en vive-eau moyenne (coeff. 95) : **420.10^6 m^3**

Les chiffres retenus par le LCHF (1973) dans le rapport général sur le modèle hydraulique du Bassin ont été les suivants :

- en marée moyenne (coeff. 70) : **300.10^6 m^3**
- en grande vive-eau (coeff. 110) : **400.10^6 m^3**

Dans un article contemporain, ORGERON (1974) donne "**150.10^6 m^3** en mortes eaux moyenne et **400.10^6 m^3** en vives eaux moyennes.

A partir de sa bathymétrie de 1993, L'YAVANC (1995) donne un volume d'eau de **362.10^6 m^3**, correspondant à la différence de cubature entre PM et BM de coefficient 95 au Nord du parallèle 268 Lambert (Bélisaire).

Le calcul effectué par CAYOCCA (1996) sur la modélisation hydrodynamique IFREMER a partir de la même bathymétrie de 1993 donne un volume oscillant de **347.10^6 m^3**.

2.1.1.2. Volume oscillant partiel

Des mesures ont été effectuées sur d'autres sections de chenaux, en particulier dans le chenal d'Eyrac (Tableau 17) et de Piquey en flot et en jusant (Tableau 18).

	coeff. 68 (05/08/1977)	*coeff. 92-91 (30/03/1968)*	*coeff. 112-110 **(03/11/1967)*
Volume en flot	100	160	266
Volume en jusant	114	187	295

** conditions exceptionnelles : surcote de PM = 0,50 m.

Tableau 17 : Chenal d'Eyrac (section Legallais) - Volume oscillant (10^6 m^3) (LCHF, 1977)

Le tableau 17 présente trois séries de résultats ; le LCHF indique que "les mesures de 1977 s'intègrent bien avec celles des mesures précédentes".

Il est cependant aussi intéressant de constater que, selon les mesures ci-dessus, l'écart entre le volume de flot et le volume de jusant croît avec la coefficient (Fig. 21). *Par contre, la relation entre les volumes oscillants de flot et de jusant et les hauteurs d'eau semble moins évidente* (*ibid.*).

	Coeff 103-97 (18/03/1968)	*Coeff. 82-76 (02/09/1977)*
Volume de flot	53	53,6
Volume de jusant	52,7	55

Tableau 18 : Chenal de Piquey (section Grand Piquey) - Volume oscillant (10^6 m^3) (LCHF, 1977)

Le LCHF conclut que "malgré la différence de coefficient, les volumes transités en 1977 sont cependant du même ordre qu'en 1968. En tout état de cause, il n'apparaît pas une réduction des volumes empruntant le chenal (de Piquey)".

2.1.2. Evolution historique du volume oscillant

"Le volume oscillant dépend principalement :

1) du coefficient de marée,
2) du marnage,
3) de la surface de remplissage" (SOGREAH, 1991).

Nous n'avons pas vu précédemment dans le Bassin, de signe de changement du marnage et la surface de remplissage a peu varié.

Ainsi, toutes choses étant égales, il y a peu de chance d'observer une modification du volume oscillant.

ORGERON (1974) a d'ailleurs pu conclure qu'"on retrouve de nos jours, à la précision des mesures près, les mêmes volumes d'eau oscillants au rythme des marées dans les passes intérieures que ceux calculés un siècle auparavant par l'ingénieur hydrographe CASPARI ".

CAYOCCA (1996) a comparé les volumes oscillants fournis par le modèle hydrodynamique IFREMER appliqué aux bathymétries de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826), de CASPARI (1865) et de L'YAVANC (1993) :

	1826	**1865**	**1993**
Coefficient 40	141	185	163
Coefficient 95	255	363	347

Tableau 19 : Prismes de marée (en millions de m^3) limités au parallèle du Cap Ferret (CAYOCCA, 1996).

Le volume oscillant a augmenté de 30 à 40 % suivant les coefficients entre 1826 et 1865, puis a diminué de 5 à 12 % entre 1865 et 1993, estimation qui est loin d'être exempte d'approximations compte tenu de la non planéité du plan d'eau et de la surface résiduelle non cartographiée aux différentes époques (CAYOCCA, 1996).

2.1.3. Evolution semi-mensuelle du volume oscillant

Le LCHF (1973c) avait déjà remarqué que "si les phénomènes hydrauliques liés à la propagation de l'onde marée (variation de niveau, courant) peuvent être étudiés en répétant une marée caractéristique, **l'examen des conditions d'évacuation des apports d'eau douce implique la prise en compte de la fluctuation périodique des forces astronomiques génératrices."**

La modélisation IFREMER confirme ce que nous avons vu précédemment, à savoir que le volume oscillant ne demeure pas stable sur la période semi-mensuelle (cycle vive-eau - morte-eau).

Mais ce que le modèle révèle de plus intéressant c'est que "la dissymétrie qui se crée entre les phases de flot et de jusant introduit un effet résiduel à plus long terme que la période de la marée et provoque une inertie du Bassin."

Le cycle vive-eau/morte-eau de 14,7 jours face à l'inertie du Bassin, génère un phénomène comparable à la respiration :

"En condition moyenne, durant une semaine, le bassin évacuera moins d'eau qu'il n'en recevra (revif) et inversement en restituera plus la semaine suivante (déchet).

L'image de la respiration fait mieux comprendre le gonflement correspondant à une rétention d'eau fluviale et une aspiration d'eau de mer en période de revif, suivi de la dépression correspondant à l'expulsion du mélange en période de déchet.

Les flux maximaux se produisent en petite vive-eau (il s'agit de flux entrant dans le Bassin) et en petite morte-eau (flux sortant).

Remarquons que ces traits de fonctionnement vont à l'encontre de la croyance selon laquelle le Bassin se viderait mieux en vive-eau qu'en morte-eau.

Ce gonflement et cette dépression sont matérialisés :

- par une différence du niveau moyen,
- par une différence possible de concentration des éléments dissous conservatifs, toutes choses étant égales par ailleurs (flux continentaux, concentration de l'eau de mer...).

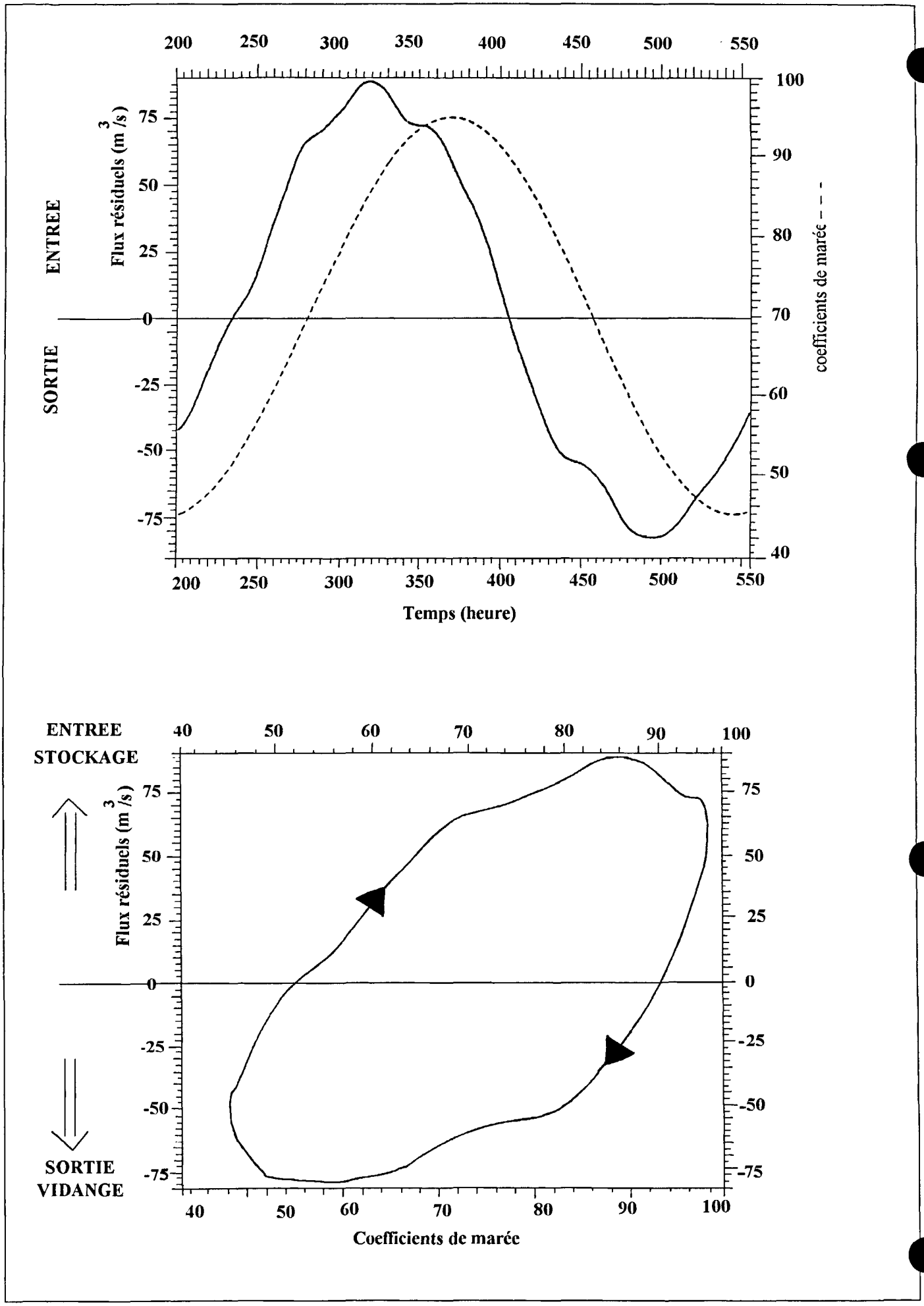


Figure 22 : Evolution des flux résiduels selon le cycle vive-eau morte-eau calculés par le modèle IFREMER (SALOMON & BRETON, 1995)

2.2. Flux résiduel (ou dérive résiduelle)

Malgré le flux de marée, une particule d'eau douce déversée dans le fond du Bassin se retrouve tôt ou tard à l'Océan. "Cela provient du fait que le Bassin est l'exutoire de tout un bassin versant et qu'il se comporte comme un estuaire alimenté par des eaux douces qui s'écoulent lentement vers la mer" (CETE, 1978).

Le LCHF (1973 b) a remarqué, d'après les suivis T/S effectués de mai à juillet 1972 que "**la salinité moyenne ne varie pas avec le coefficient de la marée**". Ce phénomène est à mettre en rapport avec le fait que "l'eau douce présente dans le Bassin correspond probablement à plusieurs dizaines de jours de débit. Autant dire que les fluctuations de l'alimentation dues aux pluies passagères et celles de la vidange dues à la variation des coefficients de marée sont lissées par le stockage en fond de Bassin et que l'hypothèse d'un régime quasi-permanent est justifié" (CETE, 1978). Ceci signifie aussi que la carte générale d'un **traceur lié aux apports d'eau douce** contient des informations sur les **phénomènes moyens** correspondant à des périodes très longues". Cependant, il faut tenir compte de la variation saisonnière : la quantité d'eau douce contenue dans le Bassin évolue normalement selon un cycle annuel du minimum (septembre) au maximum (avril).

2.2.1. Données disponibles

Le CETE (1978) atteint, à partir des équations de bilan des chlorures, la valeur du flux résiduel (tableau ci-dessous) qui, dans l'hypothèse du régime permanent, est égal aux apports périphériques d'eau douce. Pour accepter ces chiffres il faut considérer que "les mesures effectuées en août-septembre 1977 **correspondent à un été particulièrement pluvieux.**" *(Rappelons que nous avons établi le débit total moyen des apports d'eau douce à 35 $m.s^{-1}$.)*

	Débit résiduel ($m^3.s^{-1}$)
Piquey	20
Legallais	60
Ferret (Rotonde)	80
Passe Sud (Bouée 10)	80

Tableau 20 : Débit résiduel (CETE, 1978)

Les proportions entre les flux du chenal d'Eyrac (60 $m^3.s^{-1}$) et de Piquey(20 $m^3.s^{-1}$) fournies par le calcul sont de 3/1 (CETE, 1978).

Cette proportion rejoint la répartition des apports d'eau douce entre les sous-bassins hydrauliques Nord et Sud déjà évoquée.

***Le flux résiduel au Cap Ferret durant une alternance semi-mensuelle des coefficients 45-95-45 en extrayant la composante semi-diurne et en retranchant le débit fluvial (60 $m^3.s^{-1}$) varie de zéro à 85 $m^3.s^{-1}$* (Fig. 22).**

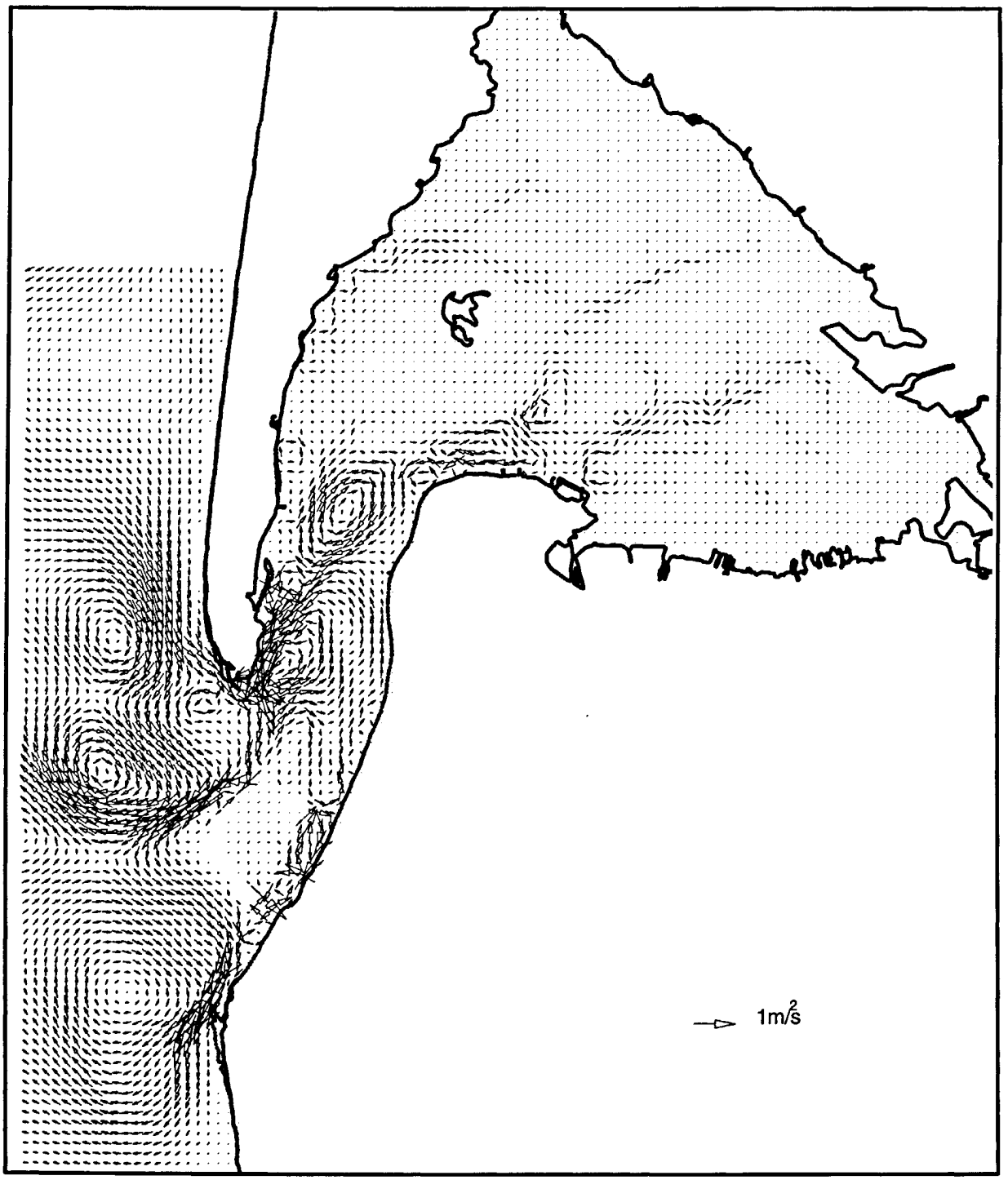


Figure 23 : Flux résiduels (SALOMON et BRETON, 1995)

Le flux entrant est maximal en revif (2 jours avant la VE maximale) et le flux sortant est maximal en déchet (2 jours avant la ME maximale). Le Bassin peut admettre de l'eau de mer durant 3 à 4 jours en revif (SALOMON et BRETON, 1995).

2.2.2. Transport résiduel

En comparant les points de départ et d'aboutissement des trajectoires de courants (vitesse résiduelle*) on constate que les déplacements résiduels sont quasiment nuls à l'extérieur du Bassin et ne paraissent pas avoir de structure cohérente à l'intérieur.

Par contre, dans les passes intérieures, les flux résiduels* indiquent un mouvement résiduel de jusant dans le chenal de Ferret, compensé par une entrée d'eau diffuse au centre et dans le chenal du Pyla (Fig. 23).

En Rade d'Eyrac, devant la ville d'Arcachon, le courant est dirigé vers l'Ouest, mais à quelque distance, la résiduelle est orientée vers l'Est de même que dans les chenaux de Piquey et Teychan.

Rappelons que le flux résiduel fluctue en intensité selon le rythme VE-ME (l'évolution semi-mensuelle du volume oscillant)

2.2.3. Temps (ou taux) de renouvellement

Nous le considérons comme un temps moyen d'évacuation de l'eau du bassin

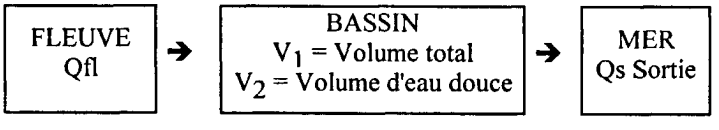
Les quantités d'eau douce arrivant dans le Bassin sont évacuées plus ou moins rapidement en fonction des facteurs hydrodynamiques (essentiellement le coefficient de marée et le débit des cours d'eau).

Connaissant les apports journaliers d'eau douce dans le Bassin et le contenu d'eau douce de ce dernier, il est possible de calculer un temps moyen d'évacuation de l'eau douce.

On appelle temps moyen d'évacuation de l'eau douce le temps nécessaire aux rivières pour remplacer le volume d'eau douce stocké dans le Bassin à un moment donné (en admettant un débit et une salinité constants).

La valeur obtenue est en fait un temps moyen, car certaines particules d'eau douce peuvent être évacuées très rapidement alors que d'autres séjournent plus longtemps dans le Bassin.

Si Qfl et V_1 sont constants dans le temps nous aurons :
Qs = Qfl et t (temps moyen d'évacuation) = V2 / Qfl



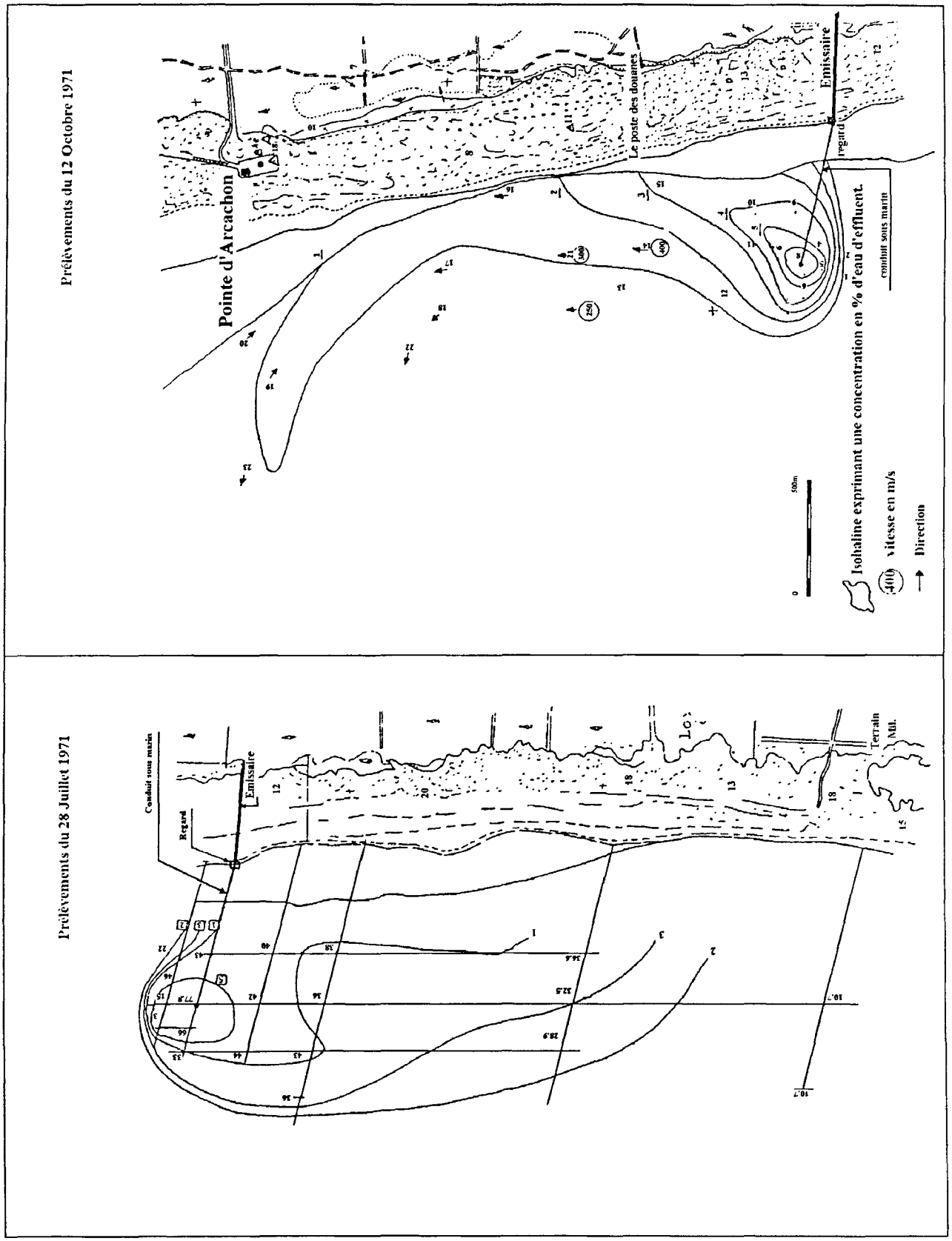


Figure 24 : Dispersion des rejets à La Salie (ANONYME, 1971)

En considérant une période durant laquelle le volume d'eau douce contenu dans le Bassin (salinité moyenne) ne varie pas (les apports continentaux compensant les évacuations à l'océan) soit :

- en étiage une salinité moyenne de 34 $g.kg^{-1}$ et un apport continental de 10 $m^3.s^{-1}$
- en crue, une salinité moyenne de 31 $g.kg^{-1}$ et un apport continental de 120 $m^3.s^{-1}$

Dans le premier cas, le volume journalier apporté (Qfl) représente environ 1/24 du volume d'eau douce contenu dans le bassin (V_2), soit un ***temps moyen d'évacuation de 24 jours****.*

Dans le second cas, le volume journalier apportés (Qfl) représente environ 1/10 du volume d'eau douce contenu dans le bassin (V_2), soit un ***temps moyen d'évacuation de 10 jours****.*

Ce temps apparaît assez long par rapport aux évaluations anciennes, car on avait tendance à confondre volume oscillant et volume renouvelé et, en conséquence, à réduire ce temps à deux ou trois jours (quotient volume total/volume oscillant).

Cependant, il s'agit d'un temps de renouvellement moyen dans les conditions saisonnières mentionnées, qui peut être accéléré par la dérive des masses d'eau devant la passe sous l'effet du vent comme nous l'avons vu précédemment.

L'action appelée "revivification" consiste à chercher à diminuer ce temps de renouvellement.

Quels sont les moyens pratiques pour le faire ? Augmenter le débit résiduel ?

L'intensité du débit résiduel dépend d'un facteur de forme de l'estuaire (coefficient α), d'autant plus important que la surface de la zone inondable par forts coefficients est plus grande et que la section d'écoulement dans le lit principal est plus faible (SALOMON et BRETON, 1995).

2.3. Dispersion

Les vitesses et les trajectoires de courants nous ont donné une vision complète de la circulation des eaux au cours de la marée. Il est intéressant de voir aussi comment s'étend en se diluant (advection-dispersion) la tache représentant un apport d'eau douce ou un rejet polluant au cours de plusieurs marées successives.

2.3.1. Dispersion aux alentours des passes

Plusieurs études ont été réalisées dans le cadre de la dispersion du rejet de **La Salie** depuis l'origine.

Deux campagnes CERAFER d'observations (ANONYME, 1971) de dilution des chlorures et des produits phénolés du rejet d'un émissaire provisoire rejetant à 400 m de la plage ont été effectuées dans des conditions de marée et de houle opposées (Fig. 24).

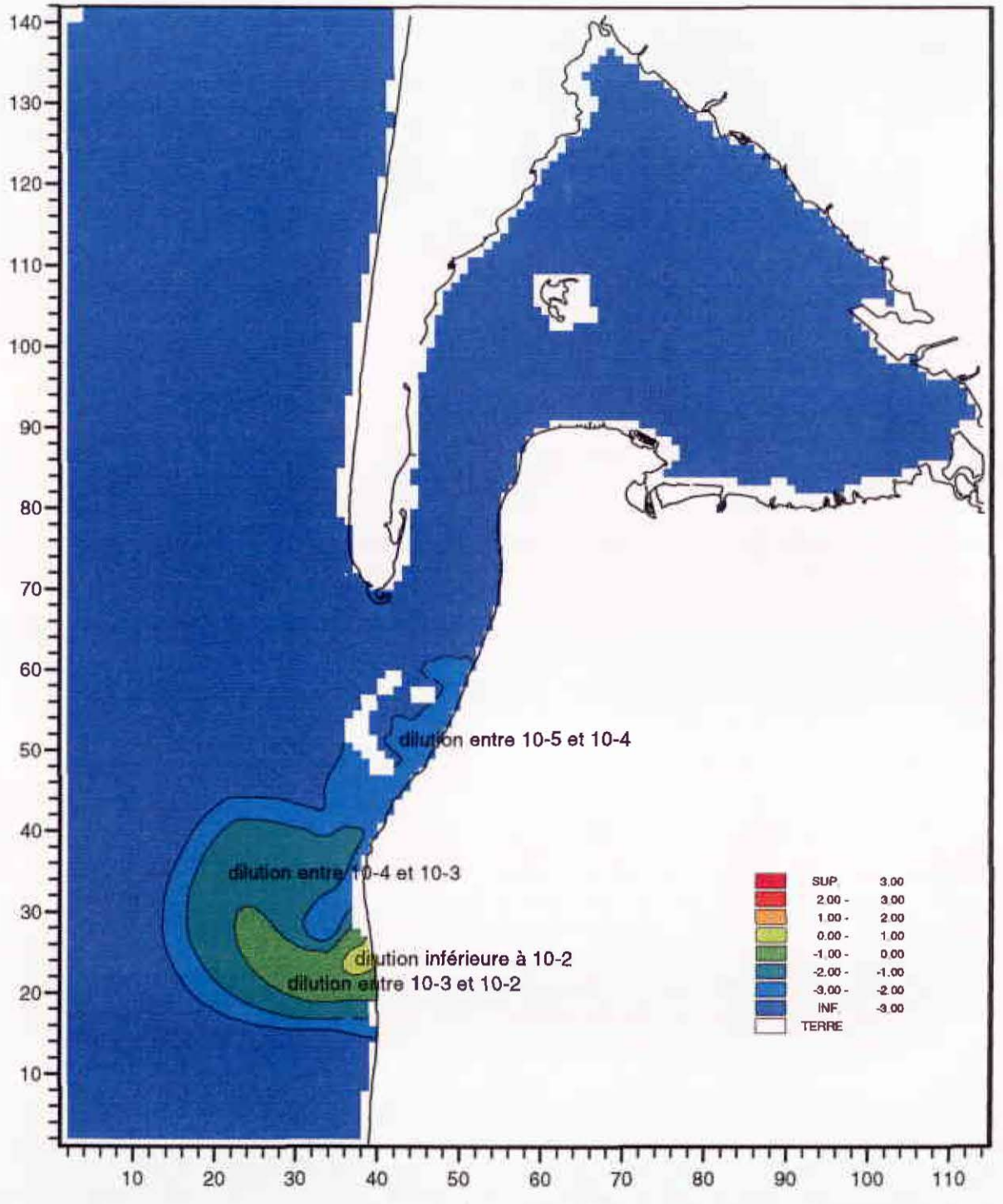


Figure 25 : Dispersion du panache de La Salie, sans vent, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.

Le 28 juillet 1971, coeff. 61, au montant, par **vent de NW à NNW de 1 à 4 m.s^{-1}**, houle de NW amplitude 0,9 m période 10 s, vitesse de courant obtenue par suivi flotteurs dérivants, on observe :

- dilution à l'émissaire : 8,63%
- à proximité du point de rejet (100-200 m) se forme une masse d'eau polluée contenant 4 à 5% d'eau usée.
- cette masse dérive vers le Sud en ne diffusant que très faiblement : à 3 000 m, soit 4 h après l'injection, on trouve encore une concentration de 1% d'eau usée.

Le 12 octobre 1971 coeff. 36, au descendant, **vent de SSE à SW 3 m.s^{-1}**, houle de SW, amplitude 1,2 m période 8 s courant portant au Nord, on observe :

- une dilution initiale meilleure (5,1%) du fait de la hauteur d'eau supérieure au dessus du diffuseur ;
- cette masse dérive vers le Nord avec une dilution atteignant 0,85% à 2500 m au Nord du rejet ;
- contrariée par les eaux de jusant du Bassin d'Arcachon, la progression montre un infléchissement assez prononcé vers l'Ouest des eaux contaminées les amenant au large, ce qui pourrait entraîner au flot leur entrée (partielle) dans la passe Sud du Bassin" (*ibid*).

On remarque également "en prélevant à 2 m de profondeur, que l'eau de mer est propre (stratification de densité) : les phénomènes de diffusion turbulente entre les deux masses d'eau sont très faibles sauf dans la zone des brisants" (ANONYME, 1971).

Remarquons que cette stratification est également valable pour les suspensions qui demeurent en surface (*ibid.*).

Malgré la constatation de la faible dilution obtenue lors des deux campagnes de mesure, on trouve curieusement dans les conclusions que " au delà de 2 kilomètres, la dilution (au débit actuellement déversé de 1 m3.s^{-1}) est quasi totale" (ANONYME, 1971).

Une étude courantologique CTGREF (BALLAND et TORRE, 1974), menée à La Salie par deux coefficients de marée et diverses conditions de vent dans les conditions définitives du rejet à 800 m de la plage confirme que :

- l'effluent se retrouve uniquement en surface ;
- l'influence du vent sur la diffusion et le transport de l'effluent est essentielle ;
- à partir d'une vitesse de 3 m.s^{-1}, son action est prépondérante par rapport à la houle ; "le vent d'ouest pousse rapidement la pollution à la côte (où elle) subit l'influence de la courantologie côtière dont la houle est responsable, tandis que par vent de Sud ou de Sud-Est il existe un certain risque de retour de la pollution dans le Bassin d'Arcachon ; dans ce cas la dilution est de 400/1 à 2800 m de la source au bout de 3 h30 dans le cas d'un débit de rejet de 2800 m^3/h. "
- la marée n'influe pratiquement pas sur le transport de l'effluent, dans la configuration des passes de l'époque ;
- la relation reliant le coefficient de diffusion à l'échelle du phénomène se rapproche d'une relation linéaire (la loi des 4/3 de Richardon ne semble pas vérifiée dans cette zone).

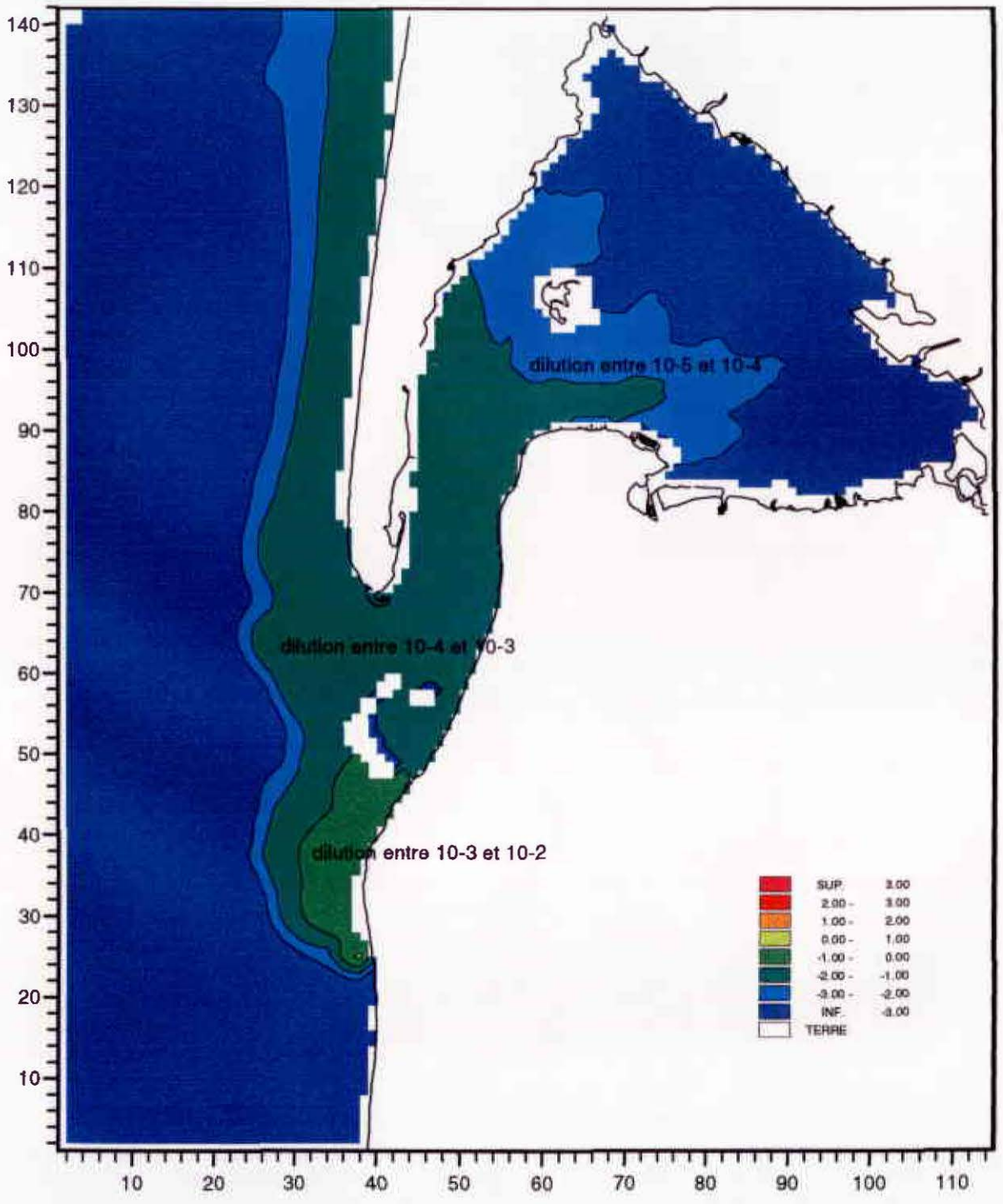


Figure 26 : Dispersion du panache de La Salie, avec un vent constant de SW de 7m.s^{-1}, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.

Dans la configuration des passes de l'époque, le CTGREF conclut que "le risque de contamination (du Bassin) est faible, par contre il risque d'y avoir contamination des plages" et préconise "la prolongation de l'émissaire actuel".

Dans un rapport d'activité de 1976, la Cellule anti-pollution du Service Maritime relevait "qu'en octobre 1975, des taches brunâtres de couleur identique à celle de l'effluent de la Cellulose du Pin sont apparues par périodes intermittentes sur la plage du Cap Ferret (...) permettant de constater un cheminement des effluents le long de la côte mais avec une forte dilution n'entraînant pas de pollution réelle des plages situées au Nord des passes du Bassin" ; *le dosage effectué à cette occasion de la lignine contenue dans l'eau de mer donne un facteur de dilution de 5/1 entre la plage de La Salie et celle du Cap Ferret.*

De ce qui précède on retient les caractéristiques suivantes du secteur de La Salie :

- l'effet dominant du vent sur la dérive,
- l'inflexion des trajectoires (due à la) en fonction de la proximité des passes,
- la faible dilution et la stratification de densité en période de faible agitation (été).

Les résultats obtenus par SOGREAH (1991) sur l'excursion des effluents (modèle de convection-diffusion ARGOS) sont les suivants :

- en ME (1972 et 1991) pas de pénétration de la tâche polluée dans les passes du Bassin ;
- en VE moindre pénétration en 1991 qu'en 1972 ;
- meilleure dilution aux abords du wharf en 1991 qu'en 1972 ;
- en 1991, la tache est piégée dans le chenal sud, le long du littoral, et intéresse une zone (la Lagune) qui ne l'est pas dans la situation de 1972.

Une actualisation de l'étude de 1991 (SOGREAH, 1995) a été rendue nécessaire car "la bathymétrie aux abords du wharf de La Salie et au débouché de la passe Sud du Bassin d'Arcachon a été fortement modifiée entre 1991 et 1994".

Selon le bilan des essais, "il apparaît que, pour la situation de 1994, par rapport à l'état 1991, les effluents remontent plus souvent vers le Nord, mais qu'ils atteignent, au cours de leur excursion des zones moins éloignées du wharf (...) ; de plus, ils se situent en général plus près de la côte."

En conséquence, "on peut donc dire que les risques de pénétration des effluents dans le Bassin sont inférieurs dans la situation 1994 à ceux en l'état 1991, mais que le littoral situé du wharf de La Salie au Nord de la Pointe d'Arcachon (plage du Petit Nice) est plus sollicité dans la situation 1994 que dans l'état 1991. La modification bathymétrique constatée entre 1991 et 1994 favorise l'excursion des effluents rejetés du wharf de La Salie au Sud de ce dernier, aussi bien sous un vent de Nord-Ouest que de Sud-Ouest".

Des simulations de la dispersion du rejet ont été réalisées avec le modèle courantologique IFREMER. Rappelons qu'il s'agit d'un modèle à deux dimensions qui ne rend pas compte de la stratification qui s'opère entre les eaux douces du rejet et les eaux océaniques : les résultats obtenus correspondent en effet à la moyenne des concentrations sur la colonne d'eau. De plus, la maille du modèle étant de 250 m, le champ proche du rejet n'est pas représenté avec précision. Cependant, plus on s'éloigne de l'émissaire, plus la simulation se rapproche de la réalité surtout lorsqu'il se produit un brassage important (par conditions de vent par exemple).

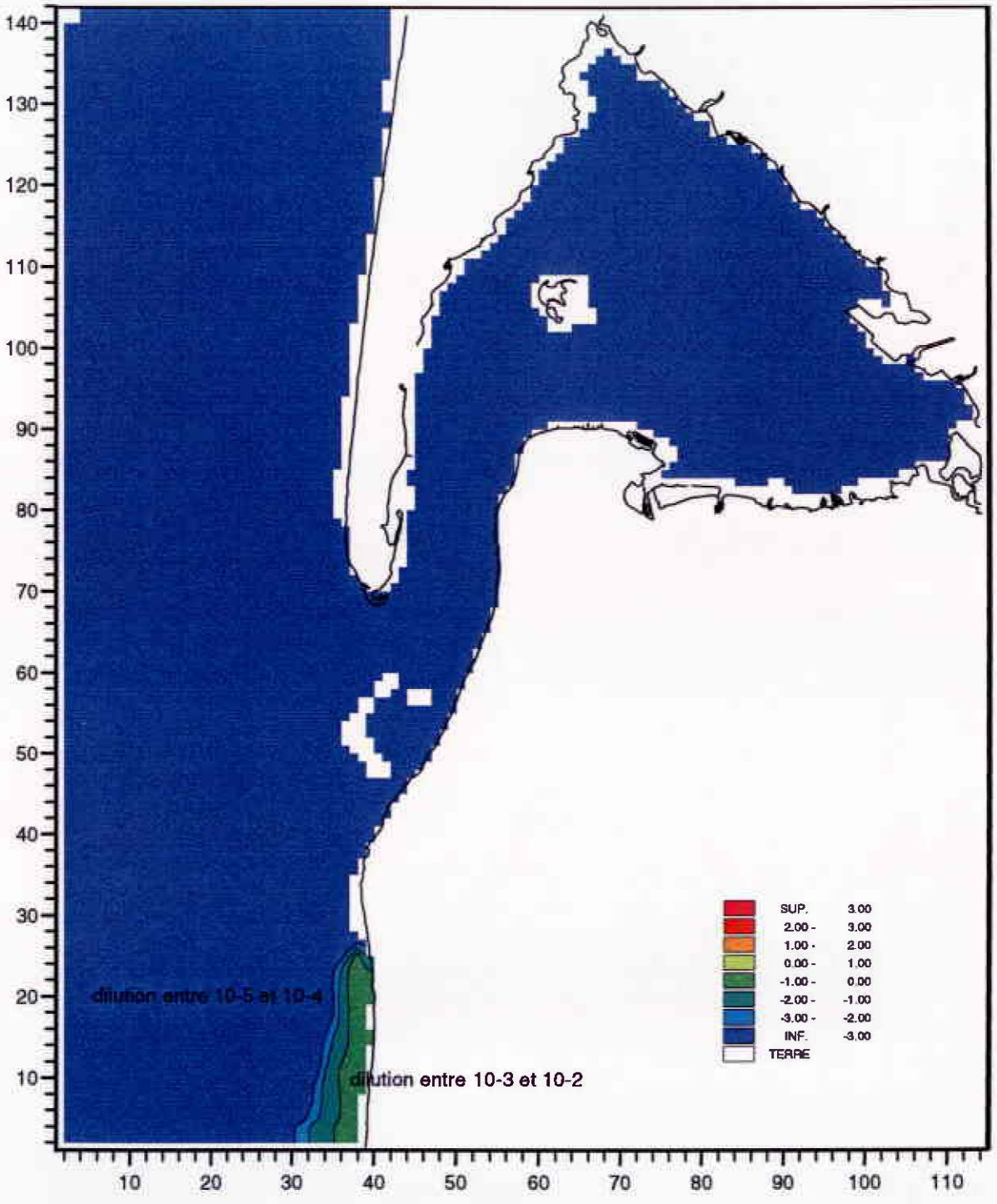


Figure 27 : Dispersion du panache de La Salie, avec un vent constant de NW de 7m.s^{-1}, après 8 jours de simulation à coefficient de marée constant moyen de 70.

Les résultats présentés concernent la dispersion d'eau douce arrivant à La Salie, à un débit moyen de 1 $m^3.s^{-1}$ et avec un coefficient de marée moyen constant de 70. La bathymétrie utilisée dans le modèle est une interpolation des bathymétries de L'YAVANC de 1992-1993 pour la partie interne du Bassin et du Port Autonome de Bordeaux de 1991-1993 pour les passes. Trois simulations différentes ont été effectuées, la première sans vent, la seconde avec un vent constant de SW de 7 $m.s^{-1}$ et la troisième avec un vent constant de NW de 7 $m.s^{-1}$.

Sans vent, le panache de l'effluent, après s'être étiré vers l'Ouest, se réoriente vers les passes du Bassin après 8 jours de simulation (Fig. 25). Au large de la passe, la dilution est de l'ordre du 10 000 ème, tandis qu'autour du Banc d'Arguin, elle est comprise entre 1/10 000 ème et 1/100 000ème

Par vent de Sud Ouest, le panache de l'effluent poussé par le vent remonte vers le Nord en se plaquant à la côte. Une partie des eaux du rejet pénètre dans le Bassin, tout d'abord par la passe Sud puis, du fait de l'excursion vers le Nord, par la passe Nord. Les deux branches se rejoignent dans les passes internes et l'incursion des eaux du rejet se poursuit selon les deux axes préférentiels de circulation des eaux dans le Bassin : le chenal de Piquey et la rade d'Eyrac. Après 8 jours, la dilution de l'eau du rejet avoisine 1/1 000ème autour du Banc d'Arguin et 1/10 000ème dans les passes intérieures tandis qu'une autre partie du panache s'étire le long de la côte au Nord (Fig. 26).

Par vent du Nord Ouest, le panache s'étire au Sud de La Salie en restant plaqué à la côte (Fig. 27). Cette configuration n'évolue pas pendant la simulation.

Il faut bien noter que ces situations sont théoriques puisque, dans la réalité, les conditions météorologiques ne restent pas stables pendant une durée de 8 jours (cf **I.**3.2.2.1.). L'incursion maximale des eaux de l'émissaire dans le Bassin correspond donc à une situation défavorable de vent constant et continu de Sud Ouest qui ne se produit en général pas. Cependant, ces simulations permettent de retrouver certaines caractéristiques énoncées ci-dessus :

- effet dominant du vent sur la dérive,
- inflexion des trajectoires due à la proximité des passes,
- risque de pénétration des effluents dans le Bassin selon les conditions de vent.

La saisonnalité des vents, à plus forte tendance de Sud Ouest lors de la mauvaise saison (cf **I.**3.2.2.2.), implique que les risques de pénétration des eaux du rejet dans le Bassin sont supérieurs à cette période de l'année. En revanche, ces risques sont moindres à la belle saison et en conditions anticycloniques, les vents soufflant alors plutôt de secteur Nord.

2.3.2. Dispersion dans les passes

"Le (*la configuration du*) réseau hydrographique actuel du Bassin fait que le chenal préférentiel du jusant emprunte la passe Nord. Le chenal de flot correspond à la passe Sud." (LCHF, 1979). Pour expliquer une telle spécialisation il ne nous semble pas nécessaire de faire intervenir la force de Coriolis, mais simplement de faire appel à l'effet de méandre qui tend à dévier le flot vers le Pyla et le jusant vers le Ferret.
Cette circulation est confirmée par le calcul du transport résiduel évoqué au paragraphe 2.2.2.

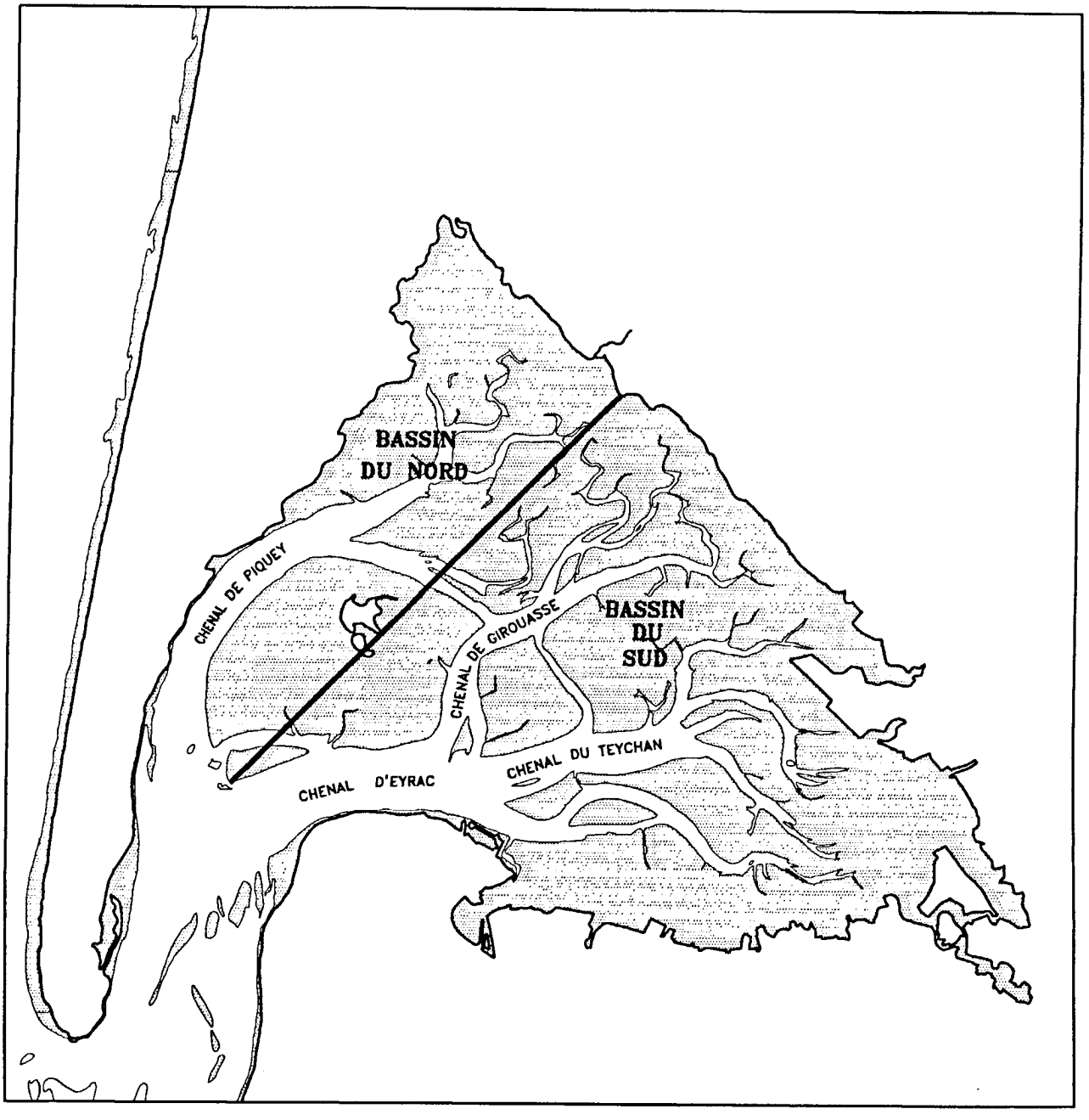


Figure 28 : Sous-Bassins hydrauliques

2.3.3. Dispersion dans le Bassin

Rappelons la répartition des écoulements fluviatiles dans le Bassin (cf. **I.**1.).

