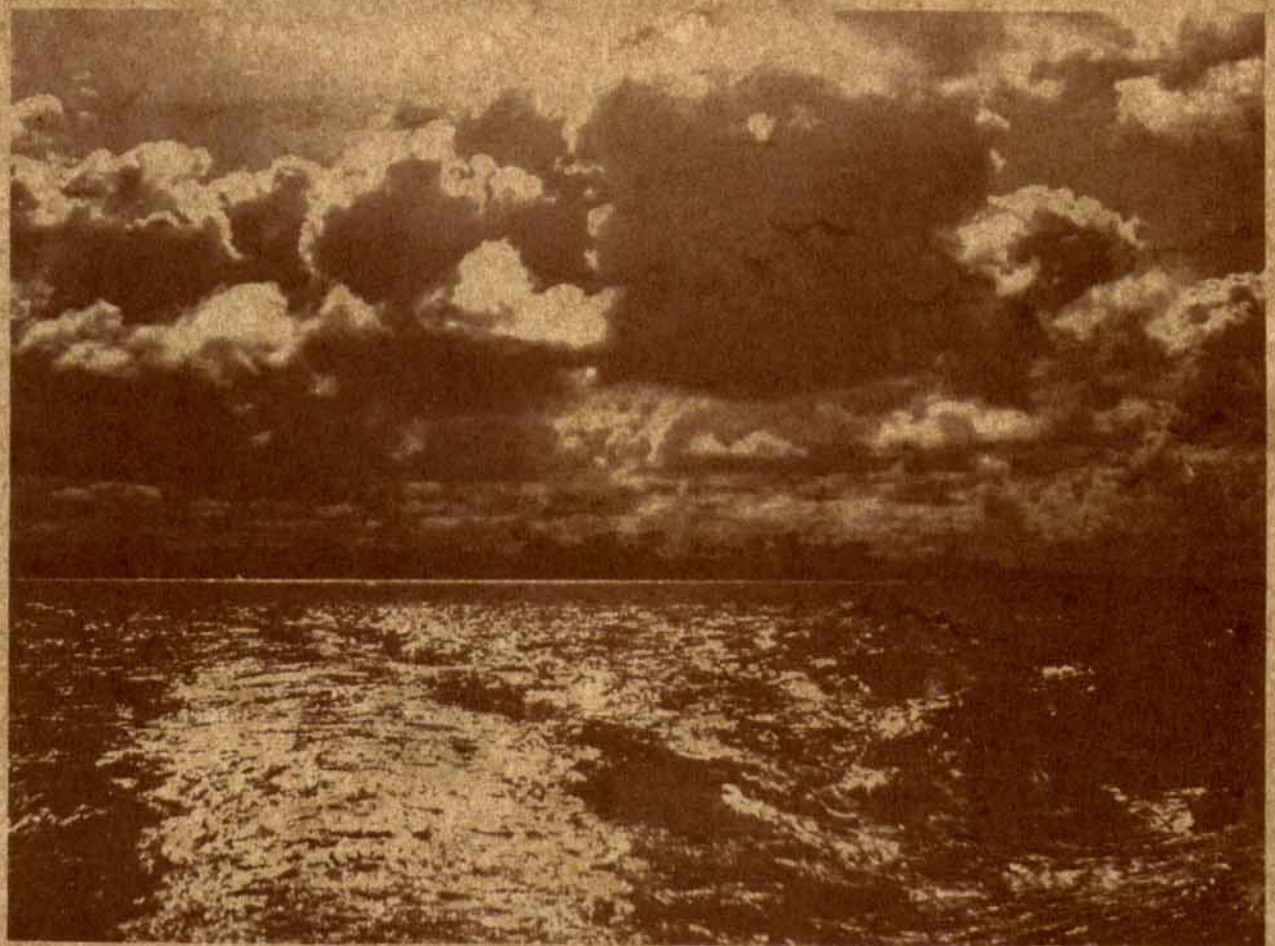
François Varlet

LE RÉGIME de la LAGUNE ÉBRIÉ

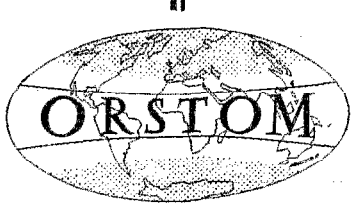
CÔTE D'IVOIRE



TRAVAUX
ET DOCUMENTS
DE L'O.R.S.T.O.M.

LE REGIME DE LA LAGUNE EBRIE (COTE D'IVOIRE)

Traits physiques essentiels



François VARLET

ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré au nom de RÉGIE ORSTOM BONDY, ou par chèque postal (compte n° 9.152-54, Paris, RÉGIE ORSTOM BONDY).
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE
ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET PARASITOLOGIE
HYDROBIOLOGIE
HYDROLOGIE
OCÉANOGRAPHIE
PÉDOLOGIE
SCIENCES HUMAINES

séries trimestrielles	Abonnement :	*France*	120 F.	
		Etranger	156 F.	36,30 US dollars
GÉOLOGIE - *série semestrielle*	Abonnement :	*France*	96 F.	
		Etranger	120 F.	28,00 US dollars

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an *(15 fascicules)*	Abonnement :	*France*	115 F.	
		Etranger	130 F.	30,25 US dollars

Dans la collection des TRAVAUX et DOCUMENTS de l'ORSTOM

N° 82 - MERLE J. - **Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique intertropical.**

184 p. - 170 F.

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 83

François VARLET
Directeur de recherches de l'ORSTOM

LE RÉGIME DE LA LAGUNE ÉBRIÉ
(CÔTE D'IVOIRE)

Traits physiques essentiels

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1978

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que « les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une « utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et « d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faits sans le consentement de « l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal. »

© O.R.S.T.O.M. 1978

I.S.B.N. 2-7099-0495-0

à J. L. T.

"Tous nous collaborons à l'achèvement d'une seule oeuvre".

Marc Aurèle. Pensées, VI, 42.

"Il n'y a rien qu'on ne doive présumer de l'adresse de la nature ; mais elle a une autre sorte d'adresse toute particulière pour se dérober à nous [...], et les vrais philosophes sont comme les éléphants, qui en marchant ne posent jamais le second pied à terre que le premier ne soit bien affermi. La comparaison me parait d'autant plus juste, interrompit-elle, que le mérite de ces deux espèces, éléphants et philosophes, ne consiste nullement dans les agréments extérieurs".

Bernard Le Bovier de Fontenelle.
Entretiens sur la pluralité des Mondes.- Sixième soir.

"La seule ressource qui nous reste donc dans une recherche si pénible, quoique si nécessaire [...], est d'amasser le plus de faits qu'il nous est possible, de les disposer dans l'ordre le plus naturel, de les rappeler à un certain nombre de faits principaux dont les autres ne soient que des conséquences. Si nous osons quelquefois nous élever plus haut, que ce soit avec cette sage circonspection qui sied si bien à une vue aussi faible que la nôtre".

Jean Le Rond d'Alembert.
Discours préliminaire de l'Encyclopédie.

"The paradox thus lies in the recognised fact that estuaries are similar enough to constitute an integrated field of investigation, but at the same time estuaries are so different in detail that generalizations are dangerous. The state of our knowledge is still so imperfect that one is never certain wether a general principle or a unique detail is being studied. Therefore it is difficult and sometimes impossible to apply methods which have been found useful in one estuary as the basis for predictions in others".

Bostwick H. Ketchum, 1953.

SOMMAIRE

INTRODUCTION..... 11

Chapitre premier - QUELQUES DONNEES TOPOGRAPHIQUES..... 15

A.- LONGUEURS, SURFACES, VOLUMES..... 16
1. Longueurs..... 16
2. Surfaces..... 17
3. Volumes..... 18
4. Surfaces et volumes cumulés..... 19

B.- LA FORMATION DES LAGUNES SELON PELNARD - CONSIDERE..... 19

C.- NOTE SUR L'EROSION DU "BOUCHON"..... 21

Chapitre deux - LA SALINITE..... 23

A.- VARIATION ANNUELLE LOCALE..... 24
1. En baie de Cocody..... 24
2. Dans les baies de Koumassi Est et Ouest..... 26

B.- LE RYTHME LUNI-SOLAIRE..... 27
1. Variation semi-diurne. La diffusion verticale..... 28
2. Variation demi-synodique..... 30
3. Conclusion..... 32

C.- VARIATION D'ENSEMBLE..... 33
1. Avant l'ouverture du canal de Vridi..... 34
2. Après l'ouverture du canal de Vridi..... 34

D.- EVOLUTION DE LA SALINITE DANS DES FOSSES PROFONDES..... 37
1. La fosse de Koumassi Est..... 37
2. La fosse d'Abouabou..... 40

Chapitre trois - REGIME THERMIQUE. EVAPORATION..... 45

A.- VARIATION DIURNE..... 46

B.- PARTICULARITES OCCASIONNELLES..... 48

C.- VARIATION ANNUELLE LOCALE..... 50
1. A Abidjan..... 50
2. Dans les baies de Koumassi Est et Ouest..... 52

D.- VARIATION D'ENSEMBLE..... 53

E.- EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DANS DES FOSSES PROFONDES..... 54
1. Fosse de Koumassi Est..... 54
2. Fosse d'Abouabou..... 56

F.- L'EVAPORATION..... 58
1. L'énergie reçue..... 58
2. L'énergie perdue par rayonnement, advection et conduction..... 60
3. L'énergie stockée..... 63
4. Résultats et vérifications..... 63

Chapitre quatre - TEMPERATURE ET SALINITE DANS LE CANAL DE VRIDI.... 69

A.- OBSERVATIONS SIMULTANEES..... 69
1. En saison sèche (étiage)..... 69
2. Pendant une crue de la Comoé..... 70

B.- DECOMPOSITION HARMONIQUE DE LA VARIATION DE TEMPERATURE.... 71

Chapitre cinq - ELEMENTS D'UN BILAN DE L'EAU ET DU SEL. LES ECHANGES AVEC LA MER..... 75

A.- LES APPORTS D'EAU DOUCE..... 75

B.- LES ECHANGES AVEC LA MER..... 78
1. Calculs..... 78
2. Comparaison avec des mesures directes..... 82

Chapitre six - pH ET GRANDEURS ASSOCIEES..... 85

A.- VARIATION DIURNE..... 86

B.- VARIATION ANNUELLE DU pH ET DE L'ALCALINITE DE TITRATION... 88
1. En baie de Cocody..... 88
2. Dans les baies de Koumassi Est et Ouest..... 90

C.- LE pH DU MELANGE EAU DE MER - EAU FLUVIALE..... 91

D.- VARIATION D'ENSEMBLE..... 93

E.- EVOLUTION DU pH DANS DES FOSSES PROFONDES..... 94

Chapitre sept - MILIEUX OXYDANTS. MILIEUX REDUCTEURS..... 99

A.- L'OXYGENE DISSOUS..... 99
1. Variation diurne..... 100
2. Variation annuelle..... 100
3. Variation d'ensemble..... 100

B.- MILIEUX REDUCTEURS..... 102
1. Le soufre et la production d'hydrogène sulfuré..... 102
2. Le carbone et la production de méthane..... 103
3. L'azote ammoniacal..... 105

Chapitre huit - SELS NUTRITIFS. FER. MATIERE ORGANIQUE (C.O.D., B.O.D., SEDIMENTS)..... 107

A.- LA SILICE..... 108
1. Comportement conservatif et exceptions possibles..... 110
2. Répartition d'ensemble..... 111

B.- PHOSPHORE, FER..... 111
1. Variation annuelle locale..... 112
2. Variation d'ensemble..... 113

C.- LES NITRITES..... 114

D.- REPARTITION DES SELS NUTRITIFS DANS LA FOSSE DE KOUMASSI EST. LA DIFFUSION VERTICALE AU VOISINAGE DE LA HALOCLINE.. 116

E.- LA MATIERE ORGANIQUE..... 118
1. Dans la phase aqueuse..... 119
2. Dans les sédiments..... 120

F.- NOTE SUR LA CIRCULATION DE LANGMUIR..... 121

Chapitre neuf - LA MAREE EN LAGUNE..... 123

A.- LA MAREE AVANT L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI..... 125

B.- LA MAREE DE VRIDI A GRAND-BASSAM, APRES L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI..... 128
1. Grau de Grand-Bassam ouvert..... 129
2. Grau de Grand-Bassam presque fermé..... 133
3. Note sur la marée dans le canal de Vridi..... 137

C.- LA MAREE DE VRIDI A ASAGNY..... 139

D.- SEICHES. VARIATIONS DE NIVEAU LIEES AU VENT..... 143

E.- LA MAREE DANS L'ENSEMBLE POTOU-AGUIEN..... 144

F.- LA MAREE DANS UN PUITS..... 146

Chapitre dix - LES VARIATIONS DU NIVEAU MOYEN..... 149

A.- AVANT L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI..... 149

B.- APRES L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI..... 153

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 157

INTRODUCTION

"Je considère à présent ce que j'aurais pu faire et qui n'est pas ce que j'ai fait [...]. Peut-être est-il toujours trop tard pour mieux faire".

Paul Valéry - Ma "Poétique"

Semblables et divers, les estuaires, lagunes et deltas, suscitent depuis quelques années un regain d'intérêt auprès des chimistes, des hydrauliciens, des biologistes, et des sédimentologues : des groupes de travail se forment, des revues se créent, des ouvrages paraissent, qui leurs sont consacrés.

L'essentiel -85 % environ- des apports continentaux à l'océan transite par cette interface dont l'importance, fondamentale sur le plan spéculatif du fait des processus biogéochimiques dont elle est le siège, n'est pas moins grande pour les activités humaines. Celles-ci y trouvent des sites privilégiés pour les implantations portuaires et industrielles, pour la pêche et l'aquaculture, pour les loisirs aussi. Ce rôle économique et social de premier plan nous fait un devoir de maintenir dans des limites tolérables les atteintes de la pollution, ce qui suppose une meilleure connaissance des mécanismes dans cet environnement. Un impératif "écologique" s'ajoute ainsi à notre curiosité scientifique.

Qualifiée par CLOZEL (1906) de"coeur économique de la Côte d'Ivoire", la lagune Ebrié se situe au centre du réseau lagunaire qui, de Fresco à la lagune Aby, s'étend sur un peu plus de la moitié de la façade maritime du pays et a été intimement lié à l'histoire de son développement : ALOSIUS (1976), MAUNY (1972), ROUGERIE (1950, 1972), SEMI-BI (1974), VARLET (1950).

A l'origine, l'étude physique des lagunes éburnéennes fut conçue en fonction des besoins de la navigation* : cartographie, bathymétrie sommaire, surveillance des crues et des embouchures..., et des projets portuaires. A la fin de la seconde guerre mondiale, l'imminence de l'ouverture du canal de Vridi avec ses conséquences irréversibles sur le milieu, le développement d'un projet de centrale d'énergie thermique des mers (NIZERY, 1946) qui prévoyait l'utilisation d'une baie de la lagune Ebrié comme source chaude, firent sentir le besoin d'études élargies. L'Institut Français d'Afrique Noire (IFAN) et l'Office de la Recherche Scientifique Coloniale (actuellement ORSTOM) fournirent alors un minimum de moyens en chercheurs et en matériel.

On trouvera ici, regroupés sous un plan à la fois thématique et régional qui a paru le plus commode, sinon le plus logique, des résultats dont la plupart ont été obtenus entre 1947 et 1955. Ils n'avaient connu, à l'époque, qu'une diffusion restreinte ; peut-être pourront-ils, aujourd'hui, fournir un cadre général à des études beaucoup plus fines et spécialisées, et une référence à un état de pollution nulle ou négligeable. Puissent ceux qui les utiliseront, les compléteront, ou les rectifieront, y trouver un reflet de la joie que leur quête nous a procurée

*"Ces lagunes sont parcourues par les vapeurs des maisons de commerce", écrivait un voyageur de 1899, Léon FARGEAS, cité par WONDJI (1972).

et de notre affectueuse gratitude à l'égard de ceux qui ont participé à cet effort.

Le directeur de l'IFAN en Côte d'Ivoire, J.L. TOURNIER, infatigable pionnier, dans ce domaine et dans tant d'autres, fut un inspirateur et un guide constant : ce travail est aussi le sien. L'aide et la souriante amitié de Marcel ADAM, premier directeur du port autonome d'Abidjan, aplanirent bien des obstacles, autrement insurmontables. Les exceptionnelles qualités professionnelles et humaines d'Augustin KOUASSI, pilote de lagune, dont nous évoquons avec émotion le souvenir, facilitèrent beaucoup le travail sur le terrain. Cependant que la compétence et l'inlassable dévouement de Madame Suzanne COLDEFY firent merveille au laboratoire.

Abidjan, juillet 1947 - juillet 1977.

CHAPITRE PREMIER

QUELQUES DONNÉES TOPOGRAPHIQUES

La lagune Ebrié, dont on trouvera une carte figure 100, s'étend sur quelque 140 km, du canal d'Asagny, à l'Ouest, qui la fait communiquer avec le Bandama et la lagune de Grand-Lahou, à Grand-Bassam à l'Est, où elle se confond avec le débouché en mer de la Comoé qui se ferme et que l'on rouvre épisodiquement. Elle se relie à la lagune Aby par le canal d'Assinie. Du fait de multiples identations, souvent importantes, sur les deux rives, l'assimilation à une série de canaux de section constante, si commode pour toutes les considérations hydrauliques, est délicate. La largeur du cordon littoral varie entre 0,8 et 8 km, et l'on peut souvent y reconnaître des lignes de rivages successifs.

Les premiers sondages en lagune furent, on le sait, ceux de la mission du capitaine HOUDAILLE (1898-1899) qui conduisirent à retenir "l'emplacement du futur port de la Côte d'Ivoire". Dès 1907, on disposait d'une carte, assez exacte dans ses grandes lignes, de l'ensemble du réseau lagunaire, de Fresco à la lagune Ehy (MORNET, 1907). Mention spéciale doit être faite de la carte de la lagune de Grand-Lahou, admirable de précision, dressée en 1892-1893 par l'Administrateur POBEGUIN. En 1919, NOËL reproduisait d'assez nombreux sondages provenant des "marins

pratiques de la lagune", de Jacqueville à Grand-Bassam. La comparaison avec les sondes actuelles est difficile. Elle suggère, cependant, soit que les "pratiques de la lagune" ont diminué leurs sondes d'un pied de pilote notable, soit qu'il y a eu envasement, tout particulièrement dans la vaste région qui s'étend d'Assaba à l'île 6, au débouché de l'Agnéby.

Dans tout ce qui suit, nous nous référerons à l'excellente carte au $\frac{1}{50\ 000}$ que diffusait le Service Géographique de l'AOF. Les sondages utilisés sont ceux réalisés en 1951 par TOURNIER, à l'échosondeur. Complétés, depuis, par les soins du Port d'Abidjan et par TASTET (1975), ils comportent néanmoins l'essentiel.

A.- LONGUEURS, SURFACES, VOLUMES.

Ces résultats s'entendent en période d'étiage. Les longueurs ont été mesurées plusieurs fois au curvimètre, et les surfaces soigneusement planimétrées. Bien que se rattachant, strictement parlant, à la lagune Ebrié, le système des lagunes Potou et Aguien possède une individualité propre et demande à être examiné séparément.

1. LONGUEURS.

Lagune Ebrié, sans le système Potou-Aguien :

Périmètre	:	644 km
Longueur de l'axe médian	:	132 km
Longueur de la rive Nord	:	401 km
Longueur de la rive Sud	:	243 km
Largeur	:	1 à 7 km.

La rive Nord, où aboutissent des rivières, est plus riche en baies que la rive Sud. Si l'on définit un coefficient de tortuosité par le rapport de la longueur de la rive à la longueur de l'axe médian,

celui de la rive Nord s'établit à 3,0 contre 1,8 pour la rive Sud.

Le périmètre du système Potou-Aguien, évalué sur une carte au $\frac{1}{200\ 000}$, est de 72 km, son axe médian de 32 km.

2. SURFACES.

Lagune Ebrié, sans le système Potou-Aguien :

Surface	:	608 km^2
Surface des îles	:	85 km^2
Surface du plan d'eau	:	523 km^2
Surface des baies	:	99 km^2

Sont comptées comme baies toutes les échancrures raisonnablement longues par rapport à la largeur de l'entrée. Elles représentent près du cinquième de la surface du plan d'eau, et sont beaucoup plus importantes dans les tiers Est (39 km^2) et Ouest (52 km^2) que dans le tiers central de la lagune (8 km^2).