Le **réseau des chenaux** (Fig. 28) peut être subdivisé en trois groupes reliés chacun à un groupe de cours d'eau.

- **le groupe Nord** prolonge le canal de Lège, les ruisseaux d'Arès (Machinotte, Garguehos, Cirès) par les chenaux de Lège, Graveyron, Ville, réunis dans le Chenal d'Arès qui se prolonge, après son confluent avec le chenal de l'Ile, sous le nom de **chenal de Piquey** (bassin versant terrestre : direct 27 217 ha + lacs : 82 900 ha)

- **le groupe Centre,** formé des chenaux de Maubinot-Platissey, Andernos et Mouchtalette, réunis dans le **chenal de Girouasse**, qui ne reçoit que de minuscules ruisseaux (Betey, Mauret) (bassin versant : 2 601 ha).

- **le groupe Sud,** enfin, prolonge essentiellement l'Eyre, mais aussi le ruisseau de Cassy, de Lanton et tous les ruisseaux d'Audenge à Biganos par les chenaux de Lanton, d'Audenge, de Touze et de Comprian réunis dans le Teychan.

  Les chenaux de Gujan et du Passant, reçoivent les ruisseaux de la rive Sud, dont le Canal des Landes, et rejoignent le **Teychan** à l'entrée de la Rade d'Eyrac.

  Le bassin versant terrestre desservi est de loin le plus considérable : 257 557 ha.

Le **groupe Nord** constitue le **sous-bassin hydraulique de Piquey**, tandis que les **groupes Centre et Sud** s'unissent pour constituer le **sous-bassin hydraulique d'Eyrac** (...) (Fig. 28), disposition en tout point semblable au schéma déduit par le LCHF (1973b) de l'examen des salinités moyennes : "Eyrac alimente et draine toute la partie du bassin située au Sud-Est de la ligne Betey-Ile aux Oiseaux cependant que le Piquey, obstrué à son entrée par des hauts fonds, ne collecte que les crassats du N-E (LCHF, 1977).

Ces limites n'ont pas été fondamentalement modifiées par le dragage du Chenal du Piquey en 1983, bien que la circulation ait été nettement améliorée.

Le **rapport entre les surfaces** des bassins versants continentaux drainées par le groupe **Nord** et celles drainées par le groupe **Sud** est sensiblement de **1/3**. On déduit de cette répartition que l'effet hydrodynamique des cours d'eau s'avère trois fois plus intense sur les chenaux du groupe Sud que sur ceux du Nord.

Cet effet se traduit, en période de crue, par la stratification haline des eaux, une **circulation à deux couches de type estuarien** et probablement une expulsion plus rapide des eaux fluviales demeurées en surface.

D'autre part selon la variation de niveau du plan d'eau sous l'effet de la marée, **le fonctionnement hydraulique du Bassin d'Arcachon connaît deux phases** (schémas ci-contre) :

- une phase de fonctionnement en baie, où la courantologie est à deux dimensions horizontales,

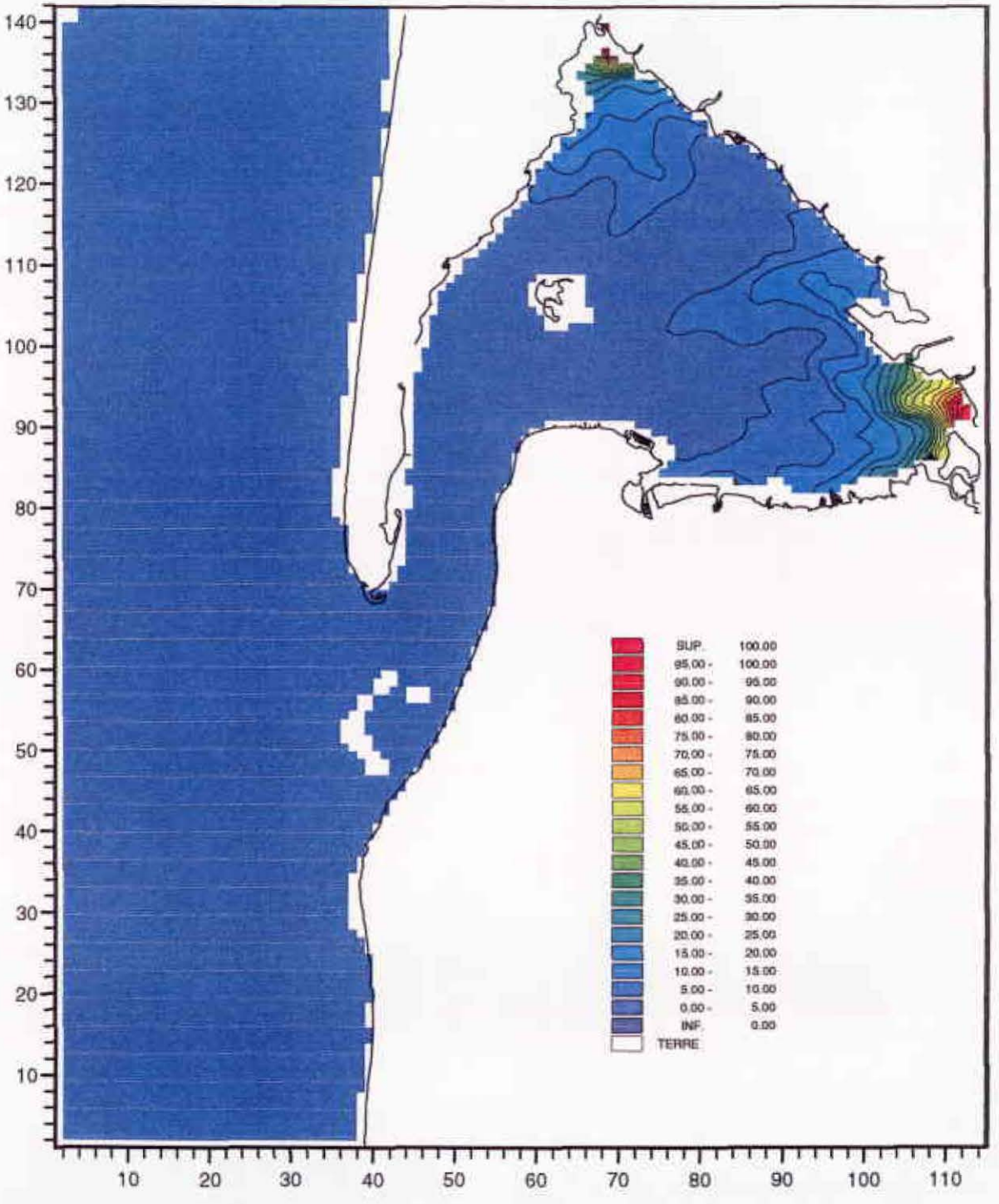


Figure 29 : Diffusion des apports d'eau douce (%) après 11 jours de simulation, sans vent, à coefficient de marée constant moyen de 70.

- une phase de fonctionnement en canal alternatif, à une dimension, pour chacun des chenaux.

Chacune de ces phases dure environ une mi-marée, soit 6 h.

Le CETE (1978) estime que "c'est pendant cette phase que se produit l'essentiel de la dérive résiduelle, donc du phénomène de "chasse" et en déduit un calcul de flux uniquement basé sur cette période ; les modèles (HARLEMAN du MIT, DAVESNES, du LNH) qu'il utilise pour parvenir à une "représentation systématique du Bassin (...) vis à vis d'un traceur de pollution", reposent donc sur une représentation unidimensionnelle des écoulements. Cependant, des difficultés surviennent lors de l'interprétation de résultats concernant le particulaire dans des secteurs où les estrans jouent un rôle important (Piquey) (CETE, 1978).

L'intégration dans les calculs de dispersion des deux phases du fonctionnement hydraulique a été rendue possible par la mise en oeuvre du modèle IFREMER.

Le LCHF (1977) avait déjà conclu que "les eaux de Piquey et d'Eyrac ne se mélangent pas directement mais le flot fait pénétrer par le Chenal du Piquey des masses d'eau en provenance du jusant précédent d'Eyrac et de ses tributaires."

Le modèle IFREMER précise que "des rejets effectués dans l'une des branches seulement n'intéressent l'autre branche que passé un délai de quatre jours environ. L'homogénéisation d'ensemble requiert plus de 10 jours. En conséquence, un élément dont la rémanence dans l'eau serait inférieure à 4 jours ne saurait se retrouver dans l'autre branche" (SALOMON et BRETON, 1995)

Une simulation de la diffusion des apports d'eau douce dans le Bassin, en utilisant les débits moyens des 6 principales arrivées et un coefficient de marée moyen constant de 70, permet de bien visualiser les deux sous-bassins hydrauliques après 11 jours de simulation (Fig. 29). Les résultats sont exprimés en pourcentage d'eau douce.

Il est logique de penser que, surtout durant la phase de circulation en baie, l'effet du vent sur la dérive des masses d'eau peut prendre une certaine importance.

LE DANTEC (1960), a pu décrire **une saisonnalité de ces dérives** à l'intérieur du Bassin, d'après la modification des isohalines :

- "Au début de l'hiver, (sous l'effet du vent de SW) les eaux douces du Nord longent la côte Ouest, tandis que celles de l'Eyre sont refoulées vers le Nord.

- A partir de mars (sous l'effet des vents de WNW), la zone d'influence de l'Eyre est réduite et s'étale dans le Sud, tandis que s'accentue la poussée des eaux douces du Nord jusqu'à Piraillan en avril, puis à nouveau en octobre.

- A la fin de l'été et en automne, (les vents de secteur Nord à Est) expliquent que les fixations d'huîtres portugaises se fassent presque exclusivement sur la côte Sud, et de Piquey au Ferret "

D'après les données de vent (cf. plus haut), on peut voir que les deux premières concordances se vérifient, tandis que la troisième est moins nette.

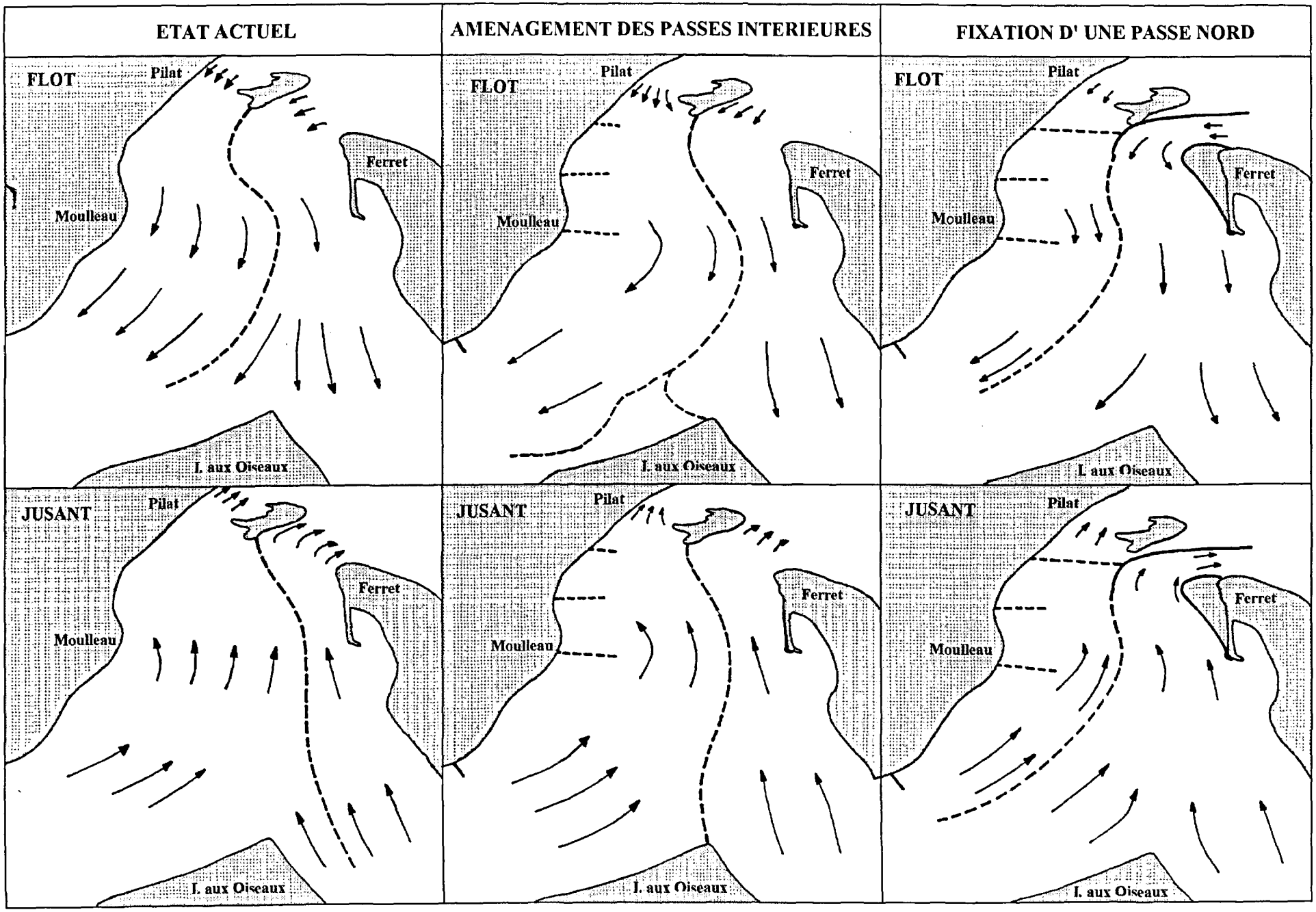


Figure 30 : Configuration générale des écoulements (LCHF, 1973)

2.4. Simulation de projets d'aménagement

1) Applications du modèle LCHF

L'étude sur modèle de l'amélioration des passes (LCHF, 1973a) a simulé l'effet de plusieurs types d'aménagement des passes :

- l'aménagement des passes intérieures,
- la fixation de la passe Nord.

Les résultats sur la marée, les vitesses de courants et les écoulements sont les suivants :

En cas d'aménagement des passes intérieures seules (qui consiste à disposer de longs épis perpendiculaires à la côte du Pyla-Moulleau) **:**

- **l'amplitude de la marée,** augmente à long terme (30 ans) d'environ 5 à 6 %

- **la vitesse maximale des courants :**
  * est considérablement réduite dans le chenal du Moulleau-Pyla (0,60 $m.s^{-1}$ contre 1,0 à 1,2 $m.s^{-1}$ dans l'état primitif (1969)
  * n'est guère augmentée en flot (1,3 $m.s^{-1}$) mais légèrement en jusant (de 1,40 à 1,55 $m.s^{-1}$) soit 10 % ; cependant cette vitesse se maintient plus longtemps.

- **La configuration générale des écoulements** est présentée ci contre (Fig. 30) ; l'aménagement des passes intérieures entraîne une spécialisation de chaque passe :
  * la passe Nord alimente et évacue le chenal de Piquey dont la part prise dans l'évacuation des eaux du fond du Bassin augmente.
  * la passe Sud alimente et évacue Eyrac.

En cas de fixation d'une passe principale Nord (qui consiste à barrer la passe Sud au Pyla par un épi perméable prolongé sur lequel s'appuie une digue émergente curviligne canalisant la passe) :

- **l'amplitude de la marée** est augmentée à long terme d'environ 10 à 12 %
- **les vitesses maximales de courants** ne changent pas par rapport à l'aménagement précédent.

L'ensemble de l'alimentation et du drainage des chenaux du Bassin intérieur (Piquey et Eyrac) est assuré par la passe Nord. La passe Sud, tant qu'elle persiste, n'assure plus que la desserte de la zone Pyla -Moulleau. La diminution de la distance entre l'Océan et le fond du Bassin semble faciliter les échanges d'eau et accentuer les résultats en ce sens déjà obtenus avec l'aménagement des passes intérieures. Toutefois, ces effets favorables sont obtenus au prix d'un accroissement considérable du volume, et par conséquent du coût des ouvrages à construire" (LCHF, 1973a).

L'étude sur modèle physique du Bassin intérieur (LCHF, 1973c) conclut que :

Les aménagements des passes, s'ils étaient réalisés, accroîtraient :

- l'amplitude de la marée de 5 à 12 % (Eyrac)
- les vitesses de courant au maximum de 10 % à l'intérieur du Bassin

Les aménagements intérieurs (écrétages) accroîtraient :

- l'amplitude de la marée de 0,05 m (Nord) à 0,10 m (Sud) (*ibid.*) ;
- la vitesse des courants de l'ordre de 10 à 20 % (*ibid.*).

L'aménagement des baïnes et chenaux de jonction n'apporte pas de modification notable des hauteurs et des vitesses.

Dans son rapport de 1977, le LCHF suggère la possibilité de modérer l'activité du chenal de Girouasse-Mapouchet par un barrage submersible dans le but de réactiver l'écoulement par le chenal du Nord de l'Ile et du Piquey. Cet aménagement ne semble pas avoir été simulé sur modèle.

Les simulations récentes effectuées par modèle mathématique (SOGREAH-IFREMER, 1997) montrent d'une part les faibles améliorations des marnages et des vitesses à attendre des aménagements intérieurs (dragages, écretages) et, d'autre part, une diminution sensible immédiate du marnage intérieur en cas de fixation des passes par des digues. Ces résultats se montrent donc moins favorables que ceux obtenus par le LCHF.

CONCLUSIONS SUR L'HYDRODYNAMIQUE

Les mouvements des eaux et des sédiments du Bassin d'Arcachon ont fait l'objet de nombreuses et importantes études, qu'il s'agisse de mesures en nature ou de modélisations, d'abord physique et, plus récemment, mathématique.

Les avancées de la connaissance permettent, en expliquant certains phénomènes, de discerner les ressorts principaux du système et les points clef pour en surveiller le fonctionnement.

Les moteurs hydrodynamiques du Bassin sont le vent et la marée.

Les vents dominants soufflent de l'Ouest avec une dominante Nord à la belle saison et un partage Nord-Sud à la mauvaise saison.

La houle dominante de secteur N-W engendre un courant de dérive littorale pouvant atteindre 1,5 $m.s^{-1}$ dans le sens N-S.

La marée est de type semi-diurne ; l'onde pénètre dans le Bassin où elle arrive avec retard mais peu déformée ; elle présente un marnage de 3,9 m en vive-eau moyenne à l'intérieur comme à l'extérieur, et cette valeur n'a semble-t-il pas varié depuis le XIXème siècle.

Les hauteurs prévues y sont fréquemment et fortement modifiées par le vent : des surcotes importantes sont liées au régime des vents de SW, et inversement des sous-cotes liées aux vents de NE.

Au cours du montant, le plan d'eau demeure presque horizontal (quelques centimètres de dénivellation entre les différentes stations) mais se déforme nettement au descendant (quelques décimètres d'écart).

Des **courants côtiers** faibles résultent de l'action du vent, dont la saisonnalité engendre des dérives vers le SW à la belle saison et vers le N-W à la mauvaise saison.

On a pu constater que les données hydrodynamiques mesurées sont correctement reproduites par les modèles.

Les **courants de marée** :

- sont giratoires et inférieurs à 0,20 $m.s^{-1}$ sur le plateau;
- peuvent atteindre 1,75 $m.s^{-1}$ dans les chenaux des passes et de la partie médiane du Bassin, l'excursion de la marée étant de l'ordre de 7 km en marée moyenne, soit la moitié de la distance entre le fond du Bassin et les passes intérieures;
- s'affaiblissent (< 1 $m.s^{-1}$) dans le fond du Bassin (partie Est), les excursions diminuant beaucoup;
- présentent des vitesses maximales moins importantes sur les crassats que dans les chenaux.

Par ailleurs, on observe que :

- dans tous les grands chenaux y compris au fond, le flot est plus long que le jusant et **les vitesses de courant sont maximales en jusant** (1);

- Mais, dans les chenaux secondaires, les chenaux transversaux et sur le haut estran au fond du Bassin, le jusant est plus long que le flot et les vitesses sont maximales en flot (2).

Il résulte de ce qui précède que les grands chenaux bénéficient d'un effet de chasse (1), tandis que les fonds du Bassin subissent un effet d'afflux (2).

Les directions d'écoulement sont commandées par le tracé des chenaux pendant la demi marée où les niveaux sont les plus bas, (de part et d'autre de la BM) : la circulation est alors du type linéaire (à une dimension ou canalisée) alternatif.

Par contre lorsque les niveaux submergent les crassats (de part et d'autre de la PM), la forme évasée du Bassin détermine des circulations de baie en nappe (à deux dimensions) dont les trajectoires peuvent être infléchies par le vent.

Les données synthétiques qui découlent de l'exploitation des données de courant permettent une meilleure compréhension des mécanismes hydrauliques commandant la dynamique sédimentaire et la qualité des eaux.

Le volume oscillant, qui ne semble pas avoir varié au cours du dernier siècle, est compris entre 200 et 400 millions de m^3, selon le coefficient de la marée, mais **seulement quelques pour-cents du volume du Bassin sont renouvelés** par l'eau océanique dans une marée.

Des aspects extrêmement importants du fonctionnement du Bassin ont été observés par le passé (tels que la prépondérance des flux entrants à certaines périodes (LCHF, 1969) sans que l'on ait pu toujours les expliquer faute de pouvoir les replacer dans le contexte du fonctionnement hydraulique général. C'est aujourd'hui chose faite grâce à la modélisation mathématique.

Le volume hydraulique, le niveau moyen et le flux résiduel fluctuent en fonction du cycle vive-eau/morte-eau : cette "respiration du Bassin " se traduit par une "inspiration" d'eau en revif et une "expiration" en déchet.

La dispersion des rejets dans le Bassin obéissant aux courants de marée principalement, et au vent secondairement, respecte dans un premier temps le compartimentage hydraulique en deux sous-bassins Nord et Sud : l'interpénétration demande quatre jours et le mélange une dizaine.

A l'Océan, les rejets subissent une dérive en surface selon le vent le plus souvent portant à la côte, et un mélange fonction de l'agitation. Le panache de diffusion de l'effluent de La Salie peut pénétrer dans le Bassin par des conditions de vent rencontrées surtout à la mauvaise saison (automne, hiver). La dilution de l'effluent avoisine alors 1/10 000 ème dans les eaux des passes intérieures.

L'évolution morphologique des axes hydrauliques évoquée dans le chapitre précédent voit ici son application et sa confirmation hydrodynamique :

- la tendance constante à l'obstruction du chenal de Piquey qui a motivé le programme important de dragage des bancs de La Vigne en 1983:

- l'importance relative croissante de l'axe central Girouasse- Mapouchet.
- le maintien global des échanges avec l'Océan.

En définitive, l'hydraulique du Bassin possède à la fois des caractéristiques lagunaires (renouvellement intermittent par apport océanique en revif dont résulte une certaine stagnation des eaux intérieures) et des caractéristiques estuariennes (flux variable d'eau douce traversant le Bassin). L'ensemble du plan d'eau présente ces deux tendances, mais chaque endroit est marqué par la prédominance de l'une ou de l'autre.

Les simulations récentes d'aménagements par modèle mathématique (SOGREAH-IFREMER, 1997) ne confirment pas tous les résultats obtenus en 1973 par le LCHF.

RESUME

Les moteurs hydrodynamiques du Bassin sont le vent et la marée.

- Les vents soufflent de l'WNW avec une nette dominance Nord à la belle saison.
- La marée océanique se propage dans le Bassin où elle arrive avec retard mais peu déformée mais les hauteurs prévues y sont fréquemment et fortement modifiées par le vent.

Les courants sont faibles à l'Océan et dans le fond du Bassin mais dans les chenaux des passes et de la partie médiane ils atteignent des vitesses supérieures à > $1 m.s^{-1}$.

Les grands chenaux bénéficient d'un effet de chasse (jusant dominant), tandis que les chenaux secondaires et les fonds du Bassin subissent au contraire un effet d'afflux (flot dominant).

Selon les simulations LCHF (1973) , les aménagements des passes, s'ils étaient réalisés, accroîtraient l'amplitude de la marée et la vitesse du courant de l'ordre de 10%.

Ni l'amplitude de la marée, ni le volume oscillant ne paraissent avoir changé depuis 130 ans de manière significative.

L'accession à des données synthétiques grâce à la modélisation de l'ensemble du Bassin conduit à mieux comprendre des phénomènes essentiels ayant une influence directe sur la sédimentation et la qualité des eaux.

On ne distingue pas de courant résiduel net.

Le renouvellement des eaux du Bassin demande plusieurs dizaines de jours.

Le Bassin emmagasine de l'eau au revif et la rejette en déchet.

Le Flux résiduel moyen est proportionnel aux apports d'eau douce.

Les rejets à l'Océan, subissent principalement l'effet du vent (dérive, mélange) alors que dans les chenaux des passes, où le courant domine, les dilutions sont rapidement très importantes.

Des rejets dans le Nord ou le Sud du Bassin y restent compartimentés plusieurs jours.

Les échanges globaux du Bassin avec l'océan ne semblent pas avoir diminué dans le passé, mais la répartition se fait de plus en plus au détriment du Chenal de Piquey.

4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

I.4. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

1. Généralités

1.1. Origine du stock sédimentaire
1.2. Répartition des unités sédimentaires
1.3. Mouvements sédimentaires
- 1.3.1. Processus hydrauliques
  - 1.3.1.1. Transport par la houle
  - 1.3.1.2. Transport par les courants
- 1.3.2. Processus aériens

2. Dynamique sédimentaire par zones

2.1. Large
- 2.1.1. Unités sédimentaires
  - 2.1.1.1. Répartition des éléments biodétritiques
  - 2.1.1.2. Répartition des Pélites dans les sédiments (poudres et précolloïdes)
- 2.1.2. Processus
  - 2.1.2.1. Mouvements à long terme
  - 2.1.2.2. Mouvements à court terme

2.2. Zones côtières
- 2.2.1. Granulométrie
- 2.2.2. Mouvements sédimentaires
  - 2.2.2.1. Mouvements dans le profil
  - 2.2.2.2. Dérive littorale

2.3. Observations par secteurs côtiers
- 2.3.1. Côte au Nord du Bassin (Gd Crohot-Gnagnot)
- 2.3.2. Côte au Sud du Bassin (Trencat-Biscarrossse)

2.4. Passes extérieures
- 2.4.1. Granulométrie
- 2.4.2. Mouvements sédimentaires
  - 2.4.2.1. Mesures de transport
  - 2.4.2.2. Critère de stabilité de la passe
- 2.4.3. Evolution

2.5. Passes intérieures
- 2.5.1. Granulométrie
- 2.5.2. Mouvements sédimentaires

2.6. Bassin intérieur
- 2.6.1. Granulométrie
  - 2.6.1.1. Unités sédimentaires
  - 2.6.1.2. Fraction fine dans les sédiments
- 2.6.2. Mouvements sédimentaires
  - 2.6.2.1. Erosion
  - 2.6.2.2. Dépôt

2.7. Bouches de l'Eyre
- 2.7.1. Granulométrie
- 2.7.2. Mouvements sédimentaires

3. Evolution sédimentaire
3.1. Evolution qualitative
3.2. Evolution quantitative
3.3. Bilans sédimentaires
    3.3.1. Côte au Nord d'Arcachon
    3.3.2. Continent/Bassin/Océan

4. Modélisation sédimentaire
4.1. Effets hydrosédimentaire des aménagements hydrauliques
4.2. Modélisation des passes

CONCLUSION

RESUME

Liste des Figures

Fig. 1 : Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental (ALLEN et CASTAING, 1977).
Fig. 2 : Sédimentation des environs du Bassin en 1826 (BEAUTEMPS-BEAUPRE).
Fig. 3 : Courbes granulométriques moyennes des sédiments de l'estran et des chenaux. (LCHF, 1969b).
Fig. 4 : Courbes granulométriques de la fraction fine (éléments inférieurs à 40 µ), (LCHF, 1969b).
Fig. 5 : Rapports entre les vitesses de courants de fond et la sédimentation (BOUCHET, 1968).
Fig. 6 : Variation du débit solide gs en fonction de la force tractrice sur le fond τ_0 (d'après MEYER-PETER) *in* LCHF, 1969b.
Fig. 7 : Répartition des éléments biodétritiques au large du Bassin (BOUCHET et CORNET, 1973).
Fig. 8 : Proportion des pélites (poudres et précolloïdes) dans les sédiments au large du Bassin (BOUCHET et CORNET, 1973).
Fig. 9 : Zones lithologiques et types sédimentaires du proche plateau (MONBET, 1972).
Fig. 10 : Extrait de la carte de la plate-forme entre la Gironde et St-Jean de Luz (BOUCHET, 1979).
Fig. 11 : Répartition estivale des sédiments (BOUCHET *et al.*, 1979).
Fig. 12 : Répartition automnale des sédiments (BOUCHET *et al.*, 1979).
Fig. 13 à Fig. 18 : Sédiments et états de la mer (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine).
Fig. 13 : Mer belle, juillet.
Fig. 14 : Mer belle, août.
Fig. 15 : Mer agitée, vent fort NNW, avril.
Fig. 16 : Mer forte, vent SW, octobre.
Fig. 17 : Mer forte, vent NW, septembre.
Fig. 18 : Mer forte, vent NW, mars.
Fig. 19 : Action des agents dynamiques sur la face interne du Cap Ferret (selon LABRID, 1969).
Fig. 20 : Caractères et assemblages sédimentaires (BOUCHET, 1994).
Fig. 21 : Sédimentologie des chenaux en 1965 (SIG - Arcachon).
Fig. 22 : Sédimentologie des chenaux en 1989 (SIG - Arcachon).
Fig. 23 : Unités sédimentaires exondables (BOUCHET, 1994).
Fig. 24 : Importance de la fraction inférieure à 2 µm (SALINERES, 1972).
Fig. 25 : Schéma synthétique des principaux faciès sédimentaires (CARRUESCO, 1989).
Fig. 26 : Transport potentiel des sédiments (SALOMON et BRETON, 1995).
Fig. 27 : Bilan hydrosédimentaire des apports particulaires (CARRUESCO, 1989).
Fig. 28 : Evolution des sables fins terrigènes des chenaux (SIMON, 1995).
Fig. 29 : Evolution des sables fins dunaires des chenaux (SIMON, 1995).
Fig. 30 : Evolution des sables moyens dunaires des chenaux (SIMON, 1995).
Fig. 31 : Evolution des graviers et cailloux des chenaux (SIMON, 1995).
Fig. 32 : Essai à long terme des aménagements hydrauliques (LCHF, 1973a).

Liste des Tableaux

Tab. 1 : Débits solides dans les passes intérieures (en tonnes par marée) (LCHF, 1969)
Tab. 2 : Granulométrie des chenaux et crassats intérieurs (en %)
Tab. 3 : Débits solides représentatifs en vive eau (en Newton m^{-1}) (LCHF, 1973)
Tab. 4 : Débits solides par charriage dans le delta de l'Eyre (en $m^3.j^{-1}$)

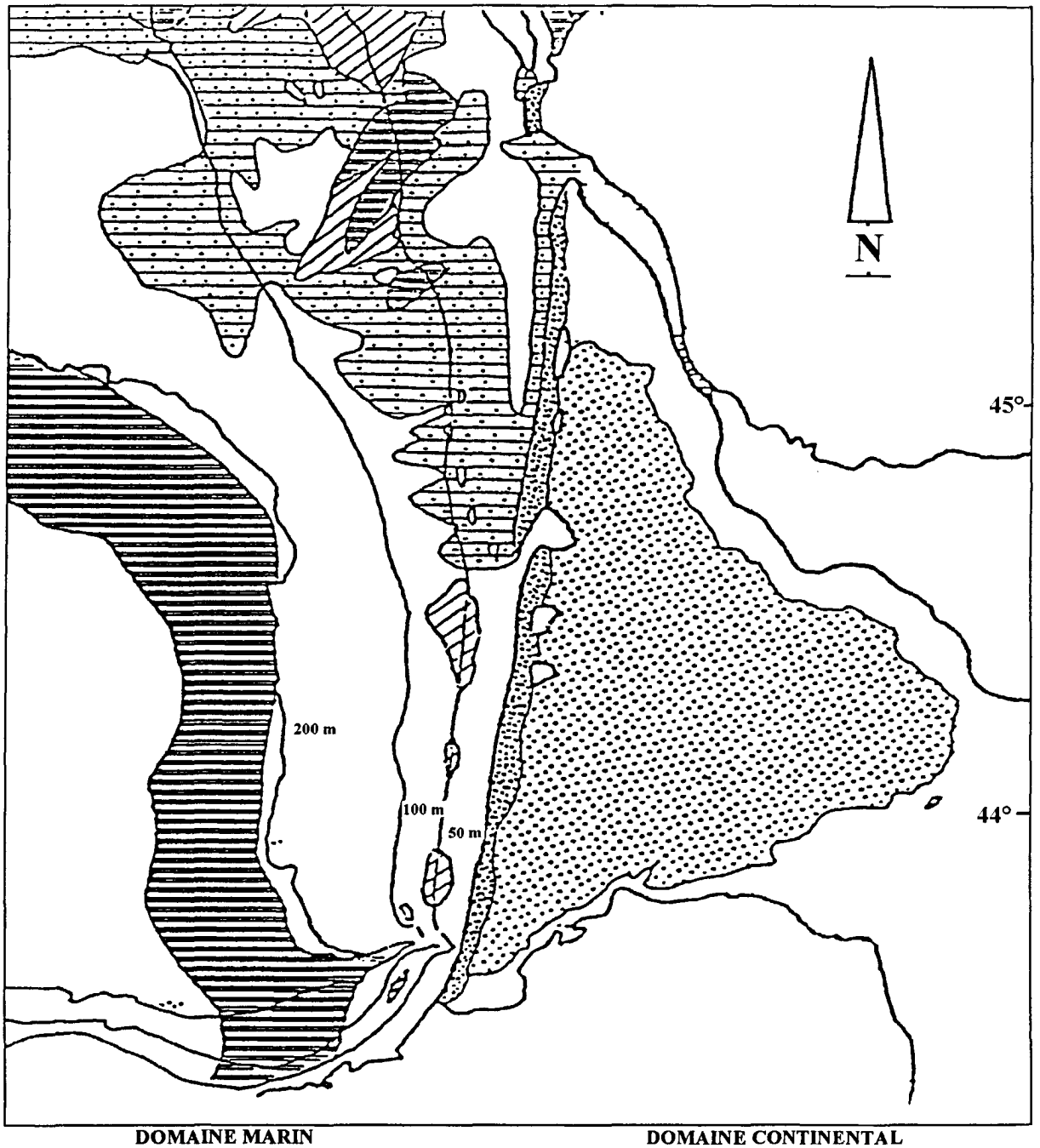


Figure 1 : Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental (d'après ALLEN & CASTAING, 1977)

1. Généralités

Dans le Tome 1 traitant de la physique et qui forme un tout, ce quatrième chapitre vient, en décrivant les processus sédimentaires générés par la dynamique (Ch. 3), expliquer l'évolution morphologique exposée dans le second chapitre.

Ce n'est pas par simple intérêt scientifique que nous adoptons cette démarche. L'évolution morphologique n'est qu'une résultante : par exemple, une forme sédimentaire meuble d'apparence stable peut résulter de remaniements intenses mais de bilan nul. Négliger la complexité du processus qui conduit à un tel équilibre peut conduire à des décisions préjudiciables. Une telle démarche témoigne donc d'un intérêt très appliqué.

La sédimentation du Bassin a fait l'objet d'études qui essaient justement pour la plupart de faire la relation entre les phénomènes d'érosion-sédimentation et l'hydrodynamisme ; dans l'ordre chronologique, citons : LINDER, 1872 ; FABRE, 1939 ; DEBYSER *et al.*, 1955 ; DEBYSER, 1957 ; AMANIEU, 1966 ; BOUCHET, 1968, 1994 ; VERGER, 1968 ; LCHF, 1969, 1973, 1985 ; ALLEN *et al.*, 1974 ; ORGERON, 1974 ; TURQ, 1984 ; LORIN et MIGNOT, 1984 ; FENIES, 1984 ; FENIES *et al.*, 1986 ; WEBER, 1986 ; ARBOUILLE *et al.*, 1986 ; TURQ *et al.*, 1986 ; CARBONEL *et al.*, 1987 ; FERAL, 1988 ; GASSIAT, 1989 ; CARRUESCO, 1989 ; SOGREAH, 1990.

Des données ont été acquises en nombre à partir des années soixante par les géologues de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, par les biologistes de l'Institut de Biologie Marine d'Arcachon et par le LCHF.

Le cadre général choisi est délimité à l'Est par la côte, à l'Ouest par le méridien 1°44' W et par les parallèles 45°00N et 44°10N.

ALVINERIE *et al.* (1968) ont plus particulièrement détaillé les fonds compris entre 20 et 55 m au large du Cap Ferret (Travaux pluridisciplinaires de l'IGBA).

MONBET a réalisé en 1972 la couverture biosédimentaire des fonds côtiers devant Arcachon de 44°N à 45°N et 1°44W.

BOUCHET a fourni, en plus de la carte générale biosédimentaire du **plateau Sud-Gascogne**, (1979) plusieurs mises à jour détaillées du secteur côtier des passes et de La Salie (1976,1982) ainsi que deux cartes biosédimentaire des **chenaux du Bassin d'Arcachon** (1966 et 1993) qui comportent une classification granulométrique.

BELLESSORT, pour les besoins de la modélisation physique, a réalisé la couverture granulométrique d'ensemble des abords du Bassin et des passes (LCHF, 1969), ainsi que du Bassin intérieur (LCHF, 1973b)

ALLEN et CASTAING (1977) ont cartographié la répartition des sédiments superficiels de l'ensemble du Golfe de Gascogne (Fig. 1)

AMANIEU (1966), SALINERES (1972), FENIES (1984), CUIGNON (1984), FERAL (1988) et CARRUESCO (1989) ont apporté les éléments d'une cartographie granulométrique des **estrans** ("crassats").

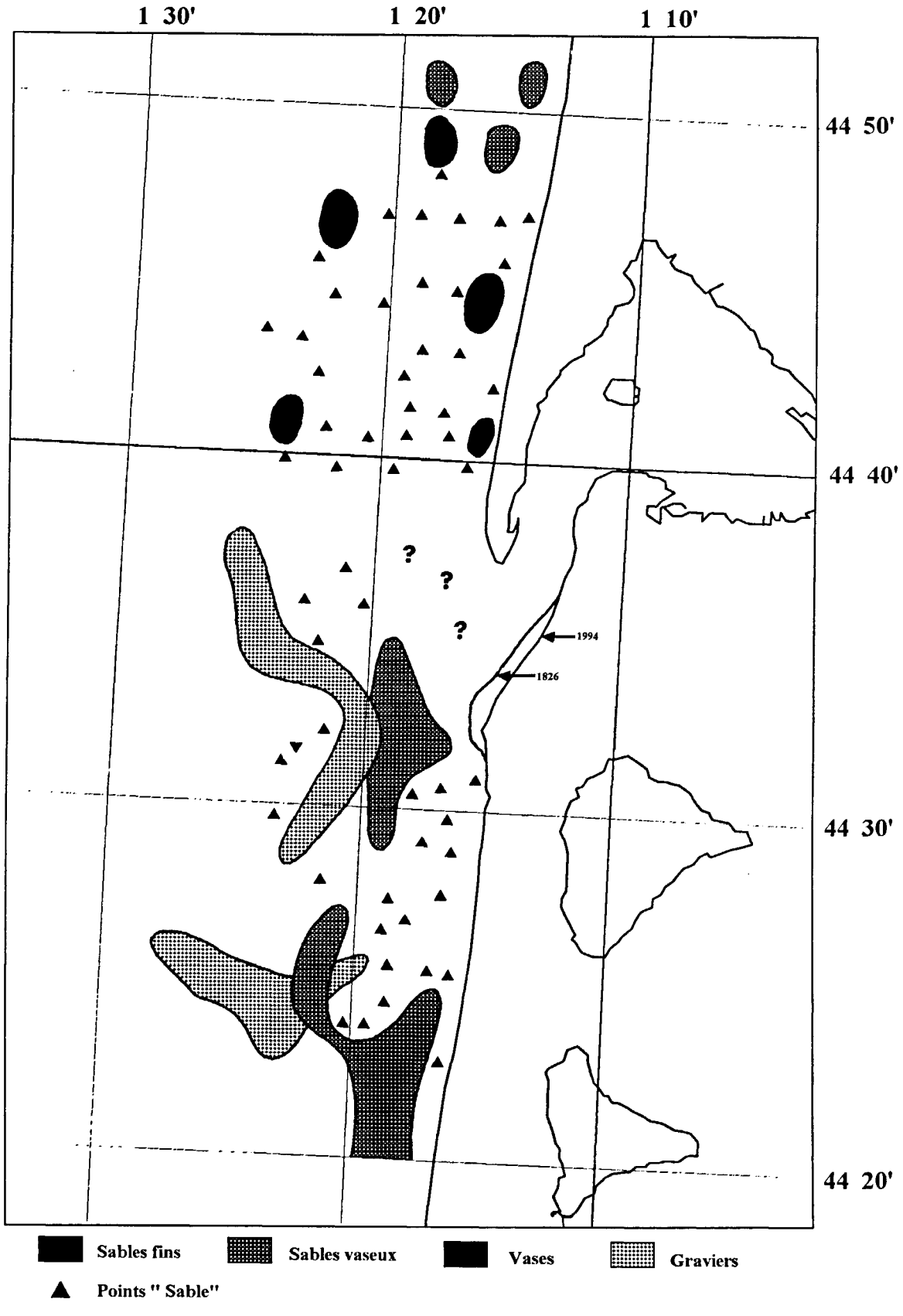


Figure 2 : Sédimentation des environs du Bassin en 1826 (BEAUTEMPS-BEAUPRE)

L'introduction des techniques de sonar latéral a permis de préciser la dynamique sédimentaire du plateau devant Arcachon (TURCQ, 1984) et des passes intérieures (CIRAC et BERNE, 1989 ; THAURONT, 1994).

Enfin la modélisation morphodynamique des passes du Bassin vient d'être abordée par CAYOCCA (1996) et par MICHEL (1997).

1.1. Origine du stock sédimentaire

Rien ne caractérise mieux le littoral aquitain que **l'omniprésence du sable.**

Mise en place originelle

"D'où viennent ces sables marins de couleur jaune que l'on ne peut confondre avec les sables gris fluviatiles des bancs de l'estuaire ?
On peut penser qu'il s'agit, d'une part de **matériaux détritiques, sables et graviers, prélevés sur les nappes mio-pliocènes des landes** dont on sait qu'elles se prolongent très loin vers l'Ouest sur la plate-forme continentale, d'autre part des **alluvions glacio-fluviales qui ont été établies par la Garonne et la Dordogne** quaternaires sur le plateau continental au large de la Gironde" (ENJALBERT, 1960).
En effet, "dès qu'on a franchi la Gironde, en allant vers le Sud, la composition minéralogique des sables change d'une manière notable (DEBYSER *et al.,* 1955).
Quant à l'extension vers le sud de cette formation, "les sables de plage de Mimizan marqueraient la limite significative de (...) la province pyrénéenne" (LCHF, 1979).

Remaniements actuels

"Mais si les sédiments appartiennent à d'anciens dépôts quaternaires constituant la plate forme continentale et les dunes, **les apports actuels de la Gironde sont faibles.**
La source actuelle des sables de l'estran et des petits fonds semble provenir plutôt d'une érosion des dunes que d'un apport frontal. Il vaut mieux considérer que le sable, au gré du recul du trait de côte, est échangé entre les trois ensembles morphologiques qui constituent un tout sédimentologique : la dune, la plage et les petits fonds.
Les sédiments appartiennent à un stock homogène où prédominent les grains ronds-mats" (LCHF, 1969)

La composition granulométrique de l'horizon A du **sol des landes** se décompose en 3% d'argile, 3,5% de limons, 8% de sable fin (50-500 µm) et 85% de sable grossier (500-2000 µm) (CHOSSAT, 1992).

Dans les sédiments du Bassin, le **quartz** non seulement représente la majeure partie de la fraction > 50 µm, mais se retrouve également dans les vases et les vases sableuses. (SALINERES, 1972)

Quant aux **argiles** des sédiments du Bassin, ses minéraux majeurs **(illite, chlorite et kaolinite)** proviennent des **formations argileuses préexistantes (flandriennes)** et principalement celles de l'Ile aux Oiseaux. "Bien qu'assez faibles, des apports de kaolinite et d'interstratifiés complexes gonflants, que l'on rencontre sur les bords du Bassin, résultent du lessivage des podzols et des sables des Landes par les ruisseaux ; l'empreinte de ces minéraux

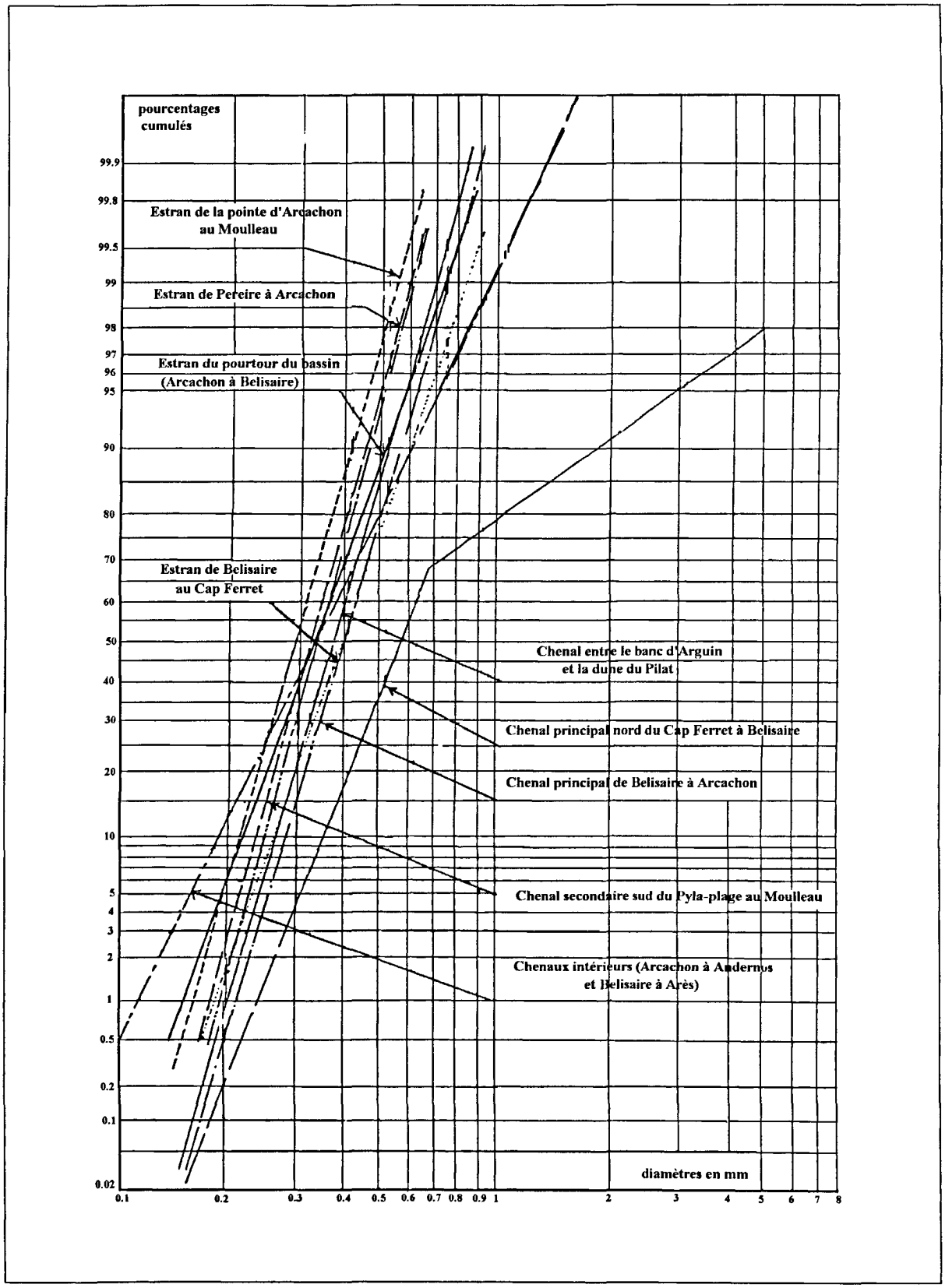


Figure 3 : Courbes granulométriques moyennes des sédiments de l'estran du Bassin et des chenaux (LCHF, 1969b)

d'origine continentale se retrouve, bien qu'estompée, dans les sédiments des chenaux" (SALINERES, 1972).

VERGER (1968) estime que "l'illite reconnue dans les sédiments du bassin provient, outre d'éventuels remaniements internes (...) davantage d'un apport de l'Eyre qui creuse son lit dans des argiles tertiaires à prédominance d'illite (région de Salles-Pissos), que de l'apport marin".

1.2. Répartition des unités sédimentaires

Avant la carte de BEAUTEMPS-BEAUPRE (1826), il n'existe aucun indice de la qualité des sédiments du Bassin et du large. Pourtant, dans le Bassin, la toponymie passée et actuelle : "graviers du Courant", "chenal de Gravel", "Graouères", "Graveyron" rappelle l'importance des graviers originels. Le poète burdigalien AUSONE, au IXème siècle après J-C. était un amateur de nos huîtres plates (*Ostrea edulis*), dénommées plus tard à Arcachon "gravettes", leurs larves ayant besoin d'un substrat dur pour se fixer, en l'occurrence un gravier ou une coquille. Les "bancs couverts d'ouitres" et sans doute de graviers étaient très étendus au 18ème siècle dans le Bassin et bien plus au cours des siècles précédents.

BEAUTEMPS-BEAUPRE a fait le levé cartographique du Bassin et du large (topographie et bathymétrie). Comme c'est encore l'usage, la nature du fond est indiquée : G.. Sg.. Sf.. Coq.. V. Ces données sont complétées en 1864-1865 par BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI. La carte est publiée en 1893 (échelle 1/130 000) par le Service Hydrographique de la Marine.

L'enveloppe des différents types sédimentaires permet de constater l'énorme développement de sables (S), des taches importantes et homogènes de sables vaseux (Sv), près de la côte, manifestement en relation avec la sortie du Bassin et peut être d'anciens exutoires des lacs de Cazaux et de Biscarosse ; enfin, des travées de graviers (gr) sur les fonds de 30 à 50 mètres, au large des sables vaseux (Fig. 2).

Au large et dans le zone littorale, ainsi que dans la portion du chenal *(passes intérieures)* située au sud du parallèle d'Arcachon, les sédiments sont presque uniquement composés de **sables.** Leurs courbes granulométriques sont présentées figure 3.

Les **sables fins** dominent sur le plateau (Fig. 1) surmontés vers la côte du Cap Ferret par des sables moyens.

Les **graviers** se rencontrent, dans le Bassin, soit dans les parties du chenal où les courants sont les plus violents, soit dans les fonds supérieurs à 15 m au large. On les rencontre aussi dans les concavités battues des bas de plages, en relation avec la violence du déferlement.

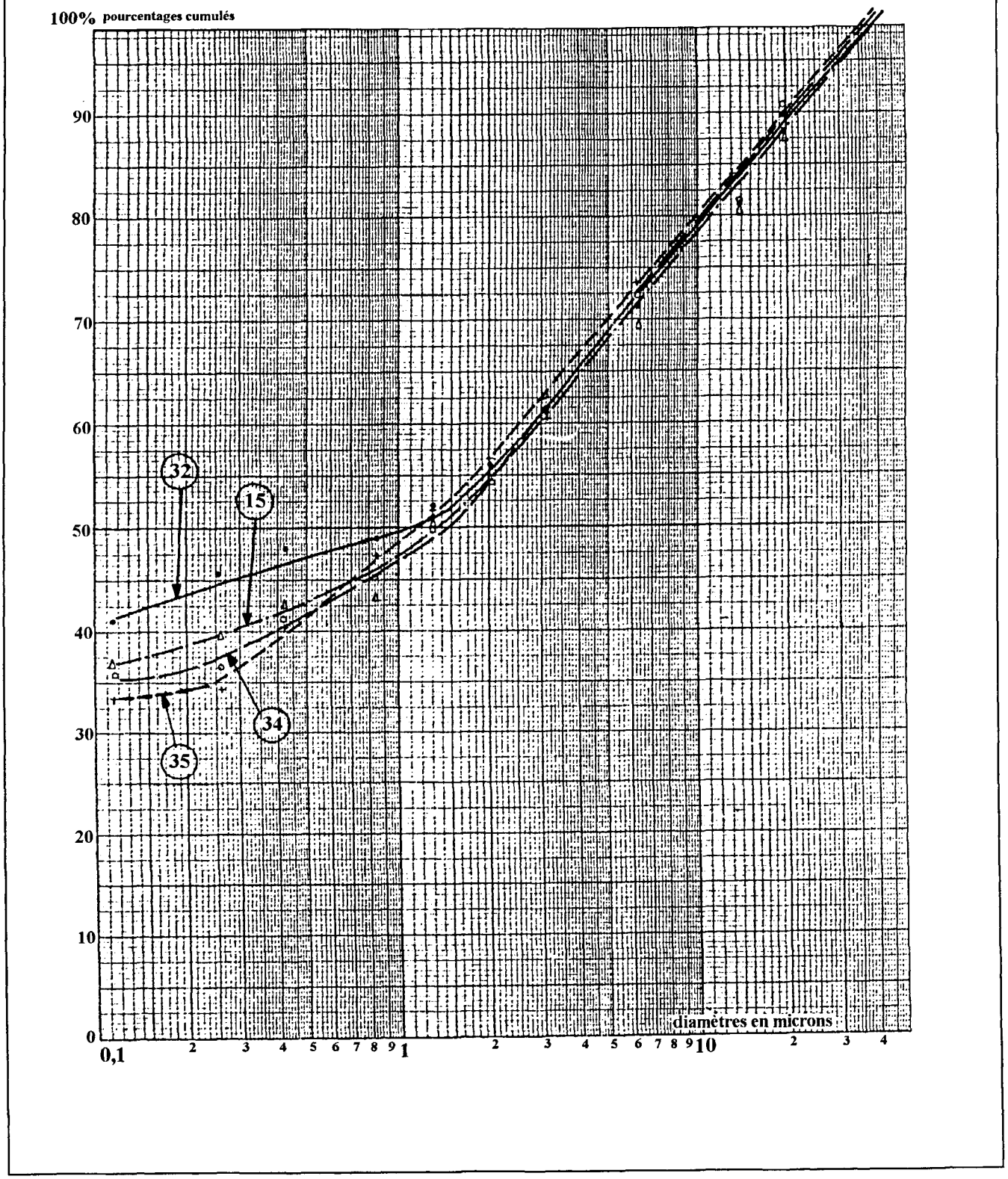


Figure 4 : Courbes granulométriques de la fraction fine (éléments inférieurs à 40µ) (LCHF, 1969b)

Les matériaux fins (silts, argiles, matière organique composant les vases) sont plus abondants vers l'intérieur du Bassin en relation avec la proximité des apports et l'affaiblissement de la dynamique. La distribution granulométrique de leur fraction inférieure à 40 µm est présentée figure 4 (Haut estran de Claouey, st. 15), extrémité de la jetée Est du Port de La Teste (st. 32), le chenal de Larros à Gujan (st. 34 et 35) ; les autres stations échantillonnées (Hosses, Chenal d'Andernos, Jetée d'Andernos) ont des caractéristiques similaires.

VERGER (1968) insiste sur "la faiblesse du volume des matériaux argileux intéressés par les mouvements sédimentaires, mais aussi sur l'homogénéité d'un environnement géographique limité".

Les sables siliceux entrent pour moitié dans la composition des crassats ; on y trouve de l'argile et un peu de carbonate de chaux. La proportion des vases diminue à mesure qu'on se rapproche de l'entrée du Bassin. La fraction organique est principalement fournie par les herbiers de zostères.

1.3. Mouvements sédimentaires

Le mouvement des sédiments dans la zone d'Arcachon s'avère fort complexe.
En effet, les **agents dynamiques** que nous venons d'étudier (la houle, les courants de marée, le vent), sont non seulement nombreux, mais, en un même point, leurs actions peuvent se superposer et varier selon la saisonnalité hiver/été. Une partie des mouvements sédimentaires peut être prise en compte dans les modèles.

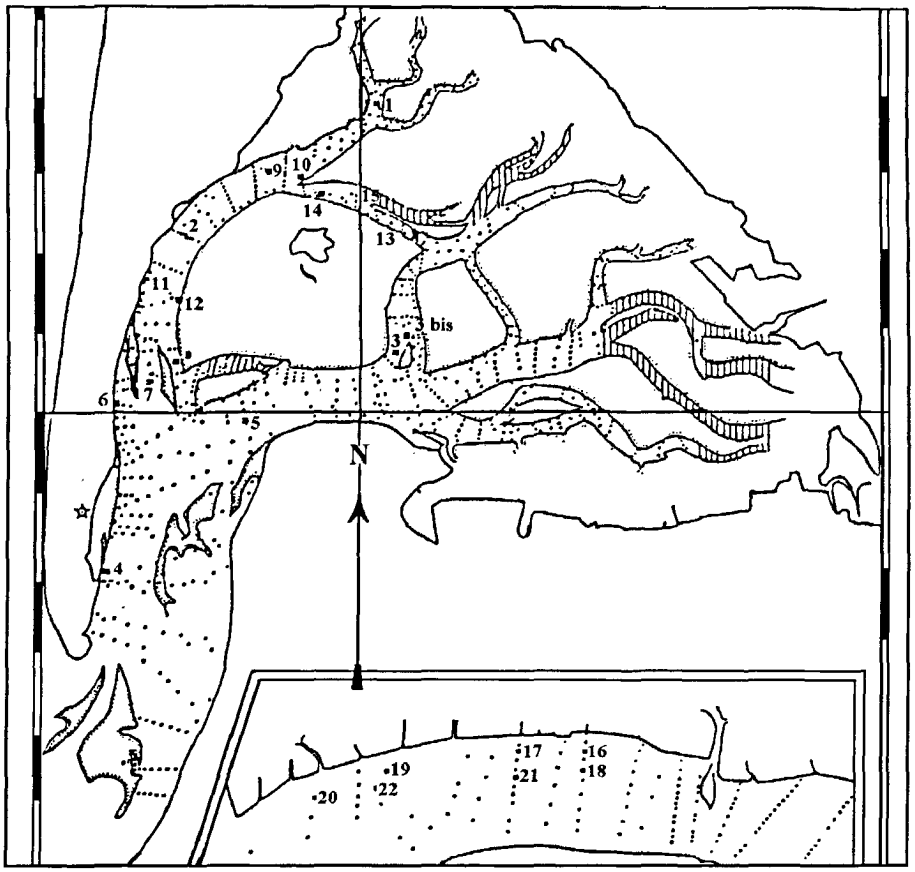
L'étude des **formes du relief** (barres, dunes hydrauliques...) renseigne sur les forces instantanées ou résultantes responsables de leur modelage.

L'examen de la **répartition granulométrique** permet de mettre en évidence un certain nombre de phénomènes dus au triage sous les actions hydrodynamiques de la houle et des courants et de présumer des conditions de transport et de dépôt des matériaux.

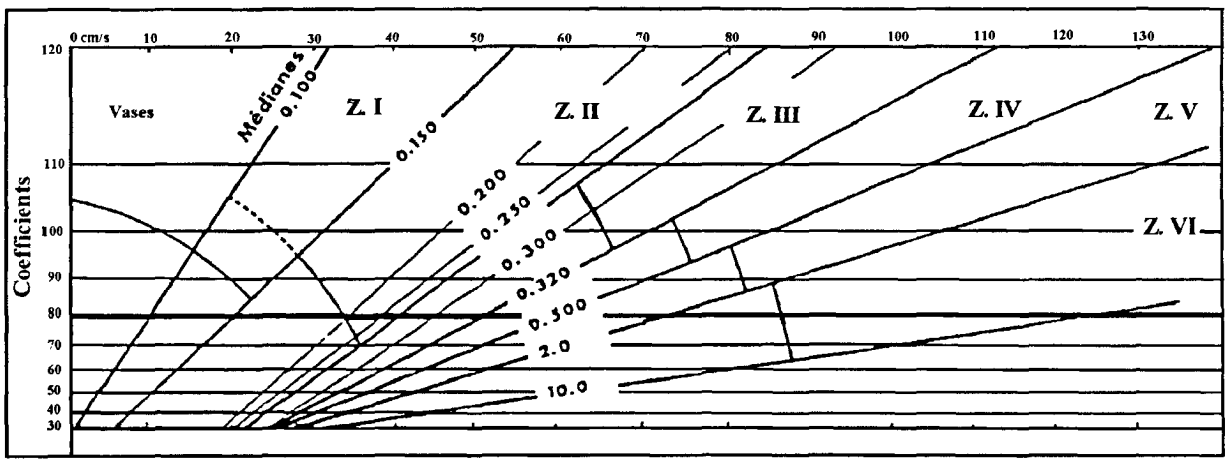
Mais les variations granulométriques étant importantes et fréquentes sur de faibles distances, notamment dans les zones à relief accentué, il est très difficile d'établir une carte des dépôts du Bassin reposant sur la seule granulométrie sans admettre un certain degré de généralisation.

1.3.1. Processus hydrauliques

On oppose généralement (ORGERON, 1974 ; GASSIAT, 1989 ; CARRUESCO, 1989) les transports sédimentaires par charriage qui s'appliquent aux sables, aux transports en suspension qui concernent les sédiments plus fins (composant le matériel en suspension). L'agitation favorise la remise en suspension des dépôts et accroît ainsi leur probabilité d'entraînement.



Carte des stations de dragages et des stations courantographiques



Les zones sédimentaires, les vitesses des courants à 80 centimètres au-dessus du fond

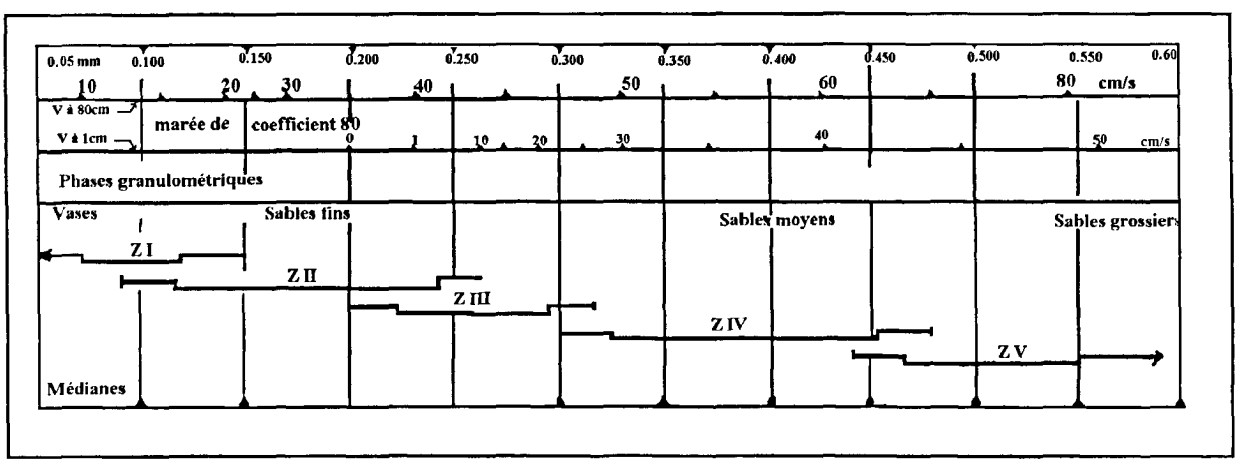


Figure 5 : Rapports entre les vitesses de fond et la sédimentation (BOUCHET, 1968)

1.3.1.1. Transport par la houle

Alors que "les conditions hydrodynamiques de tempêtes peuvent remanier les sédiments au delà de 80 m de fond" (TURCQ *et al.,* 1986), les transports proprement dits sont surtout importants dans la bande côtière directement exposée à l'action des vagues et limitée aux profondeurs de 10 m environ. Les déplacements des matériaux peuvent se faire soit parallèlement au littoral - il s'agit alors du "transit littoral"* (actionné par la "dérive littorale"*) - soit perpendiculairement sous la forme de "mouvement (ascendant ou descendant) dans le profil".

Dès le XIXème siècle, BOUQUET DE LA GRYE et CASPARI remarquent l'identité d'orientation des barres sableuses des côtes du Golfe de Gascogne.

GLANGEAUD et GAUDIL, en 1939, s'intéressent au déplacement des sables dans la région de Soulac et concluent à une dérive du Nord vers le Sud.

DUPLAIX, en 1956, confirme ce sens de dérive littorale par l'étude des minéraux lourds.

DUGAS, en 1966, chiffre, pour la première fois et ses chiffres ne seront jamais démentis, le déplacement des sables entre la Pointe de Grave et le Cap Ferret.

Le LCHF, en 1969, étudie le déplacement des sables dans les fonds inférieurs à 20 m et sur l'estran du Cap Ferret et de Biscarrosse, les passes et les plages du Pyla et de Pereire par calcul et par traçage fluorescent (LCHF, 1969b).

En 1969, une étude commune du LCHF et du CEA conduit à vérifier le déplacement des sables au large du Cap Ferret sur les fonds de 4 à 20 m par traçage radioactif (LCHF, 1969c).

L'ordre de grandeur de ces phénomènes a été évalué par le LCHF (1969) : **le transit peut atteindre 3 millions de tonnes de sédiments par an et le mouvement dans le profil 0,7 million de tonnes par km de côte et par an.**

L'examen morphologique d'**irrégularités** de grande longueur (25 à 50 km) **du profil en long** de la côte sans rapport avec le contexte structural, a conduit LORIN à concevoir la notion de "wagons sédimentaires" : (il s'agit de masses de sables) qui "se déplacent vers le Sud à une vitesse proche de 0,5 à 1 $km.an^{-1}$; il résulte qu'outre une érosion régulière à l'échelle géologique, les divers points de la côte peuvent passer par des alternances d'érosion et d'engraissement au rythme de passage de ces "wagons" (LCHF, 1985).

A l'intérieur du Bassin, **le clapot** a une action importante sur les estrans, plages et "crassats" où son action est prolongée par celle des courants de marée.

Il faut, à ce sujet, rappeler la forte prédominance des secteurs Ouest du **vent** ainsi que la fluctuation saisonnière Nord-Ouest/Sud-Ouest que nous avons déjà exposée ; cela aidera à expliquer la prédisposition des fonds du Bassin à sédimenter de façon différente selon leur exposition et les alternances dépôt/érosion observées sur certaines zones au cours de l'année.

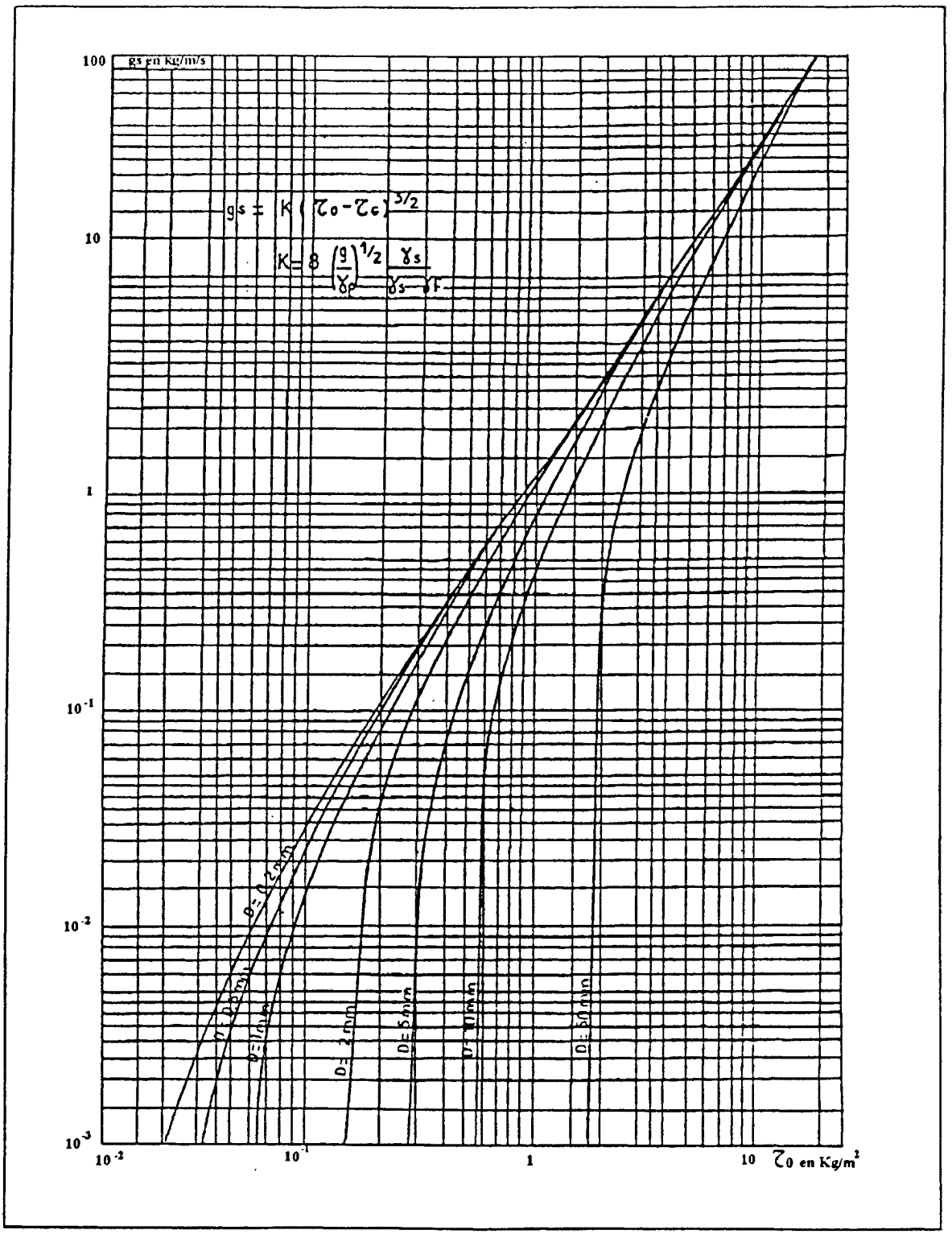


Figure 6 : Variation du débit solide gs en fonction de la force tractrice sur le fond τ_0 (d'après MEYER-PETER, LCHF 1969b)

1.3.1.2. Transport par les courants

Le transport des sédiments sous l'action des **courants de marée** est prédominant à l'intérieur des passes ; rappelons, en effet, que les vitesses des courants de marée sont faibles à l'extérieur (inférieures à 0,3 $m.s^{-1}$), mais beaucoup plus élevées dans les chenaux du Bassin, où elles peuvent dépasser 3 $m.s^{-1}$, avant de décroître à nouveau vers l'amont.

BOUCHET (1968) a pu relier la vitesse du courant mesurée à 0,80 m au dessus du fond aux caractéristiques granulométriques du sédiment du Bassin. Il a, de plus, établi les courbes de freinage des courants sur le fond pour diverses catégories de sédiment, des vases sableuses aux graviers (abaque) (Fig. 5).

Le LCHF (1969), pour la mise au point de son modèle hydro sédimentaire, a choisi parmi les formules de transport disponibles :

- pour le transport littoral, la formule générale de LARRAS : $g_S = (Kg / C)\ H^2.T.f\ (\alpha)t$ où g_S est le volume en m^3 de sable transporté par une houle d'amplitude H (en m) et de période T (en seconde) présentant par fonds de 20 m une obliquité α avec la ligne de rivage et agissant pendant un temps t (en seconde). L'expression Kg/C qui représente les possibilités de transport du sable est peu différent de 10^{-3} pour les houles de la côte aquitaine ;

- pour le transport solide dans les chenaux soumis à un courant unidirectionnel, la formule de MEYER-PETER (sous sa forme simplifiée) : $g_S = K\ (T_o - T_c)^{3/2}$

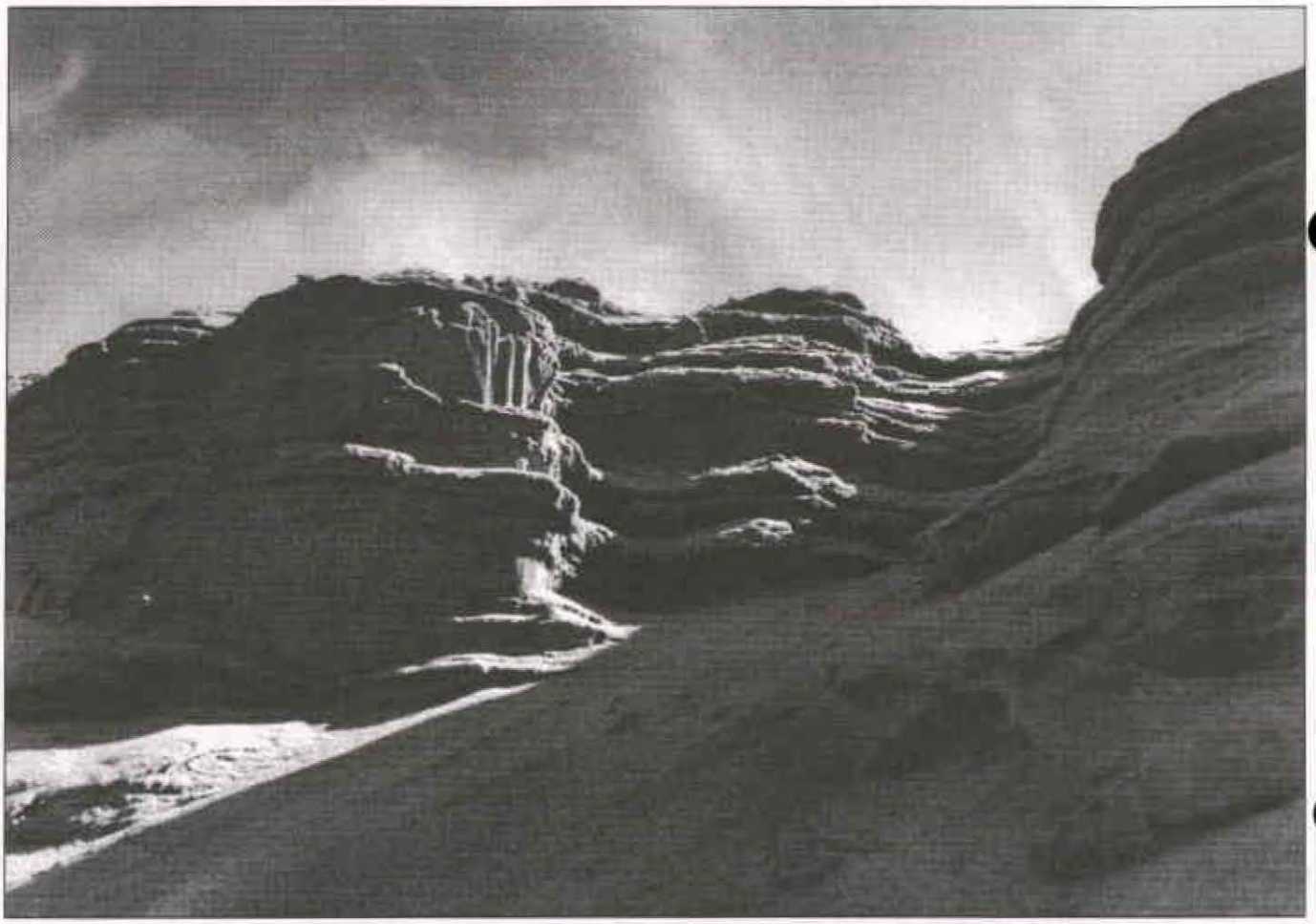
Le diagramme ci-contre (Fig. 6) donne l'application de cette formule pour différents diamètres de particules. T_o, la force tractrice exprimée en kg/m^2 se trouve en abscisse et le débit solide g_S exprimé en Kg/m/s en ordonnée ; K est le coefficient de rugosité.

Les zones d'érosion et de sédimentation sont donc modélisables à partir des champs de courants. **Le modèle réduit physique du LCHF** reproduit le fonctionnement hydro-sédimentaire des passes, simule les effets des aménagements et cherche à en prévoir le devenir.

Dans l'essai du modèle correspondant à l'état référence, et portant sur la partie Ouest du Bassin, "il a été possible de vérifier la validité du cycle expérimental susceptible de permettre la reproduction des phénomènes généraux observés en nature" (LCHF, 1973a).

Bien que **le modèle mathématique de l'IFREMER** ne soit pas sédimentologique, certaines données hydrodynamiques synthétiques permettent de fournir des éléments d'explication de phénomènes de dynamique sédimentaire : il s'agit du calcul de la capacité de transport de sable ; nous nous réservons d'en comparer les conclusions avec les observations énoncées dans le chapitre de dynamique sédimentaire ci-après. Pour la première fois, CAYOCCA (1996) a pu coupler ce modèle hydrodynamique à un modèle morphologique des passes qui donne certains résultats intéressants.

La modélisation précise du comportement des **suspensions** (MES) s'avère difficile ; la définition des seuils de remise en suspension et de la vitesse de décantation des particules



organiques à flottabilité proche de l'équilibre, implique, par exemple, de faire intervenir les gradients de densité durant toutes les phases de leur excursion.

1.3.2. Processus aériens

Le vent agit par érosion (déflation) du sable sec des plages.

L'essentiel des mécanismes impliqués dans ce transport a été exposé par JOHNSON (1966) :

La quantité de sable apporté sur la dune littorale dépend de la vitesse du vent et de sa durée d'action, de l'étendue de la plage exposée à l'effet du vent, de la température ambiante et de la pluviosité (un sable humide ne se déplaçant pratiquement pas sous l'effet du vent).

Un sable sec et siliceux, comme celui des dunes de Gascogne, serait mis en mouvement par vent de 8 à 10 m/s (BAGNOLD, 1941 ; DEMON *et al.,* 1957). La quantité de sable transportée par le vent (*transport éolien) est une fonction cubique de la vitesse de celui-ci : ainsi un vent de vitesse 18 m/s transporterait environ cinq fois plus de sable dans un temps donné qu'un vent de 12 m/s et dix fois plus qu'un vent de 10 m/s. En pratique, la presque totalité du transport s'effectue dans une couche de 20 cm de hauteur au dessus du sol ; mais la présence d'obstacles créée des courants ascendants pouvant projeter le sable à de grandes hauteurs ; la végétation basse (gourbet, ajonc, genet...) réduit le transport de sable en réduisant à la fois la vitesse au sol et l'effet déflecteur produisant le courant ascendant. L'intensité de ce transport est aussi irrégulière que le vent lui-même, on ne peut avancer des évaluations moyennes annuelles qu'en se basant sur les statistiques météorologiques.

Les résultats obtenus par JOHNSON (1966) à l'aide de la formule de BAGNOLD appliquée aux vents observés à CAZAUX dans la période 1961-1965 donne un transport annuel moyen de 20,8 m^3 par mètre linéaire de côte (mini : 11,1 ; maxi : 48,0). Ceci montre que, par année exceptionnelle, l'apport de sable peut être très supérieur à la valeur moyenne.

Le LCHF (1985) table, bon an mal an, sur **20 m^3 enlevés par le vent par mètre linéaire de côte.**

Ce processus a permis l'édification des dunes mobiles pouvant enfouir des reliefs, forêts et constructions humaines préexistantes. Du fait de la fixation des sols dunaires intérieurs et de l'entretien de la dune littorale, les habitants ont presque oublié ce qui, au début du XIXème siècle encore, représentait un des principaux sujets d'inquiétude de leurs prédécesseurs.

De nos jours, cet oubli a permis des reprises d'ensablement localisées (Cap Ferret).

Le cordon dunaire littoral constitue une "défense élastique" des terres car il recule mais ne cède pas (LCHF, 1985) ; mais pour remplir correctement ce rôle, il doit être en "bonne condition" c'est à dire assez haut, de pente douce au vent et avec un niveau de crête assez uniforme (en effet des ensellements ou des brèches (ou "caoudeyres"), augmentent la vitesse et la force tractrice du vent) ; **l'entretien de la dune littorale exige donc des soins constants.**

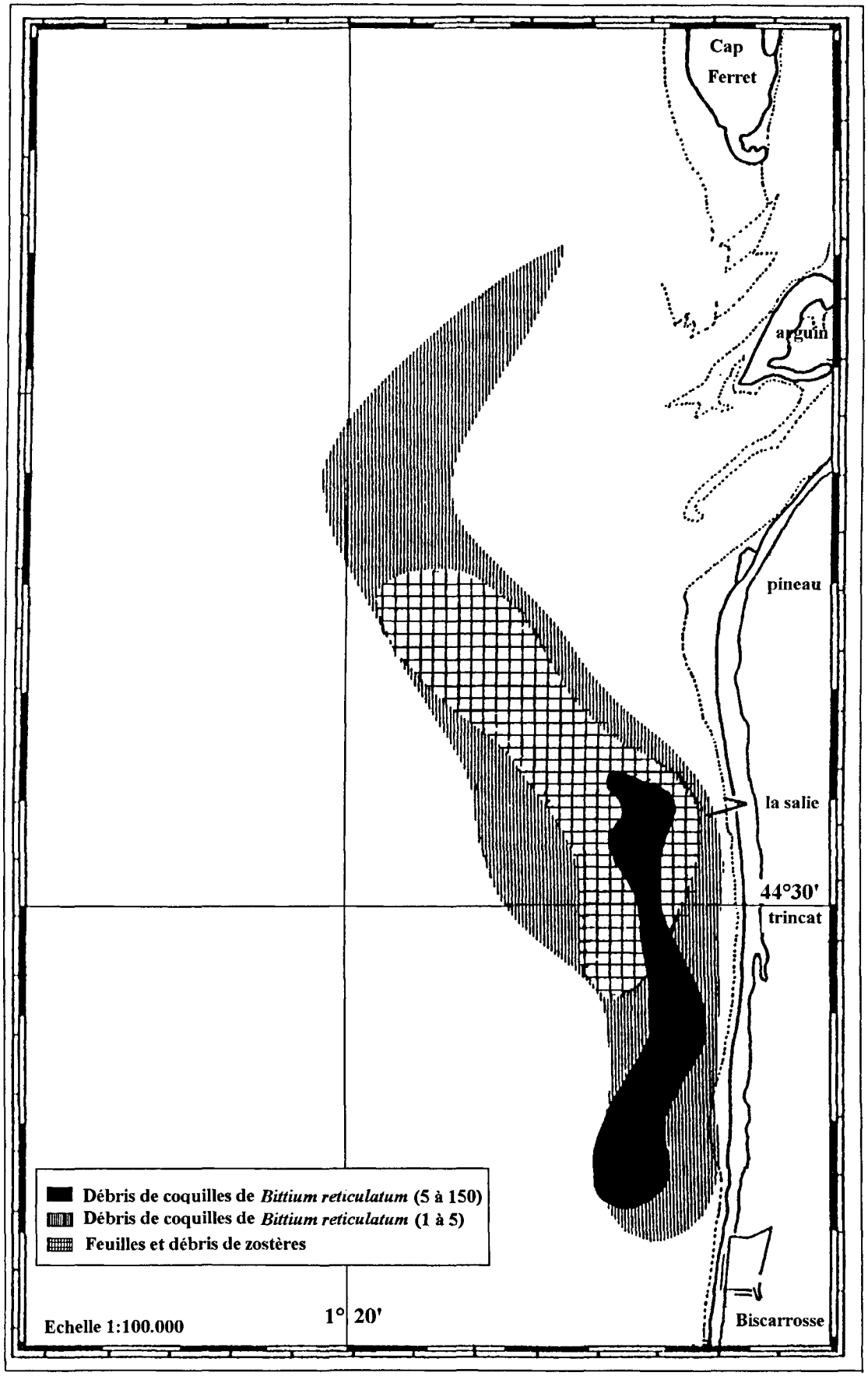


Figure 7 : Répartition des éléments biodétritiques au large du Bassin (BOUCHET et CORNET, 1973)

2. Dynamique sédimentaire par zones

Ce chapitre regroupe par zones morphologiques les observations et mesures concernant les unités sédimentaires en les reliant aux facteurs dynamiques.

2.1. Large

2.1.1. Unités sédimentaires

Les galets, graviers et sables grossiers ont été mis en place au Pliocène sur la plate-forme continentale au niveau de la rupture de pente. Ils se trouvaient à l'emplacement des paléorivages, il y à 9 à 10 000 ans, c'est à dire sur les fonds actuels de -40 à -50 m.

Puis, les sables moyens dunaires se sont déposés en masse à l'Holocène, accompagnés par les sables des Landes lors de la transgression flandrienne (Aurignacien-Solutréen). Sur le plateau, ces sables apparaissent sous forme de placages discontinus et peu épais (de l'ordre de 2 m), mais leur volume augmente en s'approchant de la côte.

Le stock pélitique peut avoir deux sources :

- le remaniement éventuel des vases du large, situées entre les fonds de 120 m actuels, ligne de rivage voilà 18 000 ans (LAPIERRE, 1969; MOYES et PEYPOUQUET, 1971) et les fonds de 60 m, ligne de rivage probable voici 11 000 ans (CASTAING, 1981) ;

- les apports terrigènes issus des fleuves côtiers anciens, relayés par ceux de l'estuaire de la Gironde, de l'Eyre et d'éventuels "courants" et cours d'eau comblés par les dunes littorales à l'époque historique.

Les **apports continentaux actuels** à la latitude des passes proviennent essentiellement de la baie d'Arcachon (rappelons que les apports par la Gironde ne sont pas exclus à priori)

Les teneurs et la nature des **suspensions** sont très variables. Elles sont l'une et l'autre fonction de la puissance du clapot levé par le mauvais temps, de la force des courants et des crues. Le débit solide évacué au large est donc malaisé à mesurer ou calculer.

Il est possible cependant de figurer sur une carte la "portée" de certains matériaux caractéristiques du Bassin (BOUCHET et CORNET, 1976).

"Il existe des espèces animales et végétales caractéristiques du Bassin, dont les fragments sont dispersés à leur mort, par les courants de jusant des Passes et repris au large par les courants de marée ou les courants littoraux. Ces traceurs naturels revêtent une importance particulière ici. Leur aire de répartition sur le fond coïncide avec une trajectoire moyenne des courants.

a) **les débris de zostères** accompagnés souvent par la faune vagile qui habite les herbiers (*Idotea sp.* et *Aplysia depilans*) se présentent sous forme de fragments centimétriques. Il est fréquent de les retrouver à 30 kilomètres au large entre les latitudes de Lacanau et de Mimizan. Il est évident que ces débris, plus légers que les débris coquilliers constituent des dépôts plus fugaces et très facilement remis en suspension par la houle. Il n'est pas possible d'en donner une répartition quantitative. Nous indiquerons simplement leur extension.

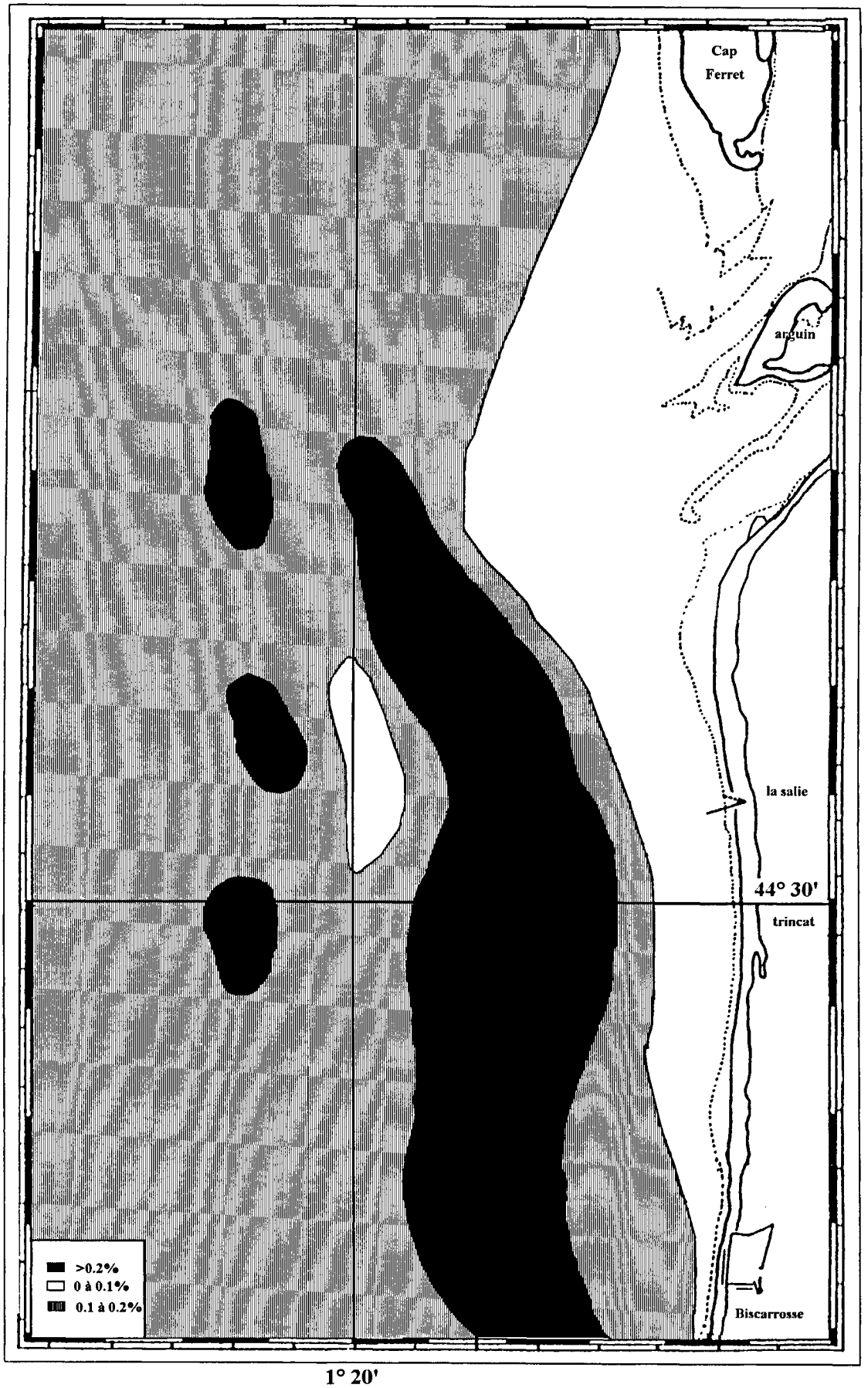


Figure 8 : Proportion des pélites (poudres et précoloïdes) dans les sédiments au large du Bassin (BOUCHET et CORNET, 1973)

b) **Les coquilles de *Bittium reticulatum*.** Cette espèce de Gastéropode vit sur les crassats du Bassin d'Arcachon en grande quantité, mais on trouve aussi ces coquilles dans les assises argileuses flandriennes des dunes littorales entre La Salie et Biscarrosse.
Les coquilles roulées et usées ont un comportement hydraulique voisin de celui des sables moyens. C'est un traceur exclusivement benthique. Il est facile d'obtenir la quantité de coquilles par mètre carré, et par là de connaître les zones de concentrations maximales.

2.1.1.1. Répartition des éléments biodétritiques (Fig. 7)

1. ***Zostères.***
La tache de zostères s'étend approximativement sur 8 km², de la passe Sud du Bassin, jusqu'au Trincat, avec une largeur maximale de 2 km, par le travers de la Salie. (Les prélèvements ont été effectués en hiver, c'est à dire après l'évacuation partielle du stock estival des feuilles mortes). La tache a pour limites bathymétriques extrêmes l'isobathe -10 mètres et l'isobathe -25 mètres. La direction du transport est nettement Nord-Sud.

2. ***Bittium reticulatum.***
Nous avons subdivisé sa répartition en deux aires :

-l'une contenant 1 à 5 individus par m^2, répartie entre les fonds de 10 et 30 m, de 20 km² d'extension, s'étire du Nord au Sud, de la passe Nord du Bassin jusqu'à Biscarrosse, avec une largeur maximale de 4 km, par le travers de la Salie (Fig. 7, aire figurée en hachuré).
Le transport est Nord-Sud (en suivant l'accore des bancs, entre 20 et 25 m de profondeur).
- l'autre contenant 5 à 150 individus par m^2, localisée sur les isobathes -10 à -15 mètres sur 7 km de long entre la latitude de la Salie et celle de Biscarrosse (Fig. 7, aire figurée en noir).

Le choix de cet écart de 5 à 150 peut surprendre; il se trouve que les concentrations augmentent brutalement à partir de 5 à 10 individus par m².

Le comportement hydraulique des coquilles laisse penser que les vitesses de courants au ras du fond atteignent 30 centimètres à la seconde. Il est difficile de dire si ce sont des courants de marée ou des courants induits par la houle, ou les deux conjugués.

En résumé, l'essentiel des éléments biodétritiques rejetés par le Bassin se dépose immédiatement après avoir franchi les passes, mais les débris de zostères, très facilement déplacés, peuvent avoir une plus large répartition géographique.

2.1.1.2. Répartition des pélites dans les sédiments (poudres et précolloïdes) (Fig. 8)

L'origine de ces pélites est multiple :

- expulsion du Bassin d'Arcachon,
- transport par la dérive littorale ,
- érosion d'argile flandrienne côtière ,

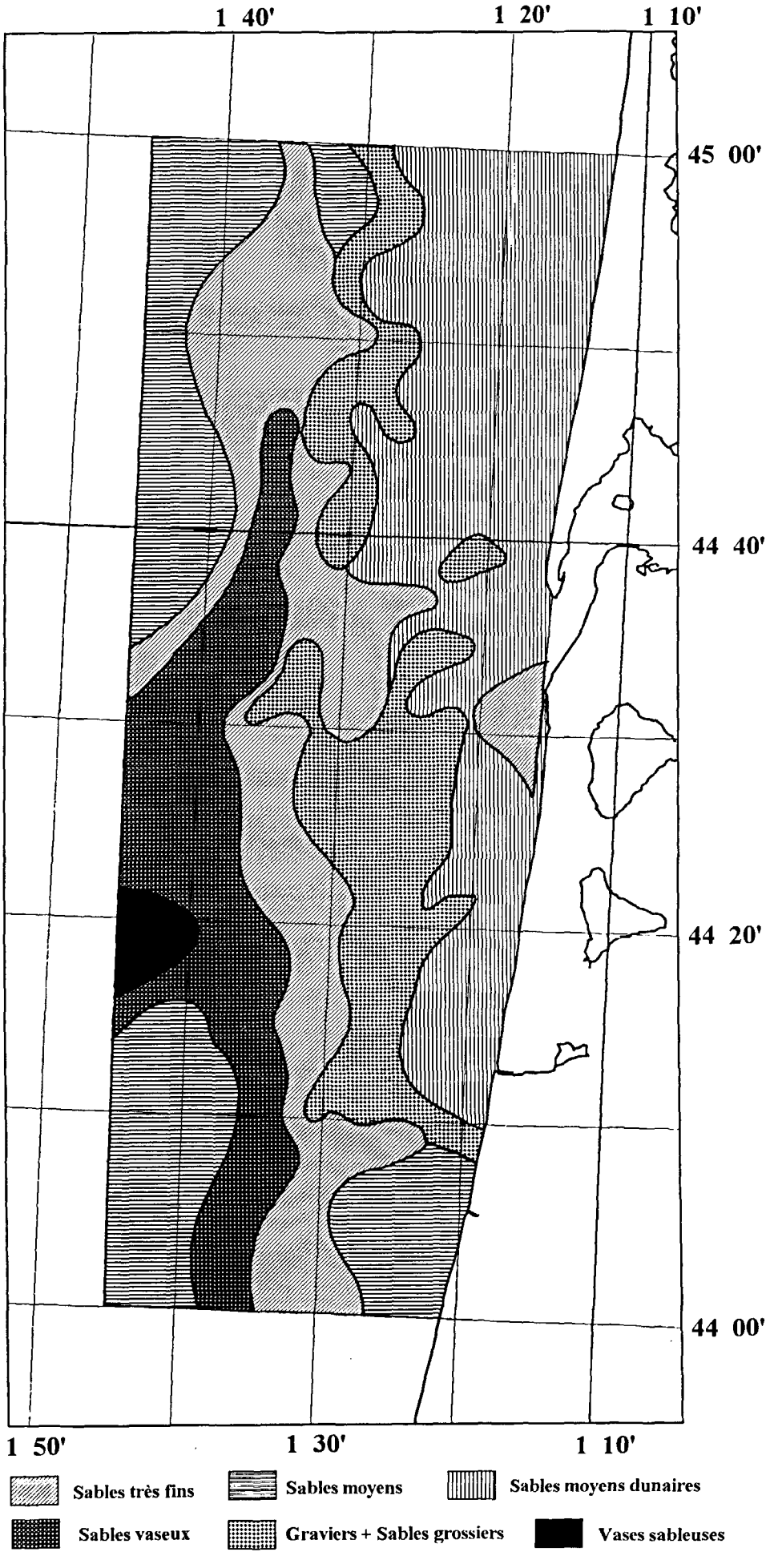


Figure 9 : Zones lithologiques et types sédimentaires du proche plateau (MONBET, 1972)

- resédimentation des vases du large remises en suspension.