D'Est en Ouest, la surface des principales baies (surface dépassant 1 km^2) s'établit ainsi :

Lagune Ouladine	:	4,35 km^2
Baie d'Amaviblé	:	1,05 km^2
Baie de Bingerville	:	3,30 km^2
Baie d'Abou-Abou	:	3,90 km^2
Baie de Koumassi Est*	:	6,95 km^2
Baie de Koumassi Ouest*	:	5,45 km^2
Baie de Cocody	:	1,70 km^2
Baie du Banco	:	3,55 km^2
Baie d'Adiopodoumé	:	2,75 km^2
Baie de Dabou	:	3,75 km^2
Baie de Mopoyem	:	14,45 km^2
Baie de Toupa	:	4,75 km^2
Baie d'Attoutou	:	7,50 km^2
Baie de Nidjiossoko	:	1,40 km^2
Baie de Cosrou	:	19,60 km^2

*On sait que ces deux baies constituent en réalité le chenal Sud de l'île de Petit-Bassam et ne doivent leur existence qu'à la construction de la digue de Koumassi.

La surface du système Potou-Aguien est de l'ordre de 43 km^2.

3. VOLUMES.

Utilisant les sondes disponibles, on trouve une valeur de 2,5 km^3 pour le volume d'eau présent en lagune Ebrié, système Potou-Aguien exclu, dont le volume est de l'ordre de 0,15 km^3. Sans doute, est-il prudent de considérer que l'erreur relative sur ces chiffres peut atteindre 10 %. Par comparaison avec la surface du plan d'eau, on voit que la profondeur moyenne de la lagune est d'environ 4,8 m. Quelques fosses : baie d'Abou-Abou, entrée de la baie de Koumassi Est, port d'Abidjan et SE île Boulay ainsi qu'un lac du cordon littoral, le lac Bakré, ont des profondeurs atteignant ou dépassant légèrement une vingtaine de mètres.

Pour fixer les idées, on peut indiquer que la surface et le volume de la lagune correspondent respectivement au millionième et au milliardième de ceux de l'océan mondial. Ou encore qu'un pays comme Israël consomme annuellement, pour les besoins conjugués de l'agriculture et des usages domestiques et industriels, les deux tiers (1,6 km^3) du volume de la lagune en eau douce. Mais il est beaucoup plus important de réaliser -et c'est un point sur lequel nous reviendrons longuement- que les échanges annuels d'eau avec l'extérieur, qu'il s'agisse de l'eau douce reçue, principalement fluviale, ou de l'eau salée qui transite par le canal de Vridi et, éventuellement, par le grau de Grand-Bassam, sont plusieurs fois supérieurs au volume de la lagune. Celle-ci sera donc bien renouvelée, au rythme des marées, des crues fluviales et des saisons pluvieuses. Cependant, ces apports sont distribués de façon suffisamment irrégulière dans l'espace pour que des gradients longitudinaux importants apparaissent (la largeur de la lagune étant faible par rapport à sa largeur, les gradients transversaux sont négligeables en première approximation) et que des "régions naturelles" soient discernables. On notera enfin que la faible profondeur de la lagune implique qu'une onde longue, comme l'onde de marée, s'y propage lentement, de

sorte que sa longueur devient comparable à la longueur de la lagune et que d'éventuelles interférences entre onde incidente et ondes réfléchies pourront être décelées.

4. SURFACES ET VOLUMES CUMULES.

Pour obtenir rapidement la surface ou le volume d'un tronçon de lagune, il est commode de disposer de courbes des surfaces et des volumes cumulés. Celles que nous avons établies sont malheureusement difficilement reproductibles car une grande échelle est quasi-obligatoire, mais on peut indiquer une formule approchée. Comptons les distances suivant l'axe médian de la lagune à partir du grau de Grand-Bassam (tel qu'il figure sur la carte au $\frac{1}{50\ 000}$ déjà mentionnée), c'est à dire d'Est en Ouest, et considérons un tronçon de lagune débutant au grau et limité à l'Est par une perpendiculaire à l'axe médian de la lagune, à la distance D km du grau. Son volume V (système Potou-Aguien exclu), exprimé en millions de m^3, sera donné par des expressions telles que :

$$V = 16 \cdot 10^{\frac{D}{25}} \quad , \ 3 \leqslant D \leqslant 39$$

et

$$V = 350 \cdot 10^{\frac{D}{150}} \quad , \ D \geqslant 45$$

La coupure entre 39 et 45 km correspond sensiblement à la fosse du port d'Abidjan.

B.- LA FORMATION DES LAGUNES SELON PELNARD - CONSIDERE

Les travaux de l'ingénieur en chef des Ponts et Chaussées Roger PELNARD-CONSIDERE ont apporté une contribution de tout premier ordre à la connaissance des processus littoraux sur la côte occidentale d'Afrique, et l'on sait, par exemple, que la conception et la réalisation du canal de Vridi en découlent directement. Mais il n'est sans

doute pas inutile de rappeler que, dès 1935 (extrait de rapport communiqué par J.L. TOURNIER), cet ingénieur a élaboré une théorie de la formation de certaines lagunes du type de la lagune Ebrié, vérifiée en modèle réduit.

M. PELNARD-CONSIDERE pense que la formation de la lagune Ebrié peut difficilement s'expliquer par l'extension progressive d'une flèche de sable formant cordon littoral : du fait de sa longueur, d'abord, ce qui n'est peut-être pas un argument irréfutable ; du très faible angle qu'aurait formé cette flèche avec la houle, ensuite ; et enfin de la présence de ces indentations profondes, si caractéristiques de la rive Nord de la lagune Ebrié, que l'action de la houle sur ces terrains tendres aurait nivelé très vite, et qui ne peuvent être postérieures à la création de la lagune puisque n'y débouchent que des cours d'eau de très faible importance. Ajoutons que la grande profondeur du lac Bakré ferait aussi problème. Il faut donc faire appel, toujours selon M. PELNARD-CONSIDERE, à un processus, qui n'a pas besoin d'être continu, d'élévation relative du niveau de la mer par rapport à la côte, sous la double et stricte condition :

a - Que l'orientation de la côte par rapport à la houle soit telle que la tendance soit à l'engraissement (en l'absence de toute variation relative du niveau de la mer).

b - Que cet engraissement, c'est à dire le taux d'apport de sable soit supérieur à une certaine valeur qui dépend de la vitesse avec laquelle se produit l'élévation relative du niveau de la mer. Sinon, et même si la première condition est remplie, le processus inverse : destruction du cordon littoral, se produit.

La critique géologique du mécanisme proposé n'est pas de notre compétence, mais d'autres arguments nous semblent jouer en sa faveur :

a - Du cap des Palmes à Sassandra-Fresco, la houle aborde la côte sous un angle moyen de 46°, d'où une érosion active qui alimente

au moins partiellement, le cheminement des sables. A l'Est de Fresco, la côte s'incurve vers le Sud, l'angle de la houle avec le rivage diminue et cette partie du littoral est bien une zone d'engraissement (VARLET, 1958).

b - On sait, par ailleurs, que le niveau de la mer s'est progressivement élevé (eustatisme, réajustements isostatiques) d'une centaine de mètres depuis 17 000 ans, restant toutefois à peu près stable au cours des six mille dernières années*. Une deuxième condition d'application de la théorie est donc vérifiée, et il resterait à examiner si le taux d'engraissement à l'Est de Fresco est suffisant pour qu'il y ait eu effectivement création d'un cordon littoral, malgré une vitesse de remontée de la mer qui a été, on le voit, d'environ 1 cm par an.

c - Dernière remarque, dont il convient, sans doute, de ne pas exagérer la portée : sous 10 à 20 m d'eau, on trouve en lagune, près d'Abidjan, une cinquantaine de mètres de vase, ce qui nous amène assez près des 100 mètres de remontée du niveau de la mer.

C.- NOTE SUR L'EROSION DU "BOUCHON"

De nombreux exemples, certains célèbres comme celui d'Assinie, montrent que l'évolution des embouchures naturelles peut être très rapide. La phase ultime de la percée du canal de Vridi a permis de recueillir quelques données quantitatives sur l'érosion d'un promontoire sableux par les courants.

---

*Sur les conséquences extraordinairement bénéfiques pour l'humanité de cette stabilité, qui a permis le développement des civilisations anciennes d'estuaires et de deltas -bas Nil, Tigre, Euphrate, Indus-, voir, par exemple, WEYL, 1970, p. 250.

Le 23 juillet 1950, à 9 h 50, une drague pratiquait une ouverture de quelques mètres de large sur un mètre de profondeur environ au milieu du "bouchon", étroite bande de sable qui barrait encore le canal à 1800 mètres de son débouché en lagune. Le soin de l'agrandir fut laissé aux courants de marée*. Faibles d'abord : 0,2 m/s le 23 juillet (morte-eau), ils atteignirent 0,4 m/s le lendemain et 0,9 m/s le 27 juillet. Cette dernière valeur n'ayant pas été dépassée au cours des deux premières semaines. Le 25 juillet, la passe atteignait 130 m de large et 7 m de profondeur maximale, ces chiffres passant respectivement à 214 m et 10,5 m le 28 juillet, et à 280 m et 11 m le 1er août.

La figure 1 montre quelle a été l'évolution du volume de la passe, autrement dit du volume de sable érodé. Ces chiffres doivent être augmentés de 25 à 30 % si l'on désire tenir compte de la régression simultanée, par éboulement naturel des talus de sable, de la partie aérienne du bouchon. L'essentiel de l'érosion a eu lieu, on le voit, au cours des dix premiers jours, enlevant 29 000 m^3 de sable dans la passe qui atteignait alors, avons-nous dit, 280 m de large. La partie Est du bouchon avait entièrement disparu, mais les quelque 90 m qui subsistaient sur la rive Ouest, formés sans doute d'un sable de granulométrie différente, plus compact, moins remanié, mirent des mois à disparaître, encore fallut-il draguer.

*A cette date, la plus grande partie de la crue de juin avait été évacuée par le grau de Grand-Bassam, voir chap. 10, §A.

CHAPITRE DEUX

LA SALINITÉ

Dans une lagune en communication avec la mer, comme dans un estuaire, la répartition de la salinité dépend de la bathymétrie et de la morphologie locales, des apports d'eau douce et de l'évaporation, de la salinité en mer et des caractéristiques de la marée.

La circulation y est caractérisée par un écoulement superficiel d'eau moins salée vers la mer et un écoulement sous-jacent d'eau salée en sens inverse. Les courants alternatifs de marée fournissent l'essentiel de l'énergie nécessaire au mélange de l'eau océanique et de l'eau douce, cependant que la stabilité verticale qui résulte de cette répartition de la salinité (et de celle de la température : l'eau de mer étant plus froide que l'eau de la lagune) tend à contrarier ce mélange. Les gradients de salinité, verticaux d'abord, longitudinaux ensuite, s'atténuent à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure. Bien que la rotation de la terre ne soit théoriquement pas sans effet sur la circulation transversale, celle-ci peut être, dans les conditions usuelles, négligée.

S'il est aisé d'écrire les équations (de continuité, de conservation du sel, de la dynamique) qui, compte tenu des conditions aux limites, régissent la circulation et la distribution de la salinité (ou de toute autre propriété conservative), leur intégration nécessite, ou des simpli-

fications abusives, ou le recours à des techniques très élaborées d'intégration numérique. Dans tous les cas, la comparaison du résultat des calculs avec une situation directement étudiées sur le terrain est essentielle : elle seule permet de dégager les processus physiques dominants et de choisir correctement les valeurs de certains coefficients. Ensuite seulement, les équations peuvent être utilisées à des fins de prévision. On en trouvera un bel exemple récent dans BLUMBERG [1975].

Pour plus de clarté, nous indiquerons d'abord les grandes lignes de nos résultats, détails et cas particuliers venant ensuite. L'exposé des conditions météorologiques et climatologiques locales a été donné ailleurs (VARLET, 1958).

A.- VARIATION ANNUELLE LOCALE

L'alternance des saisons sèches et pluvieuses, des crues fluviales et des périodes d'étiage, impose un rythme annuel à la variation de la salinité. Mais nous verrons plus loin que d'autres périodicités, liées à la marée, peuvent être décelées.

1. EN BAIE DE COCODY.

La figure 2 présente les moyennes mensuelles de salinité déduites de mesures* journalières de surface effectuées près du rivage dans la baie de Cocody, au lieu-dit PORT-IFAN (emplacement des labora-

*On déterminait la chlorinité par dosage au nitrate d'argent, suivant une méthode simplifiée (HARVEY, 1957, p. 127) donnant une précision meilleure que ± 0,1 °/₀₀, largement suffisante en lagune. Conversion en salinité par la formule de KNUDSEN. Contrôle de chaque nouvelle solution de nitrate d'argent par l'eau normale.

toires lagunaires de l'IFAN, aujourd'hui disparus). Les résultats antérieurs à 1948 sont dûs à J.L. TOURNIER.

Avant l'ouverture du canal de Vridi (23 juillet 1950) la seule communication avec la mer était celle du grau de Grand-Bassam, distant de quelque 40 km. La variation annuelle est de faible amplitude, avec un maximum de salinité d'environ 6°/₀₀ en avril-mai (fin de saison chaude) et des valeurs voisines de 1°/₀₀ de juillet à janvier, où se marque cependant un léger maximum secondaire.

Avec l'ouverture du canal de Vridi, le maximum de saison chaude atteint 25°/₀₀ ; le maximum secondaire d'août (petite saison sèche est très net, avec 8°/₀₀, séparant les minima de juillet (après la grande saison des pluies) et de septembre-novembre (petite saison des pluies et, surtout, crue de la Comoé). Maxima et minima se produisent plus tôt que dans la situation antérieure, la communication avec la mer étant meilleure et plus proche. L'ouverture du canal de Vridi a diminué les courants de chasse dans le grau de Grand-Bassam qui s'est progressivement ensablé, se fermant complètement en juin 1954. Rouvert en septembre de la même année pour éviter une inondation de Grand-Bassam, il devait se refermer en juin 1957*. Une fraction croissante du débit de la Comoé s'est donc trouvé détournée par Vridi dans les années qui ont suivi l'ouverture du canal. Ceci explique que, sur la figure 2, la courbe des moyennes Août 1950-1956 se situe en dessous de la courbe des moyennes Août 1950-1953.

L'analyse harmonique des moyennes août 1950-1953 fournit les résultats suivants, x désignant le numéro d'ordre du mois (zéro pour janvier) :

$$S°/_{00} = 12{,}93 + 12{,}0\cos(30x - 61) + 2{,}2\cos(60x - 103) + 2{,}4\cos(90x + 36) + 1{,}2\cos(120x - 110) + 0{,}5\cos(150x + 82)$$

*Pour un historique des déplacements de l'embouchure de la Comoé depuis 130 ans, voir VARLET (1958).

L'onde annuelle, très largement prédominante, doit être complétée par des ondes semi, tiers et quart-annuelles pour rendre compte du maximum secondaire d'août.

A titre complémentaire, les figures 3 à 9 indiquent la variation annuelle de la salinité au même endroit, mais jour par jour, de 1946 à 1952 (des données sont disponibles jusqu'en 1959). On pourra y suivre, notamment, l'établissement du nouveau régime de salinité après l'ouverture du canal de Vridi, cette période transitoire étant marquée par des oscillations de grande amplitude qui se sont poursuivies pendant plusieurs mois. Enfin, on distingue nettement sur les courbes de 1951 et 1952, surimposée à la variation annuelle, une variation dont la période est de l'ordre de deux semaines et qui sera étudiée en détail plus loin.

2. BAIES DE KOUMASSI EST ET OUEST.

a - La baie de Koumassi Est devait servir de source chaude à une centrale d'énergie thermique des mers, longtemps projetée et finalement abandonnée au bénéfice des ressources hydro-électriques locales. Elle a donc été étudiée avec quelque détail : six stations numérotées de 2 à 7 et dont la figure 10 indique la position, ont été visitées tous les 10 jours pendant deux ans. Nous aurons l'occasion d'y revenir en étudiant la température et le pH. La profondeur à ces stations est faible, inférieure à 4 mètres, sauf à la station 2, située dans la fosse qui s'étend au Sud-Ouest de l'Île des Chauves-Souris, où elle dépasse 18 mètres.

Les salinités à ces six stations restent suffisamment voisines les unes des autres pour qu'il soit licite d'en faire la moyenne, en surface d'une part, au fond d'autre part (à la station n° 2, on a utilisé les valeurs de la salinité à 4 m). La figure 11 montre que la stratification verticale entre 0 et 4 m, à cette distance de Vridi et de Grand-Bassam, est faible et qu'il n'y a pas d'inversion de salinité (ceci est général, alors que les inversions de température sont, nous

le verrons, fréquentes). La variation annuelle est tout à fait comparable, en allure et amplitude, à celle de la baie de Cocody. Bien que la baie soit, nous l'avons dit, bien mélangée horizontalement, l'examen détaillé des résultats de chaque station montre que la baie participe avec un retard d'autant plus grand qu'on s'écarte de l'entrée, aux variations du corps de la lagune : le fond de la baie tend à être moins salé que l'entrée en période de salinité rapidement croissante, et, inversement, la différence de salinité entre les stations 2 et 6, distantes de 5 km, peut atteindre 2°/₀₀ -ce qui correspond à un déphasage de 5 à 10 jours-.

b - La figure 12 indique les variations annuelles de différents paramètres en surface, de part et d'autre de la digue de Koumassi, c'est à dire au fond des baies de Koumassi Est et Ouest, en des points qui, bien que topographiquement voisins, sont distants hydrauliquement de 27 km. Ces observations sont entièrement distinctes des précédentes et regroupées sur deux périodes : avant et après l'ouverture du canal de Vridi. Avant l'ouverture, les salinités sont constamment plus élevées dans la baie de Koumassi Est, la moins éloignée de Grand-Bassam où se situe la seule source d'eau salée. La situation s'inverse radicalement après l'ouverture du canal de Vridi qui est plus proche de la baie de Koumassi Ouest. Les variations des autres paramètres seront commentées le moment venu.

B.- LE RYTHME LUNI - SOLAIRE

Intéressons-nous, maintenant, aux variations d'origine astronomique qui, à une échelle de temps plus fine, modulent la courbe de variation annuelle liée, elle, aux périodicités météorologiques.

1. VARIATION SEMI-DIURNE.

LA DIFFUSION VERTICALE.

Il est tout à fait banal de déceler dans un estuaire des périodicités semi-diurnes liées à la marée, et nous ne nous y attarderons pas ici (voir le chapitre 4, consacré au canal de Vridi). En lagune, quand on s'éloigne de Vridi, ces variations sont assez vite masquées par le bruit de fond dû à la forte turbulence qu'engendrent précisément les courants de marée et aussi, saisonnièrement, l'évacuation des crues. Mais, là où elles sont clairement discernables, on peut chercher à calculer un coefficient de diffusion turbulente verticale.

a - La figure 13 donne, à différentes profondeurs de la baie de Cocody (au droit de Port-Ifan), la variation de plusieurs paramètres durant 24 heures d'une période de vive-eau.

La courbe de la salinité, exprimée ici en chlorinité, n'exclut pas une périodicité semi-diurne (avec un décalage qui semble être de 3 heures sur la marée verticale), mais on ne peut dire qu'elle la démontre clairement. Ce qui est clair , par contre, c'est que les courbes de température et de chlorinité, sauf en surface où la température n'est pas conservative, tendent à être images l'une de l'autre; à -4,5 m, le coefficient de corrélation entre la chlorinité Cl °/₀₀ et la température θ° C est de 0,95, avec :

$$Cl\ °/_{00} = -1,2 \cdot \theta + 49,3$$

On conclut donc que ce ne sont pas les mesures qu'il faut incriminer, mais la turbulence dont les effets sont localement du même ordre de grandeur que ceux directement liés à la marée (advection).

b - Ceux-ci, cependant, prédominent nettement dans le corps principal de la lagune, jusqu'à quelque distance à l'Est du débouché de la baie de Cocody, de sorte que l'on peut, dans cette région, interpoler avec confiance pour trouver la valeur d'un paramètre à un instant précis. Ceci nous a permis, après avoir effectué durant la matinée du 14 mars 1956

(jusant) plusieurs profils verticaux de salinité et de courant (moulinet OTT) en deux stations situées respectivement à 100 m et à 3100 m à l'Est du pont flottant de Treichville *, d'obtenir, à défaut de mesures simultanées qui auraient nécessité deux bateaux, deux profils ramenés à un même instant : 11 h 10.