En règle générale le taux de pélites est peu élevé, nous savons qu'il n'y a pas de "vases" au large de nos côtes jusqu'à 60 mètres de profondeur.

Nous avons déterminé trois zones :

- 0 à 0,1% de pélites (poids sec). **De la côte à -15 mètres, on ne rencontre pas de pélites.** Ceci correspond à la zone de brassage des sédiments et les vitesses des courants ne permettent pas les dépôts.

- 0,1 à 0,2%. Dès les fonds de -15 mètres, et très uniformément, elles se présentent sous forme de dépôts localisés ou de faible suspensions près du fond. Elles annoncent l'apparition d'un film superficiel sur le sédiment sableux.

- 0,2 à 1%. Cette zone suit à l'Est l'isobathe -20 mètres et atteint les fonds de 30 mètres. Sa limite Nord se situe au niveau du banc d'Arguin. Elle dépasse au Sud Biscarrosse. Trois taches plus au large peuvent provenir des fonds sablo-vaseux situés à 5 kilomètres vers l'est.

En résumé, nous retrouvons en un schéma parallèle décalé vers le large, la configuration des zones des dépôts biodétritiques. Cette différence correspond à la vitesse de sédimentation des pélites très inférieure à celles des sables moyens et des débris coquilliers fins.

2.1.2. Processus

2.1.2.1. Mouvements à long terme

Une comparaison entre deux cartes biosédimentaires établies à sept ans d'intervalle permet d'apprécier la stabilité des sédiments superficiels du proche plateau continental. Il s'agit de :

- **La carte 1972 de MONBET** (Fig. 9)
(plate-forme de 45°00 N à 44°00 N, et 1°44 W)
a) Missions du chalutier d'Arcachon "Nauticus" en 1969 et 1970
b) Engin de prélèvement : drague CHARCOT modifiée PICARD, 1965
c) Point : radar et goniométrie
d) Sorties en 1969 et 1970 selon le temps toute l'année.

- **La carte 1979 de BOUCHET** (Fig. 10)
(partie de la carte de la plate-forme entre l'estuaire de la Gironde et St Jean de Luz)
a) Missions "Benthogas" des navires océanographiques
-"Job-Ha-Zelian" (CREO) 1973
- "Cryos" (CNEXO) 1974
- Mission "Thalia" (CNEXO) 1978
b) Engins de prélèvement : benne suceuse BSA 200 et benne SMITH-Mc INTYRE
c) Point : Decca, Toran, Radar
d) sorties en Juin-Juillet.

La comparaison entre les cartes de 1972 et de 1979 est présentée ci-dessous.

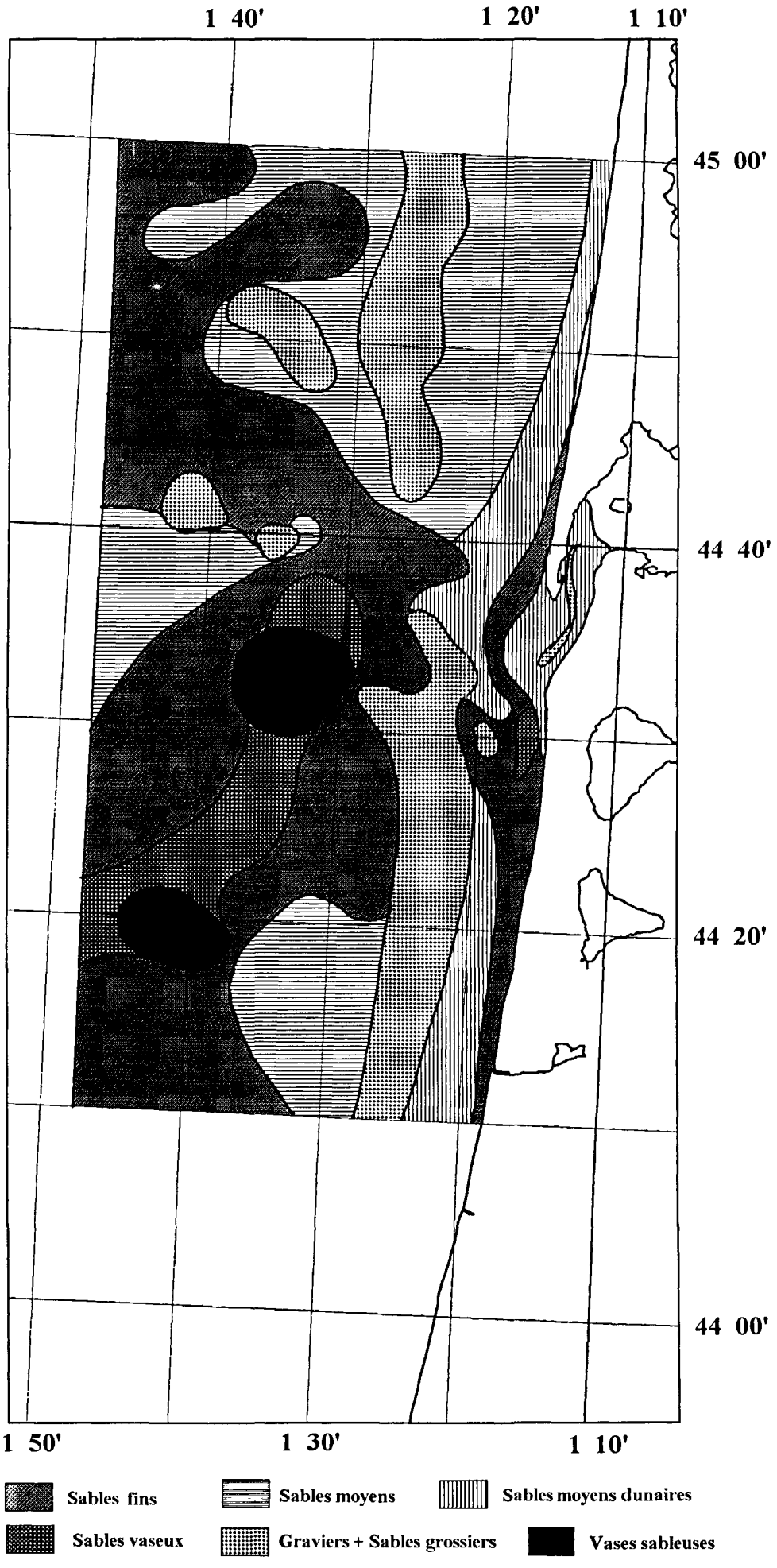


Figure 10 : Extrait de la carte des sédiments de la plateforme entre la Gironde et St-Jean de Luz (BOUCHET, 1979)

Il faut cependant noter le biais important pouvant provenir des différences entre engins de prélèvement, moyens de positionnement, saisons ; la surface comparée totalise 4 000 km² environ

	Carte 1972	Carte 1979
Vases sableuses (VS)	56 km²	80 km²
Sables vaseux (SV)	608 km²	478 km²
Sables fins (SF)	981 km²	1 460 km²
Sables moyens (SM)	1 600 km²	1 432 km²
Sables grossiers et graviers (Sg + G)	749 km²	585 km²

L'examen du tableau précédent permet de conclure à l'évolution suivante par faciès :

a) Vases sableuses (VS)

Elles paraissent en légère augmentation, ayant sans doute récupéré le stock pélitique remis en suspension aux dépens des sables vaseux. On peut noter que la tache située entre 100 m et 120 m de profondeur sur le parallèle 44°20 paraît constante. Une nouvelle tache s'est installée sur les fonds de 70 mètres au large de la Salie.

b) Sables vaseux (SV)

Ils ont été légèrement érodés surtout au Nord et les pélites dispersées vers les sables fins proches et les vases sableuses. Il existe une tache de sables vaseux sur les fonds de 20 m au large de la Salie, issue du Bassin (Voir "Echanges Bassin et Evolution à court terme").

c) Sables fins (SF)

Le fait marquant est leur extension à l'ouest de l'isobathe 50 m en particulier aux dépens des sables vaseux et des sables moyens. Il existe une bande de sables fins accolée à la côte entre 44°46' et 44°10' qui n'est pas mentionnée par MONBET, mais qui devait exister, car il était souvent difficile de s'approcher de la côte en 1969 et 1970 à cause de la houle, d'où la rareté des prélèvements.

d) Sables moyens (SM)

Ils ont légèrement régressé (- 168 km², soit 4 %). Cette régression est nette au nord du Bassin. Au sud du Bassin, les sables moyens ont gagné le large par le travers de Mimizan.

e) Sables grossiers et graviers (Sg et G).

Au nord du Bassin, l'érosion à la côte a permis l'augmentation de leur surface qui s'est déplacée vers l'est entre - 45 m et - 35 m au lieu de - 50 à - 60 m. Au sud du Bassin, ils sont ennoyés à l'ouest par les sables fins et sables moyens et dégagés des sables moyens à l'est.

En résumé, on constate entre 1972 et 1979 un atterrissement général de toutes les unités et leur descente possible vers le Sud ou leur étalement vers l'Est, sauf dans le cas de l'ossature des graviers.
Il convient maintenant d'apprécier les variations à court terme de la sédimentation, notamment l'évolution saisonnière des dépôts par rapport à la côte .

2.1.2.2. Mouvements à court terme

Les détails du déplacement des sédiments sont consignés en annexe 1 et illustrés par les figures 11 à 18.

L'étude détaillée des faciès sédimentaires (TURCQ *et al.,* 1986) permet de constater la prépondérance de l'action hydrodynamique de la houle avec une alternance entre phénomènes violents et conditions plus calmes durant lesquelles, soit la houle, soit les courants (courants de marée, courants de dérive due au vent) jouent pleinement leur rôle ; l'influence relative des différents facteurs varie spatialement :
- l'influence relative des tempêtes augmente vers le large,
- celle des courants est renforcée en domaine peu profond (20 à 30 m)
- l'action de la houle s'amortit dans les zones en dépression.

Devant Arcachon, en été, la disposition générale des sédiments indique un étirement côtier Nord Sud très net, et une tendance à la dérive vers le Sud Ouest et l'Ouest des sables les plus fins, dans une certaine mesure des pélites, et surtout des matières organiques.

A la fin de l'automne, s'établit une rétraction générale limitée à l'Ouest par l'isobathe -30 m, caractérisée par la disparition presque totale de l'étirement Nord Sud, une dispersion des médianes fines, des matières organiques et des pélites.

L'instabilité est une des caractéristiques de cette portion du littoral. Nous avons vu que les courants de marée y sont faibles (0,20 $m.s^{-1}$ au plus) et de type giratoire; les courants non périodiques de direction Sud Nord étant de même intensité, ils peuvent annuler les courants de marée (WEBER, 1978). A ces mouvements s'ajoutent les déplacements alternatifs dus à la houle et le pilonnement d'amplitude plus ou moins importante et capable de déplacer ou de remettre en suspension les sables fins, les pélites et les matières organiques. L'ensemble de ces actions conjuguées assure très certainement un transport et un classement des sédiments.

Il est rare que les sédiments les plus fins soient les plus chargés en pélites. Elles mêmes ont une distribution qui coïncide mal avec celle de la matière organique. Il n'y a donc pas de sédimentation en masse, mais **un classement dans le transport.**

Le schéma général est le suivant :

On a une succession granulométrique Est - Ouest nette des sédiments, avec cependant une bande de sables fins le long de la côte et une alternance des sédiments entre -15 m et -30 m.

Les graviers sont constants dès -35 mètres, au sud du 44°30'N. Occasionnels au Nord.

Les vases n'existent pas entre -50 m et la côte.

Les pélites sont piégées entre -25 et -35 m au Nord du 44°30' N . Peu abondantes, (2 à 3 %) elles sont cependant constantes entre -20 et -25 mètres ; les pélites restant toujours sous forme de pellicule, de croûte ou même de fort placage sur les sédiments, quels qu'ils soient.
Il existe bien sûr des courants de marée, mais sur le fond lui-même n'agissent guère que des mouvements alternatifs horizontaux d'amplitude inférieure à 0,50 m générés par la houle. Ces dépôts fins sont donc observables surtout en position d'abri dans le creux des rides.

La granulométrie suit l'état de la mer des jours précédant l'observation. Le laps de temps qui sépare une mer forte de l'observation permet successivement aux sables fins de se déposer, puis, au delà de 5 jours, aux sables très fins de sédimenter.

Les vents de Nord Ouest de vitesse supérieure à 20 noeuds auraient une action érosive brutale sur les sables moyens. Ceux de Sud-Ouest auraient l'effet inverse, et permettraient une sédimentation fine généralisée du fait de l'amplitude inférieure des houles générées.

2.2. Zones côtières

2.2.1. Granulométrie

Dans la zone littorale on constate (LCHF, 1969) :

- une diminution rapide de la médiane entre la côte (350 µm) et les fonds de 15 m (200 µm) et une augmentation plus lente de la médiane au-delà, où l'on retrouverait un ancien stock sédimentaire (500 µm) ;

- un étalement des isomédianes devant les passes sous l'action des courants de marée, au cours de laquelle les éléments les plus fins (150 µm) sont entraînés jusqu'à 5 km de la côte ;

- un nouveau resserrement des isomédianes vers le Sud.

FROIDEFOND (1985) a trouvé "une corrélation assez nette entre la zonation granulométrique et la morphologie du fond : les **graviers à débris de coquilles et les sables grossiers** sont localisés au niveau de la rupture de pente de - 40 m. Les **sables beiges moyens et fins**, évoquant des sables dunaires, (mode dominant < 0,250 mm) sont situés sur le **bombement** correspondant aux deltas de marée successifs (mode dominant < 0,250 mm)".

2.2.2. Mouvements sédimentaires

La frange littorale peut être divisée en deux domaines d'échanges sédimentaires selon que l'on se trouve au delà ou en deçà de la barre (bourrelet infra littoral sur lequel brise la houle).

- au large de la ligne des barres on observe seulement des **émissions périodiques** et superficielles vers la côte, ou en se rapprochant de la côte (à partir des fonds de 10 m dans les conditions de l'étude) un **faible charriage** également vers la côte, dû à l'accroissement des vitesses orbitales.

- en deçà de la barre, véritable ligne de discontinuité, les **effets de déferlement** prennent le pas sur ceux des mouvements périodiques de la houle. Le haut degré de turbulence, les courants qu'elles engendrent entre la barre et l'estran ("longshore drifting", ou **dérive littorale**), le transport en dent de scie ("beach drifting") sur les estrans, provoquent, dès que la houle présente une obliquité marquée par rapport à la côte, un intense transport de sable parallèle au rivage. Ainsi, au Nord de l'entrée du Bassin, la totalité du million de m^3 transporté dans un sens ou dans l'autre transite dans une étroite bande littorale de 500 m environ de large (ORGERON, 1974).

Changements saisonniers des plages

Les fortes houles évident les plages et attaquent le pied de la dune de protection, ce qui fait descendre le sable dans le profil et alimente le stock infra-littoral ; ce stock réalimente la plage en été.

Ce changement saisonnier dans le profil peut entraîner un changement de position de la ligne de rivage (limite atteinte par les plus hautes mers) de 10 à 20 mètres.

2.2.2.1. Mouvements dans le profil

"Il y a interdépendance entre la ligne de trait de côte et la configuration des fonds au large" (LCHF, 1985), car "il existe des mouvements sédimentaires dans le profil (perpendiculaire à la côte) avec :

- d'une part, un triage de la côte vers le large, une partie des sédiments fins étant entraînés vers le large par le courant de compensation ("rip-current") et sédimentant à des distances (*fonds de - 10 à - 15 m*) d'autant plus éloignées du littoral que la vitesse de chute des particules est plus faible,

- d'autre part une certaine "inertie" des sédiments situés par les fonds supérieurs à -15 m, l'action de la houle n'étant pas suffisante pour remonter les sables grossiers vers la côte (...).

A partir des fonds de -20 m, les échanges seraient très faibles, sinon inexistants." (LCHF, 1969b)

2.2.2.2. Dérive littorale

Les houles inférieures à 2 m d'amplitude n'ont que peu d'influence sur le transit littoral bien qu'elles agissent sur la Côte Aquitaine pendant plus de 50% du temps. Plus de la moitié du transport sédimentaire a lieu au cours des tempêtes ayant une amplitude de houle supérieure à 5 m, c'est à dire au cours d'une période de moins de 1 mois (LCHF, 1969).
La quantité résultante de sable transportée annuellement vers le Sud est de l'ordre de 600 à 650 000 m^3.

"Le transit littoral (*sédimentaire*) se limite à la bande comprise entre la plage et les fonds d'environ 10 m ; il s'effectue du Nord vers le Sud, puis subit une dispersion vers le large sous l'action des courants de jusant sortant des passes. Les éléments les plus fins (150 µm) sont alors entraînés jusqu'à 5 km de la côte et viennent recouvrir les anciens dépôts sédimentaires plus grossiers (...). Au Sud *(des passes)*, on retrouve le transit littoral Nord-Sud (LCHF, 1969b).

De plus, LORIN (*in* LCHF,1979) a mis en évidence l'existence de "wagons sédimentaires qui sont des accumulations de sables migrant vers le Sud. Leur passage, en diminuant considérablement les profondeurs proches des plages, pose différents problèmes d'aménagement ; malheureusement, il n'a pas été encore possible jusqu'ici d'en dater avec précision l'arrivée."

L'apparition de ces wagons pourrait être liée aux périodes d'activité solaire qui sont fondamentalement de 11, 45 et 85 ans environ ; elles régiraient la force des tempêtes et des crues qui traduisent, tout compte fait, l'importance des énergies solaires captées par la terre (LCHF, 1985).

2.3. Observations par secteurs

2.3.1. Côte au Nord du Bassin (Gd Crohot-Gnagnot)

Le LCHF (1979) estime que "le rôle que peut jouer directement ou indirectement le Bassin d'Arcachon sur les problèmes sédimentologiques du littoral situé au Nord et au Sud (...) amène à regrouper la portion comprise entre le Grand-Crohot et Biscarrosse."

DUGAS (1966), à partir d'études minéralogiques et de différents traçages conduits sur l'ensemble de la côte girondine, conclut à un transit sédimentaire du Nord au Sud voisin de 600 000 m^3 par an. Sa comparaison des levés bathymétriques donnait en outre une "valeur approximative de 840 000 m^3 dont il faut déduire les apports dus aux érosions du Bassin d'Arcachon".

Les mouvements parallèles à la côte (du Cap Ferret) à travers un profil situé à 5 km au Nord du Phare, ont été mis en évidence en 1968 par traçages radioactifs (LCHF, 1969 c). Rappelons que dans les conditions de l'expérience menée d'Avril à Juin 1968, "la profondeur de 10 m est le seuil critique qui peut caractériser le début de charriage vers la côte" et que, par contre, "un charriage intensif et rapide traduit l'instabilité de la crête de la barre *(ou sillon prélittoral)* dans la zone de déferlement situé par - 5 m C.M. Dans les conditions rencontrées, le transport de sable s'est effectué légèrement vers le **Nord, alors que sur les estrans les traceurs fluorescents se déplaçaient vers le Sud.** Il semble donc que le transport change de direction

et s'amorce vers le Sud, principalement sur l'estran et dans les dernières lames déferlantes (vraisemblablement par diffraction de la houle)."

2.3.2. Côte au Sud du Bassin (Trencat-Biscarrossse) (données spécifiques à la zone 3)

Pour la côte des Landes, ORGERON (1974) estime le transit global à 1 million de m^3 par an et une résultante vers le Sud de 700 000 m^3.

Mais le fonctionnement de la zone dont il est question, située immédiatement au Sud des passes possède des particularités importantes : "la côte est en net retrait (secteur du Trencat) par rapport à la côte Nord (zone 2) (comme si les passes faisaient office d'épi solide) (LCHF, 1969b).

2.4. Passes extérieures

2.4.1. Granulométrie

Les caractéristiques des sédiments sont identiques à celles que l'on rencontre en secteur côtier : sables fins à sables moyen dunaires. La zone est constituée d'une accumulation du même sable que celui que l'on rencontre le long de la côte dans les zones 2 et 3 précédentes et qui lui a été enlevé par l'érosion due à la houle et redistribuée devant Arcachon par les courants de marée. Aussi les passes extérieures sont-elles assimilées à un delta de jusant (LCHF,1985).

Les passes sont creusées dans du sable fin avec quelques poches de gravier et une fraction calcaire plus importante - d'origine biologique - que dans les autres parties du Bassin. On n'y trouve pas d'alios car les sols préexistants de ces zones étaient soit absents, soit déjà déblayés par les déplacements antérieurs des chenaux.

Les pélites (< 63 µm) sont présentes dans tous les sédiments prélevés par BOUCHET *et al.* (1982) dans le secteur de La Salie avec des teneurs comprises entre 1 et 3,7% ; leur axe de distribution, situé sur l'isobathe 25 m en été, s'approche un peu du littoral à l'automne, époque à laquelle on constate un certain "dévasage" dû à la reprise d'agitation. Les dépôts de matière organique et inorganique sont liés (car) la matière organique particulaire et les pélites ont un comportement hydraulique voisin."

2.4.2. Mouvements sédimentaires

Le transport dans la région des passes résulte de la superposition mal connue d'un transport littoral et d'un transport normal dont les mécanismes sont différents : le premier est en particulier proportionnel à la puissance 2,5 de la hauteur de houle, tandis que le second est proportionnel à la puissance 6 de cette hauteur (CAYOCCA, 1996).

"La résultante de l'action combinée des houles et des courants à hauteur des passes d'entrée du Bassin d'Arcachon est à l'origine de la poussée de la flèche du Cap Ferret vers le Sud, de la migration vers l'Est du chenal principal de la passe d'entrée, et de l'érosion de la Pointe d'Arcachon (LCHF, 1985).

Les corps morpho-sédimentaires à savoir : 1) les bancs, 2) la passe principale, 3) le dôme deltaïque, se déplacent pendant des cycles de 80 années, selon des trajectoires de longueur croissante en allant de l'Est à l'Ouest ; c'est ainsi que les corps sédimentaires extérieurs, comme le dôme deltaïque, ont décrit durant le dernier cycle, une circonvolution de 11 km, à la vitesse moyenne de 140 m/an.

Rappelons que l'interprétation par le LCHF de l'évolution morphologique de la partie Ouest des passes extérieures entre 1957 et 1965 aboutit au constat (de portée générale) suivant :

- stabilité relative dans les zones de chenaux Sud-Ouest et Centre où domine l'action des courants de marée sous forme d'écoulements canalisés;

- évolution rapide des bancs par l'action des houles dans les zones Nord et Sud à l'écart des précédentes et dans lesquelles les courants de marée induisent des écoulements laminaires.

On en arrive à retrouver les constantes déjà évoquées dans le chapitre I.2.:

- le courant de marée aurait tendance, en permanence, à modeler un profil de chenal stable bien que subissant une dérive d'ensemble lente vers le Sud;

- la houle, au contraire, interviendrait par "pulsions" aléatoires pour détruire cet équilibre : elle déplace l'extrémité de la passe en délivrant des "wagons sédimentaires" provenant du transit littoral.

2.4.2.1. Mesures de transport

Pour donner une idée de la dynamique du delta de marée il faut savoir que **les mouvements sédimentaires au droit de la passe Nord**, survenus pratiquement en quelques semaines de l'hiver 1989-1990 et mesurés par la SOGREAH (1990) par comparaison bathymétrique s'élèvent à plus de 1,7 millions de m^3.

Il apparaît qu'en situation normale, caractérisée par la prédominance d'une seule passe, le débouché du Bassin d'Arcachon n'intercepte pas le flux sédimentaire Nord-Sud le long de la côte des Landes (de Gascogne).

Par contre, dans le cas de deux passes simultanément actives, un stockage important se produit au débouché du nouveau chenal avec, pour conséquences, une réduction du transit

vers le Sud et des risques d'érosion des rivages voisins de la pointe d'Arcachon (ORGERON, 1974).

Le phénomène a été résumé ainsi (SOGREAH, 1990) :

- Lorsqu'il n'y a qu'un seul chenal (passe) Nord ou Sud, le transit littoral se fait à raison de 500 à 600 000 m^3 qui entrent et sortent du système des Passes.

- Si deux chenaux actifs existent, le transit littoral atteignant le Sud décroît (250 000 m^3/an) et le surplus qui vient du Nord se dépose dans les passes. La masse de sable ainsi piégée en permanence dans les passes a été estimée à 10.10^6 m^3.

Dans cette période, du fait de la raréfaction des apports sédimentaires dans le Sud, on doit s'attendre à une érosion du littoral au Sud des Passes (SOGREAH, 1990).

Cap Ferret

Sous l'action des vents dominants de secteur Ouest, un transit de 40 000 m^3/an en moyenne a été mesuré par GASSIAT (1989) à la pointe du Cap Ferret entre 1985 et 1987, une partie de ce sable étant dispersé dans le chenal du Ferret ; le bilan annuel réalisé à cette époque sur le pourtour de la flèche montre que "malgré des mouvements sédimentaires de grande ampleur (de l'ordre de la centaine de milliers de m^3 pour 1000 m de linéaire de côte) le secteur océanique de la pointe reste pratiquement en équilibre".

Pointe d'Arcachon - Salie

Pour la plage de La Salie et l'année 1976-1977, WEBER (1978) donne un transit résultant vers le Sud de 163 000 m^3 pour un total de transport toutes directions de 1 300 000 m^3.

L'étude et la modélisation du déplacement de ce wagon sédimentaire (banc de sable de 2,5 millions de m^3 le long du littoral de la Salie a été réalisée par MICHEL *et al.* (1993) ; les résultats montrent que ce banc progresse vers le Sud sous forme d'une onde sinusoïdale avec une décroissance exponentielle d'amplitude.

2.4.2.2. Critère de stabilité de la passe

D'après LARRAS (1964), la relation entre le volume annuel des mouvements liquides (E) et des mouvements solides (S) permet d'apprécier le degré d'encombrement de la passe par les bancs :

"- pour un rapport E/S de 10^6, la déviation du sédiment est totale, il n'y pas de delta (ni de barre),

- pour un rapport compris entre 10^6 et 10^5, le sédiment est partiellement dévié et étalé devant la passe

- pour un rapport inférieur à 10^5, le sédiment n'est pas dévié, la barre est quasi continue.

Les dépôts ressemblent d'autant plus à des arcs, des lunules ou des deltas immergés, et font d'autant plus saillie sur le fond, que le rapport E/S est plus voisin de 100 000."

En application de la formule de Larras, ce rapport a été évalué pour le Bassin par MANAUD (1971) à **E/S = 220 000** pour :

E : volume des échanges liquides annuels, soit 706 fois le volume oscillant moyen (Ω) égal à $2{,}50.10^8$ m^3 = **$176{,}5.10^9$ m^3**
S : transit solide devant la passe = 600 000 (transit littoral) + 200 000 (érosion Gallouneys) = **800 000 m^3**

En utilisant les chiffres du LCHF (1969) on obtient un rapport **E/S** supérieur au précédent = **365 000,** pour deux raisons (**1.** Ω de vive eau = $3{,}11.10^8$ m^3; **2.** transit littoral standard S de 600 000 m^3 ne tenant pas compte de l'érosion côtière dans les passes).

E : volume des échanges liquides annuels = $3{,}11.10^8$ * 706 = **219.10^9 m^3**/an
S : transit solide devant la passe = **600 000 m^3** (transit littoral)

Le LCHF (1969) à partir de la classification de BRUNN, estime qu'"il faut, pour espérer que le chenal de la passe soit stable, que :

(Ω/M) > 200 ", ou (A * V * T/2) / M > 200, avec :

Ω : volume oscillant pour un demi-cycle de marée de syzygie (m^3)
V : vitesse moyenne dans le cycle de marée de syzygie = 0,7 $m.s^{-1}$
T : période de la marée
A : section transversale du chenal
M : transit littoral = 600 000 m^3/an

ORGERON (1974) en conclut que "la passe d'Arcachon apparaît parmi celles où les profondeurs sont stables et favorables à la navigation. Le rapport entre le prisme de marée Ω et le transport littoral annuel variant de 400 en VE à 200 en ME, alors que le seuil de navigabilité se situe à 200 (LCHF, 1985). ce commentaire est repris par (SOGREAH, 1990) pour qui "l'on se trouve dans une situation bonne, ce qui semble exclure tout risque de colmatage de la communication mer-bassin dans la situation actuelle"

LARRAS (1964) estime que "ces critères supposent qu'il n'y ait pas trop d'irrégularité dans les mouvements de sable (..) car des dépôts massifs lors des tempêtes qu'on ne peut draguer tout de suite peuvent interrompre momentanément la navigation (...) il faut donc majorer ces rapports pour obtenir des conditions stables en toutes circonstances".

Cet auteur ajoute qu' "il faut considérer que ces calculs s'appliquent au cas le plus favorable d'une **passe extérieure unique,** car dans le cas de plusieurs passes ouvertes simultanément, le rapport sera divisé par le nombre de ces passes. Il en résulte que pour des questions de navigabilité, la passe unique est plus intéressante.

Dans le souci de définir ces critères de meilleure navigabilité, l'évaluation peut être aussi menée, passe par passe (chenal par chenal) en comparant le volume oscillant de chaque chenal au transit littoral (unique).

Dans la situation de 1990, avec deux passes, dont une passe Nord de section 4 300 m² et une passe Sud de section 7000 m², en répartissant le volume oscillant de $3,11.10^8$ m^3 au prorata de la surface de la section, on obtient des Ω/ M de :

Passe Nord : $219.10^9 * 0,4 / 6.10^5$ = **147 000**
Passe Sud : $219.10^9 * 0,6 / 6.10^5$ = **218 000**

La situation apparaît donc nettement moins favorable aujourd'hui (218.10^5 contre 365.10^5 en 1969), avec une passe Nord devant laquelle les sédiments ne sont que peu déviés et dont les profondeurs, par suite, se révèlent très faibles.

En 1993, les sections mesurées à partir de la topographie sont respectivement de 11 200 m² pour la passe Nord et de 20 000 m² pour la passe Sud ; cette configuration est conforme à la situation d'équilibre à deux passes calculée par la méthode VAN DE KREEKE, mais cet équilibre est instable (...) puisqu'on revient généralement à une configuration où une seule passe subsiste (CAYOCCA, 1996).

2.4.3. Evolution

Le modèle LCHF (1973b) a bien simulé la réouverture d'une passe Nord (effective à partir de 1980), et sa migration progressive vers le Sud (70 - 80 $m.an^{-1}$) s'accompagnant d'un approfondissement, d'une augmentation des vitesses de courant et du basculement d'ensemble des écoulements d'Eyrac (volume oscillant) de la passe Sud à la passe Nord.

Lorsque la passe Nord est devenue parallèle à la passe Sud, "un chenal de flot remonte le long de la côte du Pyla et un chenal de jusant unique d'Eyrac à La Rotonde, se scinde en deux pour emprunter la passe Nord ayant migré et la passe Sud initiale.

La propagation de la marée se montre sensible à la formation de bancs devant les exutoires des passes : dans ces cas, l'amplitude à Eyrac diminue, même lorsque la passe Nord devient prépondérante. (*ibid.*)

Le maintien de la section de la Passe-Sud entre 1979 et 1990 (7000 m² environ) semblerait indiquer que, malgré l'ouverture d'une passe Nord, la passe Sud a gardé la même puissance hydraulique (....) mais l'apparition d'une flèche devant son extrémité (*barre*) pourrait indiquer le contraire (SOGREAH, 1990).

On peut supposer que le rétrécissement du profil suit, avec un certain retard, la diminution du volume oscillant.

A court terme, on s'achemine vers un équilibrage du volume oscillant et des rapports Ω / M des deux passes, ce qui devrait les rendre médiocres toutes les deux.

Selon l'évolution morphologique, la dualité des passes devrait prendre fin vers 2020-2030 et avec elle un rapport Ω / M beaucoup plus favorable d'où une amélioration des conditions de navigabilité.

D'une manière générale , "les divers résultats (du calcul de stabilité des passes) permettent de conclure que le Bassin d'Arcachon est demeuré depuis plus de 150 ans dans des conditions

de retour à l'équilibre satisfaisantes, et que cet équilibre n'est pas menacé : même un accroissement considérable de la dérive littorale conduisant à un rallongement de la flèche du Cap Ferret comme en 1826 n'a pas réduit suffisamment la section d'écoulement pour conduire à la fermeture" (CAYOCCA, 1996).

2.5. Passes intérieures

Cette zone est habituellement qualifiée de "delta de flot" du Bassin d'Arcachon.

2.5.1. Granulométrie

Les matériaux des passes intérieures sont de même nature que celle des sédiments côtiers et des passes extérieures (sables fins et moyens dunaires). Dans les parties les plus profondes des chenaux apparaissent des sables grossiers et des galets (BOUCHET, 1968).

2.5.2. Mouvements sédimentaires

Les conclusions des investigations sédimentologiques du LCHF (1969b) sont les suivantes :

A l'intérieur du Bassin, les isomédianes tendent à prouver que **les sédiments moyens et fins provenant du transit littoral peuvent pénétrer le long des berges** sous la double action des courants de flot et des houles ou clapots résiduels. Il est toutefois difficile de dire, au vu du plan d'isomédianes, si ces sédiments proviennent d'apports littoraux ou de reprise des dunes côtières. Ces sédiments remonteraient du Cap Ferret vers Bélisaire, puis seraient éliminés par le jusant.

Sur l'autre rive, entre la Pointe d'Arcachon et Pereire, on trouve une faible pénétration des éléments de 0,30 à 0,35 mm avec une érosion des berges et une remontée vers l'amont. Ces sédiments seraient ensuite repris par le courant de jusant et ramenés partiellement au large de Pyla-sur-Mer.

Ce qui fait dire à VERGER (1968) qu'"un circuit sédimentaire vers le Nord par le chenal du Moulleau (chenal de flot) et vers le Sud par le chenal du Ferret (chenal de jusant) permet la permanence du banc de Bernet".

La configuration des flux résiduels potentiels obtenus dans cette zone par le modèle IFREMER concorde avec ce schéma.

Le bilan sédimentaire réalisé par BABIN (1990) pour la période allant de 1905 à 1988 montre un équilibre entrées/sorties du système des passes intérieures (zone morphologique 5), les échanges étant estimés beaucoup plus importants avec les passes externes (zone 4) qu'avec l'intérieur du Bassin (zone 6).

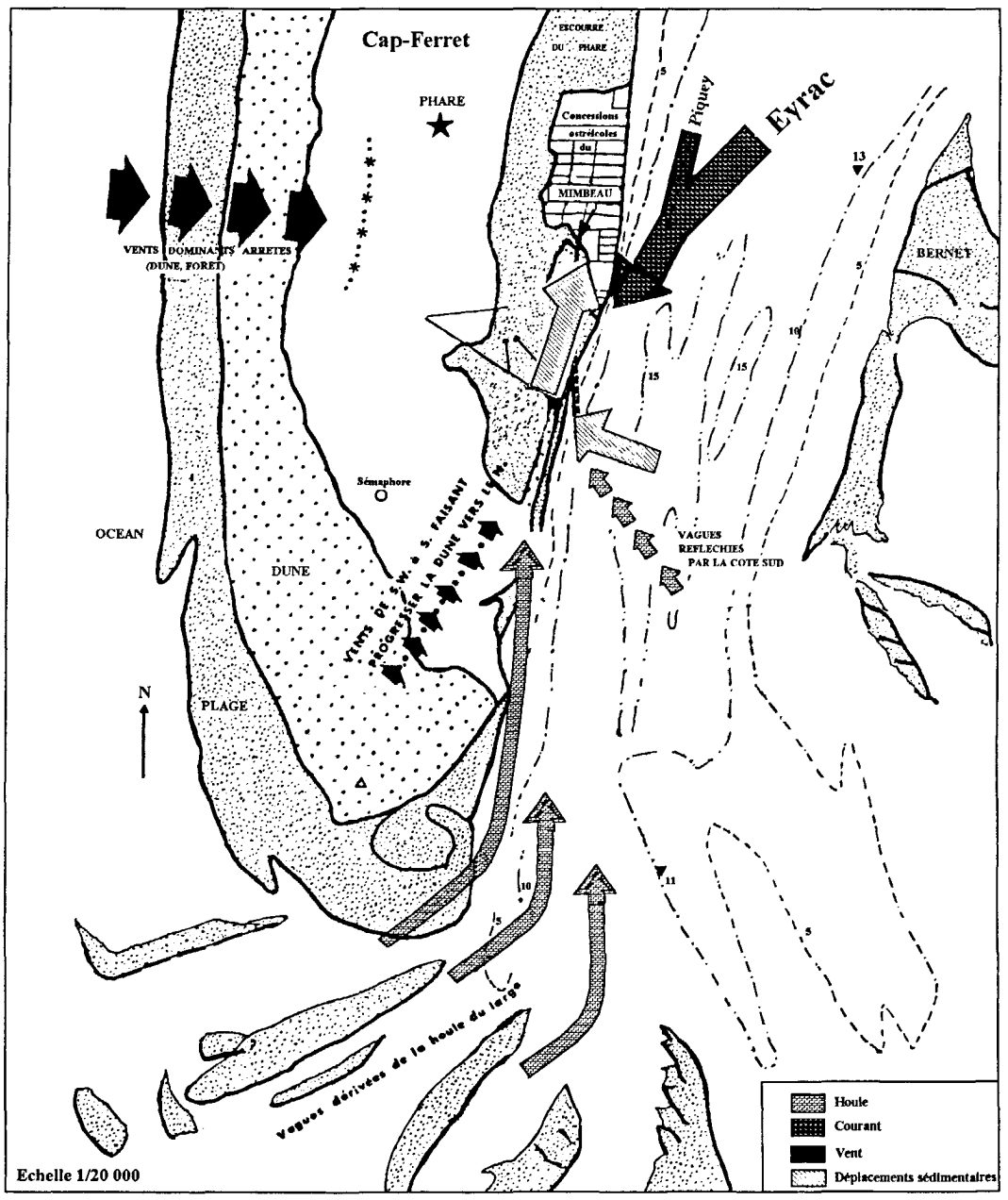


Figure 19 : Action des agents dynamiques sur la face interne du Cap-Ferret (selon LABRID, 1967)

2.5.2.1. Cap Ferret

Le processus général a été défini par le LCHF (1969b). L'action des vents dominants de secteur Ouest engendre un transport de 40 000 m^3 en moyenne à la pointe ; ainsi des entrées de sable externe peuvent s'opérer par les plages sous l'effet de la houle réfractée, tandis que l'expulsion se fait surtout par le fond du chenal.

Le recul important de la rive du chenal observé entre le phare et le sémaphore depuis le début du siècle (LABRID, 1969) (Fig. 19), correspondrait à un phénomène érosif par le jusant, tandis que la construction de la **flèche du Mimbeau** résulterait, au contraire, de l'apport sédimentaire de rive en provenance des plages de la pointe. **L'allongement (ou le recul) du Mimbeau dépendrait donc de l'intensité de ce flux sédimentaire intertidal.**

Aujourd'hui, l'interruption de l'alimentation sédimentaire par les enrochements expliquerait en partie le recul de l'enracinement de la base du Mimbeau.

L'exploitation des résultats du modèle IFREMER montre que, par rapport à l'ensemble du Bassin, y compris les passes, c'est sur le secteur de la Rotonde (face interne du Cap Ferret, à la latitude du sémaphore) que s'applique le maximum d'énergie incidente.

2.5.2.2. Pyla

La pénétration de sable, faible le long de la plage, alimenterait surtout le banc de Bernet (dénommé pour cela "delta de flot").

Pour CLAVEL (1887), "les sables produits par l'érosion des rives se déposent entre les chenaux de flot et de jusant dans les parties où les vitesses de chacun de ces courants sont atténuées (*dans les interfluves*) par suite de la direction imprimée aux eaux par les rives". Ce schéma, qui est applicable à l'ensemble du Bassin, se vérifie spécialement à propos des passes intérieures. De plus, "la position et l'importance de ces bancs doivent être en relation directe avec les variations de la passe à l'entrée du Bassin (car) ces variations modifient le régime des courants, au moins dans la partie du Bassin au Sud de l'île des Oiseaux et à l'Ouest d'Arcachon" (*ibid.*).

Quant à l'alimentation des plages du Pyla par les sédiments érodés au pied de la Grande Dune et autrefois transportés vers le Nord, l'évolution générale des passes et, à moindre échelle, les ouvrages de protection ont en grande partie interrompu ce phénomène (IEEB, 1994). Ceci paraît d'autant plus net que les nouveaux enrochements de La Corniche (Pyla s/Mer) se trouvent en débordement par rapport au trait de côte naturel de la dune du Pilat.

2.5.3. Mesures du transport

Le LCHF (1969b) a défini l'**ordre de grandeur** des mouvements sédimentaires par application de la formule de transport de MEYER-PETER et ce pour les zones des passes intérieures et du bassin interne.

Dans les passes intérieures (profil Pereire-Bélisaire) et la Rade d'Eyrac (méridien d'Eyrac), les calculs ont été réalisés en jusant et en flot pour divers coefficients :

Profil	***Bélisaire***						***Eyrac***	
Date	01/11/1967		17/11/1967		09/11/1969		03/11/1967	
Coeff	98-99		80-80		39-38		112-110	
Période	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot	Jusant	Flot
Débits	**11 500**	**7 700**	**8 100**	**4 000**	**2 200**	**320**	**7 700**	**5 300**

Tableau 1: Débits solides dans les passes intérieures (en tonnes par marée) (LCHF, 1969)

On peut déduire de ces chiffres que les transports en jusant prédominent nettement. Il sortirait donc plus de sédiment qu'il n'en rentre (par les chenaux des passes intérieures).

Les transports dans les chenaux sont donc plus importants en jusant qu'en flot et pour que ce déséquilibre soit compensé, il faut nécessairement admettre un **apport sédimentaire le long des rives** prédominant en flot sous l'effet de la houle. Sur un an, cette compensation intéresserait plus de 1 million de m^3 de sable (ORGERON, 1974) (1,3 million de tonnes *in* LCHF, 1969).

Faut-il voir une relation entre la défense des côtes par la pose d'épis le long des rives et le bilan en net creusement des zones aval constaté depuis le dernier siècle ?

Actuellement, CREOCEAN (1992) constate, "sur l'ensemble du littoral du Pyla, (que) l'interruption d'alimentation en sable du Sud, ainsi que la présence d'épis empêchant le transit des sédiments vers le Nord, ont pour effet un amaigrissement de l'estran".

THAURONT (1994) a exécuté des calculs de transport à partir des mesures de courant déjà évoquées au chapitre I.3., et ce en 13 stations des passes intérieures. Cet auteur mesure des débits solides résiduels compris entre 1,3 et 18 tonnes par mètre linéaire de section transverse et par marée de vive-eau.

Un calcul spécifique du flux de sédiments sableux susceptibles d'être déplacés par les courants de marée (SALOMON et BRETON, 1995) montre que la capacité de transport est à peu près nulle sur les bancs, tandis que, dans la plupart des chenaux longitudinaux (orientés SW-NE), elle se trouve dirigée vers l'aval, ce qui explique la raison du non comblement du Bassin par les sédiments de l'Océan. Même poussés momentanément par la houle, ils se heurteront à cette capacité de transport, le plus souvent dirigée vers l'aval (SALOMON et BRETON, 1995).

Figure 20

Cartes 1965 et 1989			ARCACHON CARACTERES ET ASSEMBLAGES SEDIMENTAIRES		
ZONES		% PELITES		Classement I.G.B.A.	Médianes (millimètres)
VO	I N T E R T I D A L	> 75 %	VASES ORGANIQUES : sont localisées sur les pourtours du delta de l'Eyre. Essentiellement sur les schörres à Roselières Médiane : 0,007. Argiles compactes : 0,001		
VS		25 à 75 %	VASES SABLEUSES : Elles sont très étendues sur les platiers (vases à rides sableuses). Médianes : 0,140 - Pelites : 67 % Végétation : *Obione* - *Agropyrum* (schörres) - *Zostera noltii* (Slikke)	PELITES (Silts + Argile)	
SV		5 à 25 %	SABLES VASEUX : On en rencontre toute une gamme, avec des médianes très variables pouvant être élevées (0,400 mm)	SABLES TRES FINS	0,063 mm
I SFV	S U B T I D A L	> 2 %	SABLES FINS ENVASES : Il s'agit de sédiments TOUJOURS IMMERGES en mode calme, dans des sites en cours de sédimentation lente : chenaux en voie de comblement, bordures de plages. Médiane : 0,063 à 0,150 mm - Pelites pouvant atteindre 75 %		0,100
II SFT		0 à 2 %	SABLES FINS TERRIGENES : Il n'y a pas de contacts francs entre les zones II et III, car il s'agit d'un problème d'hydrodynamisme qui entraîne une mobilité plus ou moins importante des sables. La réponse de la faune est différente selon les cas. D'où cette séparation à 0,200 mm.	SABLES FINS	0,150 0,200
III SFD		0 %	SABLES FINS DUNAIRES : Ils forment une partie des dunes hydrauliques, des bancs. Ils sont mobiles.		0,250
IV SM			SABLES MOYENS : Ils tapissent le fond des chenaux et sont relativement stables. Plus mobiles, ils forment une partie des dunes hydrauliques. Ce sont les sables moyens dunaires. Dans le domaine lagunaire du fond du Bassin, ce sont les barres sableuses lingoïdes, les mégarides, les rides, les barres d'accrétion latérales et les barres de méandre. Il n'y a pas de contact franc entre la zone III et la zone IV.	SABLES MOYENS	0,300 0,400 0,500
V SG FG			SABLES GROSSIERS ET FINS GRAVIERS : On les retrouve associés à la formation précédente, sur le talus des grands chenaux et des bancs des passes d'entrée.	SABLES GROSSIERS	1,000 2,000
VI G			GRAVIERS : Ils forment le substrat de base du Bassin, avec les galets. Les formations IV-III viennent en recouvrements successifs en mégarides plus ou moins mobiles, de longueurs d'onde et d'amplitudes très variables. Ils sont cantonnés dans le chenal du Cap-Ferret et du Pilat (Passe-Sud), et très mêlés au stock des sables grossiers V et des galets VII (accompagnés de coquilles).	GRAVIERS	5,000 10,000 20,000 mm
VII			FONDS COQUILLIERS : Ces grosses coquilles mortes sont associées aux graviers et galets. Dans ce cas, leur origine est a[illegible]ne, océanique. Associées aux sables dans la partie médian[illegible] Bassin, ce sont des THANA[illegible]OENOSES d'huîtres.	GALETS	

Variabilité du transport

Dans les chenaux, les marées dont le coefficient dépasse 100 transportent environ 20 fois plus de sable que les marées de coefficient inférieur à 40 (*ibid.*).

L'étude des passes internes montre que les corps sédimentaires et leur répartition sur le fond des chenaux sont tributaires des **changements saisonniers** dus aux variations de l'intensité des courants et du vent. Ainsi, en période hivernale, sous l'effet des vents de NW à SE qui augmentent l'amplitude du flot, l'extension des dunes de flot est maximale (THAURONT 1994). Cet auteur conclut que les bancs de La Vigne, de Bernet et du Moulleau constituent l'aboutissement du transit des sables par les courants de marée, et qu'ils servent de régulateurs en augmentant de volume en période d'apports (hiver) et en s'érodant en période de déficit sédimentaire (été).

2.6. Bassin intérieur

Les côtes et les fonds "sont constitués par un terrain essentiellement meuble, très sensible aux actions érosives, telles que celles du vent et de la mer. Il s'agit essentiellement de sables additionnés, selon le cas, d'éléments grossiers ou fins. La fraction sableuse est composée de grains de diamètre compris entre 100 et 500 microns, identiques aux sables dunaires. Le littoral a la même constitution que les chenaux. Il aurait la même instabilité s'il n'avait été partiellement fixé par le boisement" (LCHF, 1959).

La morphologie complexe des bancs et des chenaux entraîne une grande disparité dans la distribution des sédiments.

Comme l'indique DEBYSER (1958), le morcellement des faciès est tel qu'il existe fréquemment, à quelques mètres de distance, des changements brusques dans la nature du dépôt, changements aussi importants que les variations régionales".

Ceci est particulièrement vrai pour les "débris" divers qui viennent se surajouter aux sédiments. C'est le cas des débris de zostères, de la matière organique particulaire, des coquilles plus ou moins moulues, des galets d'argile, des pélites que l'on retrouve dans les creux des rides et des mégarides.

2.6.1. Granulométrie

Généralités

Les travaux de BOUCHET (1968) permettent de dégager les traits principaux suivants à propos des sédiments du Bassin :

- Le stock sédimentaire de base est fourni par les sables fins d'origine dunaire.
  Dans la majorité des cas, ces sables fins recouvrent les sédiments grossiers, graviers fins et cailloutis.

- Selon un schéma général, les dépôts de particules fines ou pélites (poudres et précolloïdes d'un diamètre < 0,063 mm), sont plus intenses au fur et à mesure que l'on s'éloigne des passes, vers la côte Est du Bassin.