Dans un tronçon de lagune assimilable, comme c'est le cas ici, à un canal de section constante, l'équation de conservation du sel permet d'écrire, S désignant la salinité, u la vitesse horizontale suivant l'axe du canal (autres composantes négligeables), x la distance horizontale suivant l'axe du canal, t le temps, z une immersion donnée, comptée depuis la surface libre et Kz le coefficient de diffusion turbulente verticale à cette immersion :

$$Kz = \frac{1}{\frac{\delta S}{\delta z}} \int_0^z \left(\frac{\delta S}{\delta t} + u\frac{\delta S}{\delta x}\right) dz$$

Les différents termes intervenant dans cette formule, évalués à partir des mesures précédentes, sont données, avec Kz, dans le tableau 1, où les distances horizontales ont été comptées positivement dans le sens du jusant, c'est à dire d'Est en Ouest.

La variation de Kz avec la profondeur n'a très probablement pas de signification, et ces évaluations devraient être contrôlées par d'autres mesures avant que l'on puisse affirmer qu'elles sont correctes. De plus, elles ne sont valables qu'au lieu (le "détroit" séparant la presqu'île d'Abidjan de Treichville), à l'instant (40 minutes avant l'heure de la basse mer, en mer, d'une marée intermédiaire entre vive-eau et morte-eau), et dans les conditions de stratification haline

---

*Cet ancien pont se trouvait à quelques dizaines de mètres plus à l'Ouest que l'actuel pont HOUPHOUET-BOIGNY.

(cf. tableau ; en surface, la salinité moyenne a été de 22,6 °/₀₀) et thermique (températures non mesurées, mais sans doute voisines de 29° C en surface et de 27° C près du fond) considérées.

TABLEAU 1

Evaluation du coefficient de diffusion verticale

z m.	$\frac{\delta S}{\delta t}$ °/₀₀.s^{-1}	u cm.s^{-1}	$\frac{\delta S}{\delta x}$ °/₀₀.cm^{-1}	$\frac{\delta S}{\delta z}$ °/₀₀.cm^{-1}	$\int_0^z (\frac{\delta S}{\delta t} + u \frac{\delta S}{\delta x})\, dz$ °/₀₀.cm.s^{-1}	Kz cm^2.s^{-1}
0					0	
1	$-3,6.10^{-4}$	81	$0,95.10^{-5}$			
2				$0,5.10^{-2}$	$8,2.10^{-2}$	17
3	$-2,0.10^{-4}$	65	$1,00.10^{-5}$			
4				$0,55.10^{-2}$	$17,2.10^{-2}$	31
5	$-1,0.10^{-4}$	22	$1,12.10^{-5}$			
6				$0,6.10^{-2}$	$20,1.10^{-2}$	33

2. VARIATION DEMI-SYNODIQUE.

Pour mieux mettre en évidence la périodicité voisine de deux semaines que nous avons vu apparaître sur les courbes de variation annuelle de la salinité en baie de Cocody, les mesures quotidiennes de salinité ont été étendues aux profondeurs de 1,2 et 3 m. La figure 14, sur laquelle sont également portées les phases de la lune, montre le résultat de ce travail, poursuivi du 11 décembre 1952 au 21 avril 1953. Comme on pouvait s'y attendre, les variations de salinité sont amplifiées en profondeur, et la périodicité apparaît clairement comme étant

celle du cycle morte eau - vive eau, c'est à dire demi-synodique (sensiblement 14 jours lunaires), surimposée à la variation annuelle.

La figure 15 donne, aux différentes profondeurs, le cycle moyen calculé, après avoir débarrassé les observations précédentes de la variation annuelle, sur la base d'une période de 14 jours lunaires. L'analyse harmonique montre que ces courbes coïncident de façon surprenante avec leur premier harmonique. On peut écrire, le temps t étant compté en jours lunaires (origine sans signification particulière) :

en surface : $S\ ‰ = 8,99 + 0,97 \cos(\frac{180}{7}t + 154)$

à - 1 m : $S\ ‰ = 10,01 + 1,20 \cos(\frac{180}{7}t + 184)$

à - 2 m : $S\ ‰ = 12,06 + 2,23 \cos(\frac{180}{7}t + 195)$

à - 3 m : $S\ ‰ = 15,49 + 4,11 \cos(\frac{180}{7}t + 202)$

Il est, certes, tentant de chercher à interpréter amortissements et déphasages de l'onde de salinité en considérant qu'il y a simplement diffusion d'une variation périodique du bas vers le haut, suivant une équation familière. On obtient ainsi, globalement, entre - 3 m et la surface, une valeur du coefficient de diffusion qui varie entre 0,1 et 0,3 $cm^2.s^{-1}$, suivant qu'on utilise l'amortissement ou le retard. Mais, nous ne saurions dire si ces chiffres qui, de toute façon, se situent dans une échelle de temps différente de celle du tableau 1, ont une signification physique, le mécanisme réel étant certainement beaucoup plus complexe.

Il est essentiel de remarquer que ce rythme demi-synodique de la salinité n'est pas seulement lié à la variation de l'amplitude de la marée, mais qu'il y a effectivement gonflement du niveau de la lagune au moment des syzygies : nous verrons plus loin que les courbes du niveau moyen journalier en baie de Cocody sont, comme celles des

salinités journalières, modulées par la période demi-synodique. La figure 16 donne, calculées de la même façon et, à peu de choses près, sur la même période de temps, la variation moyenne du niveau moyen journalier et de la hauteur moyenne des pleines-mers à PORT-IFAN. Là encore, l'approximation du premier harmonique est excellente. Exprimons les hauteurs en cm (le zéro étant celui du marégraphe de Port-IFAN, voir plus loin) et utilisons le même temps t que précédemment :

Niveau moyen journalier $= 111{,}24 + 2{,}60\cos(\frac{180}{7}t + 198)$

Hauteur moyenne journalière des PM $= 126{,}96 + 9{,}12\cos(\frac{180}{7}t + 195)$

Le niveau moyen de la lagune varie donc d'un peu plus de 5 cm entre une morte-eau et une vive-eau moyennes, sans que l'on puisse dire si cette montée est due au fait qu'il entre alors, quotidiennement, plus d'eau qu'il n'en sort* ou si elle traduit simplement les variations du niveau de la mer, en phase avec la variation de salinité à 2 ou 3 m de profondeur.

3. CONCLUSION

A la variation annuelle, d'origine météorologique, pour laquelle l'unité de temps est commodément le mois, se superposent une variation demi-synodique que l'on évalue en jours et, à une échelle de temps encore plus fine, qui est celle de l'heure, une variation semi-diurne ; toutes deux sont d'origine astronomique. Néanmoins, ces variations de courte période sont assez rapidement amorties, quand on s'éloigne de la mer, par la diffusion qui défavorise les fréquences élevées et par le frottement. Sans doute faut-il voir là une des raisons pour lesquelles nos mesures sur l'ensemble de la lagune qui, idéalement

*La profondeur de la lagune n'est pas infinie par rapport à l'amplitude de la marée qui ne se propagera et ne se déformera pas de la même façon en vive-eau et en morte-eau.

auraient dû être simultanées mais ne pouvaient être effectuées en moins de deux jours, n'ont jamais conduit à des situations absurdes, ni même à des distorsions gênantes.

C.- VARIATION D'ENSEMBLE

Des sorties mensuelles, qui comportaient des mesures de salinité, de température et de pH, plus rarement d'oxygène dissous et de sels nutritifs, en une trentaine de stations, ont permis d'acquérir une bonne connaissance de la répartition "instantanée", (cf. ci-dessus), de ces paramètres entre Grand-Bassam et Dabou et d'en suivre l'évolution au cours de l'année. Sauf pour la propagation de la marée, la région située à l'Ouest de Dabou n'a pas été prospectée systématiquement : peu ou presque pas salée, son étude, ressortit davantage à la limnologie, cependant que sa grande largeur, qui rend l'homogénéité transversale problématique, aurait empêché de la couvrir suffisamment vite. Il convient, cependant, d'avoir présent à l'esprit le fait que le volume de cette partie de la lagune constitue presque la moitié du volume total.

Les résultats sont présentés sous forme de coupes verticales Est-Ouest, suivant sensiblement l'axe médian, dont la distorsion verticale est de 1000. On notera que, pour des raisons qui n'ont plus guère d'intérêt actuellement, les isohalines ne sont pas graduées directement en salinité, mais en "pourcentage d'eau de mer", ces deux grandeurs étant simplement proportionnelles.*

---

*Pour les besoins de la cause, on a adopté 34,50 °/₀₀ comme valeur unique de la salinité de l'eau de mer, et calculé conventionnellement le "pourcentage d'eau de mer" dans un échantillon par l'expression :

$$\frac{\text{Salinité de l'échantillon}}{34,50} \cdot 100$$

1. AVANT L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI.

Les figures 17 à 19 sont basées sur des résultats inédits de TOURNIER.

Les grandes lignes de la situation en fin de saison sèche sont données par la figure 17. On notera la forte stratification verticale dans toute la partie Est de la lagune. Jointe à la faible circulation horizontale, elle explique la présence, quasi-constante avant l'ouverture du canal de Vridi, d'hydrogène sulfuré aux profondeurs dépassant 6 mètres. Par ailleurs, l'Ouest, à partir de l'île Cornuet, ne contient plus que de l'eau pratiquement douce. La figure 18 représente, à la même époque, la situation à marée basse dans la région de Grand-Bassam, en contraste avec la figure précédente qui donnait les conditions à marée haute. La figure 19 (octobre 1945) montre que la crue de la Comoé provoque un dessalement général quasi-total des couches superficielles. Même dans les fosses profondes de l'île des Chauves-Souris et du (futur) port d'Abidjan, on note un dessalement par rapport aux valeurs de saison sèche, ce qui implique que l'eau de ces fosses devait être renouvelée, au moins partiellement, chaque année. Quant à la fosse de Moossou, au débouché de la Comoé, elle est totalement dessalée.

2. APRES L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI.

Une dizaine de jours après l'ouverture (fig. 20), l'augmentation de salinité est nette sur 35 km de lagune environ. Un mois après l'ouverture (fig. 21), cette zone s'est étendue et, surtout, la salinité y est devenue beaucoup plus élevée, les eaux à plus de 50 % d'eau de mer couvrant 25 km. Avec la fin de la petite saison sèche et le début de la petite saisons des pluies, suivie d'une crue (modérée) de la Comoé, on assiste à une régression de la salinité (septembre à novembre, figures 22 à 24). Elle reprend ensuite énergiquement sa progression à partir de décembre (figures 25 à 27) et, en avril 1951 (figure 28), toute la portion de lagune située entre Grand-Bassam et l'île Cornuet

est remplie d'eau à plus de 50 % d'eau de mer, la proportion dépassant 80 % dans une zone de 13 km centrée sur le port d'Abidjan. A L'Ouest de l'île Cornuet, la proportion d'eau de mer décroît rapidement et tombe en-dessous de 10 % à l'Ouest de Dabou. Durant cette période de salinité croissante, on trouve, comme on pouvait s'y attendre, une zone de salinité minimale entre les deux jonctions avec la mer : de contours à vrai dire assez diffus, et initialement centrée vers l'île Vitré, elle semble se déplacer quelque peu vers l'Ouest en fin de saison sèche.

Fin mai (figure 29), le dessalement commence avec la grande saison des pluies et, début juillet (figure 20), la situation n'est pas très différente de ce qu'elle était en saison sèche, avant l'ouverture du canal de Vridi (figure 17). Le ressalement énergique d'août 1951 (figure 31) correspond à ce que nous avons déjà vu en août 1950. Il est suivi d'un dessalement encore plus énergique qu'en 1950, quasi-total de fin septembre à novembre (figures 32 et 33) : plus forte crue de la Comoé et, aussi, début du processus d'ensablement du grau de Grand-Bassam (qui devait se fermer en 1954, rappelons-le) par suite du détournement d'une part grandissante du débit de la Comoé par la voie hydrauliquement plus favorable du canal de Vridi. Durant cette période, le maximum (tout relatif!) de salinité de surface, habituellement situé dans la région du port d'Abidjan, est repoussé plus à l'Ouest par le courant de chasse de la Comoé. Les figures 34 à 36 concernent le ressalement de saison sèche. Homologues des figures 25 à 27, elles n'appellent pas de commentaires particuliers.

Au voisinage des jonctions avec la mer, l'écoulement tend à se faire par couches : forts gradients verticaux, éventuellement discontinuité, de la salinité et de la densité, allant de pair avec des gradients horizontaux très faibles. Plus loin, la turbulence et la diffusion qui lui est associée modifient cette situation, et les isohalines se rapprochent de la verticale, les gradients horizontaux devenant prédominants. Localement et occasionnellement (fortes crues), ils peuvent disparaître et l'on atteint l'homogénéité. L'interprétation quantitative

de ces modifications est fondamentale pour la dynamique de l'estuaire ou de la lagune considérés. Elle reste malheureusement très délicate, et nous nous bornerons à renvoyer aux ouvrages d'IPPEN (1966) et LARRAS (1964) cités plus loin.

Examinons très brièvement ce qui concerne les autres parties de la lagune Ebrié :

a - La vaste région qui s'étend à l'Ouest de Dabou échappe à la chasse directe de la Comoé en crue, mais l'expérience montre que la salinité y reste constamment faible ou très faible, ne dépassant pas quelques unités. Il est malaisé de préciser l'importance relative des différents facteurs qui peuvent intervenir : éloignement du canal de Vridi, régime particulier de la marée (onde stationnaire et fort amortissement), ou échanges, indéniables en périodes de crue, avec le Bandama par le canal d'Asagny.

b - Le système Potou-Aguien, où débouche la Mé, et qui est protégé par les faibles profondeurs de la lagune Potou, reste essentiellement doux durant toute l'année.

c - Quand le grau de Grand-Bassam est ouvert, un coin d'eau salée remonte la Comoé en profondeur, jusqu'au déversoir de la lagune Ono et peut-être au-delà.

Synthèses.- Les résultats précédents et d'autres encore ont été condensés sous une forme simplifiée qui permet de comparer rapidement, soit les variations annuelles en différentes régions de la lagune (figure 37 et 38), soit les répartitions d'Est en Ouest en différentes saisons (figures 39 et 40). La figure 41 donne la variation annuelle de la masse totale de sels dissous présents entre Grand-Bassam et l'île aux Pigeons (calcul à partir des coupes Est-Ouest et de nos données sur les volumes cumulés) ; ces résultats seront utiles pour déterminer la valeur du terme de stockage quand nous étudierons les bilans d'eau et de sel.

D.- EVOLUTION DE LA SALINITE DANS DES FOSSES PROFONDES

Alors que la fosse du port d'Abidjan, toute proche du canal de Vridi, lui est reliée directement et est donc soumise à une énergique circulation d'eau de mer en profondeur, les choses sont plus complexes dans des fosses éloignées, comme celle qui s'étend à l'entrée de la baie de Koumassi Est ou celle qui forme la baie d'Abou-Abou, qui ne sont plus rattachées directement au coin d'eau de mer. Que peut-on dire du renouvellement de l'eau profonde de ces fosses, où la présence d'hydrogène sulfuré suffit à montrer que la circulation verticale est réduite ? L'évolution annuelle de la salinité fournit à cet égard des indications précieuses, qui seront confirmées quand nous étudierons la répartition de la température et du pH.

1. LA FOSSE DE KOUMASSI EST.

La figure 42 donne la variation annuelle de salinité jusqu'à 18 mètres de profondeur à la station 2 (cf. figure 10), en 1951 et au début de 1952. En saison sèche, de février à début mai, les salinités sont élevées de la surface au fond et l'on n'est pas très éloigné de l'homogénéité verticale. Celle-ci disparait dès la fin mai avec le début de la grande saison des pluies, relayée, après l'intermède de la petite saison sèche d'août, par une forte crue de la Comoé qui ne s'est terminée que vers la mi-novembre. On assiste alors à la constitution progressive d'une couche homogène, presque totalement dessalée, jusqu'à 11 mètres de profondeur, et il est remarquable que le dessalement se poursuive encore plus bas, de proche en proche, longtemps après que le ressalement de surface ait débuté. Quelle analyse physique peut-on donner de cette évolution ?

a - Quand débute le dessalement, il intéresse pratiquement toute l'épaisseur de la couche 0-6 m. La profondeur moyenne, aux abords

de la fosse, étant de l'ordre de 5 à 6 mètres, il est clair que cette couche participe directement à la circulation générale de la lagune.

b - Plus bas, c'est à dire dans la fosse, le dessalement ne progresse que lentement, la halocline, qui a presque le caractère d'une surface de discontinuité, engendrant une forte stabilité verticale. Cette interface se situe entre 11 et 12 m cinq mois plus tard, lorsque se termine la crue de la Comoé. Ces observations directes sur l'abaissement de l'interface dans un milieu à deux couches peuvent compléter certaines études en modèle. Notons qu'entre 11 et 12 m, le gradient de salinité atteint 22, 4 $°/_{oo}.m^{-1}$ le 21 novembre 1951, soit, en tenant compte des températures, un gradient de masse volumique égal à $16,6.10^{-5}$ $g.cm^{-4}$. Admettons (TAYLOR, 1931) que la valeur critique du nombre de RICHARDSON, au-delà de laquelle la turbulence est détruite, soit de l'ordre de 10. Il est alors facile de voir que le maintien de la tuburlence au voisinage de notre interface exige que le gradient vertical de la vitesse moyenne y soit supérieur à 0,12 s^{-1}.

c - Fin novembre, le ressalement débute sur toute l'épaisseur de la couche dessalée 0-11 m, avec un gradient vertical marqué. Simultanément, on note un dessalement sous l'interface, à 12 m. La cause initial de cette évolution doit être recherchée dans le ressalement de la couche 0 à 6 m qui, située au-dessus de la fosse, participe librement, on l'a déjà souligné, à la circulation générale de la lagune. Ont alors lieu des courants de convection qui s'étendent à l'intérieur de la fosse jusqu'à la limite de la couche dessalée, à 11 m, alimentés par ce ressalement extérieur. Ainsi le gradient de salinité diminue à l'interface présente entre 11 et 12 m, et la diffusion du sel peut reprendre de façon significative vers le haut, contribuant au ressalement de la couche supérieure et rendant compte du dessalement constaté à 12 m.

d - Finalement, la salinité à 11 m, qui augmente par les effets conjugués de la convection et de la diffusion, et la salinité à 12 m, qui diminue par diffusion, deviennent suffisamment voisines pour

que la convection puisse s'étendre jusqu'à 12 m. Ceci a lieu vers le 20 décembre (figure 42), un mois après le début du ressalement. L'interface, qui n'a plus que le caractère d'une halocline, se situe alors entre 12 et 15 m. Les mêmes mécanismes continuent d'intervenir et, le 30 janvier 1952, la salinité à 12 m, qui a augmenté, et la salinité à 15 m, qui a diminué, sont devenues très voisines. Le principal gradient de salinité, à la vérité fort atténué, se rencontre entre 15 et 18 m. Il disparait à son tour et, le 19 février 1952, trois mois après le début du ressalement, la convection peut s'étendre jusqu'au fond de la fosse. Celle-ci se trouve alors emplie d'une eau presque homogène, salée, chaude et relativement claire, et nous sommes ramenés à notre point de départ. L'hydrogène sulfuré, constamment présent au-dessous de la halocline quand elle existe, disparait avec elle de fin février à début mai, témoignant du complet renouvellement de l'eau profonde en cette période de l'année.

Schématisation.- En se limitant aux ondes annuelles et semi-annuelles, on peut représenter l'essentiel de la variation de la salinité aux différentes profondeurs de la fosse de Koumassi Est par des expressions de la forme :

$$S\ ^{\circ}/_{\circ\circ} = Sm + a_1\cos(30t - \phi_1) + a_2\cos(60t - \phi_2)$$

où t est le temps, compté en mois et fractions de mois depuis le 1er janvier à 0 h (nombre de jours écoulé depuis cet instant, divisé par 30,4) et dont les termes constants, les amplitudes et les phases sont donnés par le tableau 2.

TABLEAU 2

Coefficients de la variation de salinité

Profondeur m.	Sm °/₀₀	a_1 °/₀₀	ϕ_1 °	a_2 °/₀₀	ϕ_2 °
0*	10,3	11,3	90	3,9	152
8	14,9	12,4	109	2,6	63
10	18,6	9,6	129	3,7	91
12	23,3	3,2	162	2,2	177
15	24,8	1,0	158	0,9	-112
18	25,4	0,7	140	0,6	- 90

*En première approximation, on considérera que, jusqu'à 6 m de profondeur, les variations sont identiques à celle de surface.

2. LA FOSSE D'ABOUABOU.

La baie, ou diverticule, d'Abouabou, topographiquement voisine de la fosse de Koumassi Est, constitue un exemple remarquable, à peu près unique en lagune, de bassin à seuil. De surface inférieure à celle de la baie de Koumassi Est, mais d'un volume sans doute supérieur grâce à ses profondeurs élevées qui dépassent souvent 20 mètres, elle ne communique avec le reste de la lagune que par un goulet étroit (150 m), très peu profond (2 m), et long de 500 m.

La diffusion verticale, qui intervient dans la fosse de Koumassi Est, aussi bien pour propager vers le bas le dessalement saisonnier que pour faciliter l'extension des courants de convection jusqu'au fond de la fosse en période de ressalement, sera ici très réduite. En effet, les courants horizontaux, qui entretiennent la turbu-

lence verticale, sont certainement beaucoup plus faibles dans cette baie qu'au-dessus de la fosse de Koumassi. Autre différence, les courants de convection prendront leur origine vers 2 m contre 6 m pour Koumassi Est. Il n'est donc pas exclu que le renouvellement des couches les plus profondes de la fosse d'Abouabou n'ait pas lieu tous les ans, mais seulement lorsque la salinité de la couche 0-2 m dépasse la normale.

Ces conjectures sont étayées par la comparaison des répartitions verticales des salinités dans les deux fosses à diverses époques (tableau 3).

TABLEAU 3

Salinités (°/₀₀) dans les fosses d'Abouabou et Koumassi-Est

Prof.	10.07.50		27.12.50		5.07.51		7.10.51	
m	Abou.	KE	Abou.	KE	Abou.	KE	Abou.	KE
0	2,3	0,75	10,25	12,9	3,4	2,9	1,3	0,8
2	2,3	0,75	11,55	14,4	-	3,0	1,3	0,85
3	-	-	-	-	4,5	-	-	-
4	5,8	0,9	12,15	16,0	17,0	3,2	1,8	0,9
4,5	-	-	-	-	21,2*	-	-	-
6	6,6	4,8	12,4*	17,3	22,4	4,0	18,1*	1,0
7	-	-	-	-	-	5,7	-	-
8	7,1	20,85*	12,5	19,35*	-	18,25*	22,3	1,0
8,5	-	-	-	-	-	22,05	-	-
9	-	-	-	-	23,3	22,7	-	-
10	10,7*	22,2	12,9	21,05	-	23,3	-	13,1
12	-	-	13,3	24,3	23,35	24,6	23,2	23,55*
15	14,5	-	15,0	24,7	-	-	-	23,75
18	-	25,3	-	-	-	-	-	24,4
22	-	-	-	-	-	-	23,5	-

* Les astérisques désignent la profondeur d'apparition de l'hydrogène sulfuré.

Les dessalements de juillet 1950, juillet et octobre 1951, pénétrent moins profondément à Abouabou qu'à Koumassi Est, conformément à ce que nous avions prévu. Avant l'ouverture du canal de Vridi (observations du 10 juillet 1950), on constate que l'eau profonde de la fosse d'Abouabou est nettement moins salée que celle de Koumassi Est, mais qu'un an après l'ouverture du canal de Vridi (mesures de juillet et octobre 1951), elle l'a rejointe, la salinité de l'eau profonde de Koumassi Est, elle, restant à peu près inchangée. Pourquoi cette double évolution ? Avant l'ouverture du canal de Vridi, dans la région qui s'étend au Sud de l'île des Chauves-Souris et sur laquelle débouchent nos deux baies, les salinités de fin de saison sèche sont, à 2 m, très inférieures à celles que l'on relève à 6 m (apparemment le coin d'eau salé venu de Grand-Bassam est encore identifiable dans cette région, cf. fig. 17)*. D'où la différence existant alors entre les salinités des eaux profondes d'Abouabou et de Koumassi Est, puisque c'est à ces immersions respectives que prennent naissance des courants de convection qui alimentent ces deux fosses en eau profonde. Après l'ouverture du canal de Vridi, la salinité de fin de saison chaude, à 2 m, dans cette même région, augmente beaucoup, devenant très voisine de la salinité à 6 m (cette tendance à l'homogénéisation superficielle, cf. fig. 42, est une conséquence de l'intensification des courants). La faible différence de salinité des eaux les plus profondes des deux fosses reflète alors simplement le faible gradient de salinité entre 2 et 6 mètres dans la région-source, en saison chaude. Que la salinité de l'eau profonde de la fosse de Koumassi Est soit restée pratiquement inchangée un an après l'ouverture du canal de Vridi doit être regardé comme une simple coïncidence : le maximum annuel de salinité à 6 m de profondeur, tel qu'il

*Le 16 mai 1950, la salinité dans cette région est de 7,15 °/₀₀ en surface et 7,45 °/₀₀ à 4 m, contre 24,2 °/₀₀ à 8 m. Le 3 juin 1950, on note de 6,3 à 6,6 °/₀₀ entre la surface et 4 m, mais 17,5 °/₀₀ à 6 m et 20,8 °/₀₀ à 7,5 m.

s'établit dans la région de la fosse de Koumassi après l'ouverture du canal de Vridi, et singulièrement en 1951, se trouve être très voisin du maximum maximorum atteint au même endroit au cours des années précédant l'ouverture du canal. S'il avait été plus fort, nous aurions vu la salinité profonde de Koumassi Est augmenter après l'ouverture du canal, comme cela a été le cas dans la fosse d'Abouabou. S'il avait été nettement plus faible, les courants de convection n'auraient sans doute pu, malgré l'aide de la diffusion, atteindre le fond de la fosse en fin de saison chaude, et la présence d'hydrogène sulfuré y aurait été constante pendant l'année (il semble que ce soit ce qui se passe à Abouabou).

Remarque .- La production d'hydrogène sulfuré se fait au détriment des ions $SO_4^=$. Il s'ensuit que la constance des proportions des constituants principaux ne s'applique plus aux ions $SO_4^=$ au sein d'une fosse à hydrogène sulfuré, le rapport $\frac{SO_4^=}{Cl\,°/_{oo}}$ devenant inférieur à la normale. Il risque d'être supérieur à la normale, au contraire, dans les couches oxygénées qui s'étendent au-dessus de la fosse par suite de la réoxydation en sulfate de l'hydrogène sulfuré qui diffuse vers le haut. Ceci en l'absence d'advection, naturellement. Nous ne savons malheureusement pas si ces considérations se vérifient dans la fosse d'Abouabou.

CHAPITRE TROIS

RÉGIME THERMIQUE, ÉVAPORATION

Propriété conservative comme la salinité, la température nous fournit un nouveau traceur de la pénétration de l'eau de mer en lagune, dans la mesure où la lagune est toujours plus chaude que la mer*. Moins sensible, toutefois, puisque cet écart reste relativement faible. Moins commode surtout, puisque les échanges **radiatifs** ; et, très secondairement, la conduction à la frontière air-eau introduisent un facteur nouveau, de première grandeur, dans un milieu dont nous avons déjà souligné qu'il avait, beaucoup plus encore que l'océan, le caractère d'un feuillet liquide. Ainsi, la répartition et la variation annuelle de la température ne seront pas le simple reflet de celles de la salinité. Par ailleurs, leur intérêt intrinsèque est grand, aussi bien dans l'établissement des bilans d'énergie qui permettent, moyennant quelques hypothèses, d'accèder aux valeurs de l'évaporation, si difficile à mesurer avec exactitude, que dans la perspective de l'installation

*A l'échelle mensuelle, cet écart varie entre 5,8° C en août et 1,7° C en décembre (VARLET, 1958, p. 120).

d'une centrale d'énergie thermique des mers utilisant la baie de Koumassi Est comme source chaude.

A.- VARIATION DIURNE

On ne s'intéressera ici qu'à la variation diurne de la température en des régions suffisamment éloignées de Vridi et de Grand-Bassam pour que les périodicités liées à la marée, (sur cette question, voir le chapitre consacré au canal de Vridi), n ' interviennent pas.

Un radeau porteur d'enregistreurs de température RICHARD a été mouillé dans le fond de la baie de Koumassi Est, à l'emplacement de la station 6 (figure 10), où l'advection est négligeable, durant les mois de février, mars et début avril 1955. Il a fourni des enregistrements simultanés de la température de l'air à 2 m au-dessus de la surface, de la température de l'eau en surface (couche de 7 cm d'épaisseur) et à 1 m de profondeur, pendant 52 jours. Durant cette période, les gradients verticaux de salinité, qui auraient pu gêner la convection, sont restés inexistants. La figure 43 donne les variations diurnes moyennes, par intervalles de deux heures, en temps local. L'époque des enregistrements coïncidant sensiblement avec celle d'un maximum annuel de température, il n'y a pas eu de variation annuelle à éliminer. La température de l'eau est toujours supérieure à celle de l'air, avec un retard d'une à deux heures en surface, et de trois heures à un mètre de profondeur. L'amplitude de la variation diurne dans l'air atteint 4,8° C (on a cherché à éviter le plus possible les échauffements parasites locaux), contre 2,2° C en surface et 1,9° C à 1 m. La comparaison des variations en surface et à 1 m de profondeur est d'ailleurs instructive : moins de 0,1° C d'écart entre 18 h et 8 h, ce qui indique que la convection verticale liée au refroidissement nocturne superficiel est active ; durant les heures ensoleillées, par contre, l'écart atteint 0,4° C à 0,5° C,

l'échauffement superficiel favorisant la stabilité, qui contrarie la diffusion.

L'analyse harmonique montre que les ondes diurne et semi-diurne sont prédominantes, mais insuffisantes, à elles-seules, pour rendre compte du caractère dissymétrique marqué des variations (la température décroît plus longtemps qu'elle ne croît). Nous limitant à trois harmoniques, nous écrirons :

$$\theta = \theta m + a_1 \cos(15t - \phi_1) + a_2 \cos(30t - \phi_2) + a_3 \cos(45t - \phi_3)$$

où θ est la température en °C au niveau considéré, et où t désigne le temps local* en heures. Les valeurs des termes constants, amplitudes et phases, sont données par le tableau 4.

TABLEAU 4

Coefficients de la variation diurne de température

Niveau m	θm °C	a_1 °C	ϕ_1 °	a_2 °C	ϕ_2 °	a_3 °C	ϕ_3 °
Air : +2	27,45	2,18	-134	0,63	57	0,08	97
Eau : 0	30,38	0,91	- 89	0,24	88	0,04	-90
Eau : -1	30,22	0,89	-72	0,21	107	0,01	-45

*Comment obtenir l'heure solaire vraie, d'utilisation plus logique, à partir de l'heure locale (TU) d'Abidjan ? La longitude d'Abidjan étant voisine de 4°W, on soustraira 4x4= 16 minutes de l'heure locale pour obtenir le temps solaire moyen. Auquel on ajoutera algébriquement "l'équation du temps" correspondant à l'époque de l'année considérée. En février-mars, elle est en moyenne de -11 minutes. Donc, l'heure solaire vraie à Abidjan, en février-mars, s'obtient en soustrayant 27 minutes à l'heure locale.

Remarquons, l'équation du temps variant sensiblement entre -15 et +15 minutes au cours de l'année, qu'à Abidjan l'heure solaire vraie ne différera jamais de plus de 31 minutes ou de moins de -1 minute de l'heure locale.

Remarques.- a.- Relevons sur la figure 43 les températures moyennes à 8 h, 13 h et 18 h, air et surface de l'eau, à la station n° 6 de la baie de Koumassi Est, en février-mars. Comparons-les aux températures moyennes déduites, pour cette même période de février-mars, des mesures effectuées à Abidjan, aux heures précitées, par le Service Météorologique (pour des raisons de pure commodité, nous avons utilisé les résultats des années 1942-1945). On constate les écarts suivants (température à Koumassi moins température à Abidjan) :

Pour l'air, à 8 h : 0,45°C ; à 13 h : -1,15°C ; à 18 h : -0,45°C. Pour l'eau, à 8 h : -0,45°C ; à 13 h : -0,2°C ; à 18 h : 0,5°C.

Bien que les conditions de lieu, de temps et les méthodes de mesures soient fort différentes, les écarts restent suffisamment faibles, dans l'ensemble, pour donner confiance dans le degré de généralité des résultats obtenus à Koumassi.

b.- Notons encore que, pour la température de surface de l'eau, nos résultats montrent que la moyenne des températures à 8 h, 13 h et 18 h coïncide parfaitement avec la température moyenne de la journée telle que nous la connaissons par l'analyse harmonique. Pour l'air, par contre, elle est supérieure de 0,6°C.

B.- PARTICULARITES OCCASIONNELLES.

Le fonctionnement d'une centrale d'énergie thermique des mers dépendant de façon critique du faible écart de température disponible entre sources chaude et froide, on a recueilli quelques données, très fragmentaires, sur les variations occasionnelles de température en baie de Koumassi Est.

a.- Le passage d'un grain orageux (tornade) est accompagné d'un abaissement de température de l'air et d'une diminution de l'insolation, qui persistent souvent pendant 24 h. Il en résulte des baisses momentanées de la température superficielle de l'eau, qui peuvent dépasser 3°C entre deux journées consécutives. Nous avons cherché à relier la durée d'insolation d'une journée (mesurée à l'aéroport de PORT-BOUET) à la température moyenne superficielle de l'eau (st. 6, baie de KE) calculée, d'après les enregistrements qui ont servi à établir la figure 43, de 08 h de ce même jour à 08 h du lendemain.

Si θ est la température moyenne ainsi définie et I la durée d'insolation en heures et dixièmes, on obtient comme équation de la droite de régression :

$$\theta = 0,28 \cdot I + 28,5$$

Le coefficient de corrélation est de 0,89. Cette relation traduit bien l'effet des tornades de fin de saison chaude (I a varié entre 0 h et 10,5 h), mais sa portée se limite là.

b.- Au cours des années cinquante, des études furent entreprises à Dakar par le professeur MASSON, à la demande de la Société "Energie des Mers", pour examiner la possibilité d'élever la température de la source chaude par différents moyens : exposition au soleil en nappe mince, réduction de l'évaporation par film superficiel et augmentation de l'absorption du rayonnement solaire (cette dernière technique est utilisée dans les marais salants). Depuis, cette question n'a cessé de susciter de l'intérêt.

Le tableau 5 donne quelques exemples d'échauffement superficiel naturel.

TABLEAU 5

Exemples d'échauffement superficiel (°C)

Profondeur m	Baie de KE. 21 nov. 1951			Droit I. Leydet 22 nov. 1951
	St. 2	St. 3	St. 6	
0	31,5	32,7	32,3	32,5
0,1	29,6	-	-	-
0,25	29,6	-	-	29,4
0,5	28,7	-	-	29,2
1	28,3	29,0	32,2	28,8

De telles stratifications superficielles sont rarement rencontrées (cf. figure 43). En l'occurence, deux facteurs semblent devoir être invoqués : l'absence totale de vent (la surface de l'eau était parfaitement lisse), et apparemment, de courant, d'une part ; la teinte brune accentuée de l'eau dans les deux cas (crue de la Comoé pour Koumassi Est et crue de l'Agnéby pour l'île Leydet), susceptible de favoriser l'absorption du rayonnement solaire, d'autre part. Ces mesures ont été effectuées en fin de matinée, les gradients de salinité étant faibles ($0,1°/_{oo}.m^{-1}$) à l'île Leydet et nuls à Koumassi Est. L'intensité du rayonnement solaire incident, évaluée subjectivement, semblait normale.

C.- VARIATION ANNUELLE LOCALE

1. A ABIDJAN

Avant et pendant la seconde guerre mondiale, le Service Météorologique local a mesuré trois fois par jour (8 h, 13 h, 18 h)

la température de l'air et de la surface de la lagune à Abidjan*.

Nous avons calculé (figure 44 et tableau 6) les moyennes mensuelles pour la période 1938-1945.

La lagune est constamment plus chaude que l'air, de 2 à 3°C, et sa température minimale est de l'ordre de la température maximale de la mer à Port-Bouët. Ceci suffit à montrer l'intérêt qu'il y a à substituer la lagune à la mer, comme source chaude d'une centrale d'énergie thermique des mers.

TABLEAU 6

Températures moyennes mensuelles (°C)
de l'air et de la lagune à Abidjan (1938-1945)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Lagune	29,6	30,1	31,1	31,2	30,7	28,9	27,6	27,4	27,8	29,0	30,2	29,9
Air	27,4	28,4	28,6	28,5	27,7	26,2	25,2	25,0	25,6	26,7	27,5	27,4

Les variations de température sont sensiblement en phase dans les deux milieux, avec la même amplitude, sans qu'on puisse préciser si cette coïncidence est générale ou reflète simplement des circonstances particulières au point choisi pour les mesures. Elles se relient très nettement à la variation annuelle des durées d'insolation, elles-mêmes liées à la situation météorologique générale, (VARLET,1958).

*Au voisinage d'un quai situé près de l'ancien "Garage central", légèrement à l'Ouest de l'extrémité Sud de l'ancien pont flottant. La profondeur y était supérieure à 2 mètres.

L'origine du minimum secondaire de décembre-janvier, assez surprenant mais abondamment confirmé, est double. D'une part, il y a, à cette époque de l'année, extension dans la région côtière, à basse altitude et parfois jusqu'au sol, d'un vent continental de direction Nord-Est, l'harmattan, qui réduit l'insolation par les poussières minérales et végétales qu'il transporte et en favorisant la formation de brouillards matinaux. D'autre part, et ceci ne semble pas encore avoir été relevé, le rayonnement reçu à la latitude d'Abidjan en l'absence d'atmosphère (terme R_A du tableau 8), présente en décembre et janvier un minimum absolu, d'origine purement géométrique, astronomique, qui conduit à un minimum secondaire de l'énergie qui pénètre effectivement dans l'eau (terme Qs du tableau 8).

2. BAIES DE KOUMASSI EST ET OUEST.

a.- La figure 45 est l'homologue, pour les températures, de la figure 11, au commentaire de laquelle nous renvoyons (chapitre deux, §A 2a). Nous voyons qu'en baie de Koumassi Est, le cycle annuel de température est tout à fait comparable à celui d'Abidjan : maximum en mars-avril, minimum de juillet à septembre, et minimum secondaire en décembre et janvier. Comme pour la salinité, la stratification verticale est faible, avec cette différence que des inversions occasionnelles de température entre surface et fond peuvent se produire, qui sont dues à un refroidissement superficiel momentané (tornade, harmattan, eau de la Comoé en crue). Sur la figure 45, nous voyons aussi apparaître le fort échauffement superficiel du 21 novembre 1951, qui a été détaillé dans le tableau 5. Notons encore, bien que nos mesures ne soient antérieures que de quelques mois au 23 juillet 1950, que l'ouverture du canal de Vridi ne semble pas avoir modifié le régime thermique de la baie de Koumassi Est.

Au fond des baies, l'eau, moins profonde, relativement protégée du vent, circulant moins vite, tend à être plus chaude qu'à l'entrée. Quoique faible, cet effet apparait très nettement en baie de Koumassi

Est quand on compare la température moyenne annuelle des stations 2 à 7. La station 6, la plus continentale, est la plus chaude, l'écart par rapport à la station 2, à l'entrée de la baie, atteignant 0,9°C. Ceci semble valable au moins pour la couche 0-1 m.

b.- Considérons aussi les moyennes mensuelles (1948-1953) des températures au fond des baies de Koumassi Est et Ouest, à une vingtaine de mètres de part et d'autre de la digue de Koumassi, telles qu'elles figurent sur la figure collective 12, déjà présentée au chapitre 2, §A 2b. Les cycles annuels sont analogues à ceux que nous avons déjà rencontrés, mais les températures du côté Ouest, plus abrité, moins profond, sont constamment supérieures à celles mesurées à l'Est (l'écart sur les moyennes annuelles est de 0,8°C.). Nous trouvons là une nouvelle raison de penser que l'ouverture du canal de Vridi a eu peu d'influence sur les températures superficielles, sinon l'afflux d'eau marine qui a suivi cette ouverture, beaucoup plus important à Koumassi Ouest qu'à Koumassi Est, comme il a été expliqué à propos de la salinité, aurait gommé cet effet.

D.- VARIATION D'ENSEMBLE

Les coupes 46 à 60 sont les homologues, pour la température, des coupes 20 à 35 (la coupe 22 est commune) pour la salinité. Comme elles, mais avec les restrictions rappelées en tête de ce chapitre, elles permettent de suivre les variations de l'extension et du mélange de l'eau de mer en lagune durant près de deux ans. C'est, naturellement, au voisinage des jonctions avec la mer, en profondeur, en août-septembre (l'écart de température lagune-mer est alors maximum, du fait de l'upwelling côtier), que le parallélisme entre isothermes et isohalines sera le plus net.