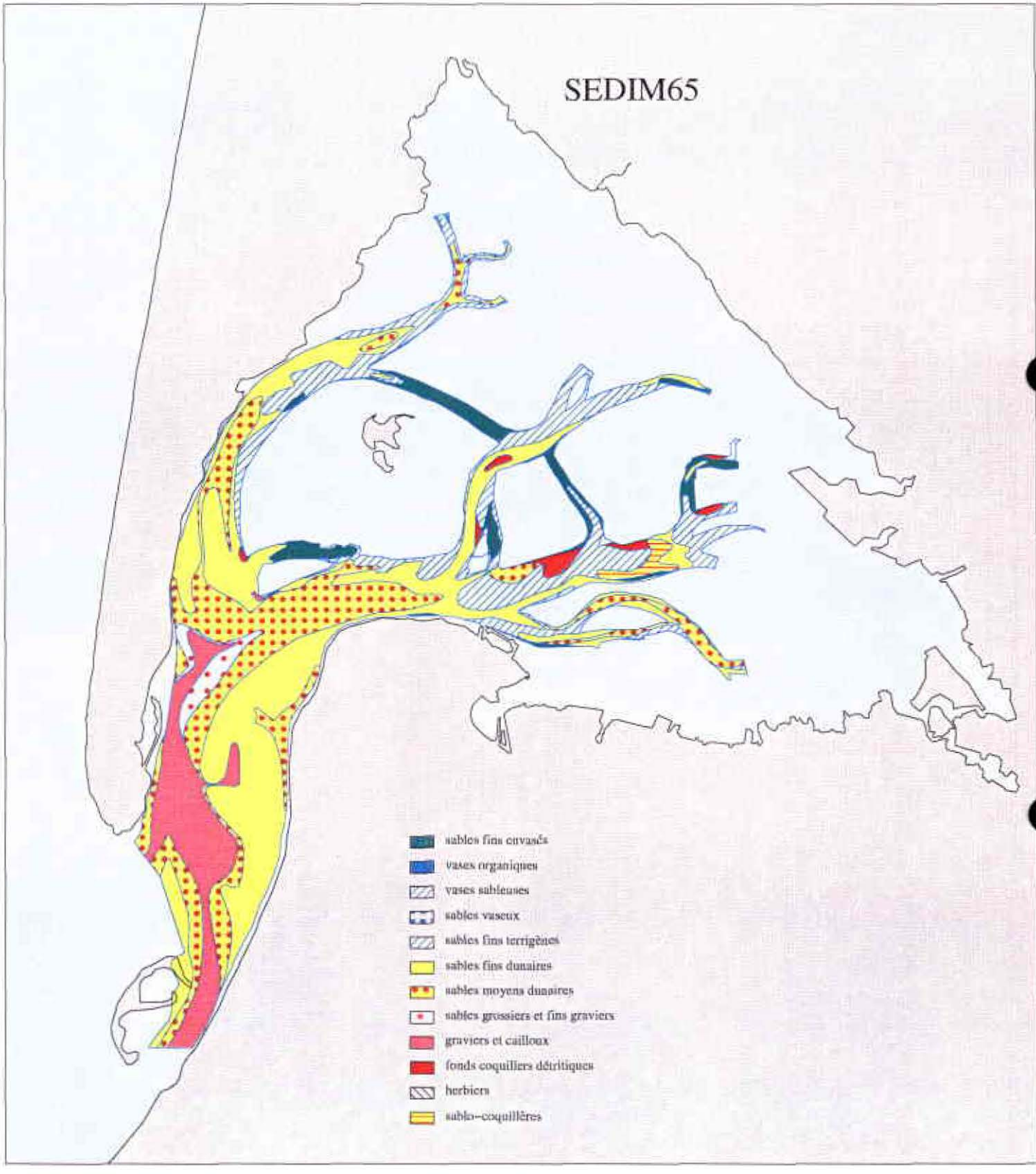


Figure 21 : Sédimentologie des chenaux en 1965 (SIG-Arcachon)
(données BOUCHET, 1968)

- Les chenaux coupés de la circulation générale subissent une sédimentation fine intense.

- Les poudres et précolloïdes sont extrêmement mobiles et peuvent sédimenter rapidement lors des étales de courant ou lors de très faibles coefficients.
  Elles forment alors un film plus ou moins épais ou des couches d'épaisseur variable dans le creux des rides sableuses. Leur perte en eau peut être rapide et, de ce fait, leur stabilité assurée, sans pour autant que l'on puisse affirmer que le sable d'origine, propre, soit un sable vaseux (c'est le cas des sables moyens, blonds du Banc d'Arguin à la suite de mauvais temps). Cette remarque est à prendre en compte tout autant pour les unités sédimentaires toujours immergées que pour celles des platiers exondables.

- Le pourcentage maximal de pélites observé sur les platiers est de 94 %. Dans les chenaux il peut atteindre 75 %.

- Certains fonds s'érodent, taillés par les courants dans les crassats argileux. Les falaises ainsi formées sont "débitées" en blocs, puis en galets d'argiles dans lesquels on retrouve les valves des Lamellibranches ayant vécu *"in situ"* au moment de la formation des bancs. Ces galets d'argile ou ces particules sont entraînés par les courants de jusant et peuvent se déposer dans les chenaux secondaires.

- Enfin, on ne saurait négliger l'apport biodétritique, qui se manifeste de deux façons différentes : dépôts de feuilles mortes de zostères, dépôts de coquilles.
  Le classement ("Sorting index") du sédiment peut être affecté par ces débris coquilliers fins. Ainsi, l'indice de Trask (So) qui, dans le Bassin, est généralement de l'ordre de 1,15 à 1,20 peut, dans certaines conditions indiquer un sédiment mal classé (3,8 à 4). Ceci est vérifié sur les hauts de plage, sur la chute abrupte des bancs, ou dans le lit de certains chenaux et esteys.

2.6.1.1. Unités sédimentaires

Elles ont été définies par BOUCHET à des fins de caractérisation des faciès biosédimentaires. A partir d'une classification granulométrique précise (Fig. 20) ces unités ont été cartographiées et introduites dans SIGARCA (SIMON, 1994) (Fig. 21 & 22).

2.6.1.1.1. Unités toujours immergées (BOUCHET, 1968 et 1994)

1. Sables fins envasés (SFV)

Médiane du sédiment : 0,047 à 0,160 mm. Teneur en pélites : 2 à 75%. Indice de Trask : 1,40 à 1,63. La quantité de débris végétaux en décomposition est toujours importante (débris de feuilles de *Zostera noltii)* et stable.

En été, les teneurs en oxygène peuvent être très réduites dans ces sédiments qui dégagent alors une forte odeur d'hydrogène sulfuré. Ce sont des sables très thixotropiques.

La fraction sableuse est ici beaucoup plus fine et mieux classée que celle des sables vaseux émergés, le processus de sédimentation étant plus lent et régulier. La fraction coquillière est représentée par des tests de Lamellibranches.

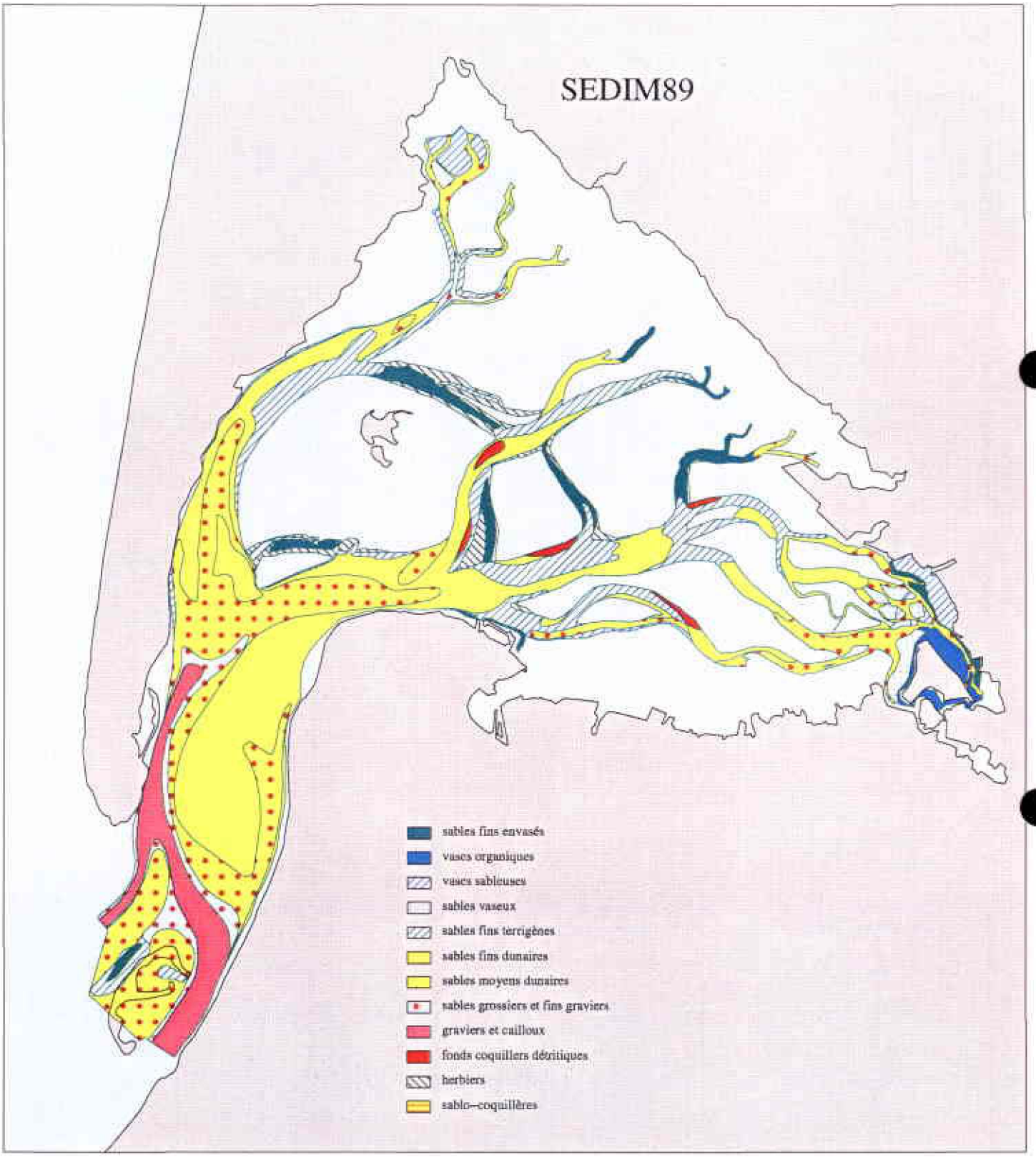


Figure 22 : Sédimentologie des chenaux en 1989 (SIG-Arcachon)
(données BOUCHET, 1991)

Malgré les apparences, ces sédiments ne sont pas des "vases" véritables. La fraction fine, vite éliminée, laisse apparaître les sables. Elle renferme en grande abondance des paillettes de mica. Cette phase vaseuse donne son originalité à ce type de sédiment. DEBYSER (1957) en a recherché l'origine dans l'argile des crassats et déduit de ses observations que "les esteys de drainage des crassats et les chenaux érodent les bancs de vase et d'argile. Ces matériaux sont transportés et resédimentent en d'autres endroits sans que le stock de particules fines du Bassin ait augmenté ou diminué sensiblement".

Les sables fins envasés sont répartis dans les chenaux à hydrodynamisme réduit et en cours de comblement : Courbey, Chenal de l'Ile, Cousse, Courant, Lanton et sur la bordure des grands chenaux, en dessous des herbiers de *Zostera marina*.

2. Sables fins terrigènes (SFT)

Ce sont des sables bien calibrés, de médiane 0,160 à 0,200 mm et de teneur en pélites comprise entre 0 et 2 %. Ils subissent soit un envasement, soit un dévasement, selon leur position plus ou moins abritée des courants de marée et du clapot. Ce sont des sables gris très légèrement colmatés, compacts. La fraction des sables moyens n'est pas négligeable, elle peut atteindre 43%. Il existe une grande variabilité d'un point à un autre. Elle dépend de la morphologie sous-marine locale, creux ou sommet de ripple-mark par exemple. La phase fine toujours présente est souvent en transit au niveau du fond, puis stagne sur le fond aux étales de marée. La fraction grossière est formée essentiellement de débris coquilliers d'espèces ayant vécu ou vivant dans ce biotope.

Ces sables ont une vaste extension géographique. Ils cernent les plages et les crassats, forment une auréole autour des sédiments de la zone I. Ils sont stables : peu érodés, peu envasés.

3. Sables fins dunaires (SFD)

La fraction fine est absente. Les médianes sont comprises entre 0,200 et 0,250 mm. Ce sont des sables blonds, oxydés, aérés, très mobiles. La circulation des eaux est intense dans les premiers centimètres du sédiment. Les sables fins sont les mieux représentés : 47 à 70%. La proportion en sables moyens varie de 30 à 45%. Les sables grossiers sont présents. Le sédiment est bien calibré par un tri extrêmement poussé. L'indice de Trask est de 1,16 à 1,23.

Mais, à l'échelle d'une ride sous-marine, on constate que les sédiments les plus grossiers se rassemblent dans le creux. Il en est de même des débris coquilliers, et de la vase, dans le cas des ripple-marks.

Il existe une grande variabilité géographique due à une grande variabilité hydraulique et l'on peut distinguer deux types de fonds : les dunes hydrauliques et les fonds de chenaux sous l'influence de courants moyens.

Ces sables sont très largement représentés dans le Bassin et dans les passes d'entrée : Banc de Bernet, Banc d'Arguin, grands chenaux.

4. Sables moyens (SM)

Médiane : 0,250 à 0,500 mm. Ce sont des sables blonds, mobiles, propres. Ils forment le talus des plages océanes, des grands chenaux et des bancs. Leur émersion est possible aux basses mers de grandes vives eaux. Ils tapissent le fond des grands chenaux (Pilat, Cap Ferret, Teychan, Piquey).

Le pourcentage en sables grossiers atteint 12%. On discerne une certaine hétérogénéité, l'indice de Trask est toujours supérieur à 1,20. Il existe une masse variable de débris coquilliers très usés. Seule la fraction sableuse stricte est homométrique.

Ces sables moyens sont petit à petit envahis par les sables fins dunaires au fur et à mesure que l'on pénètre vers la côte Est du Bassin. Ils recouvrent à leur tour les sables plus grossiers et graveleux que l'on trouve en aval, d'où une certaine complexité dans leur distribution, dans le cas des dunes sous-marines des bancs de Bernet et sur le talus du Chenal du Cap Ferret. On a donc superposition de sédiments de granulométrie croissante du sommet vers la base des dunes, installés sur une assise de graviers et galets. On peut remarquer que les dunes sous-marines atteignent parfois des hauteurs de l'ordre de 5 m dans les grands chenaux.

5. Sables grossiers et fins graviers (SG - FG)

Médiane 0,500 à 2,000 mm. C'est un sédiment hétérogène (indice de Trask = 1,50) riche en débris coquilliers. Le passage de cette unité à la précédente est insensible. La fraction pélitique peut ne pas être négligeable. Elle dépend de la micromorphologie du fond et de la nature sédimentaire des zones avoisinantes (chenaux amont).

Il existe une zone amont ou l'on peut retrouver ces sables grossiers, dans les chenaux d'Arès, de Graveyron et de Ville. Ils étaient, en 1968, très mélangés à des sables fins terrigènes. Ils semblent en 1994 être définitivement envahis par la sédimentation fine.

En aval, on retrouve la nappe la plus caractéristique entre le parallèle du "Camp Américain" et la pointe du Cap Ferret. Les débris coquilliers sont abondants, formés par des valves de Lamellibranches ayant vécu *in situ* (*Glycimeris sp, Dosinia sp.*) ; cette thanatocenose date probablement du temps où cette portion du Bassin se trouvait encore au large ou dans les passes d'entrée.

6. Graviers et galets (> 2,000 mm) (G)

Ces anciens fonds marins et fluviatiles sont alternativement ensablés et désensablés par les dunes sous-marines mobiles. Les sédiments sont extrêmement hétérogènes. Ils caractérisent de ce fait le substratum des chenaux du Cap Ferret et du Pyla. Tout comme pour l'unité précédente, la présence de coquilles d'espèces ayant vécu dans ces sédiments (*Glycimeris, Venerupis rhomboïdes, Dosinia exoleta*) ou à proximité (*Pecten maximus, Loevicardium crassum, Turritella communis, Aporrhaïs pes-pelicani*) est très caractéristique.

On peut noter la stabilité des galets vis à vis de l'hydrodynamisme puissant : dans le chenal entre le Banc d'Arguin et la Dune du Pyla, les vers encroûtants (*Pomatoceros*) et les huîtres plates se fixent sur ces blocs bien ancrés sur le fond.

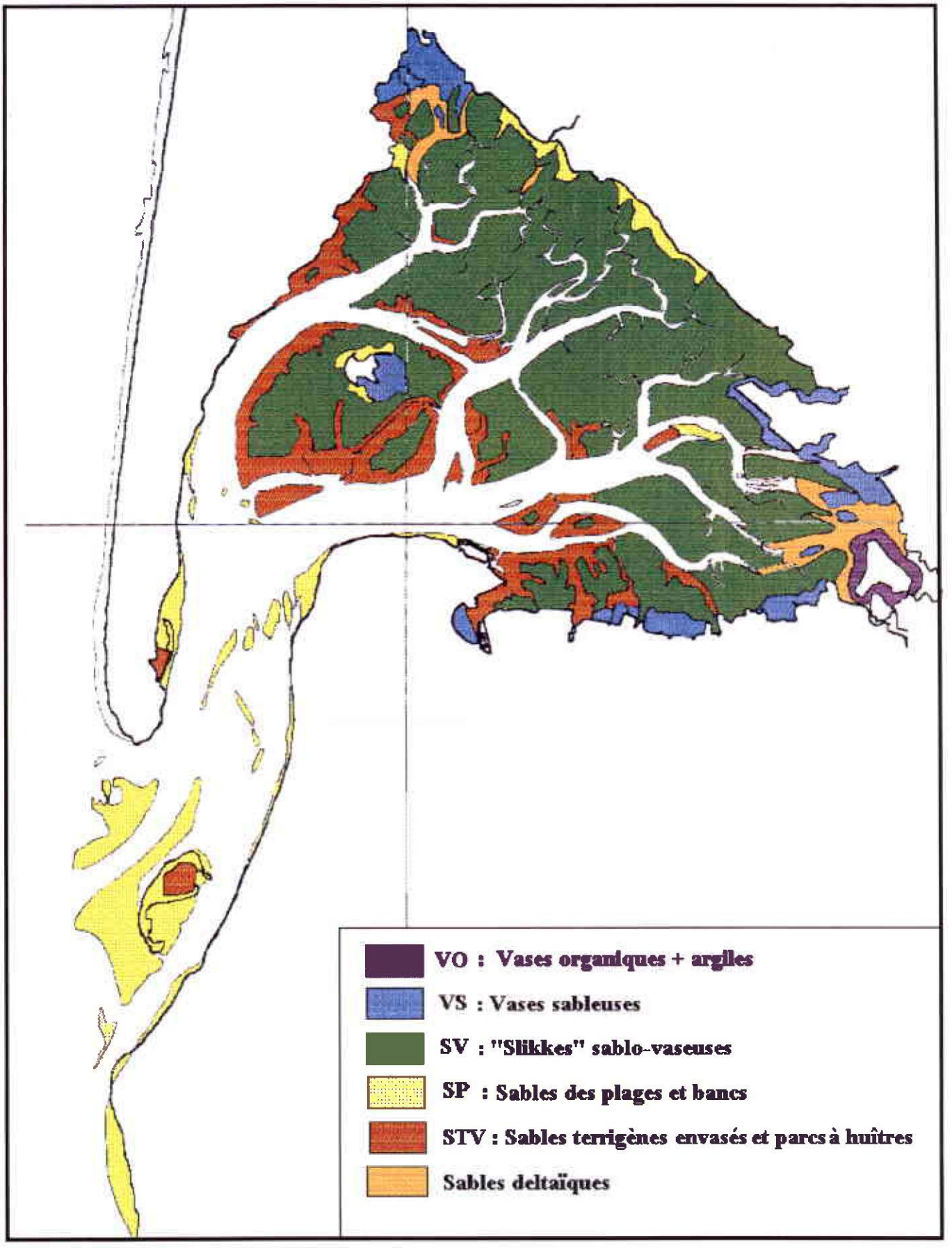


Figure 23 : Les unités sédimentaires exondables (BOUCHET,1994)

7. Fonds coquilliers (Coq)

Cette unité est constituée de coquilles de mollusques ayant vécu sur place (*Gryphea, Ostrea*). Les courants puissants les protégeaient d'une sédimentation fine et envahissante. Cette situation évolue. Actuellement, les sables fins les colmatent. Les coquilles mortes appartiennent aux *Venerupis decussatus, Venerupis aureus, Venerupis rhomboïdes, Venerupis pullastra, Cardium edule, Solen marginatus, Chlamys varia, Pecten maximus, Anomia ephippium, Nassa reticulata, Ocinebra erinacea* et de nombreux débris de Balanes. La faune encroûtante y était riche en 1968). Elle semble avoir disparu en 1994 (cf. **III** 3).

Ces fonds coquilliers sont très localisés en rade d'Eyrac, dans les chenaux du Teychan (Navire brûlé), de Gujan (Passant et petit Verdura) et de Mapouchet. Ils sont en voie de disparition.
Les coquilles broyées et roulées des espèces des platiers sont omniprésentes dans tous les sédiments.

2.6.1.1.2. Unités exondables

Les unités exondables ont été définies d'après les travaux d'AMANIEU, 1966 ; ARBOUILLE *et al.*, GAYET, 1985 ; AUBY, 1991 ; FERAL, 1982 ; GAYET *et al.*, 1986 ; OH, 1978. La carte de synthèse est due à BOUCHET, 1993 (Fig. 23).

1 - Vases organiques (VO) et argiles compactes.

Ce sont des argiles compactes renfermant plus de 75% de lutites. La médiane varie de 0,007 mm (pour les vases organiques) à 0,001 mm (pour les argiles compactes). Elles sont caractéristiques de certains platiers deltaïques du domaine interne du delta de l'Eyre. La décantation des suspensions est assurée par les végétaux (essentiellement les roseaux phragmites). Les argiles compactes reposent sur des sables fins, sables moyens et grossiers gris. Elles comportent des débris végétaux. Elles sont beaucoup plus localisées sur la "rive gauche du distributaire Sud de l'Eyre que les vases organiques proprement dites qui forment les marais du delta parcourus de petits chenaux.

2 - Vases sableuses (VS)

Ce sont des vases à rides sableuses, très étendues sur les platiers et très localisées dans certains chenaux. Elles renferment 25 à 75% de pélites. Dans le cas des rides sableuses, la médiane est de 0,140 mm. Le pourcentage de pélites est voisin de 65%. Les lits de sables moyens et grossiers sont déposés lors des crues et l'on peut observer 15% de sables grossiers. Ces vases là appartiennent au domaine intermédiaire du delta de l'Eyre. Elles forment les schorres des pourtours du Bassin et de l'Ile aux Oiseaux, avec des teneurs en pélites moindres, ainsi que la haute slikke (cf **III**.3). Hypsométrie : 2,68 m et 4,05 m au dessus du zéro hydrographique.

3 - Sables vaseux ou Slikkes (SV)

La gamme est très étendue avec des médianes pouvant être parfois très élevées (0,400 mm). La plupart du temps, elles sont comprises entre 0,063 mm et 0,100 mm. Ils renferment 5 à 25 % des pélites. Il peut donc exister des "sables moyens vaseux", selon la trame sableuse. Ces

sables vaseux des platiers ont une très grande répartition géographique. Leur compacité varie d'un lieu à un autre (cf **III** 3). Elle est liée à leur teneur en eau.

Il est possible de les classer en :

a) Slikkes à petites zostères (*Zostera noltii*) (AUBY, 1991). Situées entre le zéro hydrographique et + 2,80 m. Le sédiment renferme 5 à 75 % de pélites alors que les médianes vont de 0,061 à 0,150 mm. L'indice de Trask s'échelonne entre 1,23 et 1,36. La proportion de sable est plus importante dans les sédiments de l'Ile aux Oiseaux (sables fins). Les taux de pélites présentent des variations importantes au cours de l'année. Les teneurs sont relativement faibles en hiver et doublent de valeur au printemps. Ces variations sont liées à l'intensité du clapot (important en hiver et au début du printemps). Cette évolution peut être ainsi schématisée :

- Fortes teneurs en pélites au début du printemps
- Erosion plus ou moins accentuée jusqu'au mois de juin
- Sédimentation jusqu'à la fin de l'été
- Erosion hivernale

Les dépôts de surface contiennent une forte proportion de matière organique : 3,55% de carbone organique particulaire (COP). En dehors de ce processus d'érosion-sédimentation des pélites, il existe des périodes d'accrétion et d'érosion des autres phases granulométriques

b) Sables des platiers et des plages. Le sédiment est voisin des sables fins terrigènes plus ou moins envasés localement. Le grain moyen est de 0,180 mm à 0,250 mm et les teneurs en pélites sont extrêmement variables. Leur distribution hypsométrique s'étend du 0 des marées à +2,50 m.

c) Sables terrigènes envasés. Ils font suite aux précédents, de + 2,25 à + 3,40 m. La sédimentation fine surimposée aux sables fins donne des sédiments plus ou moins compacts, riches en eau et en matière organique, selon un accroissement qui permet le passage progressif aux sables vaseux à sédimentation rapide due à la mauvaise circulation des eaux dans certains sommets de "plages" ou dans les extrémités des chenaux, d'esteys ou de ports exondables (La Teste, La Hume, Meyran, Gujan...etc. et tous les sites équivalents de la côte Sud-Est, Est et Nord-Ouest). Leur faune est caractéristique (cf. **III**.3).

4 - Sables Deltaïques des chenaux exondables (SFe)

Ce sont des sables plus ou moins ferrugineux sous l'influence des apports d'eau douce du delta de L'Eyre et du Canal des Etangs (Lège). Les sables de ces systèmes alluviaux sont grossiers et mal classés (médiane 0,500 mm à 0,300 mm). Les teneurs en pélites sont nulles. Dans le delta de L'Eyre, ils occupent le domaine interne, puis s'épandent insensiblement vers le domaine lagunaire (Chenaux d'Audenge, de Touze et de la Bougesse) en mégarides de 5 à 10 m de longueur d'onde en période de crue en amont ou de forts coefficients en aval, ou en rides de 10 à 50 cm en période de faible courant d'étiage ou de petits coefficients. A la sortie du Canal des Etangs, ces sables atteignent la balise B1 - (Tatchot et Guide).

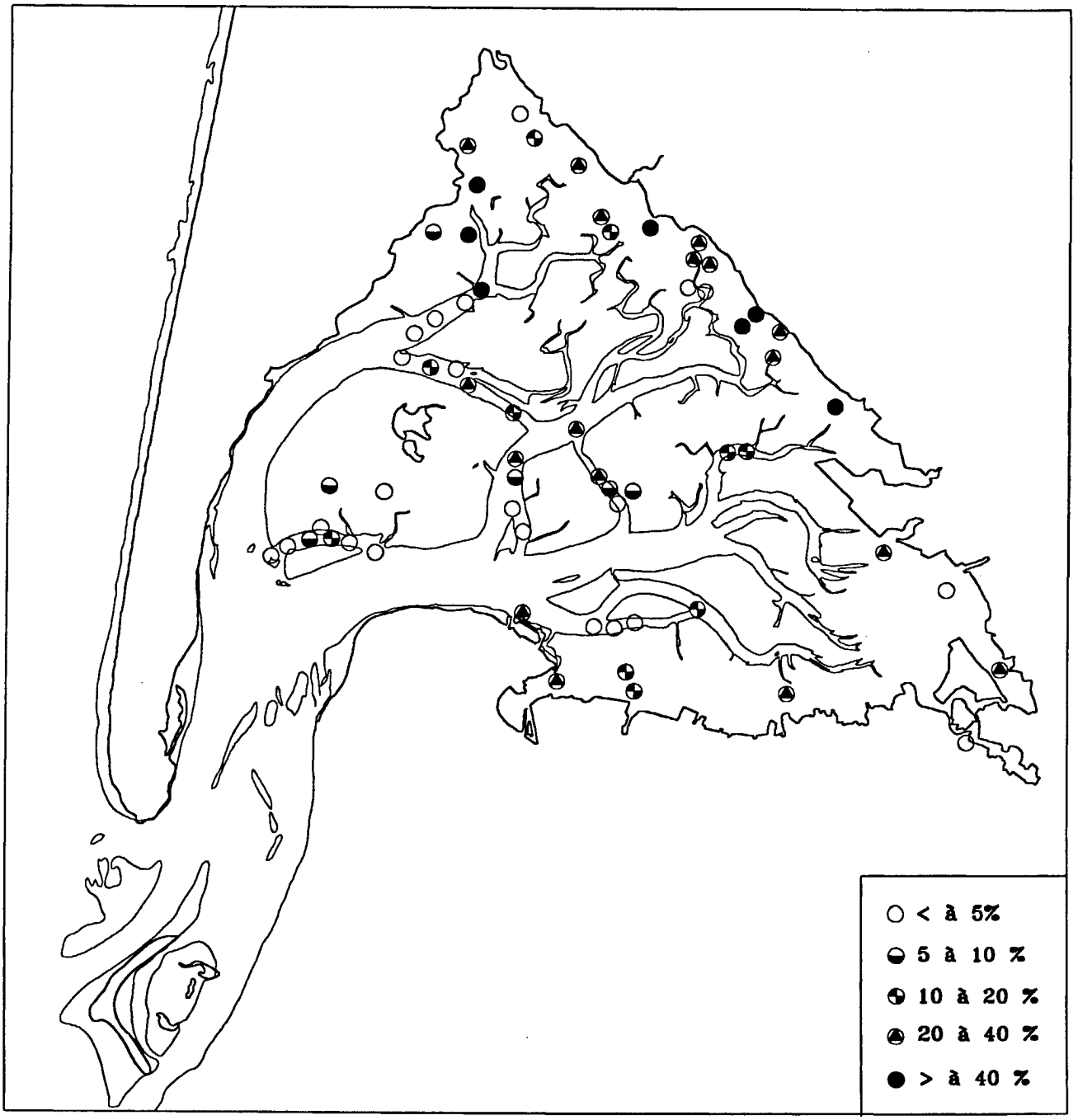


Figure 24 : Importance de la fraction inférieure à 2µm dans les sédiments étudiés (SALINERES, 1972)

5 - Parcs à huîtres (PH)

Distribution hypsométrique 0 à + 1,60 m. Ils sont installés sur les platiers sableux, sablo-vaseux compacts et sur les argiles flandriennes du Sud-Est de l'Ile aux Oiseaux (Les Hosses. Estey neuf, Noël et Mapouchet).

2.6.1.2. Fraction fine dans les sédiments

SALINERES (1972) (1) (Fig. 24), le LCHF (1973) (2) et CARRUESCO (1989) (3) ont donné la répartition de la fraction fine dans les sédiments des chenaux et des crassats ; ces données figurent dans le tableau ci-dessous :

	(1)	(2)	(3)
Chenaux(n échant.)	34		34
> 50 ou 63 µm	80 (15- 98)		97 (90-99)
2- 50 ou 63 µm	9 (1-37)		3 (1-10)
< 2 µm	11 (0-49)		
Crassats (n échant.)	28	12	38
> 63 µm	50(15-95)	30	49 (10-75)
2-63 µm	22(3-45)		33 (12-60)
< 2µm	28(2-53)		17 (2-32)

(1) SALINERES : > 50 µ (2) LCHF : > 40 µ (3) CARRUESCO > 63 µ

Tableau 2 : Granulométrie des chenaux et crassats intérieurs (en %)

La très forte variabilité des résultats ci-dessus traduit la variabilité spatiale à l'intérieur des faciès généraux, chenaux et crassats. De plus, cette variabilité est maximale en bordure des chenaux, secteurs les plus fréquemment échantillonnés par commodité.

CARRUESCO présente un schéma de l'échelonnement des faciès sur les pentes de rives de chenaux dont l'échelle horizontale sera souvent de l'ordre de la dizaine de mètres. (Fig. 25)

2.6.2. Mouvements sédimentaires

L'action des violents courants de remplissage et de vidange marque la granulométrie des sédiments des chenaux où l'on retrouve des sables d'autant plus grossiers que les courants y sont plus importants.

"En amont des passes on constate "une tendance à un triage d'aval vers l'amont par action de lévigation dans les chenaux avec élimination des sédiments fins et augmentation du diamètre moyen des sédiments de fond. Les sédiments fins sont déposés en amont et sur les estrans où les vitesses de courant diminuent sensiblement" (LCHF, 1969b).

On peut, dans une certaine mesure, déduire de la granulométrie des sédiments la tendance zonale des processus actuels : "la présence d'éléments moyens, analogues à ceux rencontrés le long du littoral (côte ouest) dans le chenal du Piquey peut être une présomption d'une

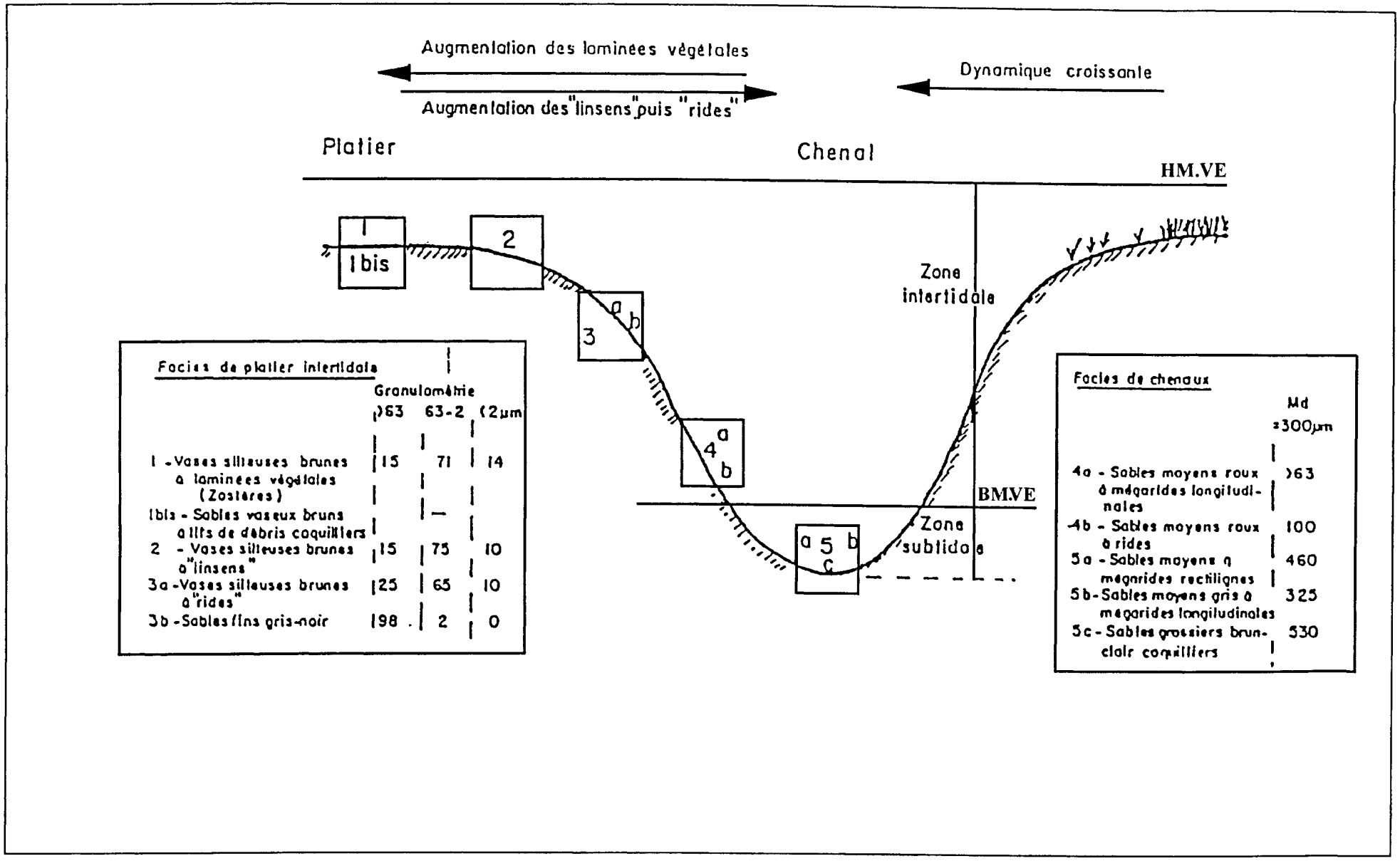


Figure 25 : Schéma synthétique des principaux faciès sédimentaires à partir des travaux de FENIES (1984) et GUIGNON (1984) *in* CARRUESCO, 1989

sédimentation actuelle ; par contre, la présence d'éléments plus grossiers entre Bélisaire et Arcachon tendrait à prouver que ce secteur doit être en légère érosion"(ibid.)

VERGER (1968) a rassemblé les théories de sédimentation des "waddens" par les éléments fins (limons, argiles) :

- le transport des particules minérales enrobées de mucus dans les mousses progressant avec la ligne d'eau en flot et leur dépôt dans "les lieux extrêmes atteints par les pleines mers" (BOURCART et FRANCIS-BOEUF, 1942).

- les remises en suspension plus intenses, quelle que soit l'agitation, dans la zone de ligne d'eau qui entraînent soit un dépôt sur les fonds à faible pente et faible agitation, soit un enlèvement à partir de fonds à forte pente et à forte agitation.

- la différence de vitesse critique de dépôt et d'érosion par les courants (POSTMA, 1954 ; VAN STRAATEN et KUENEN, 1957).

2.6.2.1. Erosion

La vitesse des courants (et donc leur capacité érosive) est beaucoup plus élevée tant que la circulation reste canalisée dans les chenaux : premières heures de flot et dernières heures de jusant (grossièrement demi-marée). Pendant ces périodes, les chenaux ont un comportement de type fluviatile, en ce qui concerne l'érosion et la sédimentation : érosion dans les concavités des méandres, dépôts dans les convexités ; ceci explique la migration des sinuosités amont des chenaux de la côte Est.

Une conséquence granulométrique importante de l'érosion des rives de chenaux est soulignée par DELTREIL (1969) qui voit dans "l'érosion qui ronge les crassats sablo-vaseux en bordure de certains chenaux une source permanente de matériaux fins qui sédimentent au fur et à mesure que diminuent la force des courants et la turbulence des eaux vers l'amont de la baie ainsi qu'à proximité des herbiers".

Les modifications du bornage enregistrées par le corps technique des Etablissements de Pêche Maritime témoignent de tels phénomènes d'érosion de rives de chenaux qui sont observées dans les années soixante, par exemple à la Matte d'Arès (LABRID, 1969).

La saisonnalité de l'érosion des fronts de schorres a été définie par SORIANO-SIERRA (1992) qui a observé, entre 1987 et 1989, des alternances d'extension et de recul : "L'érosion des microfalaises détermine la création d'un talus à leur base formé par les débris du substrat du schorre (...) déterminant en contrebas la formation d'un nouveau schorre (...) relativement instable :

- à la mauvaise saison, la sape désagrège le sédiment et déchausse les phanérogames,
- à la belle saison, beaucoup de plantes pionnières colonisent le talus et déterminent temporairement une extension.

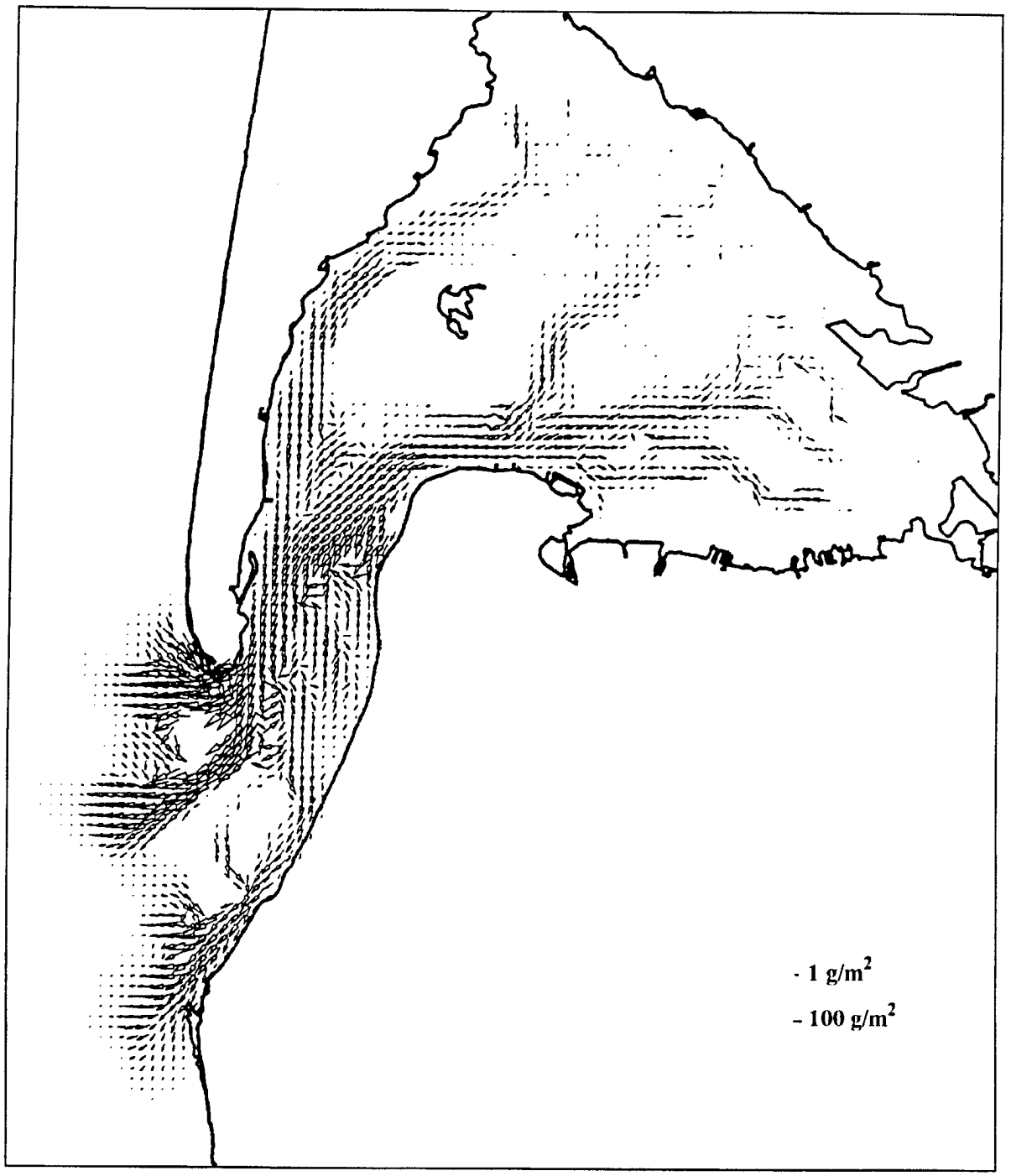


Figure 26 : Transport potentiel des sédiments (SALOMON et BRETON, 1995)

2.6.2.2. Dépôt

"Les sables vaseux ainsi entraînés (par l'érosion) vont se déposer dans des zones où la chute de la vitesse du courant ne permet plus leur transport" (LABRID, 1969)

Le calcul des champs de flux résiduels potentiels par le modèle IFREMER a mis en évidence que les zones d'accumulation de sable (Bancs de La Vigne, Pte du Gd Banc, Hosses, Tès) coïncident avec les zones de rencontre de ces flux potentiels convergents (Fig. 26).

Dans les années soixante, des dépôts de sable étaient observés en bordure de chenal du Piquey (Canelon et Courbey) et en bordure du chenal du Teychan (Tessillat) (LABRID, 1969).

Bancs de chenaux

La position des bancs est déterminée par le régime des courants de marée. Ces bancs exclusivement composés de sable (absence de fraction fine et très bon classement) et superposés aux fonds de chenaux dont ils sont totalement indépendants, constituent des cellules volumiquement stables tout en subissant des remaniements de forme (PAB, 1989).

Les plus profonds remaniements peuvent faire croire à des évolutions, mais la permanence réelle durant des périodes de l'ordre du siècle (PAB, 1989) traduit bien la faiblesse du bilan sédimentaire de l'intérieur du Bassin.

La configuration des dunes hydrauliques, riddins, ripple-marks qui marquent les bancs de leur empreinte permet une analyse précise des forces génératrices qui aboutissent en général à un "recyclage des matériaux : entraînement des sédiments sur une bordure (du banc) transférés de nouveau vers le corps sableux par l'autre bordure (notion de cellule sédimentaire)". (PAB, 1987). Ce n'est que dans les quelques zones déjà signalées (SE de l'Ile - Les Hosses, Mapouchet, Cap Ferret) que l'action érosive des courants de jusant sur des concavités ou des promontoires produit une évolution irréversible.

Le transport des sables par charriage n'est observé que lorsque la vitesse près du fond est supérieure à la vitesses critique d'entraînement qui a été définie à Piquey comme égale à 0,35 $m.s^{-1}$ pour un sable de 300 µm. (*ibid.*)

D'autre part, "la quasi simultanéité de la pénétration de l'onde de marée par les trois axes hydrauliques principaux (Chenaux de Piquey, Girouasse, Teychan) induit des courants très faibles - et opposés (?) - **dans les chenaux transversaux** (Chenaux de Courbey, de l'Ile, de Cousse, du Courant) ce qui les empêche d'évacuer leur sédiment (SALOMON et BRETON, 1995) (Fig. 26).

Balayage inégal des estrans

Les esteys assurent une évacuation des sédiments hors des crassats (entre zéro et +3 m CM) et construisent souvent de petits cônes deltaïques dans les chenaux majeurs, comme l'estey de la Réousse le fait dans le chenal du Courbey (BOUCHET, 1968), ou l'estey du Cès dans le chenal de Carret. Ces cônes formés d'un matériel grossier où les débris de coquilles d'huîtres, de coques et de moules abondent, sont construits par le jusant qui est dynamiquement très prépondérant dans les esteys ; il se prolonge en effet pendant tout le début du montant, par suite du niveau relativement élevé du fond de la plupart des esteys. L'exportation sédimentaire assurée par les esteys à partir des crassats compense à peu près l'apport organique coquillier et les importations sédimentaires (VERGER, 1968).

Par contre, en amont l'affaiblissement dynamique et l'élévation des niveaux hypsométriques favorise les dépôts :

- dans les schorres, c'est à dire entre +3 et 4 CM ; la suprématie des vitesses de flot entraîne un flux de particules vers l'amont (SORIANO-SIERRA, 1992) qui assure le dépôt dans les parties hautes surtout en hiver ;

- sur les bords du Bassin où un effet conjugué de la situation d'abri des clapots d'au moins un secteur et du triage granulométrique.

L'YAVANC (1995) (cf. **I.2**) constate que, dans la partie Nord du Bassin, l'engraissement minimal s'observe sur les crassats les plus éloignés des rives.

Dans les zones calmes : les schorres, les ports, "la progression des schorres du Bassin résulte essentiellement du colmatage progressif et continu des rives abritées par des sédiments apportés par la marée (SORIANO-SIERRA, 1992). Il s'agit de sédiments fins déposés à l'étale de pleine mer.

Dans les installations conchylicoles et les herbiers

"Il apparaît clairement que la sédimentation fine est plus importante dans les parcs ou plus encore dans l'herbier que dans les stations à sédiment nu, ceci quel que soit le site d'étude (AUBY *et al.*, 1985)

Les tables ostréicoles, en réduisant la vitesse des courants de fond, et en amortissant le clapot, favorisent la sédimentation fine ; Ces sédiments accumulés pendant des périodes de temps calme peuvent être, en partie, remis en suspension et déversés sur les zones proches en période de mauvais temps. Cette stabilité des dépôts se traduit par des reliefs (buttes et chenaux) aux pentes raides permettant le drainage ce qui augmente leur cohésion vis à vis des surfaces horizontales proches ; de cette manière, la vase devient moins facile à éroder (SORNIN, 1982).

Les algues filamenteuses fixées sur les tables exercent un freinage supplémentaire et amplifient de ce fait la sédimentation ; l'envasement peut atteindre 1 m en 10 ans sur certains parcs (GARBAYE, 1981).

Dans les herbiers de *Zostera noltii*, "on assiste à des périodes d'accrétion et d'érosion sans que l'on puisse mettre en évidence une accumulation nette de particules fines d'une année sur l'autre. Il est probable que, du point de vue physique, ces plantes interviennent plus comme éléments stabilisateurs d'un substrat qu'en tant que facteur de décantation de particules allogènes (AUBY, 1991).
Toutefois les herbiers produisent une grande quantité de matière organique végétale et participent, de cette façon, à l'augmentation du stock de particules présentes dans le Bassin (*ibid.*) (cf. **II**.1.3.3.2.)