Nous ne disposons pas, pour la température, de coupes antérieures à l'ouverture du canal de Vridi, lacune de faible importance,

car elles ne devaient pas être très significatives du fait de la lenteur de la circulation. Le 22 juillet 1950, à la veille de l'ouverture du canal de Vridi, la répartition verticale de la température était la suivante dans la région du (futur) port d'Abidjan : quasi-homogénéité de la surface à 7 m (26,7 à 27,0° C) ; 27,8°C à 8 m ; 28,5°C à 9 m et 28,8°C à 11 m (l'élévation de température en profondeur est conforme à ce que nous apprend l'étude des fosses profondes). L'intrusion d'eau de mer froide, une dizaine de jours plus tard, est déjà très claire sur la figure 46.

Si nous examinons la répartition superficielle des températures, nous constatons qu'elle présente toujours un minimum dans la région du port d'Abidjan. Dans quelle mesure est-il une conséquence de l'ouverture du canal de Vridi, dans quelle mesure reflète-t-il la variation diurne (par suite d'obligations logistiques, les sorties vers l'Est ou vers l'Ouest sont presque toujours parties, en début de matinée, de la baie de Cocody, et les écarts constatés en surface ne dépassent pas l'amplitude de la variation diurne, figure 43), il est difficile de le dire. Mais, il semble bien que l'influence de l'ouverture du canal de Vridi sur le climat local -sujet souvent débattu- soit à peu près négligeable devant d'autres facteurs résultant de l'urbanisation. Cette question sera reprise quantitativement à propos de l'évaporation.

Un refroidissement analogue, quoique beaucoup plus atténué, est souvent perceptible dans la région de Grand-Bassam, le grau étant ouvert, et rend compte du léger maximum superficiel présent sur un certain nombre de coupes, entre Abidjan et Grand-Bassam.

E.- EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DANS DES FOSSES PROFONDES

1. FOSSE DE KOUMASSI-EST

La figure 61 est l'homologue, pour les températures, de la

figure 42 qui a été longuement commentée au cours du chapitre précédent; elle présente avec elle d'évidentes analogies qui nous permettront d'être bref. Il se trouve, en effet, que les variations annuelles de température et de salinité des couches superficielles sont, dans leurs grandes lignes, en phase :

a.- L'eau fortement salée qui, de fin février à début mai, forme l'eau profonde de la fosse de Koumassi Est est chaude.

b.- L'eau superficielle dessalée qui, de juin à novembre, étend son emprise vers le bas au détriment de cette eau chaude et salée est froide.

D'où l'analogie des figures 42 et 61 qui conduisent à des conclusions identiques concernant la circulation verticale. Analogie qui ne perturbent gravement, ni le ressalement épisodique d'août (minimum secondaire de salinité), auquel ne correspond aucun réchauffement, ni le refroidissement épisodique de janvier (minimum secondaire de température); auquel ne correspond aucun dessalement. Par contre, le réchauffement superficiel, qui se manifeste dès qu'il y a une journée ensoleillée durant la saison froide, conduit fréquemment à la formation d'un minimum intermdédiaire de température, sans équivalent pour la salinité dont le gradient vertical n'est pratiquement jamais négatif. Nous en verrons des exemples un peu plus loin (tableau 7).

Bien entendu, la stabilité et la convection verticales dépendent des effets conjugués de la température et de la salinité sur la masse volumique, mais nous avons trouvé plus instructif d'examiner séparément l'évolution de ces deux paramètres. Le synchronisme que nous avons constaté entre les variations annuelles superficielles de température et de salinité n'a, physiquement et climatiquement, rien d'obligatoire. Néanmoins, si on compare cette situation à d'autres, hypothétiques, par exemple à celle où les variations seraient en opposition de phase, il apparait qu'il s'agit d'une circonstance heureuse, favorisant le renouvellement annuel des eaux profondes de la fosse.

2. LA FOSSE D'ABOUABOU.

Contrairement à ce qui se passait pour la salinité (tableau 3), il apparait que les températures profondes sont sensiblement les mêmes dans les fosses de Koumassi Est et d'Abouabou avant l'ouverture du canal de Vridi, et ne sont pratiquement pas modifiées par cette ouverture (tableau 7). Ceci est tout à fait compréhensible, puisque le régime des températures surpericielles dans la région source d'eau profonde, au débouché des deux baies, n'a pas été modifié par l'ouverture du canal, et que le gradient de température y est faible entre 2 m et 6 m, ces profondeurs étant, on l'a vu, celles où les eaux profondes d'Abouabou et Koumassi Est prennent respectivement leur origine, en saison chaude. Mieux encore : que les températures profondes d'Abouabou tendent à être légèrement plus élevées que celles de Koumassi Est correspond bien au fait qu'en saison chaude les températures à 2 m, quoique très voisines de celles de 6 m, leur sont légèrement supérieures.

Le minimum intermédiaire de température, dont nous avons signalé plus haut la fréquente apparition, est clairement visible, plus ou moins accentué et à des profondeurs variables, dans le tableau 7. Dans l'ensemble, nos deux fosses se rapprochent plus de l'homothermie que de l'homohalinité, et le niveau d'apparition de l'hydrogène sulfuré, qui coïncide toujours avec une halocline, n'est pas obligatoirement lié à l'existence d'une thermocline. On aura remarqué, enfin, que les températures superficielles de la baie d'Abouabou sont plus élevées que celles de Koumassi Est, reflétant sa plus forte continentalité.

TABLEAU 7

Températures (°C.) dans les fosses d'Abouabou et Koumassi Est

Prof.	10.7.50		27.12.50		5.07.51		7.10.51	
m.	Abou.	KE	Abou	KE	Abou.	KE	Abou.	KE
0	27,9	26,7	29,0	28,0	28,0	27,6	27,6	27,5
2	27,85	26,5	28,9	27,95	—	27,05	27,5	27,3
3	—	—	—	—	27,3	—	—	—
4	27,7	26,1	28,7	28,5	28,5	27,0	27,4	27,1
4,5	—	—	—	—	29,0*	—	—	—
6	28,4	26,7	28,6*	28,5	29,6	26,9	28,8*	27,0
7	—	—	—	—	—	27,3	—	—
8	28,8	28,5*	28,7	28,45*	—	27,9*	29,8	26,9
8,5	—	—	—	—	—	28,7	—	—
9	—	—	—	—	30,05	29,0	—	—
10	29,5*	29,25	28,65	28,5	—	29,25	—	27,7
12	—	—	28,6	28,6	30,1	29,5	30,0	28,9*
15	29,5	—	28,65	28,7	—	—	—	29,3
18	—	29,2	—	—	—	—	—	29,5
22	—	—	—	—	—	—	30,0	—

*Les astérisques désignent la profondeur d'apparition de l'hydrogène sulfuré.

F.- L'EVAPORATION

LE PRIEUR : *"Monsieur, vous regardez sans doute avec un peu de chagrin ces nuages qui s'amassent, et qui nous ôteront, selon toutes les apparences, le plaisir de la promenade?*

LE CHEVALIER : *La vue ne m'en paroit plus affligeante depuis que je connois leur destination. C'est pour remplir nos fontaines et nos rivières que les vapeurs montent de la mer. J'aime à voir tous ces gros nuages partir en diligence pour aller porter le rafraîchissement et la fertilité dans les provinces les plus éloignées. C'est très-réellement une commission dont ils s'acquittent."*

Noël-Antoine PLUCHE : Le spectacle de la nature ou Entretiens sur les particularités de l'histoire naturelle, qui ont paru les plus propres à rendre les jeunes-gens curieux, et à leur former l'esprit. Paris, 1732.

L'énergie utilisée pour l'évaporation, donc la quantité d'eau évaporée, se déduira de l'équation de la conservation de l'énergie (l'énergie reçue est égale à la somme de l'énergie perdue et de l'énergie stockée, pendant un intervalle de temps donné) appliquée à la lagune, si nous savons évaluer les autres termes qui interviennent dans cette équation. Rigoureuse dans son principe, cette méthode l'est moins en pratique, mais elle est tellement instructive que nous indiquerons avec quelque détail comment elle a été appliquée ici.

1. L'ENERGIE RECUE.

L'énergie reçue par la lagune est tout entière d'origine solaire, si l'on néglige, et on est fondé à le faire, la chaleur dissipé par les frottements.

R_A, énergie solaire qui serait reçue en l'absence d'atmosphère, n'est fonction que de la latitude et de l'époque de l'année (et de la valeur admise pour la constante solaire). Utilisant les *Smithsonian Meteorological Tables* (édition de 1951), qui sont basées sur une valeur de la constante solaire* égale à 1,94 $cal.cm^{-2}.min^{-1}$, nous avons calculé, à la latitude 5°N la valeur moyenne journalière de R_A pour chaque mois ($cal.cm^{-2}.j^{-1}$).

En l'absence de mesures directes, on peut en déduire Q_A, énergie disponible après traversée de l'atmosphère, par une relation de la forme :

$$\frac{Q_A}{R_A} = a + b \frac{n}{N}$$

où $\frac{n}{N}$ est la fraction d'insolation, n est la durée d'insolation effective, pour laquelle nous avons utilisé les moyennes mensuelles 1949-1954 de l'aéroport de Port-Bouët, entre mer et lagune, déduites de mesures à l'héliographe CAMPBELL. N, durée d'insolation théorique maximale, a été prise égale à la durée du jour au lieu considéré, qui est une donnée astronomique, diminuée de 0,8 h pour tenir compte du fait que l'héliographe, malgré sa grande sensibilité, n'indique rien quand la hauteur du soleil est inférieure à 5°. a et b sont des constantes qui varient quelque peu suivant les auteurs. Nous avons utilisé celles que PENMAN (1950) recommande pour l'Amérique, l'Australie et l'Europe, soit a = 0,18 et b = 0,55. Pour plus de sûreté, on a vérifié, en utilisant les résultats de mesures directes de Q_A et de n effectuées par DUPONT et SCHÜEPP (1954) à Léopoldville (actuelle Kinshasa), que ces valeurs de a et b convenaient aussi à la zone équatoriale africaine. A noter que

*On admet plutôt, actuellement, 2,00 ± 0,04 $cal.cm^{-2}.min^{-1}$. La différence est insignifiante pour nos calculs.

WALKER (1956) a utilisé pour la Gold Coast (actuel Ghana), les valeurs a = 0,20 et b = 0,48 qui rendent bien compte, également, des résultats précédents.

Finalement, en estimant à 5 % les pertes par réflexion à la surface de l'eau, l'énergie solaire qui pénètre dans l'eau, soit Q_S, est égale à 0,95 Q_A. La figure 62 et le tableau 8 fournissent la valeur moyenne journalière de Q_S pour chaque mois en $cal.cm^{-2}.j^{-1}$.

2. ENERGIE PERDUE PAR RAYONNEMENT, ADVECTION ET CONDUCTION.

a.- Soit Q_R l'énergie effectivement perdue sous forme de rayonnement de grande longueur d'onde. Ce rayonnement effectif, pratiquement celui d'un corps noir, est réduit par la nébulosité et la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. PENMAN (1948), utilisant certains résultats antérieurs de BRUNT, a montré que l'on pouvait écrire approximativement :

$$Q_R = \sigma T^4 (0,56 - 0,09\sqrt{e_A}) \; (0,1 + 0,9\frac{n}{N})$$

où σ, constante de STEFAN, a été prise égale à $11,9.10^{-8} cal.cm^{-2}.j^{-1}.K^{-4}$; T est la température de l'air au-dessus de la surface, en Kelvins ; e_A est la tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère à quelque distance de la surface. Bien que la température de l'air nous soit connue par le tableau 6, nous avons préféré utiliser la température de surface à Abidjan, même tableau, pour la période 1938-1945 (l'incidence sur le résultat final des calculs d'évaporation est d'ailleurs très faible). Pour e_A on a utilisé, faute de mieux, les moyennes mensuelles de l'aéroport de Port-Bouët pour la période 1949-1954, qui est celle déjà retenue pour les valeurs de $\frac{n}{N}$. Elles diffèrent d'ailleurs fort peu des moyennes de la période 1938-1945.

Les valeurs ainsi calculées mensuellement pour Q_R, en $cal.cm^{-2}.j^{-1}$, sont consignées dans le tableau 8, et la figure 62 nous donne $Q_S - Q_R$.

b.- L'eau qui sort, avec le jusant, du canal de Vridi et du grau de Grand-Bassam est plus chaude que celle qui pénètre en lagune avec le flot. Représentons par QM les calories ainsi perdues.

Pour évaluer approximativement la quantité de calories évacuées par Vridi, nous avons utilisé conjointement des mesures de courant effectuées en fonction de la marée les 21 et 22 décembre 1951 dans le canal, et des mesures de température effectuées le 10 janvier 1955 au même lieu et dans les mêmes conditions. Intégrant convenablement les résultats expérimentaux, on trouve que $26{,}8.10^{12}$ calories sont ainsi évacuées vers la mer durant un cycle flot-jusant de 12,4 h. Cette valeur est considérée comme caractéristique d'une marée moyenne en janvier. Les valeurs caractéristiques des autres mois ont été déduites de celle de janvier en les multipliant par le facteur :

$$\frac{(\theta_L - \theta_M) \text{ mois considéré}}{(\theta_L - \theta_M) \text{ janvier}}$$

où θ_L est la température de surface de la lagune à Abidjan (pratiquement les chiffres du tableau 6) et où θ_M désigne la température moyenne de la couche d'eau de mer de 0 à 20 mètres, que nos résultats antérieurs nous ont permis d'estimer. Pour les mois de juin, septembre, octobre et novembre, un second facteur, dit facteur de crue, a été utilisé, pour tenir compte de ce qu'en période de crue, le débit total du flot est inférieur à celui des périodes d'étiage. Ce facteur était évalué à partir de notre connaissance des variations du niveau moyen de la lagune pour la période 1951-1953 (figure 109) en utilisant une forme simplifié de la formule de CHEZY.

La quantité de calories évacuée par le grau de Grand-Bassam a été déduite des chiffres du canal de Vridi en admettant : d'une part que les débits mis en jeu étaient le cinquième de ceux de Vridi (on a utilisé des estimations anciennes des courants dans le grau et, par ailleurs, le rapport des sections du canal et du grau vers 1952 ne rendait pas ce

chiffre trop invraisemblable); d'autre part, que la température de l'eau de mer pénétrant dans le grau était celle de la couche 0-4 m, identique à la température de surface, d'où l'intervention d'un facteur mensuel :

$$\left(\frac{\theta_L - \theta_S}{\theta_L - \theta_M}\right)_{\text{mois considéré}}$$

où la signification de θ_L et θ_M est la même que précédemment, et où θ_S désigne la température de surface de la mer durant le mois considéré. L'effet conjoint de ces deux facteurs conduit à multiplier les résultats de Vridi par un coefficient qui varie entre 0,1 et 0,2 durant l'année.

On obtient finalement le total des calories enlevées à la lagune, par les jonctions de Vridi et de Grand-Bassam, par jour moyen de chaque mois. Nous avons considéré que ce prélèvement n'intéressait pas toute la lagune mais seulement la partie comprise entre Grand-Bassam et l'île 6, où les courants de marée sont notables. La lagune est ainsi divisée en deux parties en ce qui concerne les calculs d'évaporation : à l'Ouest de l'île 6, où il n'y a pas de terme Q_M, et à l'Est de l'île 6. La superficie de cette dernière région est de 170 km^2, d'où les valeurs de Q_M en $cal.cm^{-2}.j^{-1}$, qui figurent dans le tableau 8 et apparaissent aussi sur la figure 62.

c.- Les dernières pertes à prendre en considération sont celles qui ont lieu par conduction thermique mer-air, soit Q_K. Elles ne sont pas mesurables directement, aussi cherche-t-on à les évaluer en fonction de Q_E, chaleur perdue par évaporation, qui constitue notre inconnue. L'analogie physique des mécanismes de transfert de la chaleur et de la vapeur d'eau par diffusion turbulente permet, en effet, d'écrire :

$$\frac{Q_K}{Q_E} = \frac{C_P \cdot P}{0{,}621.L} \cdot \frac{\theta_L - \theta_A}{e_L - e_A}$$

$$= B, \text{ rapport de BOWEN.}$$

C_P, chaleur massique de l'air à la pression atmosphérique, vaut 0,240 $cal.g^{-1}$. L, chaleur latente de vaporisation de l'eau à la température θ_L de la lagune, est donnée par l'expression : $L = 594,9 - 0,51\theta_L$, en $cal.g^{-1}$, en négligeant l'influence, très faible, de la salinité. P est la pression atmosphérique, exprimée dans la même unité que les tensions de vapeur e_L et e_A; elle varie peu et a été prise égale à 759 mm de mercure. Pour θ_L et θ_A, température de surface de la lagune et température de l'air susjacent, on a pris les moyennes 1938-1945 à Abidjan (tableau 6). La tension maximale de la vapeur d'eau à la température θ_L, soit e_L, est connue par les tables. Quant à e_A, tension de la vapeur d'eau présente dans l'air à quelque distance de la surface, nous l'avons déjà rencontrée en calculant Q_R.

Les valeurs trouvées pour le rapport de BOWEN sont indiquées dans le tableau 8.

3. ENERGIE STOCKEE.

Ce terme, soit Q_T, a été évalué à partir des moyennes 1938-1945 de la température de surface de la lagune à Abidjan (tableau 6), légèrement corrigées pour obtenir approximativement la température moyenne de la couche 0-4,5 m, qui correspond à l'épaisseur moyenne du plan d'eau lagunaire. Le tableau 8 donne les valeurs moyennes de Q_T, en $cal.cm^{-2}.j^{-1}$, pour chaque mois.

4. RESULTATS ET VERIFICATIONS.

a.- On obtiendra finalement Q_E, énergie utilisée pour l'évaporation, par l'expression :

$$Q_E = \frac{Q_S - (Q_R + Q_M + Q_T)}{1 + B}$$

où Q_M, rappelons-le, est constamment nul, dans la partie non maritime de la lagune Ebrié, à l'Ouest de l'île 6. Le tableau 8 récapitule ces

différents termes.

TABLEAU 8

Différents termes du bilan thermique ($cal.cm^{-2}.j^{-1}$)
et rapport de BOWEN

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
R_A	807	852	884	883	856	833	840	864	878	860	820	791
Q_S	261	315	395	386	285	198	223	238	284	310	351	263
Q_R	52	63	75	74	50	30	38	43	53	60	77	49
Q_M à 1'E. Ile 6.	34	34	26	20	14	11	34	52	38	7	6	10
Q_T	-1	3	12	2	0	-27	-19	-3	6	13	15	0
Rapp. BOWEN	0,13	0,09	0,12	0,13	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,14	0,14
Q_E à 1'E. Ile 6.	156	197	252	257	192	157	145	126	163	202	222	179
Q_E à 1'W. Ile 6.	186	228	275	274	204	167	174	171	196	208	227	188

Ces données se retrouvent également dans la figure 62, sous une forme légèrement différente.

Est-il besoin de souligner qu'une incertitude qu'il est difficile d'évaluer plane sur ces chiffres, à l'exception des valeurs de R_A ? Néanmoins, certaines conclusions paraissent inéluctables. La première, relativement banale, est que la majeure partie de l'énergie solaire qui pénètre effectivement dans l'eau est utilisée pour l'évaporation, sans que, pour autant, les autres termes du bilan soient négligeables. Le rapport de BOWEN varie lentement et régulièrement, si l'on excepte la valeur plutôt faible de février, due à ce que $\theta L - \theta A$ est minimum pendant ce mois (tableau 6). On remarque, enfin, que les valeurs de R_A, rayonnement incident en l'absence d'atmosphère, sont minimales en

décembre et janvier, conduisant à un minimum secondaire de l'énergie Q_S qui pénètre effectivement dans l'eau, ce que nous avons rapproché, plus haut, de l'existence d'un minimum secondaire de la température de surface de l'eau, précisément pendant ces mois de décembre et janvier.

b.- Le quotient $\frac{Q_E}{L}$, où L, chaleur latente d'évaporation, varie entre 579 et 581 $cal.g^{-1}$ durant l'année (voir plus haut), fournit la masse d'eau en grammes évaporée par cm^2 et par jour, numériquement égale à la hauteur en centimètres de l'évaporation journalière moyenne. Dans le tableau 9 sont portées les hauteurs d'eau évaporées mensuellement dans la partie maritime (à l'Est de l'île 6) et dans la partie non maritime (à l'Ouest de l'île 6) de la lagune. On y a joint les valeurs de la différence : précipitations à Abidjan (moyennes mensuelles 1949-1954) moins évaporation à l'Ouest de l'île 6 ; les moyennes mensuelles (1949-1954) des résultats fournis par l'évaporimètre PICHE à l'aéroport de Port-Bouët ; l'évaporation calculée, suivant une méthode sur laquelle nous reviendrons, par WALKER (1956) pour des plans d'eau situés à Accra et Kumasi, au Ghana, (moyennes 1954-1955).

L'influence de l'ouverture du canal de Vridi sur l'évaporation d'une partie de la lagune n'est donc pas négligeable, particulièrement lorsque la mer est froide (janvier, août-septembre)*. Néanmoins, l'allure du cycle annuel de l'avaporation (figure 63, partie gauche) reste sensiblement identique à l'Est et à l'Ouest de l'île 6, et rappelle l'évolution de la température de surface (figure 44). Si l'on compare l'évaporation moyenne sur la partie non maritime de la lagune Ebrié (calculée sensiblement pour la période 1949-1954) aux précipitations moyennes de cette même époque, il apparaît (figure 63) que l'évaporation l'emporte sur les précipitations en janvier, février et août,

---

*Si le canal de Vridi a contribué à l'assainissement du climat de la région abidjanaise, ce serait donc beaucoup moins par une diminution de la température de surface de la lagune, contrairement à ce qu'on dit parfois, que par une réduction de l'évaporation, donc de l'humidité atmosphérique.

TABLEAU 9

Résultats concernant l'évaporation ($cm.mois^{-1}$)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Lag. Ebrié : Est île 6	8,3	9,6	13,5	13,3	10,3	8,1	7,8	6,7	8,4	10,8	11,5	9,6	117,9
Lag. Ebrié : Ouest île 6	9,9	11,1	14,7	14,2	10,9	8,6	9,3	9,1	10,1	11,1	11,7	10,0	130,7
Précip. -Evap. W. île 6	-7,5	-4,8	0,4	1,1	18,5	52,7	7,1	-3,5	-1,1	17,1	6,0	0,5	86,5
Evaporimètre PICHE	4,2	4,8	5,7	5,6	5,1	3,9	4,4	3,5	3,5	4,0	5,7	5,4	55,8
Accra	13,5	13,8	15,0	14,1	15,0	11,0	10,5	11,4	12,6	13,5	13,3	13,5	157,2
Kumasi	10,5	11,8	13,5	13,0	13,5	9,9	9,9	9,1	9,1	11,4	11,8	11,4	134,9

qu'elle leur est sensiblement égale en mars, avril, septembre et décembre, et inférieure durant les cinq autres mois. Sur l'ensemble de l'année, la pluviométrie reste naturellement très excèdentaire, avec 865 mm.

c.- Aux résultats précédents, on peut reprocher, outre les approximations et incertitudes inhérentes à la méthode, d'avoir été obtenus à partir de données quelque peu disparates (on s'est efforcé de privilégier la période 1949-1954, et la relative uniformité et régularité du climat équatorial est un facteur favorable) ou franchement insuffisantes. Des comparaisons, des vérifications, sont indispensables pour savoir si on peut leur accorder quelque confiance. Nous en donnerons quelques-unes.

Les calculs de WALKER (1956) au Ghana, déjà mentionnés plus haut, ont été effectués par la méthode de PENMAN, qui est une combinaison de l'approche énergétique et de l'approche cinétique. Le terme Q_T a été négligé, ce qui est sans incidence sur la valeur annuelle de l'évaporation. L'allure de la variation annuelle à Accra et Kumasi est sensiblement la même qu'à Abidjan, mais le maximum de saison chaude est un peu plus étalé, cependant qu'à Accra le maximum secondaire se réduit à un palier. Les valeurs obtenues à Accra (tableau 9) sont nettement supérieures aux nôtres, par contre, celles de Kumasi, dont la latitude est pourtant un peu plus Nord que celle d'Abidjan, coïncident étonnamment bien.

Les estimations de l'évaporation dues à BUDYKO (1956), font autorité. Cet auteur donne comme valeur moyenne de Q_E dans l'océan mondial, entre 0° et 10°N, 76 k cal.cm^{-2}.an^{-1}, soit 131 cm pour l'évaporation annuelle, chiffre identique à celui trouvé pour la partie non maritime de la lagune Ebrié.

PENMAN (1956) a adopté, comme compromis entre ses propres mesures et les mesures classiques américaines du lac Hefner, la forme suivante pour l'équation "aérodynamique" de l'évaporation :

$$E = 0{,}35(0{,}5 + \frac{U}{100})\ (e_L - e_A)$$

où E est la hauteur d'eau évaporée en mm par jour, U la vitesse du vent à 2 m au-dessus du plan d'eau, en miles par jour, et où les tensions de vapeur e_L et e_A, qui sont celles déjà rencontrées plus haut, sont exprimées en mm de mercure. Utilisant pour E les valeurs trouvées dans la partie non maritime de la lagune, nous en avons déduit les vitesses moyennes du vent pour chaque mois. Elles varient assez régulièrement entre 0,9 et 1,5 $m.s^{-1}$, ce qui n'est pas absurde, si l'on songe qu'elles intègrent les période de calme et que les relevés tri-quotidiens de l'aéroport de Port-Bouêt fournissent des moyennes mensuelles s'écartant peu de $3m.s^{-1}$.

Ces quelques considérations donnent à penser que les chiffres trouvés pour l'évaporation en lagune constituent probablement une première approximation utilisable, et que les erreurs résultant des approximations auxquelles il a fallu se résoudre se compensent partiellement, à défaut d'être négligeable. L'observation directe des variations de niveau dans un bassin enterré d'assez grande dimension, à laquelle nous avons pu procèder récemment à Abidjan, dans des conditions expérimentales qui restaient, certes, largement ouvertes à la critique, n'est pas non plus en désaccord avec les résultats du calcul.

d.- La signification des chiffres fournis par l'évaporimètre PICHE, la possibilité de les relier à l'évaporation d'une surface d'eau libre dans la nature, ont fait couler beaucoup d'encre. Voir, par exemple, PRESCOTT et STIRK (1951). Si l'on compare les moyennes mensuelles du PICHE à l'aéroport de Port-Bouêt, pour la période 1949-1954, aux valeurs d'évaporation calculées pour la partie non-maritime de la lagune Ebrié (tableau 9), on trouve un coefficient de corrélation égal à 0,73. La droite de régression qui relie l'évaporation calculée (E) aux indications du PICHE (P), en $cm.mois^{-1}$, a comme équation :

$$E = 1{,}64\ .\ P\ +\ 32{,}76.$$

CHAPITRE QUATRE

TEMPÉRATURE ET SALINITÉ DANS LE CANAL DE VRIDI

Pour ne pas alourdir les deux chapitres précédents, nous avons repoussé ici ce qui concerne les conditions dans le canal de Vridi où la variation semi-diurne est prépondérante. Dans le chapitre suivant, consacré aux bilans d'eau et de sel, nous essayerons d'évaluer l'importance des volumes d'eau qui transitent par la canal.

A.- OBSERVATIONS SIMULTANEES

1. EN SAISON SECHE (ETIAGE)

La figure 64 est basée sur des profils verticaux de température et de salinité effectués durant un cycle de marée, le 10 janvier 1955 (vive-eau), à la bouée de courant (coordonnées P 101, W5 sur le plan du canal) qui est située près du débouché en mer, à environ 300 mètres du musoir de la jetée Est et à 560 mètres du musoir de la jetée Ouest. Une certaine incertitude plane malheureusement sur la profondeur exacte des prélèvements, sauf au voisinage des étales, du fait de l'intensité des courants.

salinité est voisine de 35°/₀₀ à tous les niveaux pénètre en lagune. Sa température, moins bien définie, oscille entre 26,5° C et 23,5° C. Ceci confirme, s'il en était besoin, l'existence de forts remous en cette partie resserrée du canal ; ces températures sont, en effet, pratiquement identiques aux températures moyennes de la mer*, immédiatement à l'Ouest du canal, pour le mois de janvier, en surface et à 20 mètres de profondeur ; et les salinités moyennes correspondantes s'écartent peu de 35°/₀₀.

En contraste, l'eau lagunaire moins salée, plus chaude, qui s'écoule vers la mer avec le jusant présente une stratification verticale notable entre 0 et 6 m, et cette fois, plus accentuée pour la salinité que pour la température. Ces conditions correspondent assez bien à ce que nous observons en lagune dans la région du port d'Abidjan, remarque qui sera mise à profit dans le chapitre suivant. Relevons enfin que l'onde de salinité est en phase avec l'onde de marée, particulièrement dans les couches superficielles.

2. PENDANT UNE CRUE DE LA COMOE.

Le 26 octobre 1954, alors que sévissait une violente crue de la Comoé qui avait nécessité, un mois plus tôt, la réouverture du grau de Grand-Bassam, des profils de température, salinité et pH furent effectués aux deux extrémités du canal de Vridi. Nous ne présenterons ici (figure 65) que ce qui a trait à la salinité : les températures n'apportent rien de plus, et les variations de pH, qui soulèvent un problème intéressant, seront commentées dans le chapitre six, §C.

Côté mer, au point P 101, W5, le courant de jusant, qui pouvait atteindre 1,7 $m.s^{-1}$, était permanent en surface. Il s'affaiblissait beaucoup, cependant, une à deux heures avant et après la pleine mer.

---

*Centre de Recherches Océanographiques : Station côtière d'Abidjan, moyennes par quinzaines (1966-1975). Manuscrit non publié.

La stratification, dans cette zone soumise à une turbulence intense, est à peu près continue entre l'eau superficielle peu salée et l'eau profonde. On retrouve encore une onde de salinité, en phase avec la marée à tous les niveaux. Mais, il est caractéristique qu'elle soit, cette fois, plus marquée au fond qu'en surface, et atteigne sa plus grande amplitude aux profondeurs intermédiaires.

Près du débouché en lagune, à 2400 mètres de la station précédente, on se rapproche beaucoup d'un écoulement à deux couches : marine au voisinage du fond, douce près de la surface, et l'onde de salinité n'apparait plus. Dans la zone intermédiaire, vers 6 et 8 mètres, le gradient est donc élevé et l'on note des variations assez brutales, dont il est difficile de dire si elles correspondent à des remous ou simplement à l'imprécision sur l'immersion du prélèvement du fait du courant.

B.- DECOMPOSITION HARMONIQUE DE LA VARIATION DE TEMPERATURE.

Du 26 janvier au 3 février 1955, on a enregistré la température de l'eau à plusieurs niveaux (0 ; -1,5 m ; -3 m ; -4,5 m) et celle de l'air au niveau + 2 m. L'emplacement de ces mesures, pour lesquelles on a utilisé les appareils déjà mentionnés au chapitre trois, était à l'appontement des pilotes qui est situé sur la rive Est du canal de Vridi, à environ 900 mètres du musoir de la jetée Est et à 1900 mètres du débouché en lagune, dans une zone beaucoup moins turbulente que celle du point P 101, W5.

La figure 66 montre quelles sont les variations moyennes dans l'eau (établies avec une période fondamentale de 24 h 50 m = 24,83 h) et dans l'air (période 24 h). La marée moyenne y figure également. A tous les niveaux, dans l'eau, la variation de température est sensiblement en opposition de phase avec la marée, ce qui correspond bien au fait que la salinité est en phase avec la marée. Le léger retard (1 h à 2 h)

qu'on observe doit traduire, au moins partiellement, le retard de la marée à l'appontement des pilotes. L'amplitude (sauf entre la surface et - 1 m) et la température moyenne diminuent avec la profondeur, comme nous l'avons déjà constaté (§A.1).

La variation diurne de la température de l'air présente beaucoup d'analogie (allure, amplitude) avec celle que nous avions relevée en baie de Koumassi Est (figure 43), mais les températures, elles-mêmes, sont toujours inférieures à celles de Koumassi, ce qui n'est pas pour surprendre. Notons encore que les valeurs minimales dans l'air coïncident sensiblement avec celles de l'eau en surface.

Cherchons à représenter la variation de la température θ de l'eau à un niveau donné par une expression de la forme :

$$\theta = \theta m + a_1\cos(wt - \phi_1) + a_2\cos(2wt - \phi_2) + a_3\cos(3wt - \phi_3) + a_4\cos(4wt - \phi_4)$$

où, si le temps local t est en heure solaire, w vaut $\frac{360}{24,83} = 14,5°.h^{-1}$. Pour donner une portée plus générale à ces résultats, il faut repérer l'origine des temps par rapport à la marée : en l'occurence, elle coïncide sensiblement avec une basse-mer.

Le tableau 10 renferme les valeurs des termes constants, amplitudes et phases à chaque niveau, et les variations ainsi calculées sont en pointillé sur la figure 66.

L'onde semi-diurne est naturellement prépondérante, suivie, sauf à 4,5 m, de l'onde diurne. L'onde quart-diurne, qui apparaît souvent quand la marée se propage par petits fonds, est ici très peu importante.

TABLEAU 10

Coefficients de la variation de température dans le canal de Vridi

Niveau m	θm °C	a_1 °C	ϕ_1 °	a_2 °C	ϕ_2 °	a_3 °C	ϕ_3 °	a_4 °C	ϕ_4 °
0	25,35	0,35	114	1,10	19	0,20	214	0,25	227
-1,5	23,85	0,45	71	1,25	10	0,30	195	0,10	220
-3	22,35	0,35	88	0,85	45	0,25	158	0,05	286
-4,5	21,05	0,05	90	0,55	46	0,20	120	0,05	180

Remarque finale. Des indications sur l'importance des volumes d'eau qui transitent par le canal de Vridi seront données au chapitre 5, §B ; sur leur pH, au chapitre 6, §C ; sur la propagation de la marée dans le canal, au chapitre 9, §3. 3.

CHAPITRE CINQ

ÉLÉMENTS D'UN BILAN DE L'EAU ET DU SEL
LES ÉCHANGES AVEC LA MER

La constance du volume et du contenu salin de la lagune sur une période de temps suffisamment grande, un an au minimum, impose que gains et pertes respectifs se compensent. Pour des intervalles de temps inférieurs, un terme de stockage doit être introduit. Les données dont nous avons pu disposer, ou que nous avons évaluées, sont hétérogènes, aussi bien par leur précision que par les époques auxquelles elles se rapportent, ce qui limite l'utilisation qu'on peut en faire. Mais certaines conclusions s'imposent tout à fait clairement.

A.- LES APPORTS D'EAU DOUCE

Aux apports des trois principaux cours d'eau : Comoé, Mé, Agnéby, s'ajoutent ceux des petites rivières, d'importance très médiocre, disséminées sur la rive Nord, ceux des précipitation, et bien entendu, les apports négatifs de l'évaporation. On a négligé les échanges, très vraisemblablement faibles, avec le Bandama par l'intermédiaire du canal

d'Asagny. Dans le tableau 11 sont regroupées des valeurs typiques de ces apports*, comparées au volume de la lagune (système Potou-Aguien compris).

L'apport annuel net, quelque douze milliards de mètres cubes, varie notablement suivant les années. Il n'en restera pas moins largement supérieur -plus de quatre fois avec les présentes valeurs, au volume lagunaire. La Comoé en fournit l'essentiel (80 %), mais aucun des autres apports n'est à proprement parler négligeable devant le volume de la lagune. D'où leur importance locale et saisonnière sur le régime des salinités, comme complément à l'action beaucoup plus puissante, mais localisée dans l'espace et dans le temps (septembre et octobre fournissent la moitié du débit annuel) de la Comoé. Notons que l'apport annuel de la Mé est de l'ordre de six fois le volume du système Potou-Aguien dans lequel elle se déverse. Si on y ajoute l'influence de la Comoé toute proche, les faibles profondeurs de la lagune Potou, la faiblesse de la marée locale, on conçoit que ce bassin reste constamment peu salé.

Bénéfiques en ce sens qu'ils empêchent la lagune d'acquérir une salinité trop élevée, la renouvellent et lui apportent des éléments biologiquement importants comme la silice, ces considérables apports d'eau douce risquent cependant, si les échanges avec la mer ne sont pas suffisants, de conduire à une stratification telle que les échanges verticaux soient très réduits entre les couches superficielles et les

---

*Voici, brièvement, l'origine de ces chiffres. Comoé : moyenne des années 1970 et 1974 à Alépé, ramenées au débouché en lagune par des considérations sur les bassins versants et les pluies locales. Mé : année 1974 à Alépé, ramenée au débouché en lagune. Agnéby : moyennes 1955-1968 à Agboville, ramenées au débouché en lagune. Petites rivières : d'après la surface totale de leurs bassins versants (1800 km^2) et les précipitations à Abidjan, en prenant un coefficient d'écoulement égal à 0,1. Pluie : d'après les moyennes 1932-1949 à Abidjan et la surface du plan d'eau lagunaire ($566.10^6 m^2$). Evaporation : moyenne pondérée de nos résultats (tableau 9) d'après les surfaces des parties maritime et non-maritime.

TABLEAU 11

Apports mensuels (unité : $10^6 m^3$) d'eau douce

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel	% Volume lagune
Comoé	224	220	279	360	410	437	375	939	2870	2603	619	308	9644	364%
Mé	46	41	50	47	119	185	176	48	46	67	107	44	976	37%
Agnéby	3	1,5	4,5	15	43	146	225	45	48	79	38	12	660	25%
Petites rivières	4	7	20	22	72	87	27	8	11	35	38	15	346	13%
Précipitations	19	26	59	69	199	277	121	28	39	107	111	40	1095	41%
Evaporation	-54	-61	-81	-79	-61	-48	-50	-48	-55	-63	-66	-55	-721	-27%
Apport net	242	235	331	434	782	1084	874	1020	2959	2828	847	364	12000	453%

couches profondes, ces dernières devenant alors anoxiques et riches en hydrogène sulfuré. C'était largement le cas avant l'ouverture du canal de Vridi, ce ne l'est plus maintenant, les quelques exceptions localisées des fosses profondes mises à part.

Il va de soi que les chiffres globaux du tableau 11 ne suffisent pas à tout expliquer. A considérer, par exemple, la variation annuelle des apports nets d'eau douce, on s'attendrait à rencontrer un maximum secondaire de salinité dans la région d'Abidjan en juillet et non en août. Ce serait oublier deux choses. D'une part, la propagation de la crue de la Comoé n'est pas instantanée ; d'après nos observations de 1951, il a fallu 22 jours aux eaux limoneuses du début de la crue, que l'on rencontrait le 20 août près de l'île Morin, pour parcourir les 36 km les séparant de la baie de Cocody. D'autre part, l'évacuation de la crue de juin se fait essentiellement en juillet (figure 110) et réduit alors les entrées d'eau de mer en lagune (tableau 12).

B.- LES ECHANGES AVEC LA MER

1. CALCULS

Désignons par VE et VS les volumes d'eau, de salinités moyennes respectives SE et SS, qui entrent et sortent par le canal de Vridi (et, éventuellement, le grau de Grand-Bassam) pendant un intervalle de temps donné ; par ΔV et ΔM les augmentations respectives du volume d'eau lagunaire et de la masse de sels qu'il contient, et par A l'apport net d'eau douce, durant le même intervalle de temps. Les équations de conservation de l'eau et du sel fournissent alors, en négligeant les différences de masse volumique entre eau douce et eau salée :

$$VE = \frac{Ss(A - \Delta V) + \Delta M}{SE - SS}$$

$$VS = VE + A - \Delta V$$

Ces expressions familières peuvent être utilisées pour vérifier la cohérence interne des données ou pour calculer certains termes. En la circonstance, leur intérêt est malheureusement limité. Nous avons déjà évalué les valeurs mensuelles de A (tableau 11), nous pouvons accèder facilement à ΔM mensuel à partir des données de la figure 41, et obtenir une évaluation grossière de ΔV mensuel à partir des données sur les seules variations du niveau moyen journalier en baie de Cocody qui seront présentées plus loin (chapitre 10, fig. 110), mais il est difficile d'aller au-delà. Indépendamment du fait que nos données sont disparates, ne se rapportant pas toutes à la même époque, trois inconnues subsistent : VE, VS et le rapport $\frac{SS}{SE}$, ou simplement SS si l'on admet que SE est identique à la salinité connue de l'eau de mer (on a adopté SE = 34,5 °/₀₀ pendant toute l'année). Et la détermination de SS implique des mesures simultanées de salinité et de courant pendant le jusant, dans le canal de Vridi, dont nous ne disposons pas.