Triage à la côte par le clapot,

Au fond du Bassin et dans les zones émergentes, les sédiments pelitiques ou vaseux font leur apparition mais les hauts estrans, situés sur la périphérie du Bassin, sont fréquemment constitués de sables moyens, par suite d'une lévigation des sédiments par les clapots. (LCHF, 1969b).

2.6.2.3. Mesures du transport

Rappelons que, d'une manière générale, "les particules d'eau en circulation durant le cycle de marée décrivent des trajectoires fort dissemblables : alors qu'elles peuvent dépasser 12 km dans les grands chenaux, au fond du Bassin, elles ne sont plus que de 1 à 2 km ce qui explique que les particules qui se trouvent dans le fond du bassin ont peu de chance d'en sortir" (SALOMON et BRETON, 1995).

Le LCHF (1973a) a étudié les mouvements de matériaux dans les chenaux intérieurs du Bassin : ces études "ont permis de faire apparaître leur faible importance (...) et ce pour des coefficients de marée relativement forts (de l'ordre de 95). Bien que nous ne disposions pas de mesures pour des coefficients plus élevés, il apparaît que l'accroissement des vitesses entre un coefficient 90 et 100 par exemple ne puisse être à l'origine de mouvements importants (...) c'est au débouché des chenaux secondaires dans les chenaux principaux (que) l'on observe les évolutions de fonds les plus sensibles."
Le tableau ci-dessous indique les valeurs de débit solide les plus représentatives.

Date	*Station*	*Coefficient*	*Débit solide durant le flot*	*Débit solide durant le jusant*
15/05/72	Hautebelle (C1)	97-93	72	720
12/08/72	Gd Piquey (Jetée)	97-88	300	72
15/05/72	Lahillon (D0)	97-93	150	600
16/05/72	Tessillat (B18/J1)	88-92	0	0

Tableau 3 : Débits solides représentatifs en vive eau (en Newton . m^{-1}) (LCHF, 1973)

Les courbes de débits solides de toutes les stations y compris Comprian et Gujan sont disponibles dans le rapport LCHF (1973b), en annexe III.

Les mesures de matières en suspension ayant été effectuées à la belle saison (printemps-été 1972) il en a résulté "des apports et remises en suspension très faibles (..) avec des MES toujours inférieures à 20 $mg.l^{-1}$, même par fort clapot (de l'ordre de 0,8 m)" (*ibid.*).

On trouve dans la faiblesse de ces mouvements sédimentaires une explication de la relative stabilité des chenaux internes constatée depuis plusieurs siècles.

2.7. Bouches de l'Eyre

2.7.1. Granulométrie

Les données granulométriques de cette zone ont été exposées précédemment en I.2.6.1.1., alinéa 4, sables deltaïques des chenaux exondables.

2.7.2. Mouvements sédimentaires

La dynamique sédimentaire est régie ici par des processus de type deltaïque : les dépôts alluviaux se produisent sur le glacis du delta extérieur du fait de la perte de compétence du courant estuarien à son entrée dans la lagune ; ces dépôts obligent périodiquement les chenaux à infléchir leur cours sans que ces changements aient une réelle importance dans l'évolution à long terme. On a vu la migration des chenaux observée à la fin du XVIIIème siècle dans cette zone.

Les transports de sable s'opèrent par charriage, celui des fines par suspension. Les **débits solides fluviaux sont liés aux alternances crues-étiages** et possèdent de ce fait à la fois un caractère périodique (saisonnalité été-hiver) et aléatoire (années humides et années sèches). Dans la zone des Bouches de l'Eyre, ces apports se disséminent sur le platier externe servant de **volume tampon,** lequel apparaît constant sur les 25 dernières années (cf. I.2.2.4.5.) ; le front du platier émet périodiquement (crues + vives eaux) vers l'aval des contingents de sable qui vont alimenter les bancs des chenaux lagunaires reliés au delta (CARRUESCO, 1989) ; les crassats semblent rester à l'écart de ces mouvements, et recevoir principalement une sédimentation fine. C'est ainsi que "sur le front du delta, des ensablements des chenaux de marée sont observés après les crues, par exemple en Février 1977" (KLINGEBIEL et *al.*, 1993).

Par comparaison de photographies aériennes prises en 1964 et 1988, SORIANO-SIERRA (1992) a montré que durant cette période, "seule l'Eyre a contribué de façon significative, par apports de sable, à **l'accroissement des schorres** de son embouchure", ce qui sous-entendrait comparativement une moindre activité des autres cours d'eau (Canal du Porge, Cirès, Lanton etc.).

L'étude des mouvements sédimentaires a été intensifiée à partir des années 1980, où des difficultés de navigation ont été éprouvées pour transiter du bief fluvial (Biganos) au bief maritime (Audenge). Un bilan complet des connaissances a été réalisé de 1986 à 1988 (FERAL, 1988). L'analyse des données disponibles provenant principalement de l'IGBA (PAB, 1986) conclut au comblement moyen de 10 cm/siècle depuis 1 500 BP.

Il en a résulté la mise en oeuvre par le S.I.B.A. d'aménagements spécifiques destinés à intercepter les apports de sable par l'Eyre.

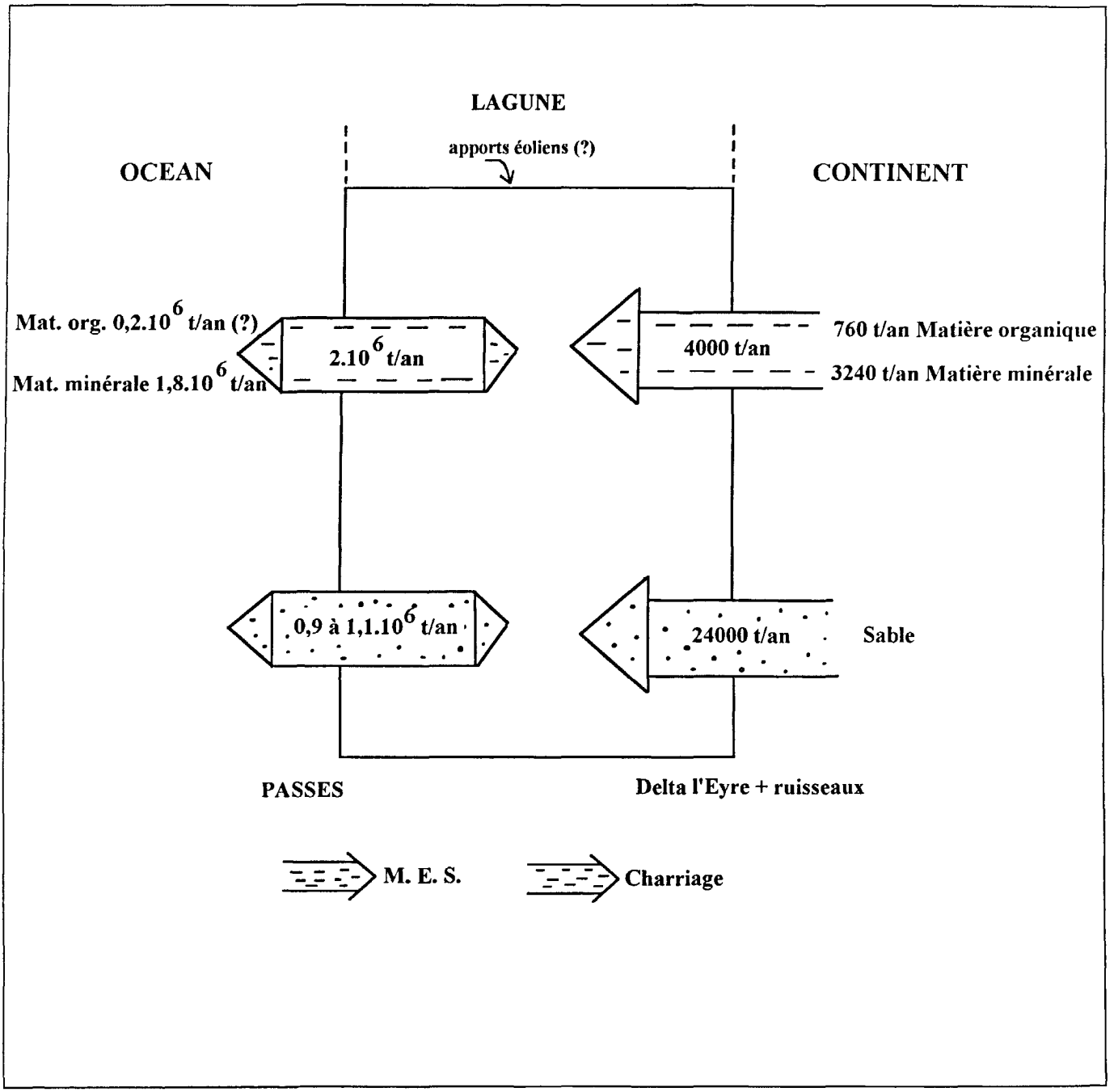


Figure 27 : Bilan hydrosédimentaire des apports particulaires (CARRUESCO, 1989)

La comparaison bathymétrique (LCHF-1972/PAB-1987) a montré **peu de changement dans la zone des Bouches de l'Eyre** : cela confirmerait que les afflux alluviaux ne demeurent pas sur les platiers mais sont repoussés en aval dans les fonds de chenaux d'Audenge et du Teychan où ils forment d'importantes barres sableuses (FAUGERES *et al.*, 1985) et entreposés sur les schorres de bordure (sédiments plus fins).

Mesures de transport

Les premières estimations du **débit solide** dans les bras principaux en aval du port des Tuiles, ont été effectués par CUIGNON (1984), puis par ARBOUILLE et *al.* (1986) et GAYET *et al.* (1986) sur la base de mesures de la vitesse de cheminement des barres sableuses : le tableau ci-dessous emprunté à CARRUESCO (1989) expose les résultats : le travail de CUIGNON prend en compte le flux totalisé des deux bras du delta.

	ARBOUILLE, 1984		**CUIGNON, 1984**	
	Etiage	Crue	Etiage	Crue
Bras Nord	10	45		
Total			15	70

Tableau 4 : Débits solides par charriage dans le delta de l'Eyre (en $m^3.j^{-1}$)

D'autres mesures effectuées à partir de la progradation des dunes hydrauliques du lit dans le secteur de Mios conduisent à des chiffres de (*ibid.*) 7 à 10 m^3/jour de sable en étiage (KLINGEBIEL et *al.*, 1993).

L'accumulation annuelle constatée dans le "bassin dessableur" de l'Eyre, bief fluvial aménagé en décanteur (SIBA), s'élève à "au moins 20 000 m^3/an, ce qui correspond à un flux moyen de 55 m^3/j, assez proche des chiffres de CUIGNON. Converti en poids, pour un sable homométrique de 125 à 300 µm de densité 1,6, on obtient une charge de 24 000 tonnes/an (CARRUESCO, 1989) (Fig. 27).

Transports en suspension

Ces aspects sont abordés plus en détail dans le chapitre concernant la qualité des eaux mais il est nécessaire de les évoquer ici dans la mesure où ces apports contribuent à **l'envasement** des fonds du Bassin, préoccupation majeure pour l'écologie générale du plan d'eau.
Signalons simplement ici que le flux de MES entrant par les cours d'eau, estimé à partir de la concentration et du débit moyen de l'ensemble des cours d'eau du Bassin serait de l'ordre de 4 000t/an (CARRUESCO, 1989) (Fig. 27).

Un calcul effectué (IFREMER, 1995) à partir des couples de valeurs instantanées de concentration-débit mesurés **de l'Eyre** dans le cadre du RNB de 1971 à 1993 à Lamothe du Teich donne un flux moyen annuel de **4 277 tonnes**. En considérant la proportionnalité des

débits entre l'Eyre et le total des cours d'eau du Bassin de 4/5 on peut évaluer l'apport total en MES au Bassin à environ 5 500 tonnes. D'après LAPLANA *et al.* (1993), en période de crue, ces matières en suspension seraient constituées de 0 % à 75 % de matière organique.

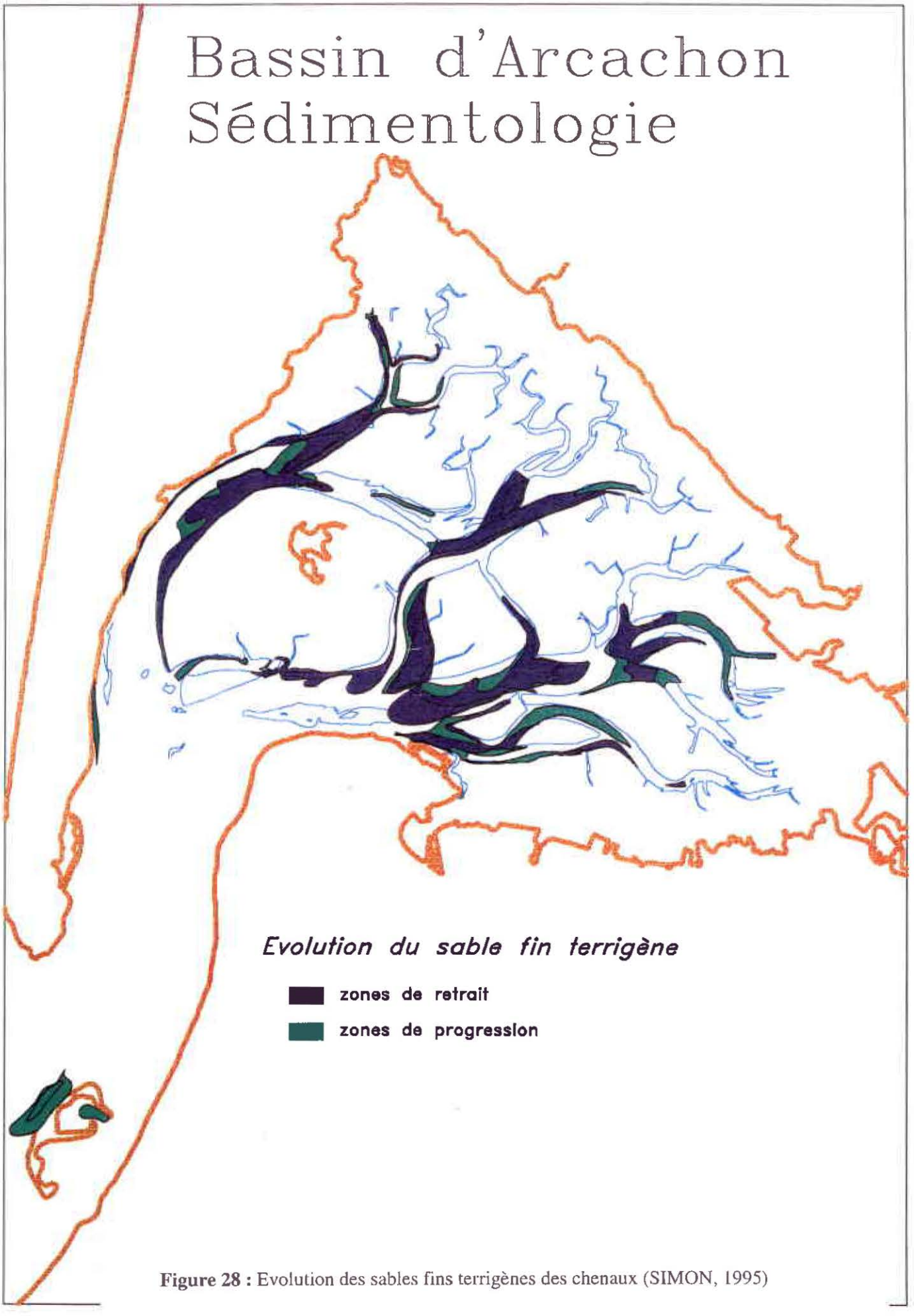


Figure 28 : Evolution des sables fins terrigènes des chenaux (SIMON, 1995)

3. Evolution sédimentaire

Il est important de connaître la tendance actuelle de la sédimentation, aussi bien qualitativement, c'est à dire en surface des fonds recouverts par type de sédiment, que quantitativement c'est à dire en volume de transit et bilan érosion/sédimentation.

3.1. Evolution qualitative

Le souci consécutif à l'accroissement de la sédimentation fine n'est pas nouveau.

LAFONT (1874) souligne que "les changements qui se sont produits dans la composition des alluvions des bancs émergents depuis le début du siècle (XIXème) par suite de la prédominance des éléments limoneux (...), les éléments solides (*sable)* apportés par les grandes tempêtes étant devenus à peu près nuls depuis l'ensemencement des dunes. Cet état de chose ne fera que s'aggraver."

L'évolution des faciès sédimentaires en 25 ans a été mesurée à partir des données biosédimentaires relatives au chenaux du Bassin d'Arcachon (Fig. 21 et 22)

Les données ne concernent que la couche superficielle (10 à 20 centimètres environ).

Les données recueillies par J-M. BOUCHET, d'une part en 1965, d'autre part en 1989 ont été numérisées et les surfaces calculées et comparées par le système d'information géographique du Bassin d'Arcachon (SIGARCA) par SIMON (1995). (Fig. 28 à 31)

Douze zones ont été inventoriées. Seules les cinq unités sédimentaires considérées comme les plus importantes ou les plus représentatives du milieu sont abordées ici :

1. **Les sables fins envasés (SFV : zone I)**
   En 1965, la surface totale était de 3,024 km². En 1989, elle est de 3,399 km², soit une augmentation de 0,375 km² due à l'envasement des chenaux de la partie Est du Bassin (chenaux de Lanton, de Mouchtalette, d'Andernos). Quatre chenaux sont en cours de sédimentation depuis un siècle : Courbey, Chenal de l'Ile, Cousse, Courant. Ils sont particulièrement représentatifs de l'évolution des sables fins envasés.

Chenal du Courbey :

- surface du chenal : 0,9066 km²
- surface des sables fins envasés en 1965 : 0,5476 km² (60,4 %)
- surface des sables fins envasés en 1989 : 0,3024 km² (33,35 %)
- perte de surface : 27 %

Chenal de l'Ile :

- surface du chenal : 1,36 km²
- surface des sables fins envasés en 1965 : 0,9126 km² (67,1 %)
- surface des sables fins envasés en 1989 : 0,7498 km² (55,13%)
- perte de surface : 11,97 %

Chenal de Cousse :

- surface du chenal : 0,472 km²
- surface des sables fins envasés en 1965 : 0,26147 km² (55,4 %)
- surface des sables fins envasés en 1989 : 0,3566 km² (75,55 %)
- gain de surface : 20 %

Chenal du Courant :

- surface du chenal : 0,663 km²
- surface des sables fins envasés en 1965 : 0,4208 km² (63,46 %)
- surface des sables fins envasés en 1989 : 0,3843 km² (57,96 %)
- perte de surface : 5,5 %

Les surfaces occupées dans ces chenaux en envasement rapide ont diminué entre 1965 et 1989 de 0,3495 km², soit 24,47 % de leur surface totale, ce qui peut paraître paradoxal. En fait, ces chenaux, du fait de la sédimentation rapide, ont vu leurs fonds s'exhausser ce qui a permis aux *Zostera marina* de les envahir petit à petit. La surface effectivement envasée puis occupée par ces Phanérogames a augmenté de 29,86 % dans le Courbey, de 17,64 % dans le Chenal de l'Ile, de 12,3 % dans celui de Cousse et de 13,8 % dans le Courant, soit en moyenne + 18,4 %.
Si l'on ne considère que la surface libre de toute végétation, en 1965, les sables fins envasés de ces quatre chenaux occupaient une surface totale de 2,143 km², soit 70,8 % de la surface totale des sables fins envasés du Bassin. En 1979, ils n'occupaient plus que 1,793 km², soit 52,7 % de cet ensemble.

2. **Sables fins terrigènes (SFT - zone II)** (Fig. 28)
En 1965 : 9,89 km².
En 1989 : 10,78 km², soit une augmentation de 0,89 km².

Cette augmentation est faible. Le point le plus important est le déplacement réel de ces sables qui recouvrent maintenant certains fonds coquilliers détritiques ou les sables dunaires des chenaux du Teychan, de Piquey, de Gujan, du Passant, de Branne et de Comprian.

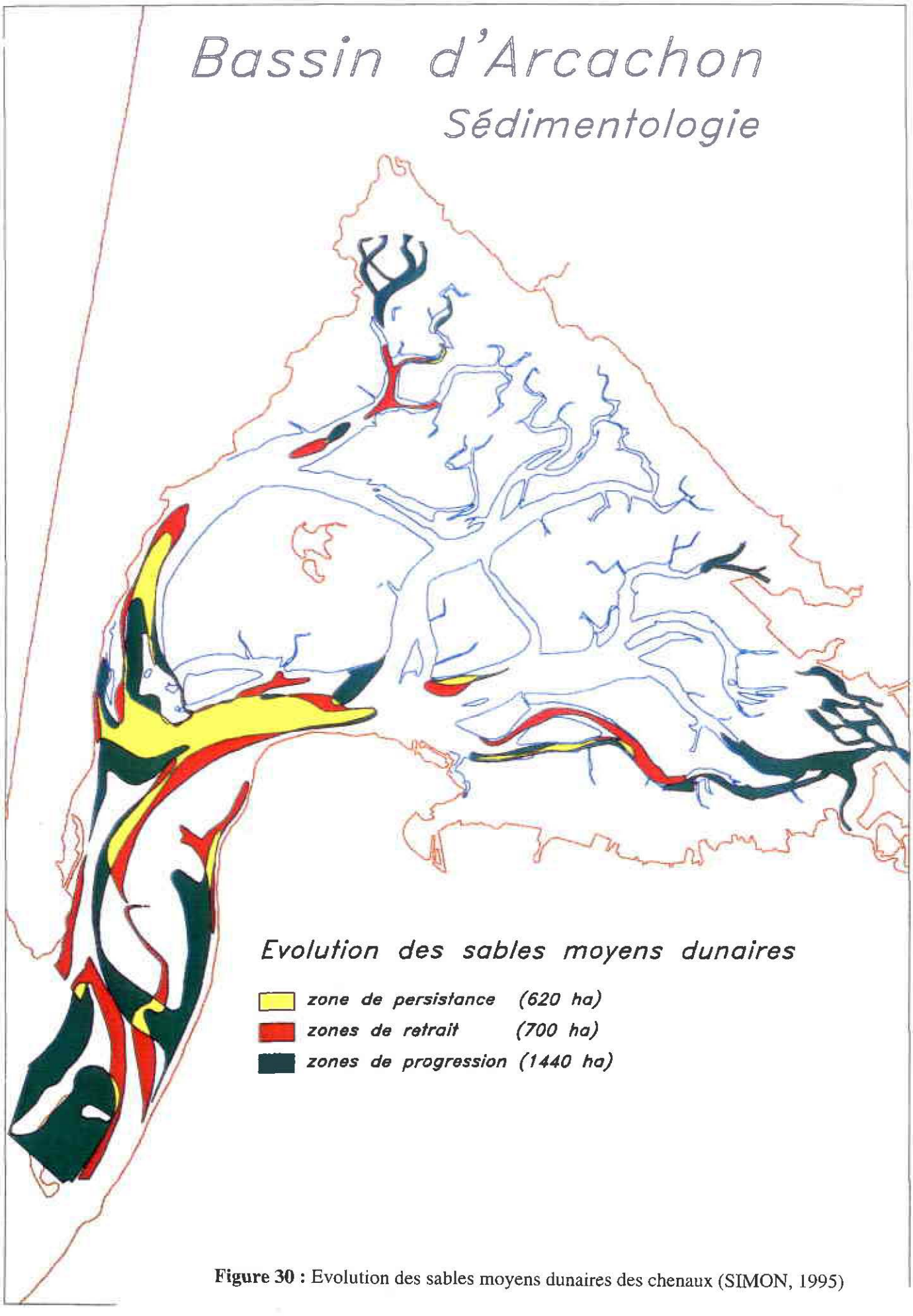


Figure 30 : Evolution des sables moyens dunaires des chenaux (SIMON, 1995)

3. **Sables fins dunaires (SFD - zone III)** (Fig. 29)
   Persistance : 11,80 km²
   Retrait : 7,80 km²
   Progression : 11,30 km²
   Surface initiale : 11,8 + 7,80 = 19,6 km²
   Surface actuelle : 11,8 + 11,3 = 23,1 km²

   7,80 km² ont reculé dans les chenaux de Gujan, du Passant, de Piquey, d'Andernos, mais 11,30 km² se sont développés dans l'ensemble du Bassin, en particulier dans le Chenal du Cap Ferret, en recouvrement des sables grossiers et des graviers, ainsi que dans le Chenal du Teychan, au détriment des fonds de sables fins terrigènes (zone II) et sablo-coquilliers.

4. **Sables moyens dunaires (SMD - zone IV)** (Fig. 30)
   Persistance : 6,20 km²
   Retrait : 7,00 km²
   Progression : 14,40 km²
   Surface initiale : 6,20 + 7 = 13,2 km²
   Surface actuelle : 6,20 + 14,4 = 20,6 km²
   La surface actuelle est de 20,6 km². Depuis 1965, elle a progressé en partie par apports de l'Eyre et surtout grâce au creusement des chenaux de Piquey et du Pyla et grâce à l'augmentation de la surface des bancs des passes. Le retrait est sensible dans le chenal du Passant où les sables moyens dunaires ont été recouverts par les sables fins terrigènes, dans le chenal du Teychan, de part et d'autre du chenal, entre le Grand Banc et Pereire et sur la chute du banc de Bernet, étant recouvert par les sables fins dunaires, puis dans le chenal au Nord du Banc d'Arguin, où ils ont cédé la place aux sables grossiers et graviers sous-jacents.

5. **Graviers et cailloux (Gr - zone VI)** (Fig. 31)
   Persistance : 2,30 km² - Retrait : 4,00 km²
   Progression : 2,60 km²
   Surface antérieure : 6,3 km²
   La surface actuelle est faible : 2,30 + 2,60 km² = 4,9 km², à cause d'un retrait important dû à l'ensablement du chenal du Cap Ferret, par le biais des dunes hydrauliques du Banc du Bernet qui se sont développées vers l'Ouest. Ces graviers sont en progression dans le Chenal de la passe Nord, le long de la presqu'île du Cap Ferret, et au pied de la dune du Pyla.

Conclusions :

On peut considérer que les sédiments des chenaux évoluent par recouvrements successifs de sédiments fins sur des sédiments plus grossiers. C'est le cas général, mais dans certains cas, plus limités, on observe une érosion des sédiments préexistants qui découvre et libère les sédiments plus grossiers sous-jacents. Cette dynamique résulte du jeu des courants de marée. Par contre, le fort clapot n'est sans doute pas étranger au déplacement des éléments fins. Au Sud du parallèle de Bélisaire, au Cap Ferret, la dynamique est renforcée par l'action de la houle. Les déplacements de sables y sont particulièrement actifs.

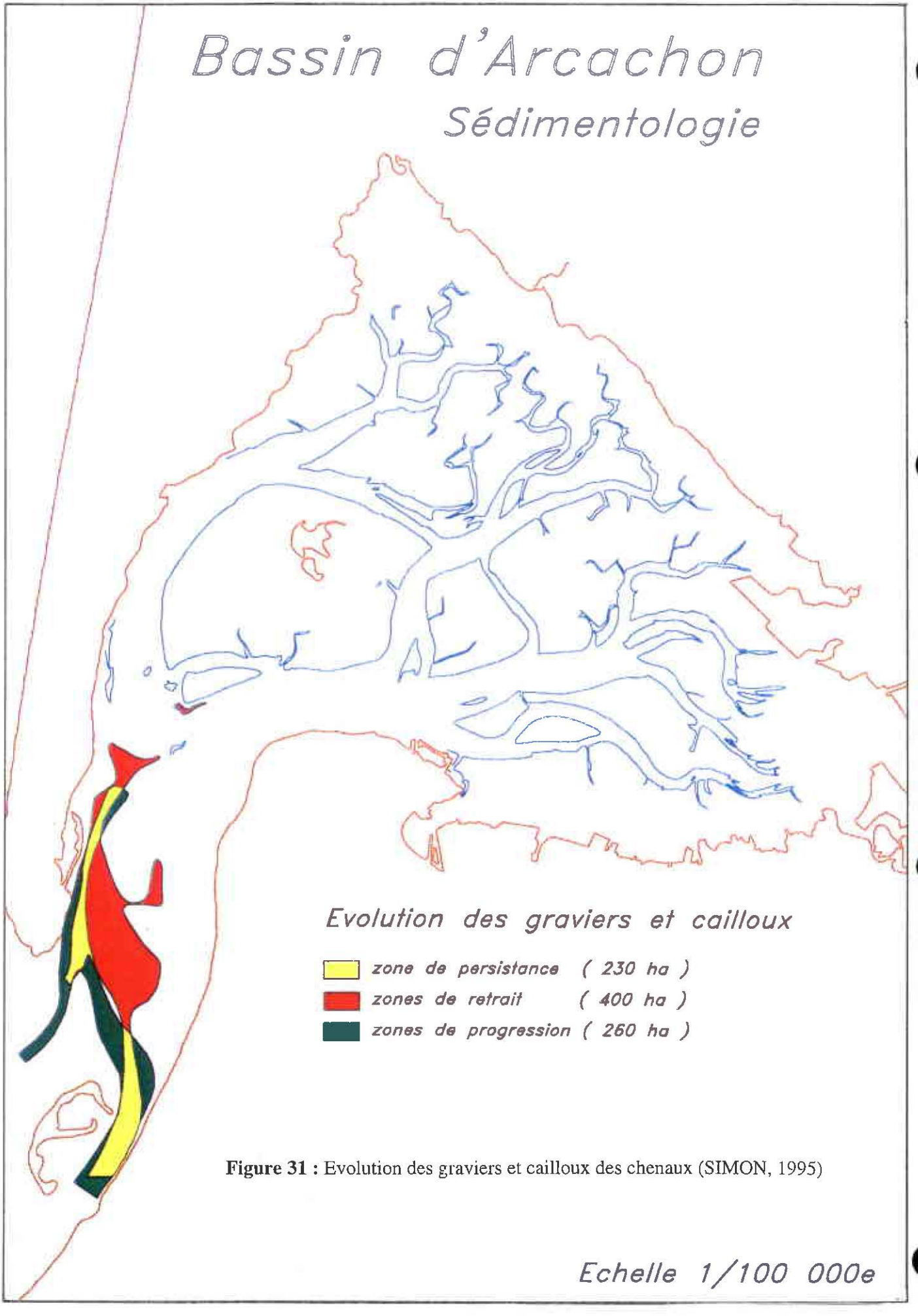


Figure 31 : Evolution des graviers et cailloux des chenaux (SIMON, 1995)

3.2. Evolution quantitative

Repères géochimiques de la sédimentation

Ils sont utiles pour tenter d'évaluer le rythme de la sédimentation.

Les taux de sédimentation par millénaire constatés par CARRUESCO (1989) à partir des repères géochimiques (datations au ^{14}C, ^{137}Cs et ^{210}Pb) s'élèvent à :

- 0,8 m en faciès sableux (^{14}C dans les coquilles),
- 5,0 à 9,0 m en faciès vaseux (^{137}Cs et ^{210}Pb).

Cet auteur rappelle que "les lagunes agissent comme des filtres mécanique et chimique entre le domaine continental et le domaine marin et que la séquence de sédimentation granodécroissante que l'on y rencontre traduit un changement de la dynamique du milieu lagunaire de la base au sommet" et conclut que "les calculs de taux de sédimentation et des flux mettent en évidence une **accélération de la sédimentation intra-lagunaire** vers le sommet de la séquence de comblement" (cf. chronologie des dépôts) et l'explique par le fait que "à l'échelle historique, l'homme joue le plus souvent comme facteur d'accélération du comblement en intervenant soit directement sur le milieu (exploitations, aménagements), soit sur le bassin versant en favorisant l'érosion (déforestation, aménagement agricole, drainage...etc...)".
Remarquons que ces valeurs de dépôt sont du même ordre que celles trouvées sur les estrans par L'YAVANC (1995) par la méthode de comparaison bathymétriques (0,1 m à 0,50 m en 130 ans).

3.3. Bilans sédimentaires

3.3.1. Côte au Nord d'Arcachon

On admet que le vent enlève annuellement 20 m^3 par mètre linéaire de profil de côte, soit pour les 100 km entre Grave et Arcachon, quelques **2 millions de m^3.**

En se référant à un recul moyen de la côte de 1 m par an, sur 100 km (depuis Grave jusqu'à Arcachon), et si on applique ce recul à un profil descendant du sommet moyen de la dune (+ 12) aux fonds de -16 m (la houle étant supposée active jusqu'à environ 2,5 fois sa hauteur significative), ce sont **3 millions de m^3** de sables qui seraient remis en circulation tous les ans (LCHF,1985) soit 30 m^3 par mètre linéaire de côte.

La quantité résultante de sable transportée annuellement vers le Sud est de l'ordre de **600 à 650 000 m^3,** mais les mouvements alternatifs sédimentaires devant les Passes d'Arcachon peuvent atteindre 1 million de m^3 dont 800 000 vers le Sud et 200 000 vers le nord (LCHF, 1969).

La différence entre le volume libéré et le volume transité serait "entraînée au large" et/ou "serait la résultante de la remontée du niveau marin"(*ibid*).

La quantité de sédiment piégée en permanence dans les passes d'entrée (delta de marée) a été estimée à 10 millions de m^3 (L.C.H.F., 1987).

3.3.2. Continent/Bassin/Océan

3.3.2.1. Apports du continent au Bassin

L'ensemble des cours d'eau apporteraient environ 24 000 tonnes par charriage (essentiellement du sable) et 5 500 tonnes de matières en suspension (CARRUESCO, 1989) (Fig. 27).

Le volume de sable introduit dans le Bassin a été évalué à 20 000 m^3/an en moyenne. (FERAL, 1986). La construction d'un dispositif d'interception des sédiments de l'Eyre en zone fluviale, a été réalisée en 1990. Les premiers résultats ont montré un piégeage compris entre 18 000 et 25 000 m^3 durant les premières années d'exploitation de l'ouvrage (KLINGEBIEL *et al.*, 1993).

3.3.2.2. Echanges Bassin-Océan

A partir des mesures du LCHF (ORGERON, 1974) et de ses propres calculs sur l'évolution des passes entre 1873 et 1979, GASSIAT (1985) conclut qu'"il y aurait un recyclage du **sable** dans les passes (ensemble des passes intérieures et extérieures jusqu'à l'isobathe 10 m) d'un volant moyen de 100 000 m^3 par an, avec légère prédominance de la sédimentation (20000 m^3)".

Nous avons vu dans l'étude des sédiments du **large**, les indications fournies par BOUCHET sur l'exportation de pélites, de débris végétaux et animaux du Bassin.

En se basant sur les concentrations en **MES** au Cap Ferret appliqué au volume oscillant, une masse de **2900 tonnes de MES par marée** (soit plus de 2 millions de tonnes par an) circulerait dans la zone des passes (sans qu'il soit possible d'apprécier un bilan réel des entrées et des sorties faute d'éléments suffisants).

CARRUESCO (1989), à partir de ses données et de celles du RNO donne une concentration moyenne en MES de 11 $mg.l^{-1}$ dans le chenal du Cap Ferret. Le calcul direct par le produit de la concentration en MES au Ferret par le flux annuel résiduel considéré comme équivalent au débit annuel des cours d'eau, donne : 11 $mg.l^{-1}$ * $1{,}1.10^9$ m^3 = **12 000 tonnes de MES.**

En appliquant un taux de renouvellement moyen de 1/30 par jour de $801*10^6$ m^3 d'eaux du Bassin à la concentration moyenne en MES de 12 $mg.l^{-1}$ (ROBERT et GUILLOCHEAU, 1987), remplacées par des eaux océaniques à concentration moyenne en MES de 6 $mg.l^{-1}$, on obtient une évacuation de :

$(801*10^6/30) * (12-6) * 365$ = **58 500 tonnes de MES par an.**

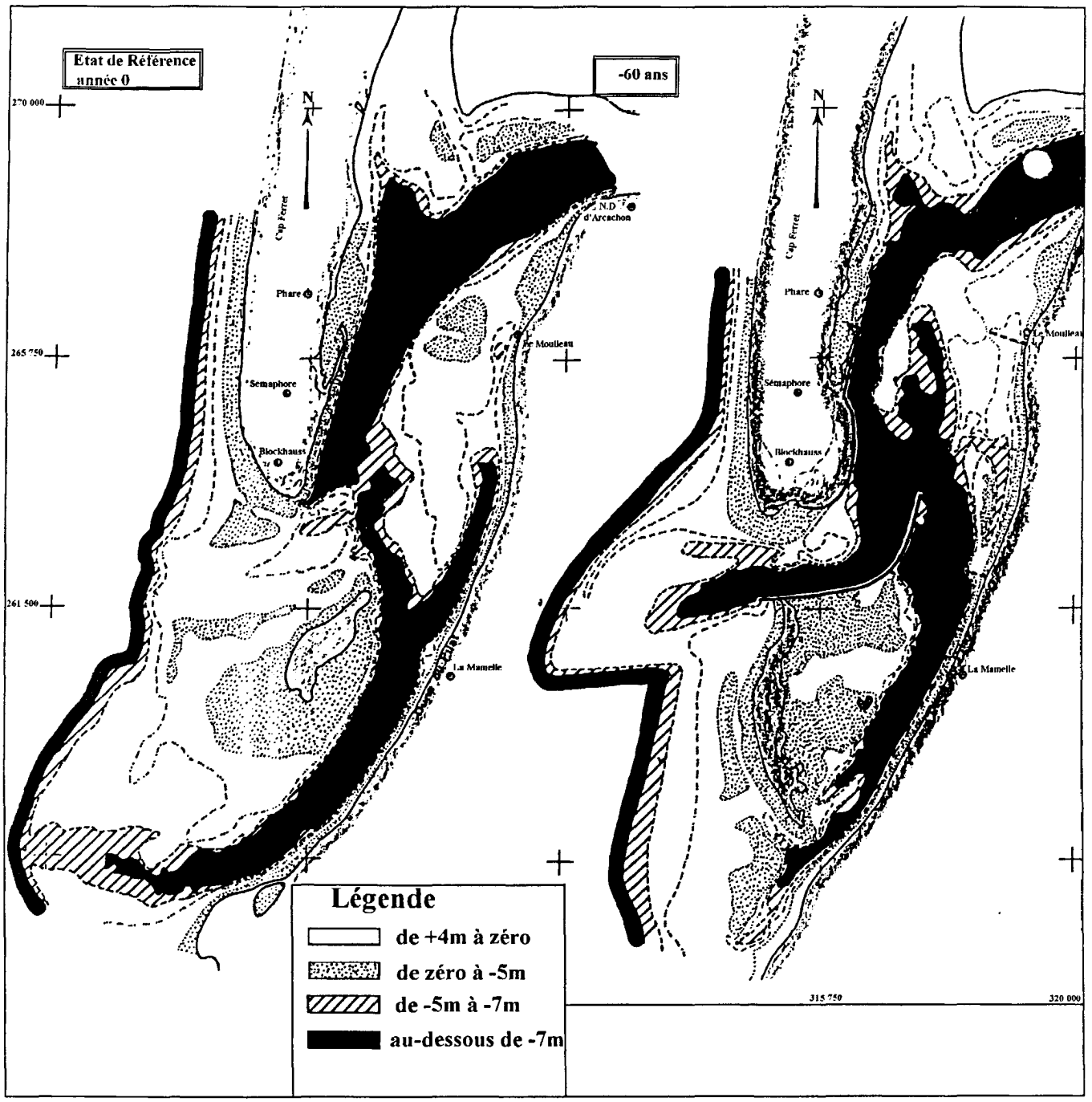


Figure 32 : Essai à long terme des aménagements hydrauliques (LCHF, 1973a)

4. Modélisation sédimentaire

Différentes études montrent qu'il existe une bonne concordance entre les remises en suspension des sables par la houle obtenues en modèle réduit physique et les concentrations mesurées en nature (LORIN et MIGNIOT, 1984).

THAURONT (1994), qui, grâce à la mise en oeuvre des méthodes géophysiques très haute résolution pour étudier la migration des dunes hydrauliques, a pu calculer les transits sédimentaires à travers les passes intérieures (cf. **I**.2.5.3.), préconise d'appréhender l'ensemble "des transits sédimentaires du Bassin par l'étude détaillée des bancs des passes externes et internes", considérés comme résultante.

MICHEL (1997) a présenté un modèle conceptuel à trois échelles (ensemble des passes, passe Sud, La Salie), qu'il considère comme une "étape essentielle avant toute approche mathématique".
Les conséquences sédimentaires respectives des configurations à une ou deux passes sont schématisées, notamment l'inversion de la dérive littorale au Sud des passes dans la première configuration sous l'effet de la réfraction de la houle sur l'important delta de jusant. Ce travail apporte un éclairage nouveau dans la réflexion sur le devenir de la côte Sud .

4.1. Modèles physiques du LCHF

Des solutions d'aménagement hydraulique du Bassin ont été étudiées par le LCHF (1973b et c). Nous examinons ci-dessous leurs conséquences sédimentaires prévisibles:

L'étude sur modèle de l'amélioration des passes (LCHF, 1973a) a simulé l'effet de plusieurs types d'aménagement des passes :

- Il était prévu que "l'aménagement des **passes intérieures** apporte une amélioration sensible de la défense contre l'érosion de la côte du Pyla-Moulleau. L'endiguement de la passe Nord ferait écran à la pénétration des houles par la passe Nord et assure de ce fait la protection d'une partie de la côte.

- La défense du Mimbeau au Cap Ferret par un ouvrage longitudinal (digue) serait nécessaire dans tous les cas d'aménagement.

- Les sections du Chenal de Ferret ainsi que du chenal traversier seraient stabilisées."

- Quant à la **fixation de la passe Nord,** "l'essai a donné des résultats satisfaisants :

  - Le chenal du Ferret s'approfondit et sa largeur diminue,

  - l'entrée du chenal du Piquey tend à s'approfondir,

  - la passe se maintient entre le 260 et l'Ouest, avec un chenal stable et profond ; côté Océan, le cône de déjection formé par une masse importante de sables qui se sont trouvés entraînés vers le large, (...) montre **des fonds de 4 à 5 m sur plus de 1 500 m.**"; cf. plans LCHF, 1973b 3-20, 3.23. (Fig. 32)

On peut apporter quelques commentaires à ces prévisions :

A la vue de la configuration des passes extérieures obtenue après quelques 60 ans de travaux, il n'apparaît pas d'amélioration évidente pour la navigation par rapport aux situations naturelles, puisque la barre ne dispose pas de plus de 5 m d'eau.

Par ailleurs, on observe un dépérissement de la passe Sud, la constitution d'un haut fond au Sud d'Arguin tendant à rétablir un littoral continu entre la digue de fixation de la passe Nord et la Pointe d'Arcachon. Une érosion dans le Sud serait à craindre dans les premières années, avant le rétablissement normal du transit sédimentaire littoral.

L'étude sur modèle du Bassin intérieur (LCHF, 1973c), outre son apport dans la définition des sous-bassins hydrauliques Nord, Centre et Sud (cf. I.3.), montre qu'**un rééquilibrage des débits entre Eyrac et Piquey c'est à dire une revivification de ce dernier chenal, peut s'obtenir par dragage des bancs obstruant les chenaux ou par écrétage de crassats ou creusement de baïnes ou de chenaux dans le fond du Bassin."** Le LCHF estime que le dragage aurait un effet probablement moins durable que l'écrétage.

4.2. Modélisation mathématique des passes

La modélisation mathématique morpho-sédimentaire des passes (Université de Bordeaux I - IFREMER) a obtenu des premiers résultats prometteurs.

Pour la première fois, CAYOCCA (1996) a mis au point "un modèle sédimentaire couplé au modèle hydrodynamique IFREMER à 2 dimensions (SALOMON et BRETON, 1995) qui permet d'estimer les transports de sable dus aux courants de marée et de houle (dérive littorale), tandis qu'un modèle morphologique modifie la topographie en conséquence. L'action érosive directe de la houle à la côte et sur les bancs n'est pas prise en compte.

"La simulation de l'évolution d'une hypothétique embouchure sans passe (profondeur uniforme de 3 m CM dans la zone des passes extérieures) a permis de reconstituer la formation d'une passe et d'un système de bancs de morphologie comparable aux situations observées au cours des 200 dernières années...(Par contre) "il n'a pas été possible de reproduire l'ouverture d'une passe Nord, : un tel phénomène s'apparente à l'ouverture d'une brèche à la suite de conditions météorologiques extrêmes et ne peut être représenté à partir de conditions moyennes" (*ibid.*).

Cette difficulté est d'ailleurs commune à toutes les modélisations comportant des phénomènes aléatoires et spécialement dans les passes d'Arcachon, où "les tempêtes jouent un rôle déterminant dans l'évolution morphologique" (*ibid.*).

CONCLUSION

Le domaine étudié se caractérise par l'omniprésence du sable.

Sur le plateau continental dominent les sables fins.

Dans le domaine côtier, l'homogénéité sédimentaire est complète puisque le sable des plages et du proche littoral provient de l'érosion des dunes ; il faut souligner le manque absolu de cohésion de ces formations.

La proportion d'éléments fins augmente au fur et à mesure que l'on pénètre profondément dans le Bassin .

Devant le Bassin, en allant **vers le large**, on trouve une alternance de sédiments divers (des sables fins aux graviers) entre - 15 et - 30 m, sur lesquels se piègent des pélites, peu abondantes mais constantes entre - 20 et - 5 m.

L'instabilité sédimentaire est de règle sous l'effet des déplacements alternatifs et des pilonnements dus à la houle.

On assiste à une extension vers l'Ouest et le Sud-Ouest à la belle saison des fonds à sédiments fins, pélites et matières organiques et à leur rétraction en automne : la granulométrie suit l'état de la mer.

Le mauvais temps de NW a plus d'effet que celui de SW sur le remaniement des fonds du fait de la hauteur supérieure de la houle générée.

Probablement du fait de la dynamique trop active, il n'existe pas de vasière en deçà des fonds de -50 m.

Dans la zone littorale, les processus éoliens et hydrauliques se conjuguent pour éroder la côte :

- le vent prélève 20 m^3 de sable par mètre linéaire de plage qu'il projette sur les dunes bordières,

- le transit littoral alternatif (Nord-Sud et Sud-Nord) dans la zone de déferlement et l'estran atteint 1 million de m^3 par an, avec une résultante annuelle de mouvement vers le Sud de 600 à 650 000 m^3.

Dans les passes, les mouvements sédimentaires atteignent des valeurs très importantes se chiffrant par des remaniements de plusieurs millions de m^3 de sable par an s'effectuant principalement au cours des marées de grands coefficients et des périodes de tempêtes.

Dans les chenaux, les transports sont plus importants en jusant qu'en flot ce qui permet l'évacuation constante des sables vers l'extérieur : cette propriété permet l'auto-entretien des chenaux.

La pénétration des sables de la zone littorale externe dans le Bassin ne peut s'effectuer que le long des rives sous l'action des houles résiduelles, des clapots et du courant de flot.

Dans la marge continentale du Bassin, une certaine quantité de sable provient des landes voisines ; les quantités apportées par l'Eyre ont été récemment évaluées et le phénomène est actuellement sous contrôle.

En I.2. nous avons vu que le bilan érosion/accumulation de l'ensemble du Bassin n'avait pas présenté globalement de grands changements en un siècle et demi, mais que certaines parties du Bassin, principalement la zone Nord-Est, se comblent (par opposition au creusement en aval) ; ce comblement résulte des apports de sable dont nous venons de parler, auxquels s'ajoute la sédimentation d'éléments fins minéraux (issus de remaniements d'argiles marines) prélevés par érosion latérale des chenaux, et d'éléments organiques, constitués de débris de tous ordres.

Le dépôt de matériaux fins dans les parties internes du Bassin s'explique de la manière suivante :

- les vents dominants et clapots associés, tendent à maintenir les suspensions dans la partie Est (le fond du Bassin),

- or, les secteurs internes élevés sont ceux où les courants de flot dominent (cf. I.3.),

- s'ensuit un effet "boule de neige", le comblement réduisant de proche en proche la compétence des courants d'évacuation.

Ce n'est pas un hasard si "l'angle Nord du Bassin possède le schorre le mieux structuré et le plus développé" (SORIANO-SIERRA, 1989), recevant à la fois l'alluvionnent sableux du canal du Porge et la sédimentation fine du Bassin. Ce schörre s'est étendu de 20 ha, soit de 13 % entre 1964 et 1988. Ayant été assez tôt protégé, il est assez représentatif du rythme optimal d'évolution naturelle des schorres du Bassin.

La double comparaison de l'élévation des fonds (1864/1993 et 1972/1993) dans la partie Nord du Bassin montre que l'amplitude du comblement sur la période récente (20 ans) est du même ordre de grandeur que sur la période de 130 années.

Stabilité du système côte/passes/bassin

Les études théoriques ont montré que le rapport entre le transit sédimentaire littoral et le volume d'eau oscillant à la marée commande la configuration et la stabilité des passes d'entrée.