L'idée a donc été, à titre purement conjectural, de tenter une évaluation des valeurs mensuelles de SS à partir d'hypothèses relativement plausibles* et d'en déduire VE et VS, non pas, certes, comme

---

* On a admis : a.) que les profils verticaux de salinité réalisés mensuellement en 1951 et au début de 1952 dans le port d'Abidjan étaient représentatifs des conditions moyennes de salinité, à des niveaux identiques, dans le canal pendant un jusant du même jour. b.) que les couches 0-6 m, 6-8 m et 8-12 m transportaient respectivement les fractions : 0,68 ; 0,14 et 0,18 du débit total du jusant, ces facteurs provenant de l'examen des profils verticaux instantanés de courant réalisés dans le canal de Vridi le 21 juin 1951 pendant un cycle de marée (voir plus loin). La moyenne pondérée ainsi obtenue était identifiée à SS pour le jour considéré. On a ainsi obtenu une courbe des variations annuelles SS journalières, d'où, par intégration, les moyennes mensuelles SS portées dans le tableau 11.

Pour avoir une idée de la valeur de cette approximation, nous disposons des profils verticaux de salinité réalisés dans le canal de Vridi durant un cycle de marée les 26 octobre 1954 et 10 janvier 1955 (chapitre précédent), malheureusement sans mesures simultanées du courant. On a admis que la courbe des débits instantanés de jusant était une sinusoïde, d'où les salinités moyennes dans les couches 0-6 m, 6-8 m et../..

des valeurs sûres, mais pour pouvoir discuter de leur degré de vraisemblance et, par là-même, tester la cohérence des données utilisées par ce calcul.

Sur les bases qui viennent d'être exposées ont été obtenus les résultats du tableau 12 (la salinité SE, prise constamment égale à 34,5 °/₀₀, n'y figure pas).

Sans discuter, pour l'instant, le détail des valeurs trouvées pour VE et VS, une première conclusion s'impose : quelles que soient les erreurs dont puissent être entachés ces résultats, les volumes d'eau transitant par le canal de Vridi sont considérables (comme l'ont voulu ses créateurs), largement supérieurs, annuellement, à l'apport net d'eau douce. De l'ordre de trois fois plus, d'après les chiffres du tableau 12, pour le volume d'eau de mer qui pénètre en lagune (donc quatre fois plus pour le volume qui en sort chaque année) -ce qui représente quelque quatorze fois le volume de la lagune. Celle-ci nous apparait donc, dans son ensemble, comme un système bien renouvelé. Bien mélangé aussi, du fait de l'intensification des courants et de la turbulence. De fait, l'état anoxique, si fréquemment rencontré avant l'ouverture du canal de Vridi aux profondeurs dépassant quelques mètres, a disparu, sauf dans quelques fosses profondes, et l'on peut considérer que ces conditions hydrodynamiques sont favorables à l'évacuation des déchets polluants. Ceci n'empêchant pas, bien entendu, d'éventuelles atteintes locales, dans des baies participant peu à la circulation générale, par exemple.

8-12 m, qui ont ensuite subi la même pondération que ci-dessus. Par rapport aux valeurs journalières de SS relevées pour les deux jours considérés sur la courbe de variation annuelle précédemment obtenue, les écarts sont de +5,7°/₀₀ et -1,2°/₀₀. Plus importants qu'on ne souhaiterait, mais encore relativement faibles devant l'amplitude de la variation annuelle des SS journalières qui atteint 29°/₀₀.

TABLEAU 12

Les différents termes des bilans d'eau et de sel.

Unités : Volumes : $10^6 m^3$; masses : 10^3 tonnes.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
A	242	235	331	434	782	1084	874	1020	2959	2828	847	364
ΔV	0	0	0	0	45	-11	-57	11	159	113	-187	-73
ΔM	8100	3400	900	-2100	-6600	-12200	1400	5400	-10000	-2400	3800	10300
Ss°/oo	30,5	32,7	33,4	32,5	28,8	17,8	10,2	23,0	19,0	7,6	6,0	20,2
VE/mois	3870	6158	10869	6002	2566	437	448	2488	2788	678	351	1338
VS/mois	4112	6393	11200	6436	3303	1532	1379	3497	5589	3393	1385	1775
VE/flot*	64	114	181	103	43	8	7	41	48	11	6	22
VS/jusant*	69	118	187	111	55	26	23	58	96	57	24	30

* Sur la base de 60 flots ou jusants par mois de 31 jours, 58 par mois de 30 jours et 54 pour février.

2. COMPARAISON AVEC DES MESURES DIRECTES.

Les mesures de débit, malheureusement très rares, que nous avons effectuées dans le canal de Vridi nous fourniront un point de repère.

a.- Dans la journée du 21 juin (vive-eau*) quinze profils verticaux de courant ont été obtenus avec un moulinet OTT au point P 101 W5 du canal de Vridi (largeur utile : 300 m, profondeur : 12 m), assez près du débouché en mer (forts remous). La figure 67, sur laquelle nous reviendrons, montre que la durée du jusant est un peu supérieure à celle du flot mais que c'est pendant le flot qu'on trouve les débits instantanés les plus élevés. Le volume qui entre avec le flot est de $43.10^6 m^3$; celui qui sort avec le jusant de $46.10^6 m^3$. Les chiffres moyens du tableau 12 sont, pour juin, très largement inférieurs (8.10^6 et $26.10^6 m^3$) et l'écart morte eau - vive eau peut difficilement en rendre compte, d'autant plus qu'ils présentent entre les débit de jusant et de flot une différence bien supérieure à celle que nous ont donnée nos mesures. Par contre les chiffres moyens de mai (43.10^6 et $55.10^6 m^3$) sont en assez bon accord avec ce que nous avons mesuré en juin. Au moins partiellement, cette situation peut s'expliquer par le fait que la crue de juin 1951 a été beaucoup plus faible qu'en 1952 (année ayant servi à nos estimations de ΔV, terme, à vrai dire, d'importance secondaire) et qu'elle n'avait pas encore commencé le 21 juin au moment des mesures de débit.

D'autres mesures de courant exécutées au même endroit le

---

*Caractéristiques prédites pour la marée en mer : PM à 6 h 25, hauteur 1,15 m ; BM à 12 h 25, hauteur 0,40 m ; PM à 18 h 06, hauteur 1,05 m.

21 décembre 1951 (morte-eau moyenne*), indiquent un débit de jusant de $26.10^6 m^3$, qui, cette fois, est en accord avec le chiffre moyen calculé pour décembre ($30.10^6 m^3$).

L'état variable du grau de Grand-Bassam introduit, évidemment, un élément d'incertitude. Les chiffres du tableau 11 sont relatifs à une époque où le grau était encore ouvert, et indiquent donc la somme des échanges à travers les deux ouvertures. Indiquons, à ce propos, que des mesures de débit furent faites dans le grau de Grand-Bassam, alors seule ouverture sur la mer, au début de mai 1928**, c'est à dire à une période de l'année où les dimensions du grau, réduites par l'ensablement de saison sèche ne devaient pas avoir encore été notablement augmentées par la crue commençante (le niveau moyen de la lagune était à 10 ou 20 cm au-dessus de celui de la mer). Elles ont fourni en période de vive-eau moyenne, $13,4.10^6 m^3$ pour le débit de flot et $23,4.10^6 m^3$ pour le débit de jusant, chiffres qui ne contredisent pas les nôtres.

b.- Utilisées sur de petits intervalles de temps et d'espace, les équations de conservation de l'eau et du sel jouent un rôle essentiel dans l'étude des estuaires. L'application *globale* qui a été tentée ici est extrêmement hasardeuse et sa justification réside surtout dans les quelques idées générales qu'elle nous aura permis d'acquérir. Les débits moyens calculés semblent trop élevés en février, en mars tout particulièrement, et en avril. Ceux de juin, juillet, octobre et novembre traduisent bien la réduction du flot due à l'évacuation des crues, mais sans doute l'exagèrent-ils. Les débits des autres mois ne semblent

---

*Caractéristiques prédites pour la marée en mer : BM à 4 h 17, hauteur 0,50 m ; PM à 9 h 48, hauteur 0,80 m ; BM à 15 h 55, hauteur 0,45 m ; PM à 22 h 29, hauteur 1,00 m.

**Rapport de la mission des Etablissements SCHNEIDER et DAYDE du 31 octobre 1928, et Mémoire annexe du 31 mars 1930.

pas déraisonnables. Finalement, on admettra que les résultats moyens sur l'année, $54.10^6 m^3$ pour le débit de flot et $71.10^6 m^3$ pour le débit de jusant (l'apport annuel net d'eau douce, réparti entre les 706 jusants de l'année correspond, bien entendu, à l'écart de $17.10^6 m^3$), constituent une première approximation utilisable, en attendant mieux.

CHAPITRE SIX

pH ET GRANDEURS ASSOCIÉES

"Those who carefully control the pH of their solutions are often rewarded by the most surprising results."

W.M. CLARK, cité par R. LEGENDRE (1925).

Cause ou effet, l'activité des ions hydrogène* intervient dans d'innombrables réactions du milieu aquatique. Celles-ci ont été répertoriées et étudiées -sans que la tâche soit terminée, dans des milieux simples, comme les cours d'eau, les lacs d'eau douce, ou suffisamment bien définis, comme l'océan. Dans un estuaire, la force ionique, la composition relative du soluté, la nature et la réactivité des espèces minérales en suspension, le degré d'aération de l'eau, varient constamment, et il devient difficile d'établir quels sont les mécanismes

*Plus exactement, de l'ion hydronium H_3O^+ et des hydrates d'ordre supérieurs.

dominants dans un milieu où l'équilibre chimique n'est pas forcément réalisé. Or, l'importance de cette question n'est pas seulement académique, il faut être capable d'y répondre pour apprécier correctement les effets de certaines pollutions, puisque le pH, joint au pE*, conditionne la forme chimique, donc la réactivité des espèces en solution.

Les résultats présentés ici n'ont d'autre ambition que de poser quelques jalons dans un domaine immense, qui reste en friche.

A.- VARIATION DIURNE.

La production de carbone organique par les cellules végétales à partir du carbone minéral dissous et la libération concomitante d'oxygène, qui prédominent pendant le jour dans les couches suffisamment éclairées ; le phénomène inverse dû à la respiration, qui subsiste seule pendant les heures nocturnes, imposent au pH et à la teneur en oxygène dissous un cycle diurne qu'il est aisé de mettre en évidence, quand les effets de l'advection et des échanges avec l'atmosphère sont suffisamment faibles.

a.- Ceci ressort bien de la figure 68 qui présente des résultats obtenus en saison sèche, en surface, au fond des baies de Koumassi Est et Ouest (cf. chap. deux, §A 2b). Le parallélisme des variations de pH et de teneur en oxygène, ainsi que l'amplitude de ces variations, sont particulièrement marqués à la station de Koumassi Est où les conditions sont plus favorables (moindre advection, meilleure protection contre les effets du vent). C'est sur elle que nous porterons notre attention. De 8 h à 16 h, le pH passe de 7,60 (minimum mesuré) à

---

*Il sera davantage question du pE au chapitre 7, §B.

8,24 (maximum). Des équations classiques fourniront la variation correspondante du carbone inorganique total, puisque nous connaissons la température et la salinité, si nous admettons que l'alcalinité de titration (non mesurée) peut se déduire de la courbe de variation de ce paramètre en fonction de la salinité, qui a été établie pour la baie de Cocody (§ B.1 de ce chapitre et figure 70). Changée de signe, cette variation fournira une estimation minimale (il a pu y avoir invasion de gaz carbonique atmosphérique) de la quantité nette de carbone organique fixé dans 1 dm^3 d'eau de la couche superficielle, ou encore par dm^2 dans les dix premiers centimètres, durant l'intervalle de temps considéré. On a ainsi trouvé une production nette de 0,21 mmole par dm^2, soit 0,25 g par m^2, chiffre qui n'est pas obligatoirement absurde mais ne saurait, certes, prétendre à la rigueur. Et ce d'autant plus que la variation correspondante, mesurée, de la teneur en oxygène n'est que de 0,12 mmole par dm^3.

b.- Des variations du pH et de la teneur en oxygène dissous à différents niveaux de la baie de Cocody, notées pendant 24 h, figurent sur la figure 13 qui a déjà été présentée (chapitre deux, §B, 1a). Nous avions vu alors que l'advection et la turbulence liées à la marée étaient encore notables dans cette baie, contrairement à ce qui se passe au fond de la baie de Koumassi Est. Sauf en surface, où, bien que les variations soient assez faibles, une indéniable corrélation subsiste entre pH et teneur en oxygène, elles masquent les effets de l'activité biologique. Relevons la présence constante, et inhabituelle, d'un maximum intermédiaire du pH à 2 m. Inhabituelle, car, dans cette région, mais dans le corps principal de la lagune où la circulation s'exerce plus librement, le gradient vertical de pH est positif vers le bas (sauf forte activité de la photosynthèse superficielle) : l'eau de mer profonde, plus salée, gardant un certain temps ses caractéristiques de pH. Le maximum intermédiaire traduirait donc, par comparaison, la relative lenteur de la circulation des couches profondes de la baie de Cocody, où la respiration, la reminéralisation,génératrices de gaz carbonique, ont le temps de dimi-

nuer le pH. Ceci est corroboré par les faibles pourcentages d'oxygène trouvés à 4,5 mètre de profondeur.

B.- VARIATION ANNUELLE DU pH ET DE L'ALCALINITE DE TITRATION.

1. EN BAIE DE COCODY.

Des mesures* journalières du pH et de l'alcalinité de titration de surface ont été effectuées à PORT-IFAN, en 1952 et 1953.

a.- La figure 69 montre que le cycle annuel du pH est tout à fait comparable à celui de la salinité (fig. 9), et en phase avec lui. Aux salinités élevées d'avril 1952 correspondent des pH proprement marins pouvant atteindre 8,14 (variation diurne non déduite ; la mesure avait lieu en début de matinée). Aux basses salinités liées à la saison des pluies et à la crue de la Comoé, correspondent des pH légèrement acides qui s'abaissent jusqu'à 6,60, cette valeur étant effectivement celle que l'on peut mesurer dans la Comoé en crue. Durant la saison sèche de 1953, le pH est très nettement inférieur aux valeurs relevées en avril 1952, en liaison avec la diminution de salinité due à la fermeture progressive du grau de Grand-Bassam. L'analogie va plus loin encore, puisque nous retrouvons sur la courbe de variation annuelle du pH la périodicité demi-synodique de 14 jours lunaires, longuement étudiée à propos de la salinité.

La figure 70 illustre, à l'échelle des moyennes mensuelles, l'étroit parallélisme des deux variations. Le coefficient de corrélation correspondant est de 0,97 et l'on a :

---

*Le pH a généralement été mesuré colorimétriquement, par une méthode permettant d'obtenir, avec des tampons et indicateurs appropriés, une précision de ±0,02 sur le pH *in situ* (BUCH, 1937; VARLET, 1954). L'alcalinité de titration a été dosée par la méthode de WATTENBERG (1933).

$$pH = 0,046 \cdot S°/_{oo} + 6,76$$

Nous examinerons plus loin (§C) le degré de généralité qu'il convient d'attribuer à une telle relation.

b.- L'alcalinité de titration, qui caractérise l'excès de charge des cations "forts", sur les anions "forts" se comporte de façon conservative*. Pour l'eau de mer diluée avec de l'eau douce, d'alcalinité zéro, ceci se traduit par la relation connue :

$$\text{Alcalinité en méqu. . } dm^{-3} = 0,123 \cdot Cl°/_{oo}$$

En lagune, on a affaire à un mélange d'eau de mer et d'eau de ruissellement dont la chlorinité est bien nulle, mais pas l'alcalinité ; d'où la courbe de variation de l'alcalinité (moyennes mensuelles) en fonction de la chlorinité, telle qu'elle a été trouvée expérimentalement (figure 70, courbe en tirets). Pour les salinités élevées, l'alcalinité en lagune tend vers celle de l'eau de mer de même chlorinité. Quand la salinité tend vers zéro (crue de la Comoé), l'alcalinité tend vers une valeur constante, ici 0,70 méqu.. dm^{-3}, qui doit représenter l'alcalinité de la Comoé en crue. Cette dernière n'a pas été mesurée, mais on a trouvé, en saison sèche, dans la rivière Bia , à Aniama, un chiffre assez voisin : 0,51 m équ.dm^{-3}. Retenons donc qu'à chlorinité égale, l'alcalinité de titration de l'eau de lagune est toujours supérieure à celle de l'eau de mer, la différence devenant importante aux faibles salinités (elle atteint déjà 50 % pour une salinité de 8°/oo environ).

La variation annuelle de l'alcalinité ne présente donc pas d'intérêt particulier, puisqu'on vient de voir comment elle se relie à

Dans la mesure, bien entendu, où les cations et anions "forts" ne sont pas entraînés hors de la phase aqueuse : précipitation et dissolution de carbonate de calcium, par exemple, ou détruits : transformation d'anions $SO_4^{=}$ en anions "faibles" HS^- et $S^{=}$ en milieu anoxique, par exemple.

la chlorinité. On la trouvera, néanmoins, sur la figure 92 qui sera présentée au chapitre huit.

2. DANS LES BAIES DE KOUMASSI EST ET OUEST.

a.- Homologue des figures 11 (salinité) et 45 (température), la figure 71 fournit une variation moyenne pour l'ensemble de la baie de Koumassi Est, en surface et à des immersions ne dépassant pas 4 mètres. Avant l'ouverture du canal de Vridi, pour les quelques mois dont on dispose tout au moins, le pH est légèrement acide (influence marine et circulation réduites) et correspond assez bien à ce que l'on trouve ultérieurement, pendant la crue de la Comoé. Passé la période de transition qui va de l'ouverture du canal au début de 1951, nous retrouvons une variation annuelle analogue, pour l'allure et les valeurs, à celle de la baie de Cocody. Ici encore, elle se relie à la variation de salinité.

En l'absence de stratification haline marquée, le pH profond suit celui de la surface qui lui reste cependant, du fait des différences d'activité biologique, le plus souvent supérieur de 0,2 à 0,3 unité.

b.- Sur la figure collective 12, déjà présentée (chap. 2, §A.2 ; chap. 3, §C.2), sont portées les variations annuelles du pH de surface, de part et d'autre de la digue de Koumassi, avant et après l'ouverture du canal de Vridi. A dire vrai, elles nous apprennent peu de choses nouvelles. Avant l'ouverture, le pH reste compris entre 6,50 et 6,85, sans qu'un cycle annuel apparaisse clairement. L'ouverture du canal provoque naturellement une élévation considérable du pH, qui atteint 8,00, pendant les deux saisons sèches, cependant qu'on retrouve les valeurs antérieures, légèrement acides, en saison des pluies et durant la crue de la Comoé. L'analogie avec le cycle de la salinité apparait donc une fois de plus, cependant qu'on note une certaine parenté avec le cycle de l'oxygène dissous, également représenté.

C.- LE pH DU MELANGE EAU DE MER - EAU FLUVIALE

La relation linéaire entre pH et salinité de surface mise en évidence dans la baie de Cocody, qui couvre tout le domaine pH fluvial, pH marin, ne laisse pas de surprendre. Dans l'ensemble des équilibres anhydride carbonique - bicarbonates - carbonates et carbonate de calcium, qui fixent le pH, les variations de salinité interviennent de façon multiple et complexe : en modifiant la force ionique du système, elles modifient les coefficients d'activité et, par là-même, les constantes apparentes de dissociation ainsi que la solubilité de l'anhydride carbonique ; enfin, l'alcalinité de titration leur est directement liée. La température influe aussi sur ces équilibres, de sorte qu'une relation linéaire, comme celle que nous avons trouvée, et qui est basée sur des moyennes mensuelles, ne peut résulter que de compensations fortuites.

Dans le cas particulier d'un système clos, MOOK et KOENE (1975) ont calculé (les équations de départ sont classiques, mais l'évaluation des constantes apparentes aux faibles salinités pose quelques problèmes) le pH d'un mélange en proportions variables d'eau de mer et d'eau fluviale à la même température, pour diverses valeurs des alcalinités et pH initiaux. Leurs résultats ne sont pas directement transposables aux conditions qui sont les nôtres, mais montrent bien qu'une relation linéaire est l'exception et non la règle.