On peut distinguer deux forces agissant de manière antagoniste sur la morphologie des passes : l'une régularisatrice et favorable au maintien d'un écoulement régulier (le courant de marée) et l'autre destructrice et dérangeante (la houle).

L'action du volume oscillant mû par les courants de marée :

- modèle les chenaux des passes (calibre, profil, courbure...) vers un optimum hydraulique, une sorte d'équilibre relatif maintenu sur la plus grande partie du profil des passes principales.

- c'est pour atteindre un tel équilibre dans les passes intérieures que la résultante dynamique des chenaux de Piquey et du Teychan oriente plus ou moins l'érosion au jusant sur la face interne du Cap Ferret, participant au réglage de la longueur de ce dernier.

L'action des fortes houles et du transit sédimentaire associé vient bouleverser l'équilibre hydraulique, en remaniant brusquement et de manière désordonnée des volumes considérables de sable de plages, de bancs, de barres externes (les plus exposées au déferlement) ce qui se traduit par :

- l'édification de crochets barrant l'extrémité à l'océan des chenaux des passes,
- l'accélération vraisemblable de la vitesse de déplacement des passes vers le Sud.

La simulation de l'effet d'**aménagements hydrauliques** sur la dynamique sédimentaire des passes a été réalisée par modélisation physique (LCHF, 1973). Les résultats ont été jugés satisfaisants, mais seul le dragage des bancs de La Vigne-Courbey a pu être réalisé ; si l'on a pu juger de l'effet bénéfique immédiat de ce travail sur l'hydrodynamique du secteur Nord du Bassin, le nouveau développement de ces bancs indique que cette amélioration ne saurait être durable sans entretien.(cf. **IV**.1.4.)

Les progrès accomplis en modélisation sédimentaire laissent entrevoir, pour peu que les moyens nécessaires y soient consacrés, la possibilité de disposer bientôt d'un outil de prédiction à l'échelle du Bassin

Résumé

Sur l'ensemble de la côte, le sable est omniprésent

La houle effectue le tri granulométrique ; les éléments fins se déposent à la belle saison puis sont dispersés vers le large

La côte girondine s'érode sous l'effet conjugué de la houle et du vent.

Le vent alimente les dunes littorales à raison de 20 m^3/m et la dérive littorale transporte une résultante de 600 000 m^3/an vers le Sud et les passes du Bassin.
Cet apport sédimentaire parvient au Bassin par bouffées (ou "wagons") activées en période de tempêtes et peut-être aussi selon des cycles naturels longs.

Les sables alimentent les bancs de la zone externe des passes du Bassin d'où ils sont dispersés aléatoirement par les houles et, au contraire, constamment réordonnés par les courants de marée en chenaux (passes) et interfluves.

Augmentés des sables prélevés aux bancs et aux dunes de la côte Sud (Pilat-Pte d'Arcachon), ces volumes sédimentaires sont expulsés de la zone des passes également par bouffées périodiques , via La Salie, vers la côte landaise.

La stabilité de la passe sur la barre résulte du rapport entre le volume oscillant et le volume de la dérive littorale sédimentaire. Le volume oscillant paraissant constant , l'instabilité des passes résulterait surtout des variations de l'intensité du transit sédimentaire littoral.

Il n'y a pas actuellement d'indice d'échange de sables important entre l'Océan et l'intérieur du Bassin. Par ailleurs, les apports du continent par les cours d'eau sont, pour l'essentiel, contrôlés.

Des remaniements localisés d'argiles, résultant d'érosions de berges de chenaux, libèrent des sédiments fins auxquels s'ajoute un contingent important de débris organiques (zostères, algues...).

Ces suspensions sont en partie expulsées sur le proche plateau, avec des paroxysmes correspondants aux périodes d'agitation, et une partie d'entre elles se déposent sur les crassats et dans les secteurs abrités. La remontée des fonds de la bordure interne du Bassin résulte de tels dépôts.

Conclusion du Tome 1 : Physique

Par opposition aux systèmes lagunaires micro-tidaux (Méditerranée, Golfe du Mexique...), le Bassin d'Arcachon constitue un système à la **dynamique très puissante,** mais dont les composantes sont **en équilibre** hors tempêtes.

On est impressionné de ce qu'un tel équilibre se soit perpétué au cours des temps malgré les changements morphologiques d'une ampleur considérable que l'on peut constater dans les passes. Cela met à mal la prétendue "fragilité" du Bassin, au moins en ce qui concerne les phénomènes physiques.

On s'est demandé quels facteurs seraient susceptibles de rompre un tel équilibre.

On a aussi essayé de trouver des moyens pour améliorer certains inconvénients du système (instabilité des passes, érosion des côtes, ensablement, envasement..).

Les études disponibles donnent un certain nombre de réponses :

La dynamique sédimentaire aquitaine est un tout dans lequel le secteur d'Arcachon s'individualise, mais sans dissociation possible.

Ce sont les apports de sable qui déterminent l'instabilité latérale des chenaux aussi bien à l'intérieur du Bassin que dans les passes.

Ces apports n'étant pas maîtrisables, sauf à instaurer un gigantesque by-pass, il en va de même de l'évolution des passes.

Les conditions optimales de stabilité sont observées en cas de passe unique, situation qui devrait se représenter, dans l'hypothèse de la reproduction naturelle du cycle des passes, dans la période 2020-2030.

Depuis la fixation des dunes, et sans modification du bassin versant, il n'y a pas de danger de colmatage accéléré du Bassin interne.

Par contre, une certaine activation de l'érosion et de la dérive littorale consécutives à la remontée du niveau marin pourrait entraîner un afflux sédimentaire dans les passes à une échéance de l'ordre du siècle ; de toute manière, l'échelle de ce phénomène ne serait pas. semble-t-il, de nature à mettre en danger la communication du Bassin avec la mer.

Parmi les simulations d'aménagements effectuées sur modèle hydro-sédimentaire (LCHF), le dragage des chenaux et l'écrétage des crassats représentent les actions les plus efficaces

L'aménagement des passes intérieures assurerait efficacement la défense des côtes du Ferret du Moulleau-Pyla .

Quant à la fixation en position Nord de la passe , elle aurait surtout pour avantage de garantir en permanence une configuration favorable que ne présente la nature que périodiquement mais n'exonérerait pas des inconvénients du transit sédimentaire littoral.

En ce qui concerne l'amélioration des inconvénients précités par des aménagements, **l'ampleur des travaux doit être proportionnelle au but recherché :**

- des travaux de volume modéré ne seraient pas susceptibles de modifier durablement l'évolution naturelle.

- inversement, seuls des travaux très importants en seraient capables.

Compte tenu des incertitudes de telles réalisations, le risque que l'on prend - écologique et financier - est apparu jusqu'ici démesuré.

Aussi semble-t-on aujourd'hui s'orienter vers des travaux échelonnés et contrôlables dans le temps de manière à pouvoir en observer graduellement les effets.

ANNEXES

Annexe 1 : Etude des mouvements sédimentaires à court terme sur le plateau continental (BOUCHET) (Fig. 11 à 18)

Le cadre géographique est restreint : 44°33'N - 44°27'N et de la côte au méridien 1°22'W soit 100 km². Les missions ont été effectuées par le navire océanographique "*THALIA*" (CNEXO) en juin-juillet et novembre 1979, puis par le navire océanographique "*COTE D'AQUITAINE*" (CNRS-INSU) en mars 1981, avril 1981, août 1981, octobre 1981, avril 1982, septembre 1982, juillet 1983, octobre-novembre 1983 (mission SESAFA, BOUCHET). Engin de prélèvement : benne BSA et benne Smith-Mc Intyre.

Le but de ces missions est d'évaluer l'évolution biologique et sédimentaire au cours des saisons. La dynamique ou plutôt l'instabilité sédimentaire est concrétisée et schématisée par l'évolution des médianes, des pélites et de la matière organique.

1. Déplacement saisonnier des sédiments (été-automne/hiver)

a) répartition estivale (juin-juillet 1979) (Fig. 11)

- Médianes
  Les sables moyens encadrent les formations fines, de la côte jusqu'à -15 mètres, et au large au delà de -25 mètres, jusqu'aux fonds de graviers. Les sables fins forment une bande parallèle à la côte, de un mille et demi de large environ, avec un fort diverticule en rapport direct avec les sédiments issus du Bassin. Il est à noter que les sables moyens amorcent ce diverticule à la côte, sur le parallèle 44°30', entre -5 et -20 mètres. Le phénomène rappelle la définition des transports perpendiculaires à la côte de NIEDORODA (1973) in WEBER (1978), en particulier le processus orthogonal dans une morphologie avec barres parallèles à la côte. Il est probable que cette structure est induite par des courants Est-Ouest. Sables fins et moyens sont en transgression à -30 mètres sur les graviers sous-jacents, souvent découverts par places.

- Pélites
  Les pélites sont présentes dans tous les sédiments prélevés, avec une teneur minimale générale de 1% environ. Les maxima observés atteignent 3,7 %. Ils sont répartis en trois taches : l'une au Nord-Ouest de l'émissaire issue, du Bassin (sédiments riches en débris de zostères), l'autre dans le Sud-Ouest de l'émissaire, de taille réduite ; la dernière, très au Sud, dépassant vraisemblablement Biscarrosse. Ces trois ensembles sont englobés dans un ensemble d'axe Nord-Sud à teneur supérieure à 3%, en dégradé vers le large et vers la côte. On retrouve ici encore un lobe dérivant vers les fonds de graviers, au large de l'émissaire. Il est plus étendu et dépasse les fonds de -35 mètres. Enfin l'axe de distribution des pélites est situé sur l'isobathe -25.

- Matière organique.
  Elle est peu abondante dans les sédiments rencontrés ; dans la plupart des cas les teneurs sont inférieures à 1%. Les maxima observés sont de 2,65% au large de Biscarrosse. Ces teneurs sont donc faibles. La matière organique est déposée selon deux axes principaux :

- l'un Nord-Sud, suit l'isobathe -20
- l'autre Nord-Est - Sud-Ouest part du Nord du parallèle 44°30 et s'arrête sur l'isobathe -35, sur le même parallèle. Ce dernier lobe rappelle par sa situation la disposition des pélites et des médianes. Seule l'orientation diffère, ainsi que l'extension vers le large qui est plus importante ici. Il existe encore ici une coupure dans l'axe Nord-Sud, sur les fonds de -20 mètres, et au niveau du 44°30'. Elle rappelle l'indentation, au même niveau, dans la distribution des médianes.

(La matière organique totale est mesurée sur 20 grammes de sédiment formolé et dessalé par trois lavages à l'eau douce, décanté à chaque lavage après un repos de cinq jours chaque fois, décalcifié puis desséché à 80°C pendant deux jours, pesé, calciné à 540° pendant quatre heures, puis repesé. Expression des résultats en pourcentage du sédiment desséché.)

b) Répartition automnale (novembre 1979) (Fig. 12)

- Médianes
  Les sables moyens sont toujours présents à la côte mais ont cependant régressé ailleurs. Le diverticule des sables moyens est remplacé par un autre diverticule, mais de sables fins. Une nouvelle tache de sables moyens s'est substituée aux sables fins à -25 mètres, avec l'apparition simultanée des graviers et sables grossiers. La structure générale Nord-Sud des dépôts a disparu au profit d'un étalement généralisée des sables fins, ce qui parait être le fait marquant. Quelques rides de graviers subsistent au delà de l'isobathe -25, au Nord. Au Sud, ces graviers apparaissent, les sables fins ayant été déblayés. L'instabilité de ces fonds paraît permanente.

- Pélites
  Les teneurs minimales sont toujours les mêmes : 1% environ. Les teneurs maximales n'ont guère varié : 3,4%. Les deux grandes taches principales ont disparu et la zone 2 à 3% très étendue en largeur et d'axe Nord-Sud a considérablement régressé, à l'Ouest surtout, passant des fonds de -40 m à -30 m. A l'est, elle aurait tendance à se rapprocher de la côte. On peut noter au niveau du 44°30', le diverticule déjà mentionné moins chargé qu'en juin, plus étalé et décalé d'un mille vers le Nord (44°31'). Donc, apparemment, l'axe de répartition Nord-Sud existe toujours en novembre, mais il a "atterri". Un dévasage automnal a entraîné les pélites "ailleurs". Les zones de répartition préférentielles des pélites coïncident avec celles des médianes les plus fines. Leur position est décalée vers le large d'un demi mille environ, ce qui parait logique si l'on considère que les processus sédimentaires ont pour origine la côte, la plus brassée par un hydrodynamisme décroissant théoriquement vers le large.

- Matière organique en novembre 1979. Les teneurs maximales ont augmenté 54,3%). Les deux grandes taches du mois de juin ont disparu, surtout le grand lobe Nord-Est - Sud-Ouest. la seule tache persistante est celle qui est située à 3/4 de mille à l'Ouest de la côte. Ses teneurs ont progressé, et la limite Sud est située exactement au même niveau qu'en juin. Le remaniement des deux grandes taches de teneur 1,5 à 2% a eu pour effet de les regrouper en un mouvement tournant, et non plus orienté vers le Sud-Ouest, avec un noyau à faible teneur sur les fonds de -25 m (moins de 1%). Ici encore, il y a "atterrissage" des matières organiques par rapport au mois de juin. Cet atterrissage automnal a été déjà constaté pour les pélites et les médianes. En juin, le stock de matière organique situé au Nord-Ouest du wharf a sédimenté au large de l'axe pélitique. Enfin, l'homogénéisation et

l'étalement des matières organiques en novembre rappelle ce que nous avons constaté pour les précédents paramètres.

2. Sédiments, conditions météorologiques et état de la mer

Nous n'évoquerons qu'un certain nombre de missions classées selon le degré croissant d'instabilité de l'état de la mer (mer belle à forte) observé durant les 15 jours précédent la mission et non un classement selon les saisons ni selon la chronologie 1981, 1982, 1983.

a) Mer belle. 80% de vents de Nord-Ouest (juillet 1983).
Sédimentation générale avec un maximum d'extension des sables fins vaseux, des pélites dans tous les sédiments y compris les graviers et la matière organique. On peut noter l'absence à la côte des sables moyens. Il n'existe aucune structure sédimentaire orientée nettement Nord-Sud. (Fig. 13)

b) Mer belle, mais vents de Nord-Nord Ouest persistant et fort (Août 1981).
La rétraction des sables fins vaseux vers la côte et leur épandage au large laisse apparaître les sables fins. Les graviers et sables grossiers entre -30 et -35 m ont été décapés et les sables moyens ont été ennoyés, les pélites qui ont été érodées à la côte sédimentent sur ces fonds de graviers qui sont des pièges à particules fines. Les matières organiques suivent cette dérive vers l'Ouest. (Fig. 14)

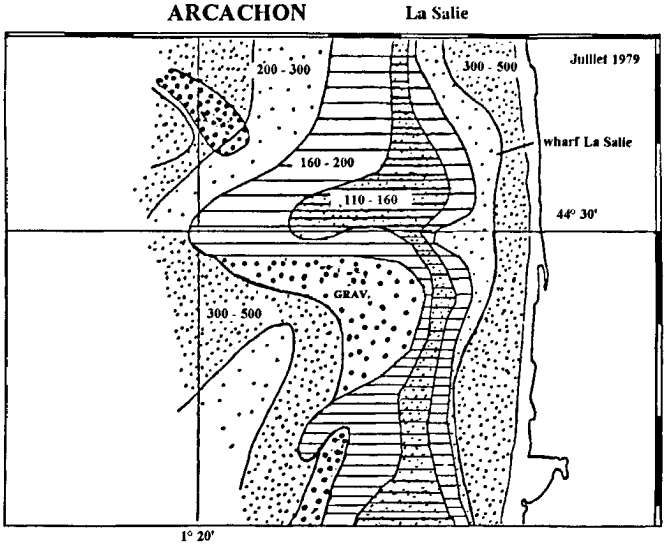
c) Mer peu agitée à agitée, forts vents stables de Nord - Nord Ouest (avril 1982).
Les graviers du Nord de la zone sont ensablés (sables moyens). Les sables fins vaseux ont disparu au profit des sables fins et des sables moyens. Les matières organiques et les pélites poursuivent leur migration vers l'Ouest (Fig. 15).

d) Mer forte 18 % du temps, mais calme à peu agitée pendant les cinq jours précédant la mission. Vents Ouest - Sud Ouest dominants (octobre 1981). Les sables fins vaseux recouvrent les sables fins et les graviers. Les pélites et la matière organique s'éloignent de la côte. Le phénomène le plus frappant est la couverture généralisée des sables fins et sables fins envasés, qui correspondrait à une situation de période calme de vent Nord - Nord Ouest. Mais dans ce cas particulier, les vents sont orientés Ouest - Sud Ouest et la houle a la même orientation, d'où peut-être l'importance des apports fins vers la côte, ce qui reste à vérifier (Fig. 16).

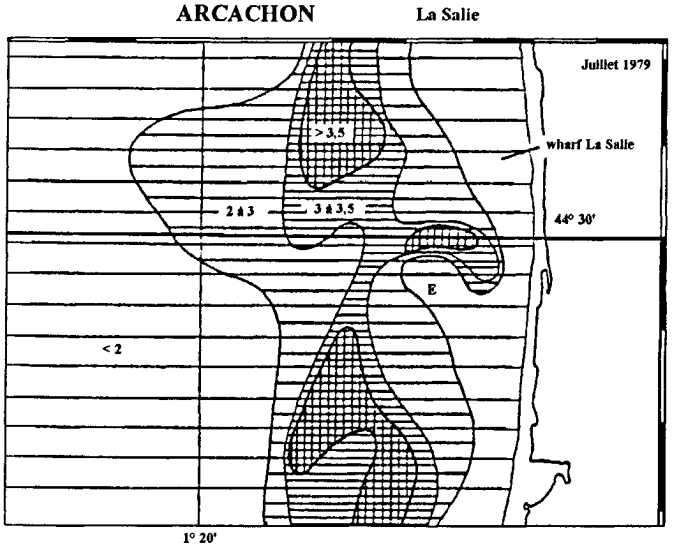
e) Mer forte trois jours avant la mission, mais avec un pourcentage de mer belle de 50 % du temps auparavant. Vents Nord-Ouest dominants (septembre 1982). Graviers, sables grossiers et sables moyens sont très apparents, les sables fins vaseux ont disparu et les sables fins sont en régression. Les pélites sont concentrées sur les fonds de 35 à 25 m, au nord de la zone. Les matières organiques sont fortement érodées au large et à la côte (Fig. 17).

f) Mer forte deux jours avant la mission. Mer agitée à peu agitée 40% du temps. Vents de secteur Ouest - Nord Ouest dominants (mars 1981). Forte érosion de la partie Nord avec apparition des sables moyens, sables grossiers et graviers correspondant au retrait des sables fins sur le fonds de 20 mètres et au recul des pélites vers le Sud-Ouest. Les matières organiques accompagnent ce recul. Elles se concentrent aussi sur les fonds de 30 à 25 m (Fig. 18).

MEDIANES
(µm)



PELITES
(%)



MATIERE ORGANIQUE
(%)

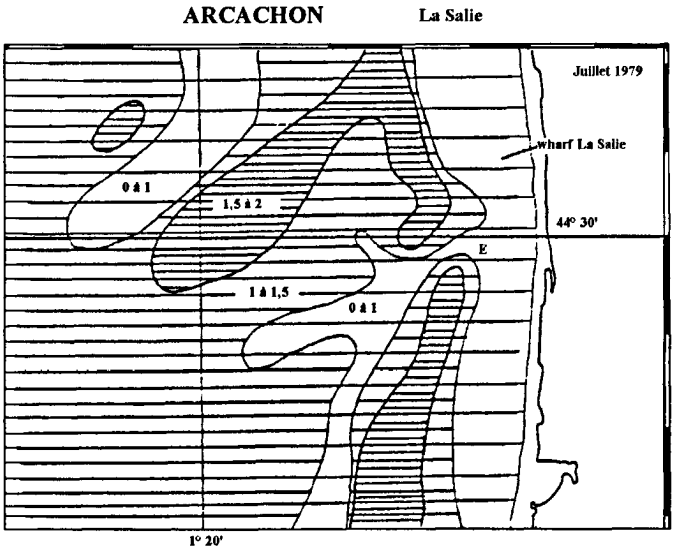
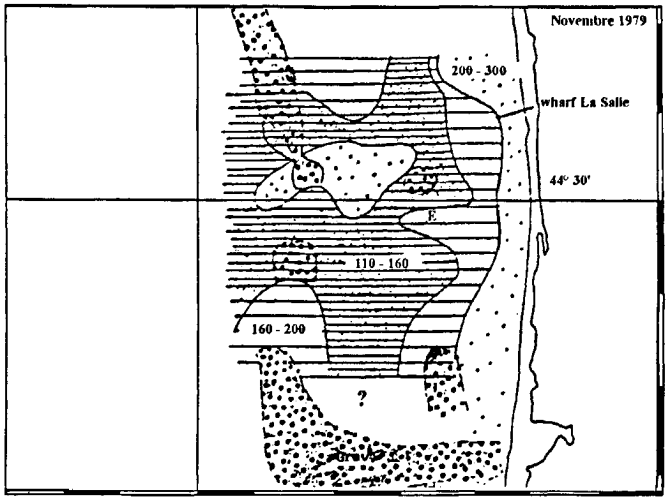
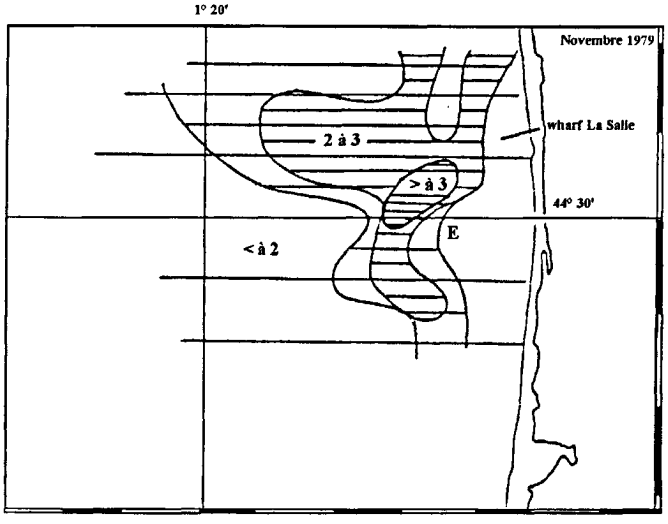


Figure 11 : Répartition estivale des sédiments (BOUCHET *et al.*, 1979)

MEDIANES
(µm)





PELITES
(%)

MATIERE ORGANIQUE
(%)

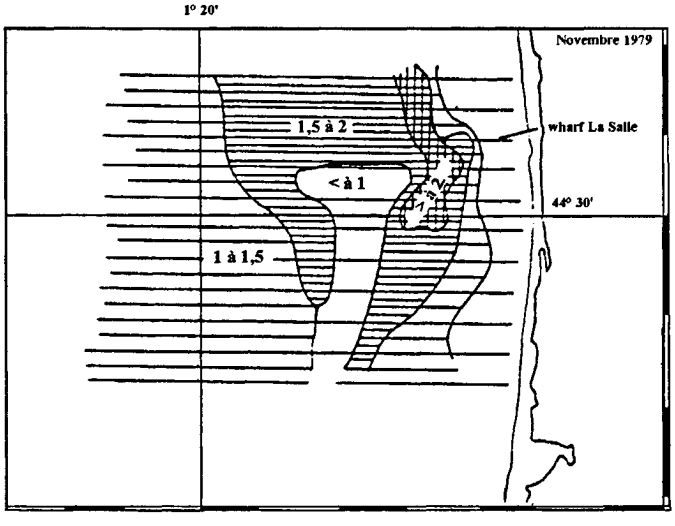
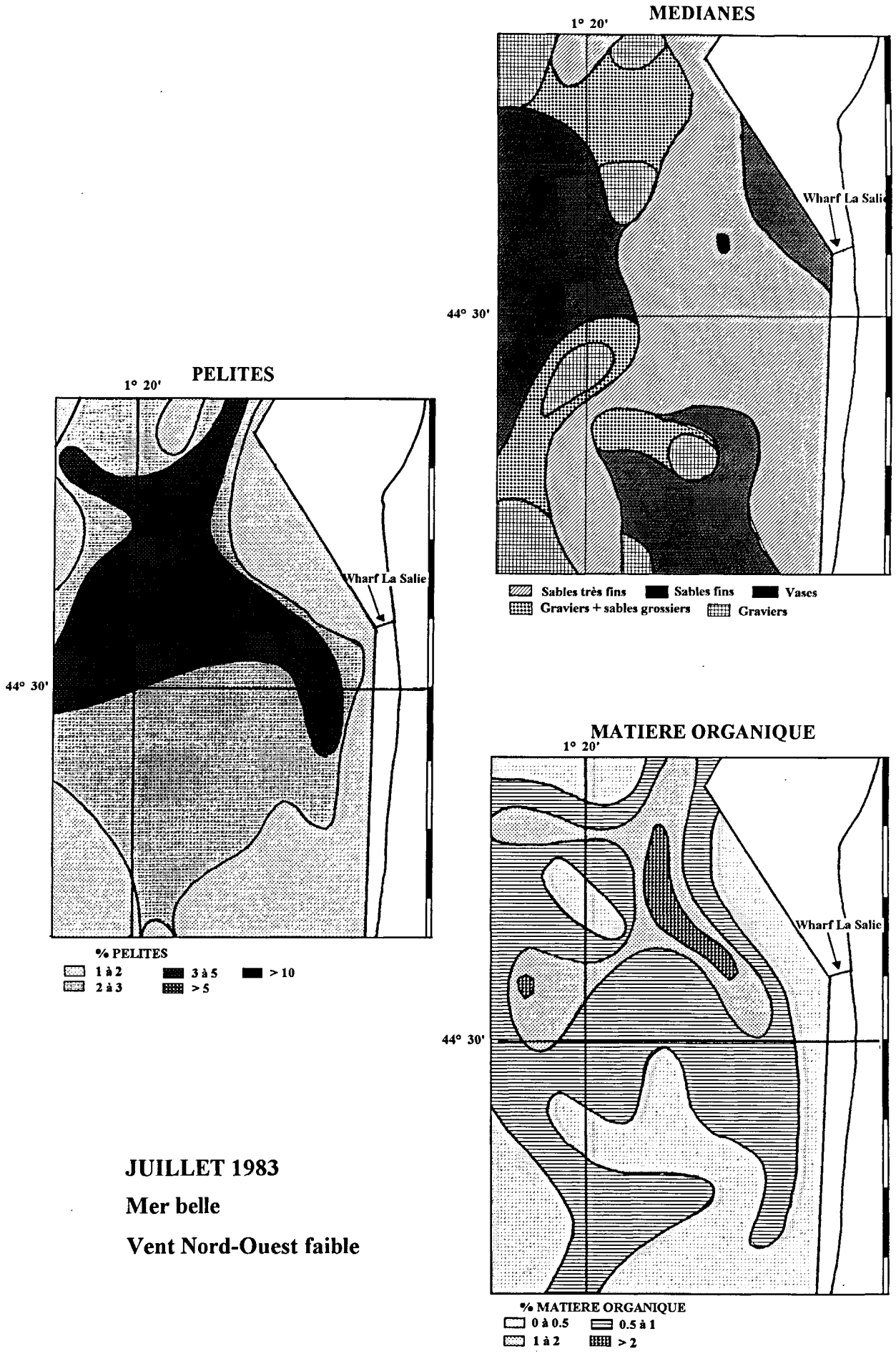


Figure 12 : Répartition automnale des sédiments (BOUCHET *et al.*, 1979)

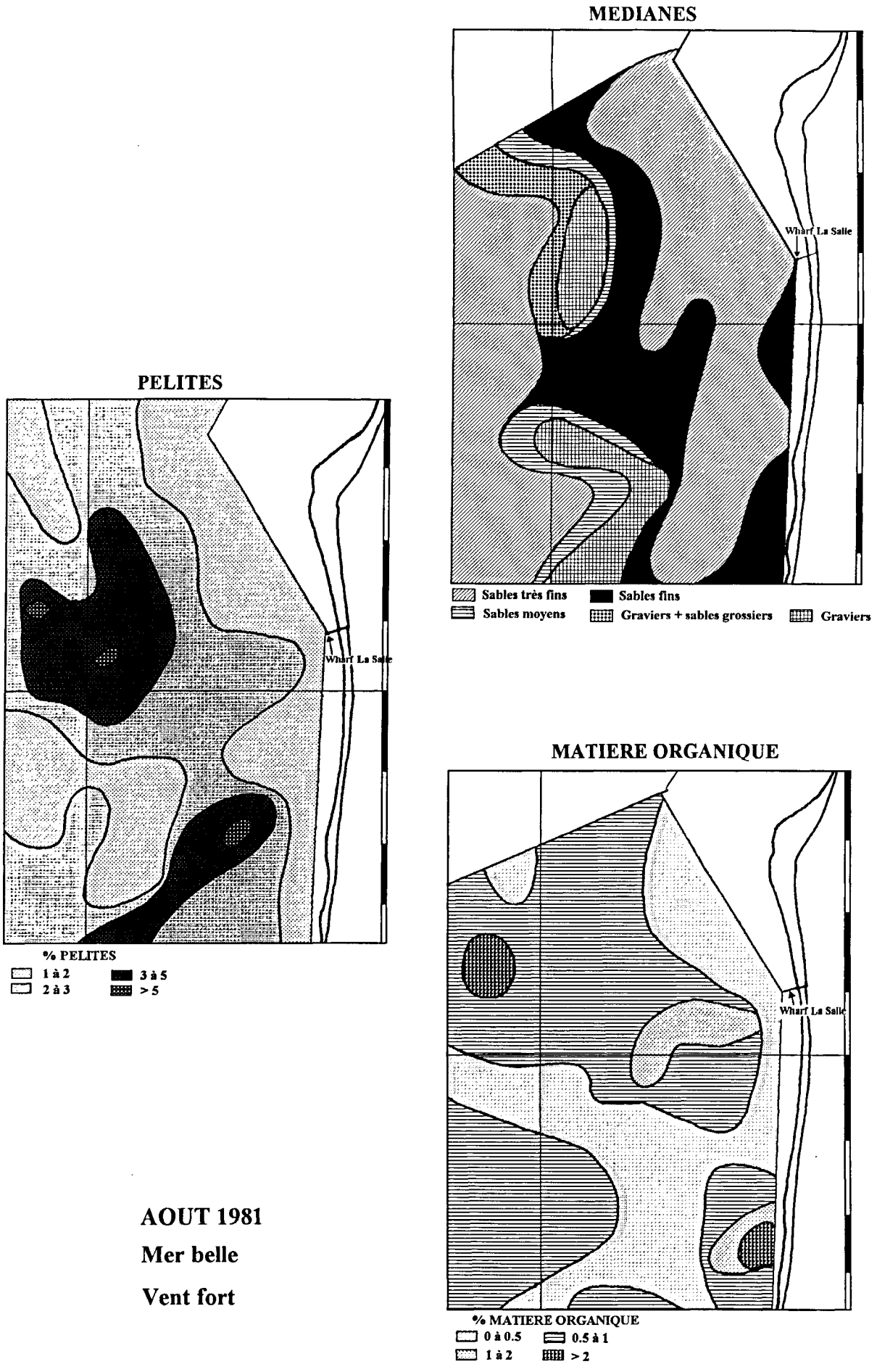


JUILLET 1983

Mer belle

Vent Nord-Ouest faible

Figure 13 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)

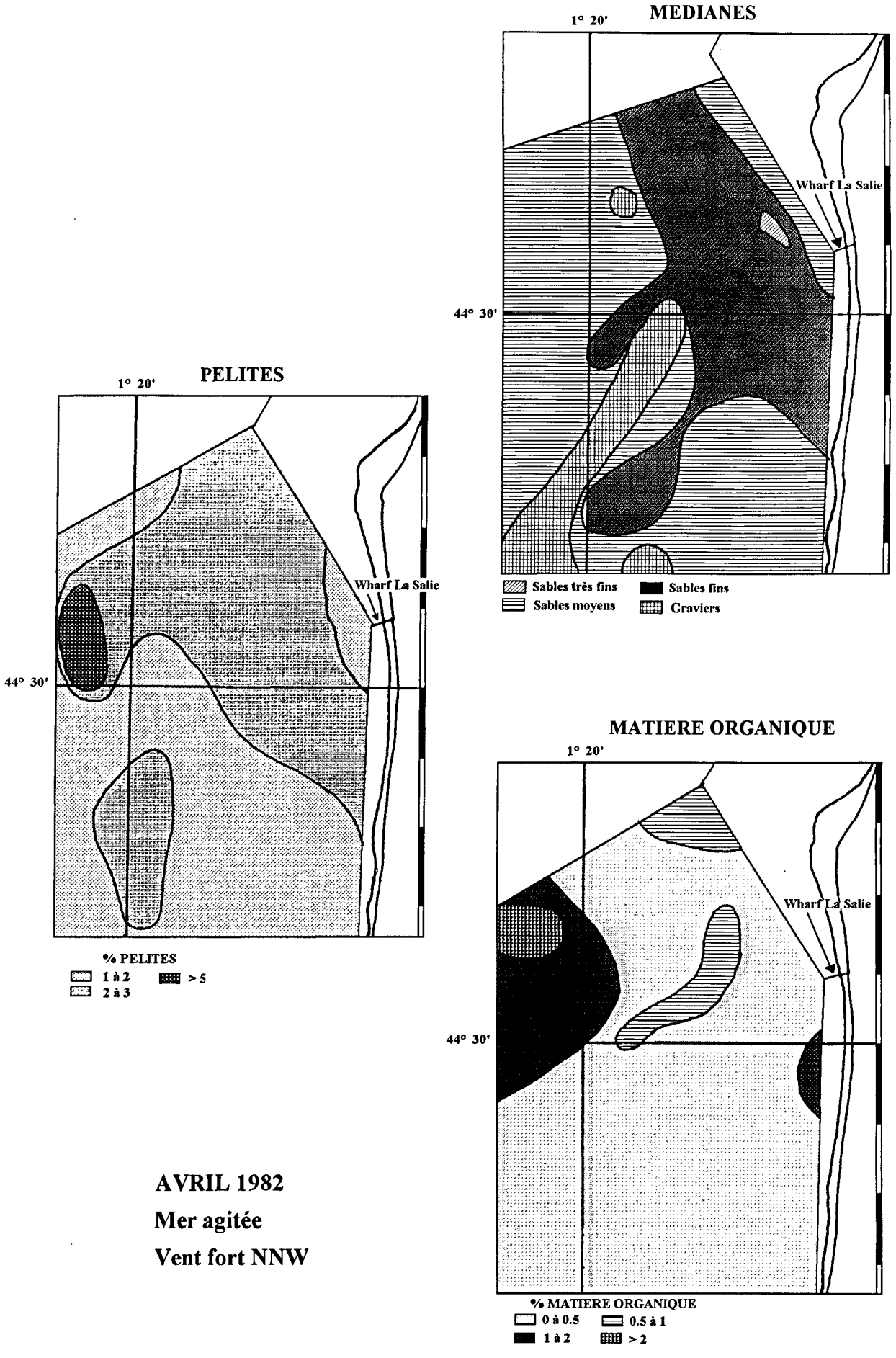


AOUT 1981

Mer belle

Vent fort

Figure 14 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)

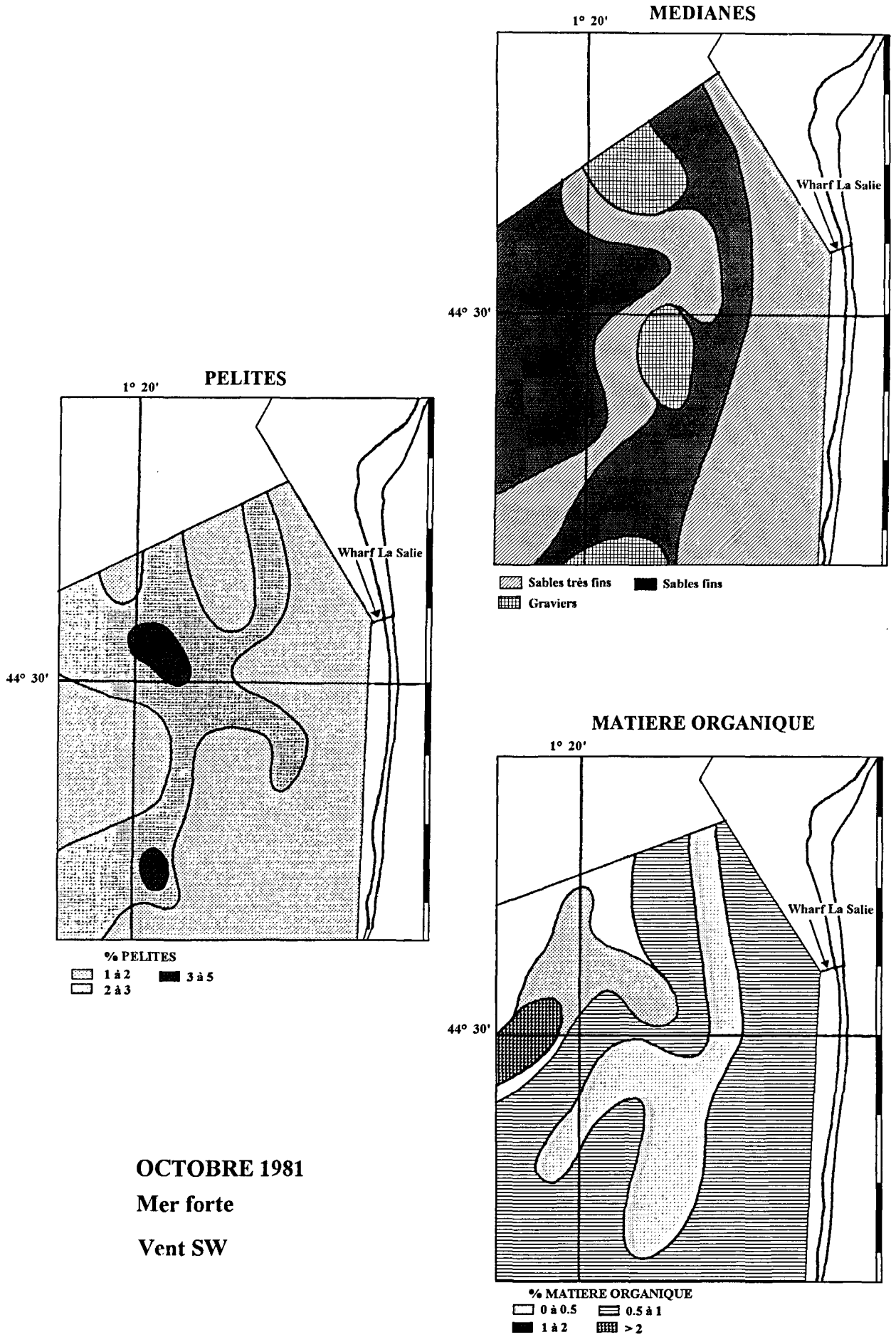


AVRIL 1982

Mer agitée

Vent fort NNW

Figure 15 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)

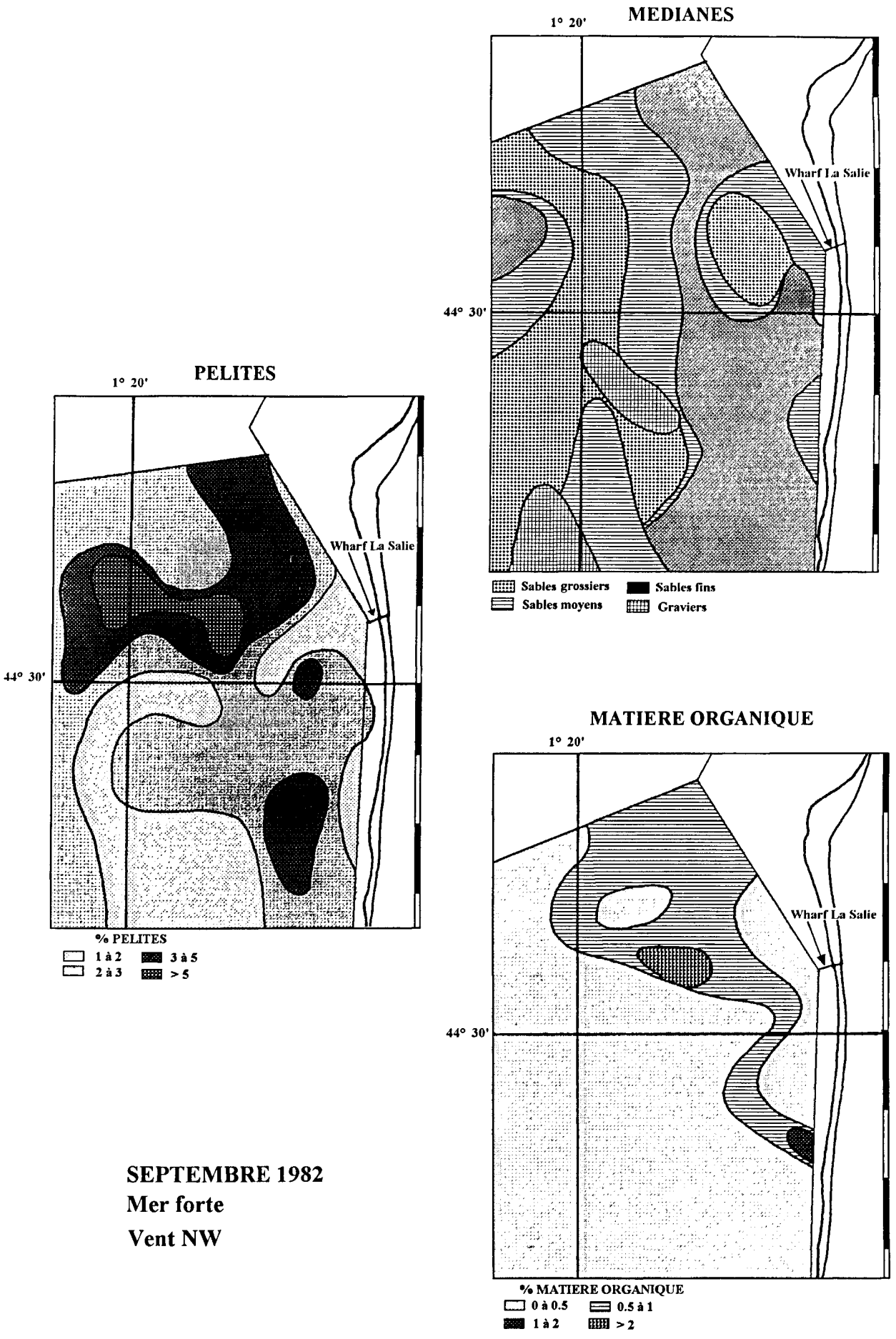


OCTOBRE 1981

Mer forte

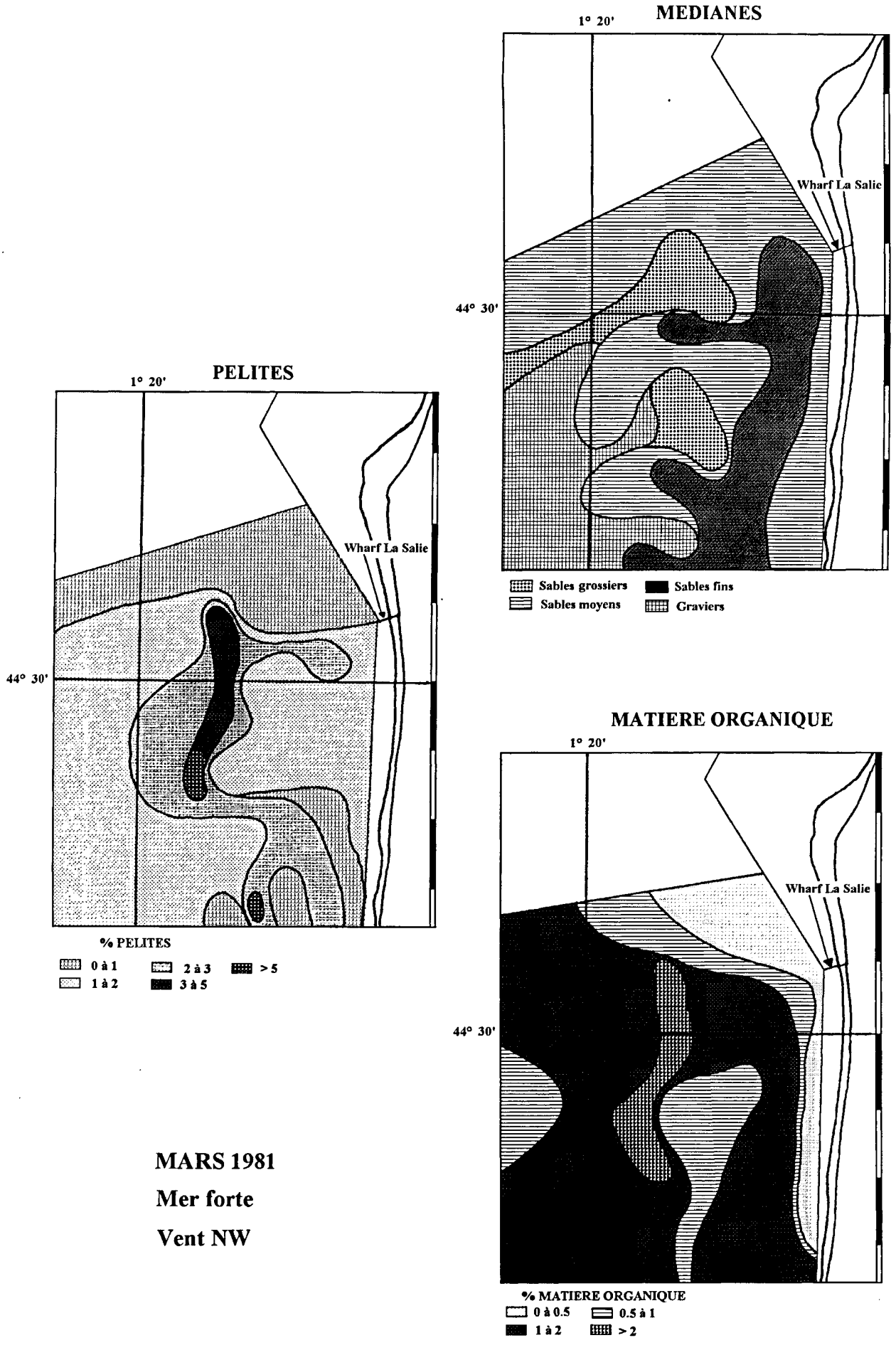
Vent SW

Figure 16 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)



SEPTEMBRE 1982
Mer forte
Vent NW

Figure 17 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)



MARS 1981

Mer forte

Vent NW

Figure 18 : Evolution des sédiments en fonction de l'état de la mer et des conditions météorologiques (BOUCHET, Missions NO/Côte d'Aquitaine)

BIBLIOGRAPHIE - Tome 1 -

BIBLIOGRAPHIE du TOME I

A.G.S.O., 1973. Géologie et aménagement du littoral. Arcachon 28 et 29 mai 1973, résumé des communications, 21 p.

AIGROT M., 1992. Résultats d'observations piézographiques sur la nappe aquifère superficielle des sables des landes de Gascogne, bassin versant de l'Eyre. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 85-91.

ALLEN G.P., BOUCHET J.M., CARBONEL P., CASTAING P., GAYET J., GONTHIER E., JOUANNEAU J.M., KLINGEBIEL A., LATOUCHE C., LEGIGAN P., ORGERON C., PUJOS M., TESSON M., VERNETTE G., 1974. Environnement et processus sédimentaires sur le littoral Nord-Aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **15**, 3-183.

ALLEN G.P., CASTAING P., 1977. Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **21**, 255-261.

ALLEN G.P., KLINGEBIEL A., VIGNEAUX M., 1971. Modalités de répartition des suspensions issues de l'estuaire de la Gironde sur le plateau continental atlantique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **273**, 2211-2214.

ALVINERIE D., BARRIER N., KLINGEBIEL A., CARALP M., ITTEL D., MAGNE J., MOYES J., 1968. Reconnaissance des fonds marins et des séries superficielles de la plateforme continentale au large de la côte landaise (Golfe de Gascogne). Etude sédimentologique. *Act. Soc. Linn. Bx.*, Vol. spécial, Congrès AFAS 1967, 121-136.

AMANIEU M., 1966. Recherches écologiques sur les faunes des plages abritées et les étangs saumâtres du Bassin d'Arcachon. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux, 270 p.

AMBATSIAN P., 1983. Faciès et séquences d'un corps sableux en domaine deltaïque soumis à l'influence de la marée : le chenal de Touze (Bassin d'Arcachon). Mémoire D.E.A., I.G.B.A., Université Bordeaux I.

ANONYME, 1856. Documents relatifs à l'avant projet des travaux pour 1856 l'amélioration de l'entrée du Bassin d'Arcachon. Document, 66 p.

ANONYME, 1971. Rapport sur l'étude effectuée conjointement par l'Institut du Pin et le CERAFER concernant les rejets en mer d'effluents de papeterie. Contrat de recherches SIACRIBA-SEDCOA. Rapport, 27 p.

ANONYME, 1983. Etude de l'Incidence des Travaux de Dragage du Chenal du Piquey ; Enregistrements marégraphiques. Détermination de Champs de Courants. Port Autonome de Bordeaux. Direction de l'Aménagement et de l'Environnement Maritime. Rapport, 3 p. + 48 fig.

ARBOUILLE D., 1984. Etude de la dynamique sédimentaire des barres sableuses intertidales en domaine lagunaire à influence fluviatile ; le delta de l'Eyre (Bassin d'Arcachon). Mémoire D.E.A., I.G.B.A., Université Bordeaux I, 118 p.

ARBOUILLE D., CUIGNON R., GAYET J., 1986. Dynamique des barres sableuses intertidales en domaine lagunaire fluviatile : delta de la Leyre. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **39**, 59-72.

ASCENSIO N., DARCHEN J., DECONINCK D., DZIETARA S., KERLEAU C. (1987). Eléments climatologiques concernant les côtes de la France métropolitaine. Fasc 5 : de Chassiron à Cap Ferret. Rapport Direction de la Météorologie nationale, 101 p.

ASTIE H., BELLEGARDE R., MOUSSIE, 1971. Evaluations des ressources en eau de la région du Bassin d'Arcachon (Gironde). B.R.G.M. -Service Géologique Régional d'Aquitaine. Rapport 71 SGN 105 AQI, 159 p. + annexes.

AUBY I., CASTEL J., ESCARAVAGE V., ETCHEBER H., GARCIA M., LABOURG P.-J., RELEXANS J.C., SALINERES J.B., 1987. Composition et évolution de la matière organique à l'interface eau-sédiment de zone ostréicoles et d'herbiers à *Zostera noltii* dans le Bassin d'Arcachon. G.I.S. Ressources vivantes Région Atlantique sud-Vilaine, compte-rendu du contrat n°855080580; 23 p.

AUBY I., MANAUD F., MAURER D., TRUT G., 1994. Etude de la prolifération des algues vertes dans le Bassin d'Arcachon. IFREMER-CEMAGREF-SSA-SABARC. Rapport d'Etude pour le S.I.B.A., 163 p. + annexes.

AUFAN R., 1994. La naissance d'Arcachon, 1823-1857. "De la ville à la forêt". *Public. Soc. Hist. Arch. Arcachon.* Imp. Graphica, 159 p.

AVILA F., 1993. Les climats locaux dans les Landes : un puzzle de topoclimats et de microclimats. *Bull. Soc. Borda*, **432**, 395-421.

B.R.G.M., 1994. Les ressources en eau souterraine de la côte Aquitaine. *Actes Journées Aquitaine Littoral - Bordeaux Aquaculture*, 23 mars 1994, 19-26.

BA M., CAUCHETIER B., COUR P., ROSSI S., TOURNEUX F. (1990). Evaluation de l'usage du sol par télédétection. IAURIF-UNISFERE/CNES/STU/DDE-GIRONDE, 87 p.

BABIN P., 1990. Morphologie, sédimentologie et processus dynamiques des passes intérieures du Bassin d'Arcachon : un exemple d'évolution cyclique d'une communication lagune/océan. Thèse Université Bordeaux I, Département de Géologie et Océanographie. 312 p.

BAGNOLD R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London : Methuen.

BALADES J.D., 1982. Approche de la mise en évidence de l'impact de l'assainissement individuel sur la qualité des nappes à proximité du littoral - Application au Bassin d'Arcachon. DDE-Gironde. CETE-Bordeaux, Division DTCEN.

BALLAND P., TORRE M., 1974. Pollution marine de la Côte Aquitaine : Etude de la diffusion en mer au niveau de La Salie. CTGREF-BX, Sect.Qualité des Eaux pour Comité Technique de l'Eau. Rapport Avril-Juillet 74, 123p.

BARNETT T.P., 1984. Recent changes in Sea level and their possible cause. Climatic change - Holland and Boston.

BARRERE P., 1990. La dynamique des milieux dunaires gascons. *Actes Coll. Soc. Hist. Arch. Arcachon.* Oct. 1990, 7-20.

BARRIER J., ITTEL D., 1968. Reconnaissance des fonds marins et des séries superficielles par la méthode "Etinceleur", zone Sud Gascogne. *Actual. Soc. Linn.*, Bx, Vol. spécial, 131-136.

BEAUTEMPS-BEAUPRE, 1826. Carte particulière des côtes de France (Bassin d'Arcachon). B. N., Cartes et Plans, SH XIX°, Port. 58, div. 2, p. 9, ech. 1/48 000.

BEAUTEMPS-BEAUPRE, 1829. Rapports sur la notice du Baron d'Haussez. Manuscrit.

BERGON P., LALESQUE, 1909. Preuves géologiques et biologiques de l'origine marine du Lac de Cazaux. *Bull. Soc. Géogr. comm. Bordeaux*, **9**, 217-224.

BILLIET P., 1978. Analyse de données de climatologie sur le proche atlantique. Thèse 3° cycle, Université Paris VI, Géophysique et Océanographie Physique, 54 p.

BONJOUR D., CARRUESCO C., 1986. Origine et dynamique de la matière organique dans la Baie d'Arcachon. Apports autochtones et allochtones. Essai de Bilan. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **39**, 73-83.

BORNEUF D., 1968. Etude hydrogéologique et géochimique de la nappe phréatique à l'Est du Bassin d'Arcachon. Thèse 3ème Cycle, Université de Bordeaux I, 96 p.

BOUCHET J-M., 1962. Etude préliminaire des conditions physiques et sédimentologiques d'un chenal du Bassin d'Arcachon (Courbey). *Bull. Inst. Océano. Monaco*, **1233**, 19 p.

BOUCHET J-M., 1968. Etude océanographique des chenaux du Bassin d'Arcachon. Thèse de Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences Bordeaux, 163 p + annexes (tome 1).

BOUCHET J-M., 1979. Plateau continental Sud-Gascogne-Biosédimentologie-Distribution des sédiments superficiels. Carte, 2 feuilles, format A1, projection Lambert. échelle 1/250 000.

BOUCHET J-M., 1984. Etude d'impact des travaux de dragage des bancs de sable du chenal de Piquey sur l'environnement sédimentaire biologique et hydrologique. Rapport Institut Universitaire de Biologie Marine, Université de Bordeaux, 20 p + planches.

BOUCHET J-M., 1986. Variations hydrologiques pluriannuelles dans le Bassin d'Arcachon d'après les données de températures et de salinité relevées depuis 1971. Rapport IFREMER DERO/EL, 2 fascicules, 17 p. + planches, 43 p.

BOUCHET J-M., 1990. Evolution du Bassin d'Arcachon et des conditions de navigation. *Actes Coll. Soc. Hist. Arch. Arcachon.* Oct. 1990, 69-81.

BOUCHET J-M., BACHELET G., CORNET M., LISSALDE J-P., SORBE J-C., 1982. Etude de l'impact d'un émissaire en mer à La Salie (au sud des passes du Bassin d'Arcachon). Rapport Inst. Univ. Biol. Mar., Université de Bordeaux I, Contrat CNEXO 796006, 86 p + 36 cartes et annexes.

BOUCHET J-M., CORNET M., 1976. Etude biosédimentaire au large de La Salie et de l'entrée du Bassin d'Arcachon. Rapport Institut Universitaire de Biologie Marine, Université de Bordeaux I, 76 p.

BOUNI C., LAURANS Y., THIOLLIERE B., 1991. Changements climatiques et élévation du niveau de la mer. Rapport O.E.-C3E pour le Min. Envir., SRETIE, 187 p.

BOUQUET DE LA GRYE, CASPARI E., 1864, 1865. Bassin d'Arcachon levé en 1864-65 par MMrs BOUQUET DE LA GRYE Ing. Hydr. et CASPARI s.Ing. attachés à la Don. navale des côtes occidentales de France par M. de SELVA capitaine de Vaisseau. Dépôt des cartes et Plans de marine. 1866. B.N., cartes et plans. Cote : SH XIX° Port.58. div.2. pièce 14'D et 14D. Carte 1/30000°.

BOURCART J., FRANCIS-BOEUF C., 1942. La vase. Actual. Scient. ind., 927, Hermann Ed., Paris, 67 p.

BOUSQUET-BRESSOLIER C., BOUSCAU F., PAJOT M-J., 1990. Les Aménagements du Bassin d'Arcachon au XVIIIème Siècle. Mémoire EPHE n°43, 224 p.

BRUNEL, 1929. Bassin d'Arcachon et Abords. Carte du Service Hydrographique de la Marine n°172.

BUFFAULT P., 1930. Modifications actuelles et anciennes du littoral de Gascogne. *Rev. Soc. Géogr. comm. Bordeaux*, 1-36.

BUFFAULT P., 1942. Histoire des dunes maritimes de Gascogne, Bordeaux, Delmas ed., 446 p.

C.E.T.E., 1978. Rapport préliminaire sur l'étude de la pollution du Bassin d'Arcachon. Rapport Ministère Equipement, CETE, 29 p + annexes.

C.R.E.O.C.E.A.N., 1992. Association syndicale des propriétaires riverains de Pyla. Etude d'impact. Commune de La Teste-de-Buch ; Service Maritime et de Navigation de la Gironde. Rapport 22236, nov. 92, 157 p.

CANDOLLE (de), 1883. Rides formées à la surface du sable déposé au fond de l'eau et autres phénomènes analogues. *Archives des Sci. Phys. et Nat. Genève*, 1883.

CARBONEL P., CARRUESCO C., CUIGNON R., FAUGERES J.C., FENIES H., PUJOS M., 1987. Mise en place et évolution des milieux de la partie interne du Bassin d'Arcachon. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **42**, 5-22.

CARRUESCO C., 1989. Génèse et évolution de trois lagunes du littoral atlantique depuis l'holocène : Oualidia-Moulay Bou Salham (Maroc) et Arcachon (France). Thèse Université de Bordeaux I, 485 p. + annexes.

CARRUESCO C., ALVINERIE J., 1990. Le Bassin d'Arcachon. Environnement lagunaire de la côte landaise en constante évolution. Actes colloque "Le littoral gascon et son arrière-pays". Soc. Hist. et Archéo. Arcachon et pays de Buch, 47-68.

CARRUESCO C., CARBONEL P., FAUGERES J.C., 1985. Un hiatus majeur dans le comblement récent d'un système lagunaire (Bassin d'Arcachon, France) : essai d'interprétation. *Actes du 1er Coll. Océano. Côtière, Bordomer*, 1985. Ed. ADERMA, 243-356.

CASPARI E., 1873. Rapport sur l'exploration des passes d'Arcachon fait en août 1872. Marine et Colonie. Dépôt des cartes et plans, Imprimerie Nationale, 32 p.+ 8 pl. (Bathymétrie de 1864).

CASSOU O., 1992. Pratique de l'agriculture moderne dans les Landes de Gascogne et environnement. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 131-136.

CASSOU-MOUNAT M., 1973. Tourisme et vie urbaine dans l'agglomération d'Arcachon. *R.G.P.S.O.*,**44** (2-3), 269-301.

CASSOU-MOUNAT M., 1975. La vie humaine sur le littoral des Landes de Gascogne : Le milieu et l'homme ; la diversité des cadres de vie ; vers l'aménagement ; cartes et croquis. Thèse de Doctorat, Institut de Géographie, Université de Bordeaux III, 905 p + annexes.

CASTAING P, 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes : cas de la Gironde. Thèse Doctorat Etat, Université Bordeaux I, 530 p + annexes.

CASTAING P., FROIDEFOND J.-M., DURAND F., GONTHIER E., JAI J., PRUD'HOMME R., 1992. Evolution bathymétrique du Bassin d'Arcachon. Contrat d'étude n°91 5 527 010 IFREMER-IGBA. Rapport 102 p.+ annexes et 3 cartes 1/20 000.

CAVANIE A., HYACINTHE, 1976. Etude des courants et de la marée à la limite du plateau continental d'après les mesures effectuées pendant la campagne "Golfe de Gascogne" 1970. *Rapp. Scient. Tech. C.N.E.X.O.*, **23**.

CAYOCCA F., 1996. Modelisation morphodynamique d'une embouchure tidale : application aux passes d'entré du Bassin d'Arcachon. Thèse Université de Bordeaux I, 419 p.

CHARLEVOIX DE VILLERS, 1779. Le port d'Arcachon et particulièrement son entrée. Devis des ouvrages à faire pour la construction d'un cléonage placé à l'entrée du Bassin. depuis le Cap Ferret jusqu'à l'extrémité la plus sud du havre. Mémoires.

CHOSSAT J.C., 1992. Assainissement, drainage et irrigation en maïziculture dans les Landes de Gascogne. *Bull.Inst.Géol.Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 57-68.

CIRAC P., BERNE S., 1989. Sismique légère, sonar latéral, vibrocarottages dans les passes internes du Bassin. I.G.B.A./I.F.R.E.M.E.R., Documents inédits.

CLAVAUX, 1774. Plan du Bassin d'Arcachon et de ses environs par Clavaux, Ingénieur et officier de la légion Corse - 1774. Archives Nat., cote : F 14 10276 2 pièce 1.

CLAVAUX, 1776. Plan du Bassin d'Arcachon et de ses environs levé géométriquement par Clavaux, Ingénieur et officier des Dragons de la légion Dauphiné - 1776. Archives Nat., cote : F 14 10276 2 pièce 2, feuille échelle 1/30 000.

CLAVEL A., 1887. Notice sur le Bassin d'Arcachon Ministère des Travaux Publics. Les Ports Maritimes de France, VI, Paris, Imp. Nat., G.F. 361, 80 p.

COINCY H. (de), 1934. L'érosion du Gallouneys. *Rev. Geogr. comm. Bordeaux.*

CUENOT L.,1927. Contribution à la faune du bassin d'Arcachon - 9 - Revue générale de la faune et bibliographie. *Bull. Stn. Biol. Arcachon*, **24**, 229-308.

CUIGNON R.,1984. Facies actuels et évolution holocène du delta de l'Eyre (Bassin d'Arcachon) : un exemple de delta fluvio-tidal. Thèse 3ème Cycle, Université de Bordeaux I. 191 p.

D'HAUSSEY (Baron), 1829. Sur les avantages que présenteraient les changements de la passe de la Baie d'Arcachon.

D.D.E. -33, 1992. Schéma directeur du Bassin d'Arcachon. Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon. Rapport, 83 p + annexes 55p.

DEBYSER J., 1957. La sédimentation dans le bassin d'Arcachon. *Bull. Cent. Et. Rech. Sci. Biarritz*, **1**(3), 405-418.

DEBYSER J., VATAN A., BOYER F., 1955. La sédimentation sableuse sur la côte atlantique entre la Loire et le Bassin d'Arcachon. *Géologische Rdsch.*, **43** (2), 406-425.

DELTREIL J-P., 1969. Observation sur les sols ostréicoles du Bassin d'Arcachon. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **33** (3), 343-349.

DEMON L., FELICE P. de, GONDET H., PONTIER L., KUST Y., 1957. Recherches effectuées pour la Section de Physique du Centre de recherches Sahariennes en 1954, 1955, 1956. *J. Rech. CNRS*, **8**.

DUBREUILH J., KARNAY G., BOUCHET J-M., LE NINDRE Y.M., 1992. Notice explicative de le feuille Arcachon 1/50 000. Editions du B.R.G.M., livret 53 p.

DUFFART C., 1896. Le bassin d'Arcachon géographie rétrospective du Bassin, projets et essais d'amélioration des passes depuis un siècle, état actuel. Communication faite au congrés des Sociétés françaises de Géographie, 3 août 1895. Bordeaux, G. Gounouillou, 16 p.

DUFFART C., 1908. L'extension du Cap Ferret et l'instabilité des passes du bassin d'Arcachon du XVIème siècle à la fin du XIXème siècle. Comité des travaux historiques et scientifiques. *Bull. Géogr. historique et descriptive*, **2**, 173-184.

DUGAS F., 1966. Etude du déplacement des sables sur la partie nord du littoral des Landes. Thèse 3° cycle, Faculté des Sciences Paris, Géologie sous-marine, 77 p + annexes 16 p + planches 6 p.

DULIGNAN-DESGRANGES, 1890. Les dunes de Gascogne, le Bassin d'Arcachon et le Baron Charlevoix Villiers. *Bull. Soc. Géogr. comm. Bordeaux*, **17**, 441-458; **18**, 473-500; **19**, 505-515.

DUPLAIX S., 1956. Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **35**(77), 108 p.

DUREGNE DE LAUNAGUET, 1928. Arcachon son histoire son évolution Librairie Générale 49, C.R.S., Lamarque.

DUREGNE DE LAUNAGUET, 1928. La Teste et le Bassin d'Arcachon en 1582. J. A. Dethou, Bordeaux.

ENJALBERT H., 1960. Le modelé et les sols des pays aquitains. Bordeaux, Bière, 619 p.

FABRE A., 1939. Les terrains de revêtement du Médoc. E. Drouillard Ed., Bordeaux, 344 p.

FAUGERES J.C., CUIGNON R., FENIES H., GAYET J., 1986. Caractères et facteurs d'un comblement littoral à l'holocène supérieur : passage d'un domaine estuarien à un domaine lagunaire (Bassin d'Arcachon, France). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **39**, 95-116.

FAUGERES J.C., FENIES H., BASSOULET P., 1985. Etude sur les corps sableux - faciès, séquence et géométrie en domaine lagunaire intertidal : exemple du Bassin d'Arcachon. IGBA, Université de Bordeaux I, Contrat CNEXO-IGBA n° 84/7484, rapport final, 31 p.

FAURE H., 1983. Variation du niveau marin. Université Aix-Marseille II, Laboratoire de Géologie du Quaternaire. Rapport, 16 p.

FENIES H., 1984. Faciès, séquences et géométrie des dépots de chenaux de marée du Bassin d'Arcachon : une lagune mésotidale. Thèse 3ème cycle, Université Bordeaux I, 278 p.

FENIES H., ALLEN G.P., FAUGERES J.C., 1986. Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du Bassin d'Arcachon (France). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **39**, 7-38.

FERAL A., 1986. Bassin d'Arcachon : Système deltaïque de l'Eyre. Recueil de données naturelles. PAB-Dir. Aménag. et Envir. Marit. Serv. Etudes. Rapport, 32 p.

FERAL A., 1988. Bassin d'Arcachon. Etudes préalables à des travaux de dragage et d'aménagement. Système deltaïque de l'Eyre. Port Autonome de Bordeaux, Dir. de l'Aménag. et de l'Environnement. Rapport n°1, 87 p. + annexes et cartes bathy 1/5000°.

FERAL A., 1989. Bassin d'Arcachon. Evolution du système côtier Presqu'île du Cap Ferret-Passes extérieures. P.A.B./S.M.N.G.. Rapport mars 1989.

FILLIOL J., 1955. Aspects physiques de la région des étangs Landais d'Arcachon à Soustons *Rev. Pyr. S.O.*, **26**(1), 28-43.

FLEURANCEAU J., 1993. Etude de la dynamique des flux azotés sur le bassin versant de la Leyre à l'aide d'un Système d'Information Géographique. CEMAGREF-Université Bordeaux III, Mémoire DEA, 132 p. + annexes.

FROIDEFOND J.-M., 1970. Morphologie des différents systèmes dunaires du littoral arcachonnais. Etude morphologique, sédimentologique et géochimique de paléosols de la Grande Dune du Pilat (Gironde). Mémoire D.E.S., Université Bordeaux I, 44 p. + 4 cartes h.t.

FROIDEFOND J.-M., 1985. Méthode de géomorphologie côtière. Application à l'étude de l'évolution du littoral aquitain. *Mem. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **18**, 273 p.

GARBAYE G., 1981. Etude de la pollution d'une baie atlantique. Laboratoire Municipal de Bordeaux, rapport 109 p.

GARENC P., 1957. Contribution à l'étude du climat d'entre Loire inférieure et Gironde d'après des archives climatologiques inédites. *Mémorial de la Météorologie Nationale*. **44**. 197 p.

GASSIAT L., 1985. Evolution récente des passes du Bassin d'Arcachon. Mémoire D.E.A., Université Bordeaux I, 57 p.

GASSIAT L., 1989. Hydrodynamique et évolution sédimentaire d'un système lagune-flèche littorale. Le Bassin d'Arcachon et la flèche du Cap Ferret. Thèse Université de Bordeaux I. 228 p.

GAYET J., CUIGNON R., FAUGERES J.C., 1986. Caractères morpho-sédimentaires et processus dynamiques dans un delta édifié en milieu lagunaire mesotidal (delta de la Leyre : Bassin d'Arcachon). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **39**, 39-58.

GLANGEAUD L., GAUDIL, 1939. Répartition granulométrique des sables éoliens et marins sur les dunes, la plage, région du Pyla (Arcachon). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **209**, 893.

GORNITZ V., LEBEDEFF S., HANSEN J., 1982. The rise of global mean sea level as an indication of climate change. *Science*, **215**, 1611-1614.

GRANDJEAN C., 1896. Les Landes et les dunes de Gascogne. *Bull. Soc. de Géogr. Comm. Bordeaux*, **11**, 289-313.

GOURHANT J., 1977. Les conditions nautiques du bassin d'Arcachon et l'évolution des rivages. Thèse Doctorat 3° cycle, Univ. Bordeaux III, 224 p.

HAUTREUX A., 1895. Côte des Landes et Bassin d'Arcachon. Les vents, les courants, les températures et les densités de la mer. C.R. 24ième session Assoc. française Avancement des Sciences, 1ère partie, 264-272.

HERSART DE LA VILLEMARQUE J., 1990. Les pêches françaises du XVIème au XVème siècle, relations avec le climat. 2ème partie. *Equinoxe*, **34**, 37-43.

HUE C., 1913. Compte rendu de dragages effectués sur le bassin d'Arcachon. *Bull. Stn. Biol. Arcachon*, 15e année, 17-32.

I.E.E.B., 1994. Qualité physicochimique des eaux du Bassin. Note IEEB pour la Commission SMVM "Eau et Milieu Naturel" du 24 juin 1994, 10 p.

INST. GEOGR.-BX III., 1968. Etude physique et humaine de la Côte Aquitaine en vue de son aménagement : Université Bordeaux III, Inst. Géographie, dosssier pour la DATAR-OREAM Bx-Aquitaine, 10 rapports + cartes.

JOHNSON G., 1966. Mise en Valeur de la Côte Aquitaine. Tome 3 : Etude des mouvements éoliens du sable dans la zone littorale et de moyens de protection contre l'ensablement. DATAR, OREAM Bx-Aquitaine. Etude SOGREAH n°199. Rapport R.9429, Déc. 1966, 23 p. + annexes.

KARNAY G., DUBREUILH J., BOUCHET J-M.,1992. Notice explicative de la feuille La Teste - 1/ 50 000. Editions du B.R.G.M., livret 52 p.

KEARNEY (Chev. de), 1768. Mémoire sur le Bassin d'Arcachon. Archives Nationales. Mémoire ref. 3JJ, marine 170, pièce 7.

KEARNEY (Chev.de), 1768. Carte du Bassin d'Arcachon. Bibl. nat., Cartes et Plans, cote : SH PORT. 58, div. 2, p. 4. 1 feuille, échelle 1:28 800.

KLINGEBIEL A., 1990. Réflexions sur les paramètres géologiques, océanologiques et paléoclimatiques de l'évolution historique de la côte aquitaine. *Actes Coll. Soc. Hist. Arch. Arcachon.* Oct. 1990, 31-46.

KLINGEBIEL A., GAYET J., CASTAING P., 1993. Le delta de la Leyre : Point des connaissances en géomorphologie et hydrologie. *Actes Coll. Parc nat. rég. Landes de Gasc.*, Le Teich, 21-23 oct. 1993, 7-19.

KLINGEBIEL A., LEGIGAN P., 1992. Cadre Géologique et Structure du Bassin de la Leyre. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 153-160.

L'YAVANC J., 1995. Evolutions bathymétrique et morphologique du Bassin d'Arcachon. Rapport interne IFREMER pour l'Etude Intégrée du Bassin d'Arcachon, 82 p. + cartes et annexes.

L.C.H.F., 1959. Evolution de l'Entrée du Bassin d'Arcachon de la fin du XVIIIème siècle à nos jours. Rapport, 12 p.

L.C.H.F., 1963. Evolution de l'Entrée du Bassin d'Arcachon de la fin du XVIIIème siècle à nos jours. Rapport et Cartes au 1/60 000°.

L.C.H.F., 1966. Bassin d'Arcachon. Amélioration de la circulation des eaux dans les passes intérieures. Ponts et Chaussées de la Gironde, Service Maritime. Rapport.

L.C.H.F., 1968. Recherche des courants,étude des fonds marins au droit des émissaires Nord et Sud - Note complémentaire au rapport général : Recommandations du Professeur BRISOU. SIACRIBA, Ponts et Chaussées de la Gironde, Rapport général 45 p. + 9 cartes et plans et note complémentaire Mars 1969, 4 p.

L.C.H.F., 1969. **a.** Etude Hydraulique du Bassin d'Arcachon. Mission d'Observation en Nature. Depart. Gironde-Service Maritime. Rapport Général Fev. 1969, 68 p.; **b.** Rapport Sédimentologique Mars 1969, 65 p.; **c.** Etude du déplacement des sables au large du Cap Ferret (CEA), 21 p.

L.C.H.F., 1972. Etude hydraulique du Bassin d'Arcachon. Recherche préliminaire d'ouvrages de fixation de la passe nord. Rapport, 16 p. + cartes.

L.C.H.F., 1973a. Etude hydraulique du Bassin d'Arcachon. Mission d'observation complémentaire en nature. Rapport général M.I.A.C.A.- Rapport Mars 1973, 90 p. + Annexes.

L.C.H.F., 1973b. Etude hydraulique du Bassin d'Arcachon. Département de la Gironde. Service Maritime. M.I.A.C.A. Rapport général Mars 1973, 37 p. + 47 p. + 52 p. + annexes et cartes.

L.C.H.F., 1973c. Desserte hydraulique du fond du Bassin d'Arcachon. Rapport Général M.I.A.C.A.. Rapport Nov. 1973, 71 p. + 29 pièces annexes.

L.C.H.F., 1977. Courantologie du Bassin d'Arcachon. Campagne complémentaire et synthèse. S.I.B.A., C.E.T.E. Rapport, 24 p. + annexes.

L.C.H.F., 1979. Etude en nature de la Côte Atlantique entre la Pointe de Grave et l'embouchure de l'Adour. Tome 1 : Géologie et Sédimentologie. M.I.A.C.A. - Rapport. 47 p. multigraph. et cartes.

L.C.H.F., 1982a. Etude de l'évolution du littoral de la Côte Aquitaine. Synthèse des études. DATAR-MIACA - Rapport, 55 p.+ 50 photos.

L.C.H.F., 1983. Analyse par simulation des effets sur le littoral de l'ouverture de souilles destinées à l'extraction de granulats marins. M.I.A.C.A. Rapport.

L.C.H.F., 1985a. Evolution de la Côte Aquitaine. Diagnostic. Mission de contrôle. M.I.A.C.A. Rapport, 28 p. multigraph. et cartes.

L.C.H.F., 1985b. Site Lavergne II - Evolution du Cap Ferret. ESSO-REP. Rapport 29 p. – annexes.

L.C.H.F., 1986. Erosion du Littoral du Pyla. Rapport d'Etude. Commune de La Teste. Service Maritime et de la Navigation de la Gironde. Rapport.

L.C.H.F., 1987. Catalogue sédimentologique des côtes françaises : côtes de la Manche et de l'Atlantique de la Baie du Mont Saint-Michel à la frontière espagnole.[...] Partie C : de la Gironde à la frontière espagnole. *Coll. Dir. Et. Rech. E.D.F.*, Ed. Eyrolles, **65**, 371-552 [+ index général pp. 553-559].

LABOURG P.J., 1983. Les passes du Bassin d'Arcachon. *Bull. Soc. Hist. et Archéo. Arcachon et pays de Buch*, **36**, 78-87.

LABOURG P.J., SORIANO-SIERRA E.J., AUBY I., 1993. Evolution récente de la végétation intertidale du delta de l'Eyre. Actes Colloques "Le delta de la Leyre" octobre 1993. Parc Naturel de Landes de Gascogne, 47-56.

LABRID C., 1969. L'ostréiculture et le Bassin d'Arcachon. Perspectives et avenir. Feret et Fils Ed. Bordeaux, 215 p.

LAFONT A., 1874. Notes sur les huîtrières d'Arcachon. F. SAVY Ed. Paris, 52 p.

LAMOURE J., BALADES J.D., 1979. Suivi de la qualité des eaux du Bassin d'Arcachon. C.E.T.E. Bordeaux. Rapport 26 p. + annexes.

LAPEYRE. 1925. Cartes du Pays de Buch, 1318 à 1973. Société Scientifique d'Arcachon. non publié.

LAPIERRE F., 1969. Répartition des sédiments sur le plateau continental du Golfe de Gascogne; intérêt des minéraux lourds. Thèse Sciences Naturelles Faculté de Bordeaux, 182 p.

LAPLANA R., BILLY F., BEUFFE H., 1993. Localisation, Quantification et Dynamique des apports de nutriments au Bassin d'Arcachon. CEMAGREF-BX, Etude n° 66. Rapport, 86 p.

LARRAS J., 1964. Embouchures, estuaires, lagunes et deltas. EYROLLES Ed., Coll. Centre Rech. Chatou, **11**, 178 p.

LE DANTEC J., 1960. Observations complémentaires sur les conditions de milieu du Bassin d'Arcachon. *Rapport P.V. réunion Cons. perm. int. Explor. Mer*, **28**.

LE DANTEC J., 1963. L'ostréiculture dans le Bassin d'Arcachon et ses rapports avec les variations du milieu. *Revue Trav. Inst. Pêches marit.*, **27**(2), 203-210.

LE DANTEC J., 1968. Ecologie et reproduction de l'huître portugaise *Crassostrea angulata* Lamarck dans le bassin d'Arcachon et sur la rive gauche de la Gironde. *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, **32** (3), 237-362.

LEGIGAN P., 1979. L'élaboration de la formation du sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène pléistocène centre-aquitain. *Mèm. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **9**, 429 p.

LEGIGAN P., TURON J.L., WEBER O., 1986. Evolution des dépôts littoraux au cours d'un cycle climatique sur la côte Nord-Aquitaine. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*. **39**. 135-143.

LESGOURGUES Y., CHAMPAGNE P., 1992. La pratique de l'assainissement forestier dans le massif des Landes de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 103-104.

LEVEQUE P.C., 1973. Résultats de l'utilisation de la télédétection, de l'oxygène 18 et du tritium pour l'étude de la marge littorale d'Aquitaine. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*. **14**. 241-254.

LEVEQUE P.C., GROS J.C., MAURIN C., SEVERAC J., SIMEON C., VIGUIER C.. 1972. Utilisation de la télédétection infrarouge et des mesures isotopiques -tritium et oxygène 18- pour l'étude des résurgences d'eau douce le long du littoral aquitain. *C.R. Acad. Sc. Paris*. **274**, 2841-2844.

LINDER O., 1872. Sur la composition des sables maritimes pris à 77 et 85 brasses de profondeur à Contis et au Cap Ferret (Gironde). *P.V. Soc. linn. Bordeaux*, **28**, 62.

LORIN J., MIGNIOT C., 1984. Remise en suspension des sédiments dans la zone de déferlement des houles. Résultats de mesures faites depuis le wharf de La Salie en Mars 1979. Société Hydrotechnique de France, XVIIIème Journées de l'Hydraulique. Marseille. 11-13 sept. 1984, 8 p.

LOUSTAU D., 1992. Le cycle de l'eau en forêt de Pin maritime : l'évapotranspiration. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 167-177.

LUBET P.E., 1953. Variations saisonnières du zooplancton du Bassin d'Arcachon. *Bull. Soc. Zool. Fr*, **78** (2-3), 204-216.

MANAUD F., 1971. L'évolution morphologique récente du Bassin d'Arcachon. Thèse de 3ème cycle Géographie, Université de Bordeaux III, 108 p + annexes.

MANEUX E., 1994. Bilan des apports géochimiques au Bassin d'Arcachon : Etude des flux de sels nutritifs et d'éléments-traces dans un système lagunaire; contribution des précipitations directes et de la nappe phréatique. 1ère année de Thèse : résultats et avancement, 7 p.

MANLEY-BENDALL M., 1927. Remarques sur quelques points d'océanogaphie concernant le Bassin d'Arcachon. Orléans.

MASSE C., 1708. Carte du 6ème quarré de la Generale de Médoc partie de Guienne et de Xaintonge qui représente le pays en l'Estat qu'il estoit en 1708. Serv. hist. Armée Terre, en dépôt Cartothèque IGN, chem. 258, n°6. 1 feuille, échelle 1: 28 800..

MASSE C., 1708. Mémoire sur la carte du 6ème quarré de la Générale de Médoc et partie de Guienne et de Saintonge. *Bull. Soc. Hist. Arch. d'Arcachon*, **78**, 39-45.

METEO-FRANCE, 1988. Précipitations en France. Direction. Météorologie Nationale. SCEM/CLIM/HYDRO, carte multi-échelles.

METEO-FRANCE, 1994. AUTAN. Bilan annuel 1994. *Bull. climatologique annuel Sud-Ouest*, **13**, 38 p.

MICHEL D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse Université de Bordeaux I, 162 p.

MICHEL D., HOWA H., TASTET J-P., 1993. Modélisation de la migration d'un banc sableux littoral (La Salie-Côte Aquitaine). ASF. *Comm. 4ème Congrès de sédim.*, Lille, nov. 1993.

MIGNIOT C., LORIN J., 1979. Evolution du littoral de la côte des landes et du Pays Basque au cours des dernières années. *La Houille Blanche*, **4/5**, 265-279.

MINISTERE DE L'ENVIRONNEMENT, 1993. Elévation du niveau de la mer le long des côtes de France. Séminaire de travail Minist. Env.-DRAEI. I.G.N., CREOCEAN. 6-7 décembre 1993, Paris. Résumé des Conférences et Ateliers.

MONBET Y., 1972. Etude bionomique du plateau continental au large d'Arcachon. Application de l'analyse factorielle. Thèse 3ème cycle, Université Aix-Marseille, 98 p.

MONNIER M.P., 1835. Etat dans lequel les ingénieurs Hydrographes de la Marine ont trouvé les Passes et la Rade intérieure du Bassin d'Arcachon en 1826. Etat dans lequel M.P. Monnier a trouvé les Passes et la rade intérieure du Bassin d'Arcachon dans les mois de juin et juillet 1835. B.N. Cartes et plans. SH XIXème Port. 58n div. 2. p.12 D. Carte ech.1/50 000.

MONNIER M.P., 1835. Mémoire sur le Bassin d'Arcachon. Mémoires de l'hydrographie française, BN, Cartes et plans, cote Ge FF 78 D n°44 (relié avec le n°307).

MOUSSIE B., 1973. L'exploitation des eaux souterraines en domaine littoral : exemples des côtes du Bassin Aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **14**, 199-231.

MOUSSIE B., SCHOELLER H., 1966. Les anomalies hydrauliques des nappes d'eaux souterraines du tertiaire de la région du Bassin d'Arcachon. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **263**, 1820-1823.

MOYES J., PEYPOUQUET J.P., 1971. Les ostracodes indicateurs d'un paléorivage en bordure du plateau continental du Golfe de Gascogne. *C.R. Somm. Soc. Geol.* 7, **13**(4), 219-220.

NAUDIN J.J., 1971. Etude morphostructurale du plateau continental aquitain. Thèse 3ème cycle, Université de Bordeaux I, 114 p.

O.N.F., 1968. Analyse du Littoral Aquitain. Fascicule 3 : Le Porge, Lège, La Teste. DATAR, MIACA, OREAM Bx-Aquitaine Etude n°30. Rapport 22 p. + cartes.

OH J.K., 1978. Contribution à l'étude sédimentologique du delta de la Leyre (Bassin d'Arcachon), France. Thèse de 3ème cycle, Université Bordeaux I, 193 p.

OMNES P., 1989. L'Ostréiculture arcachonnaise : La difficile transition. *Rev. Econ. Sud-Ouest*, **2**, 159-174.

ORGERON C., 1974. Sédimentologie des passes d'entrée du Bassin d'Arcachon. *Bull Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **15**, 31-51.

P.A.B., 1936, 1957, 1958, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967, 1969, 1972, 1979, 1987, 1991, 1995. Cartes bathymétriques des passes et du chenal principal. Services des sondages du Port Autonome de Bordeaux (1/20 000).

P.A.B., 1936, 1957, 1979, 1987. Cartes bathymétriques des Chenaux Intérieurs du Bassin (1/20 000). Services des sondages du Port Autonome de Bordeaux (1/20 000).

P.A.B., 1979. Reconnaissance hydrographique de la Baie d'Arcachon : I - Présentation des méthodes et moyens d'exécution. II - Interprétation. Service Maritime de la Gironde : 2 volumes 24 p + annexes.

P.A.B., 1986. Bassin d'Arcachon : Système deltaïque de l'Eyre. Recueil de données naturelles. PAB-Dir. Aménag. et Envir. Marit. - Serv. Etudes. Rapport, 32 p.

P.A.B., 1987. Cartes bathymétriques du Delta de l'Eyre. (1/20 000 et 1/2500°). S.I.B.A.

P.A.B., 1988a. Bassin d'Arcachon. Etudes préalables à des travaux de dragage et d'aménagement : Amont Chenal de Piquey - Aval Chenal d'Arès. SIBA - Port Autonome de Bordeaux.

P.A.B., 1988b. Bassin d'Arcachon. Etudes préalables à des travaux de dragage et d'aménagement. Système deltaïque de l'Eyre. SIBA - Port Autonome de Bordeaux. Dir. de l'Aménag. et de l'Environnement. Rapport n°1, 87 p. + annexes et cartes bathy 15000° (2ème Edition Fév. 88).

P.A.B., S.O.G.R.E.A.H., 1997. Diagnostic de l'évolution du littoral sur la façe orientale de la flèche du Cap-Ferret. Municipalité de Lège-Cap-Ferret. Rapport 52 p.+ figures et photos.

PAIRIER J., DRÖELING A., 1855. Documents relatifs à l'avant-projet des travaux à exécuter pour l'amélioration de l'entrée du Bassin d'Arcachon. Ponts et Chaussées-Travaux Maritimes-Archives SMNG-PAB-BX : dossier n°376, 66 p.

PARRIAUD H., 1975. Recherches phytoécologiques sur le Bassin d'Arcachon : Les ceintures de végétation et leurs relations avec les marées. *Bull. Stat. Biol. Arcachon*, **27**, 167-312.

PASKOFF R., 1984. La côte Atlantique du Bassin d'Arcachon à l'estuaire de la Loire. Impact des aménagements sur son évolution. *25ème congrès International de Géographie Paris-Alpes* 1984, 73 p.

PASKOFF R., 1993. Impact sur les espaces côtiers d'une élévation du niveau de la mer. Séminaire sur l'élévation du Niveau de la Mer organisé par le Min. de l'Environnement. Atelier n°2, 3 p.

PASQUAY, 1967. Levé bathymétrique des abords d'Arcachon. Service Hydrographique de la Marine, Mission de La Recherche. Carte 1/10 000.

PELISSIER-HERMITTE G., POUCHAN P., 1992. Estimation des vitesses d'écoulement dans un aquifère détritique non consolidé. Exemple : l'aquifère du sable des Landes. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 93-102.

PELLEGRIN J.C., 1990. Evolution morphologique de la flèche du Cap-Ferret. Mémoire D.E.A., Université de Bordeaux III,

POSTMA H., 1954. Hydrography of the Dutch Wadden Sea. *Arch. neerl. zoologie*, **12**, 106 p.

POUGET F., 1984. Télédétection de l'évolution du littoral - Exemple du Cap-Ferret. Conservatoire National des Arts et Métiers, Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes. Rapport d'Ingénieur, 139 p. + annexes.

PRADEAU J., 1988. Dynamique du littoral médocain : plages et dunes de Lacanau Océan et de la flèche sableuse du Cap-Ferret. Thèse de 3°Cycle, Université de Bordeaux III, 130 p.

PRATVIEL, 1969. Structure du pays de Buch dans la bordure sud du bassin d'Arcachon. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **269**(25), 2487-2490.

PRATVIEL L., 1970. Structures paléogénes dans la basse vallée de la Leyre (Gironde). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **270**, 264-267.

PRENANT A., 1968. Le Littoral atlantique. Rapport DATAR. Institut de Géographie. Université de Bx III, 60 p.+ 2 cartes h.t..

PRUD'HOMME R., 1972. Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse Doct. ès Sci. Université Bordeaux I, 365 p + 222 fig.

RAOUL Ph. M. A., 1813. Plan du Bassin d'Arcachon. Publiée par Ordre du Roi. Ministère de la Marine et des Colonies, Dépôt générale de la Marine, 1816. B.N. SH XIX° Port. 58. div. 2. p.15. Carte marine ech. 1/36 500.

ROBERT R., GUILLOCHEAU N., 1987. Evolution spatio-temporelle des paramètres hydrobiologiques dans le bassin d'Arcachon (juillet 1984 - juillet 1985). Rapport IFREMER D.R.V. 87.001-RA/ ARCACHON, 28 p + figures.

ROMANOVSKY V., 1962. L'état actuel de nos connaissances sur le littoral des Landes. C.R.E.O., 72 p.

S.O.G.R.E.A.H., 1990. Etude de Faisabilité du Dragage de la Passe Nord du Bassin d'Arcachon. S.I.B.A. Rapport 5 1241, Juillet 1990, 37 p. + Figures et cartes.

S.O.G.R.E.A.H., 1991. Etude Courantologique du Rejet en Mer par l'intermédiaire du wharf de La Salie des effluents traités industriels et urbains. S.I.B.A.. Rapport 5 1306, Oct. 1994, 26 p. + figures et cartes.

S.O.G.R.E.A.H., 1993. Evolution du Cap-Ferret. ESSO REP. Rapport SOGREAH 51 378/JVR.

S.O.G.R.E.A.H., 1995. Etude courantologique du rejet en mer par l'intermédiaire du wharf de La Salie des effluents traités industriels et urbains. Actualisation de l'étude de 1991. SIBA. rapport 51 1435, 17 p. + 16 planches, rapport annexe.

S.O.G.R.E.A.H., I.F.R.E.M.E.R., 1997. Influence de modifications morphologiques sur la courantologie et la sédimentologie du Bassin d'Arcachon. Service Maritime et de Navigation de la Gironde, S.M.V.M., rapport 51.1473, 31 p.+ annexes.

SAINT-PE M.A., 1966. Etude hydrogéologique et géochimique : la nappe phréatique du Nord-Est du Bassin d'Arcachon et son influence sur l'alimentation des aquifères sous-jacents. Thèse 3ème Cycle Université de Bordeaux I, 73 p. + cartes.

SALINERES J.B., 1972. Contribution à l'étude géochimique du bassin d'Arcachon. Thèse 3 ème cycle, Univ. Bordeaux I, Bordeaux, 90 p.

SALOMON J-C., BRETON M., 1995. Arcachon - L'Hydrodynamique par la modélisation mathématique. Rapport provisoire IFREMER/DEL/HS, 12-96, 23 p + 54 fig.

SAWICZ, 1854. Plan de l'entrée et de l'intérieur du Bassin d'Arcachon. Ponts et Chaussées maritime. Carte marine levée en oct-dec 1854, ech. 1/40 000.

SCHOELLER H., 1948. Etude hydrogéologique du Bassin d'Arcachon. *C.R. Somme. ds Scéances de la S.G.F.*, **11**, 4 Juin 1956

SCHOELLER H., 1964. Etude Hydrogéologique du bassin de l'Eyre. *Bull. Techn. du Génie Rural*, **70**, Ed. C.R.E.G.R.- Antony, 87 p. + 23 fig.

SIMON S., 1994. Rapport d'activité. 2ème semestre 1994. Rapport CREOCEAN/IFREMER-SISMER, décembre 1994, 31 p.

SIMON S., 1995. Approche systémique et Systèmes d'Information Géographiques. Les conflits spatiaux du Bassin d'Arcachon : Exemple de l'huître et son environnement. Thèse de Doctorat de Géographie Humaine, Université de Strasbourg, 313 p. + annexes.

SORIANO-SIERRA E., 1989. Distribution, géomorphologie et dynamique des schorres du Bassin d'Arcachon, Gironde, France. In Résumé des Communications du Congrès Commun Limnologie - Océanographie Marseille 26 - 29 Juin 1989, 271-272.

SORIANO-SIERRA E., 1992. Etude écologique des marais salés du Bassin d'Arcachon : Structure et évolution des schorres, production et dégradation de leur végétation et échanges de matières particulaires entre les schorres et le bassin. Thèse Université de Bordeaux I, 256 p.

SORNIN J-M., 1982. Influence des installations conchylicoles sur l'hydrologie et sur la morphologie des fonds. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, **45**(2), 127-139.

St JOURS (CAPITAINE), 1904. Le port de Soulac. Les dunes et les étangs de Gascogne. *Bull. Soc. Géogr. Comm. de Bordeaux*, **20**, 297-306; **21**, 330-334; **22**, 337-343; **23-24**, 357-363.

SUCASAS DA COSTA J.P., 1977. Contribution à l'étude morphologique et sédimentologique du littoral et du proche plateau continental du Bassin d'Arcachon à l'Etang de Biscarosse (Aquitaine, France). Thèse 3ème cycle, Université Bordeaux I, 54 p.

TAFFARD J., 1810. Carte du Bassin d'Arcachon levée par Jules Taffard en exécution des ordres de S.E. le Ministre de la Marine, levée de novembre 1808 à août 1810. B.N., Cartes et Plans, SH XIX°, Port. 58, div. 2, pièce 6, ech. 1/25 000.

TAFFARD J., 1810. Mémoire. Archives Nationales, 3JJ, marine 171, pièces 35 et 35 bis.

TEISSIER J.C., 1967. Etude hydrogéologique du Plio-quaternaire dans la région de l'étang de Cazaux. Thèse Faculté Sciences Bordeaux, 75 p.

TEULERE, 1792. Observations sur l'entrée du Bassin d'Arcachon. Manuscrit.

THAURONT F., 1994. Les transits sédimentaires subtidaux dans les passes internes du Bassin d'Arcachon. Thèse Université de Bordeaux I, 262 p.

THAURONT F., BERNE S., CIRAC P., DE RESSEGUIER A., 1993. Etude des déplacements sableux sur une dune tidale. 4ème Congrès ASF, Lille. *Publication ASF*, **369**, 337-338.

THOULET J., 1892. Observations océanographiques relatives au Bassin d'Arcachon (Gironde). *C.R. Hebdo. Acad. Sci, Paris*, **115**, 533-535.

THOULET J., 1894. Notes d'océanographie relatives au Bassin d'Arcachon. *Revue Maritime et Coloniale*, Janv. Fev. 1894, 39 p.

TURCQ B., 1984. Faciès et formes sédimentaires du plateau continental nord- aquitain, réponse aux processus hydrodynamiques actuels. Thèse 3°cycle, Université Bordeaux, 192p.

TURCQ B., CIRAC P., BERNE S., WEBER O., 1986. Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale Nord-Aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, **39**, 149-164.

U.S DEP. of ENERGY, 1985. Glaciers, ice sheets and sea level : effect of a CO_2 induced climatic change. Report of a worshop held in Seattle, Washington. sept 13-15 1984.

ULANGA D., 1992. Bilan des dragages et dépôts de sédiments dans le Bassin d'Arcachon. Contrat d'Etude n°92 5 587 023 IFREMER-ADERCA, coll. SMNG. Rapport 116 p. + annexes.

VALANCOGNE C., 1992. Le cycle de l'eau en zone de culture : cas du maïs. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **51-52**, 179-190.

VAN STRAATEN L.M.J.U., 1950. Giant ripples in tidal channels. *Koninklijk Neder. Aardr. Genoots.*, **67**(3), 76-81.

VAN STRAATEN L.M.J.U., 1953. Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the Basin of Arcachon (France). *Geol. Mijnbouw*, **15**, 1-11

VAN STRAATEN L.M.J.U., KUENEN Ph.H., 1957. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea. *Geol. Mijnbouw*, nouv.serie, **19**, 329-354.

VERGER F., 1968. Marais et wadden du littoral français. 1ère Ed., Biscaye Frères Impr., Bordeaux, 541p.

VERGER F., 1983. Marais et wadden du littoral français. 3ème édition Librairie Minard. Paradigme Terres et sociétés, 549 p.

VOUVE J., CAZAL A., PLAUD M., POUCHAN P., Introduction à l'étude hydrogéologique du Bassin d'Aquitaine. Centre d'Hydrogéologie de la Fac. des Sci. de Bx.

WEBER O., 1978. Transits sédimentaires et évolution saisonnière de la zone littorale à La Salie (Gironde). Thèse Université de Bordeaux I, 126 p.

WISSOCQ W.E., 1839. Mémoire sur les travaux à exécuter pour améliorer l'entrée du Bassin d'Arcachon. Archives P.A.B.