Nous ferons maintenant état de mesures de pH sur les eaux, fraîchement mélangées et de salinités très variables, que l'on trouve à diverses profondeurs du canal de Vridi pendant une crue de la Comoé. Elles ont été effectuées le 26 octobre 1954, en même temps que les mesures de température et de salinité déjà présentées (chap.4, §A.2, fig. 65). La figure 72, pour laquelle nous n'avons retenu, à seule fin de ne pas la surcharger, que les résultats de deux profils verticaux (sur les quatorze effectués) qui couvrent presque toute la plage des salinités, est intéres-

sante à plus d'un titre. Tout d'abord, le diagramme T-S qui y est annexé montre que nous sommes bien dans le cas simple d'un mélange de deux eaux-types : eau de mer et eau fluviale, dont les températures différent légèrement (particularité non envisagée par MOOK et KOENE). La relation pH-salinité est loin d'être linéaire et évoque plutôt une courbe de titration. Le pH marin résiste bien à la dilution jusqu'à un facteur de 2,3 environ ($S°/_{oo}$ = 15) ; au-delà, on observe un point d'inflexion (pH = 7,45 ; $S°/_{oo}$ = 8) et, pour les salinités inférieures à 8, la pente tend vers celle trouvée en baie de Cocody. A salinité égale, les pH du canal de Vridi sont nettement supérieurs (l'écart peut dépasser 0,40 pour les salinités intermédiaires) à ceux de la baie de Cocody qui sont justiciables de la relation linéaire (§ B 1a): pH = 0,046 $S°/_{oo}$ + 6,76.

Que peut-on dire de vraisemblable pour expliquer ces différences de comportement ? L'âge (compté depuis l'instant du début du mélange) de l'eau saumâtre du canal de Vridi s'évalue, tout au moins en période de crue, en heures, sinon en minutes. Celui de l'eau de surface de la baie de Cocody s'évalue en jours, sinon en semaines. En d'autres termes, les possibilités de rééquilibrage avec l'atmosphère sont très différentes dans les deux cas (presque tous les échantillons du canal ont d'ailleurs été prélevés en profondeur). De même pour d'éventuelles actions biologiques. Mentionnons enfin la possibilité d'une influence de la charge particulaire* de la Comoé en crue : les échanges d'ions avec les par-

---

*Ce genre d'étude dépassait radicalement nos possibilités. Un essai de détermination de la masse M de l'ensemble solutions et suspensions, d'origine continentale, a été effectué sur 21 échantillons du canal de Vridi pendant la crue de juin 1951, essentiellement due aux précipitations locales. La méthode utilisée était primitive, et semble indiquer un simple effet de dilution par l'eau de mer. Le coefficient de corrélation de M avec la salinité est de 0,98, ce qui traduit au moins une bonne reproductibilité de la méthode. Si on exprime M en $g.dm^{-3}$, on a, $S°/_{oo}$ étant la salinité de Knudsen : $M = -32.10^{-4}.S°/_{oo} + 0,110$; $9 < S°/_{oo} < 32,7$. Bien que la validité de cette relation pour les salinités inférieures à $9°/_{oo}$ ne soit pas établie, la valeur du terme constant -qui correspond à l'eau de ruissellement "pure"- n'est pas absurde.

ticules argileuses, qui se rééquilibrent en milieu salin, sont rapides. Quoiqu'il en soit de ces conjectures, il est clair qu'il y a là un vaste champ d'investigations.

D.- VARIATION D'ENSEMBLE

Commentons brièvement les coupes 73 à 87, homologues des coupes de température et de salinité que nous avons déjà rencontrées.

La progression du coin d'eau salée depuis le canal de Vridi et le grau de Grand-Bassam se marque autour de ces régions par une zone où le pH croît généralement en profondeur, reflétant le gradient de salinité. Entre l'île des Chauves-Souris et l'île Vitré s'étend une région intermédiaire, où le renouvellement de l'eau est moins intense, et qui correspond généralement à un minimum de salinité et à un maximum de température ; traduisant cette relative stagnation, les gradients verticaux de pH sont négatifs ou nuls.

Immédiatement à l'Ouest d'Abidjan, en surface, se rencontrent fréquemment les pH les plus élevés, sans qu'on puisse dire s'ils se relient à une production particulièrement intense. En octobre 1950, le pH dépasse 8,20 sur deux mètres d'épaisseur entre Yopogon et l'île 58, et atteint 8,40. On retrouve cet îlot de valeurs élevées en janvier, avril et septembre 1951 ; il tend alors à se déplacer vers l'Ouest et, en septembre, coïncide avec le maximum superficiel de salinité situé alors entre Godomé et l'île Cornuet. En février 1952, le pH de la couche superficielle qui s'étend de Yopogon à l'île Cornuet dépasse 8,40, s'élevant localement à 8,50. Plus à l'Ouest encore, à mesure que disparaît, où tout au moins s'atténue, l'influence marine, le pH diminue rapidement et devient légèrement acide. Près de l'île aux Pigeons, des valeurs de surfaces inférieures à 5,50 se rencontrent pendant une partie de l'année ; elles sont d'autant plus surprenantes que la production est manifestement éle-

vée dans cette région.

Bien entendu, le dessalement énergique qui caractérise les crues lagunaires s'accompagne de pH caractéristiques des eaux de ruissellement : 6,0 à 6,7 (figures 82 et 85).

E.- EVOLUTION DU pH DANS DES FOSSES PROFONDES

La figure 88 est l'homologue des figures 42 (salinité) et 61 (température) que nous avons longuement commentées. Mais son interprétation est beaucoup plus complexe, et nous ne disposons pas d'éléments indispensables, comme les profils verticaux du pE et des gaz dissous, ou même des sels nutritifs. Il faut donc se borner à des remarques générales.

a.- A l'ampleur de la variation annuelle dans les couches superficielles, où le pH passe de 8 à 6,5 environ, reflètant les variations de salinité*, s'oppose la relative stabilité du pH des eaux profondes, qui s'écarte peu de 7,15**.

Cette stabilité et, dans une certaine mesure, cette valeur s'expliquent si l'on admet que l'oxydation des substances organiques sédimentant dans la fosse se poursuit, après disparition de l'oxygène et des nitrates dissous, suivant une réaction telle que, schématiquement :

$$(CH_2O)x\ (NH_3)y\ (H_3PO_4) + \frac{x}{2}\ SO_4^{=} \longrightarrow \ldots$$

$$x\,CO_2 + yNH_3 + H_3PO_4 + xH_2O + \frac{x}{2}\ S^{=}$$

*Notons une fois de plus, sans bien en saisir la raison, que la crue de juin (précipitations locales) amène des pH inférieurs à ceux de la crue de la Comoé en octobre-novembre.

**Les valeurs un peu plus élevées de la saison chaude 1951 ne sont peut-être pas très probantes, en ce sens qu'il s'agit du premier renouvellement des couches profondes après l'ouverture du canal de Vridi, donc d'une période de transition.

où les coefficients x et y caractérisent la composition relative moyenne de la matière organique locale. Ainsi, la production de CO_2, qui tend à diminuer le pH, est contrebalancée non seulement par la production de NH_3, mais encore par une augmentation de l'alcalinité. Sur la base de cette réaction, et en admettant que les produits gazeux restent en solution, on peut se proposer de calculer le pH final d'une eau de mer dont tout le sulfate (cas limite!) aurait été réduit. Pour 10 inconnues, les concentrations en : CO_2, HCO_3^-, $CO_3^=$, H_2S, HS^-, $S^=$, NH_3, NH_4^+, H^+ et OH^-, il faut 10 équations. Le bilan de masse, puisque ΣC, ΣS et ΣN sont connus, en fournit trois ; les équilibres de dissociation de l'acide carbonique, de l'hydrogène sulfuré, de l'ammoniaque et de l'eau, six ; la dixième est l'équation d'équilibre électrique. Il est licite de négliger l'acide phosphorique formé. Un travail de ce genre a été effectué par NISSENBAUM, PRESLEY et KAPLAN (1972), sur la base des valeurs "océaniques" x = 106, y = 16, qui conduisent, puisque la concentration de $SO_4^=$ dans l'eau de mer est de 27 m M, à la production de 54 m M de CO_2, 8 m M de NH_3 et 27 m M de $S^=$ par kilogramme d'eau. Ceci conduit, dans de l'eau de mer à 5° C, à un pH de 7,0. Ce chiffre est en accord raisonnable avec la valeur moyenne du pH dans la fosse de Koumassi, 7,15 environ, si l'on tient compte de la différence de température et de force ionique, qui modifient les constantes apparentes de dissociation, et des possibilités de perte de H_2S par diffusion ou précipitation (sulfure de fer). A défaut de données sur le rapport $\frac{[SO_4^=]}{Cl°/_{oo}}$ et la concentration d'hydrogène sulfuré dans la fosse, nous indiquerons que le calcul montre que le pH est indépendant de la quantité d'ions $SO_4^=$ réduits, tant que le CO_2 initial (environ 2 m M) reste faible vis à vis du CO_2 produit par l'oxydation de la matière organique.

b.- Le tableau 13, qui complète les tableaux 3 et 7 renferme quelques données complémentaires sur la répartition du pH dans les fosses de Koumassi Est et d'Abouabou.

TABLEAU 13

Le pH dans les fosses d'Abouabou et Koumassi Est

Prof.	21.07.50 - KE				27.12.50		5.07.51		7.10.51	
m.	θ °C	S°/₀₀	pH	O_2cc/l	Abou.	KE	Abou.	KE	Abou.	KE
0	26,8	0,70	6,67	5,80	7,64	6,99	6,82	6,40	7,05	7,00
2	26,7	0,75	6,65	—	6,86	—	—	6,45	7,00	7,00
4	26,6	0,80	6,70	4,72	6,86	6,97	6,95*	6,55	6,85	7,00
5	26,7	0,95	6,75	4,55	—	—	—	—	—	—
6	28,35	18,0	7,09	0,91	6,86*	7,00	6,98	6,62	7,13*	7,00
8	—	23,75	7,18*	H_2S	6,89	7,07*	—	6,87*	7,23	7,00
9	—	—	—	H_2S	—	—	7,07	7,09	—	—
10	—	—	—	H_2S	6,97	7,08	—	7,12	—	—
12	29,2	24,8	7,18	H_2S	7,05	7,07	7,08	7,18	7,18	7,23*
18	29,2	25,3	—	H_2S	—	—	—	—	7,23	7,20

*Les astérisques désignent la profondeur d'apparition de l'hydrogène sulfuré.

Il n'est pas possible d'interpréter rigoureusement ces chiffres en termes de renouvellement de l'eau profonde, comme nous l'avons fait pour la température et la salinité, les effets biologiques étant prépondérants. L'ouverture du canal de Vridi n'a pas modifié sensiblement les pH profonds de Koumassi, sauf en saison sèche au moment du renouvellement de l'eau profonde (les pH augmentent et atteignent 7,50, ceci n'apparaissant d'ailleurs pas sur le tableau 13 mais sur la figure 88). Nous avions vu qu'effectivement les salinités profondes restaient inchangées, mais que la stabilité verticale s'atténuait énormément en saison sèche. La situation est un peu différente à Abouabou, en ce sens que les

salinités profondes y ont beaucoup augmenté, devenant comparables à celles de Koumassi, après l'ouverture du canal. Les quelques résultats dont nous disposons pour Abouabou (tableau 13) semblent bien indiquer qu'il en est résulté une légère augmentation des pH profonds, jadis inférieurs et maintenant identiques à ceux de Koumassi Est (noter que les conditions du 27 décembre 1950 à Abouabou, en profondeur, sont encore pratiquement identiques à celles qui y régnaient avant l'ouverture du canal, comme le montrent les salinités du tableau 3).

CHAPITRE SEPT

MILIEUX OXYDANTS, MILIEUX RÉDUCTEURS

Aussi bien pour l'oxygène dissous que pour les gaz -hydrogène sulfuré et occasionnellement méthane- caractéristiques des conditions anoxiques, nos résultats sont extrêmement fragmentaires et ce serait les solliciter abusivement que de vouloir en tirer des conclusions sûres. Leur interprétation ne se conçoit d'ailleurs que dans un cadre beaucoup plus vaste, qui ferait intervenir la production primaire, la reminéralisation et les échanges au niveau du sédiment.

A.- L'OXYGENE DISSOUS

Les dosages ont été effectués par la méthode de WINKLER, initialement avec des tubes de NICLOUX et, par la suite, avec des flacons de grande capacité. Un système de prélèvement par pompage manuel, susceptible de donner une meilleure définition de la profondeur du prélèvement, a été essayé puis abandonné, car l'absence de cavitation n'était pas certaine.

1. VARIATION DIURNE.

Nous renvoyons à ce qui a déjà été dit à propos de la variation diurne du pH (chapitre 6, §A; fig. 68 et 13). C'est essentiellement au fond de la baie de Koumassi Est, qu'une variation diurne importante (le pourcentage de saturation varie entre 69 % et 128 %) et parallèle à l'évolution du pH a été notée. Nous avions vu que la variation de la teneur en oxygène, entre ces valeurs extrêmes, ne s'accordait, cependant, que médiocrement avec la variation de la teneur en CO_2 déduite de la variation du pH. Dans le fond de la baie de Koumassi Ouest, exposée au vent et riche en débris organiques proches de la surface, comme dans la baie de Cocody, où l'advection est notable, la variation diurne, si elle existe, est masquée. Le pourcentage de saturation s'écarte peu de 100 % en cours de journée et chute légèrement pendant les heures nocturnes.

2. VARIATION ANNUELLE.

Sur la figure collective 12, déjà présentée (chapitre 2, §A. 2 ; chapitre 3, §C. 2 ; chapitre 6, §B. 2), se trouve la variation annuelle moyenne sur trois ans du pourcentage de saturation au fond de la baie de Koumassi Est. Elle présente un maximum en mai, suivi d'un maximum secondaire en septembre et octobre. L'amplitude de la variation surprend (on passe de 62 % à 107 %) et, plus encore, le fait que la saturation ne soit atteinte qu'un seul mois. Il est probable que cette station, située, rappelons-le, près du rivage, en un endroit où le fond est encombré de débris organique et la profondeur de l'ordre de 0,5 m, n'est pas très représentative des conditions qui prévalent en lagune. On note cependant que ce cycle de l'oxygène est semblable à celui du pH (même figure) et qu'il n'est pas très différent du cycle de l'oxygène en mer (VARLET, 1958).

3. VARIATION D'ENSEMBLE.

L'ouverture du canal de Vridi, génératrice de puissants cou-

rants de chasse et détournant vers l'Ouest la majeure partie de la crue de la Comoé, a indéniablement contribué à aérer la lagune. Pour les conditions antérieures, voir DEBYSER (1955).

La figure 89 représente des conditions de saison sèche (février). De l'île Cornuet à Grand-Bassam, zone à dominante marine, les couches superficielles sont saturées ou légèrement sursaturées. La fosse du port d'Abidjan est bien oxygénée également, contrairement à celle de l'île des Chauves-Souris (30 % à 9 mètres de profondeur) qui est moins directement liée à la mer, et les gradients verticaux restent notables dans cette région. A l'Ouest de l'île Cornuet, où débute la partie essentiellement lacustre de la lagune, l'insaturation semble la règle ; on la retrouve sur les deux autres coupes.

En septembre 1951 (figure 90), la crue de la Comoé n'en est encore qu'à son début. Elle a néanmoins été suffisante pour dessaler presque totalement l'ensemble de la lagune. La plupart des pH superficiels deviennent légèrement acides, nous l'avons vu ; parallèlement, les couches superficielles sont insaturées. Dans les fosses du port d'Abidjan, de l'île des Chauves-Souris et de Moossou, où la stabilité verticale devient élevée, on se rapproche avec une rapidité surprenante des conditions anoxiques (le pourcentage de saturation s'abaisse à 10 % au fond des deux premières fosses), sans, cependant, que celles-ci aient été constatées pendant toute la durée de la crue. La réduction du courant de flot dans le canal de Vridi qu'entraîne la crue, doit intervenir également. Notons enfin qu'à l'îlot superficiel de pH très alcalin (8,40) situé entre Godomé et l'île Cornuet, et qui coïncide avec un maximum de salinité, correspond une légère augmentation du pourcentage de saturation.

En décembre (figure 91), le ressalement a débuté, sans être encore très important, et la situation est intermédiaire entre les deux précédentes en ce sens que la réoxygénération des fosses est en cours. Cependant les couches superficielles restent insaturées, en liaison avec

des pH encore assez faibles.

B.- MILIEUX REDUCTEURS*

Même depuis l'ouverture du canal de Vridi, la lagune Ebrié offre un champ d'étude extrêmement commode et intéressant pour la chimie des milieux réducteurs grâce aux fosses de Koumassi Est et, surtout, d'Abouabou, sans parler des conditions dans l'eau intersticielle des sédiments. Il reste pratiquement inexploré (rappelons que les conditions antérieures à l'ouverture du canal ont fait l'objet d'un travail de DEBYSSER, 1955), alors qu'ailleurs dans le monde les recherches sont actives (voir, entre beaucoup d'autres, les synthèses de DEUSER,1975 et RICHARDS, 1975).

Des éléments comme H, O, C, N, Fe, S, Mn et I, dont l'état d'oxydation est susceptible de varier, jouent un rôle primordial dans la chimie et la biochimie marines. Rappelons quelques données concernant plus particulièrement le soufre, le carbone et l'azote.

1. LE SOUFRE ET LA PRODUCTION D'HYDROGENE SULFURE.

Thermodynamiquement, le système O_2-H_2S est instable. De fait, nous n'avons jamais décelé simultanément ces deux gaz, mais des mesures plus fines seraient nécessaires, car il est possible, pour des raisons cinétiques, que de faibles quantités puissent coexister.

En ne considérant que l'aspect thermodynamique, (voir le chapitre 6, §E pour l'aspect biochimique), l'équilibre entre la forme

---

* Voir également les chapitres 2, §D ; 6, §E et 8, §D.

oxydée $SO_4^{=}$ et la seule forme réduite HS^- s'écrira :

$$SO_4^{=} + 9H^+ + 8e^- \rightleftharpoons HS^- + 4H_2O$$

dont le potentiel d'oxydo-réduction Eh est donné par :

$$Eh = 0,252 + 0,0074 \log A_{SO_4^{=}} - \log A_{HS^-} - 9pH$$

en fonction des activités A, que nous remplacerons par les concentrations C en prenant $\gamma HS^- \simeq 0,7$ et $\gamma SO_4^{=} \simeq 0,1$. Utilisant les valeurs "marines" de $C_{SO_4^{=}}$ et du pH, ainsi que la notation pE*, on trouve :

$$\log C_{HS^-} = -8pE - 40,9$$

Cette équation permettra d'établir le domaine théorique de prédominance de la forme HS^- en fonction du pE ou, au contraire, de déduire un pE effectif de la mesure de C_{HS^-}.

2. LE CARBONE ET LA PRODUCTION DE METHANE.

L'état d'oxydation du carbone peut varier de +4 à -4, du gaz carbonique au méthane. Aux valeurs élevées du pE, CO_2, HCO_3^- et $CO_3^{=}$ sont pratiquement les seules formes. Elles n'ont pas encore disparues au pE de -5,5, mais alors prédomine ce que SILLÉN (1965) a appelé la forme carbonifère : C élémentaire et $C(H_2O)n$, et le méthane apparait.

---

*Quantité sans dimension, le pE est une autre façon, souvent commode, d'exprimer le potentiel d'oxydo-réduction Eh auquel il est relié par :

$$pE = -\log \varepsilon = \frac{F.Eh}{2,3RT} = \frac{Eh}{0,05915}, \text{ à } 25°C$$

où ε désigne l'activité *relative* des électrons, F le faraday, R la constante des gaz parfaits, T la température absolue, et où Eh est exprimé en volts.

Au pE de -6,5, le méthane prédomine.

Le pE peut-il s'abaisser suffisamment en lagune pour qu'il y ait production de méthane ? L'observation suivante, bien que non décisive, est un indice favorable. Le 27 novembre 1953, on a assisté, dans une très vaste zone comprise entre le port d'Abidjan et Yopogon, à un dégagement gazeux abondant. Il s'effectuait par taches irrégulières de plusieurs dizaines de mètres de diamètre, entraînant en surface d'innombrables blocs, dont la plus grande dimension pouvait atteindre 0,5 m, d'une vase brune dotée d'une certaine cohésion d'ensemble mais sans aucune dureté. Le gaz, qui avait donc pris naissance dans le sédiment, était inodore (pas d'hydrogène sulfuré), troublait fortement l'eau de baryte, et produisait une très courte flamme lorsqu'on lui présentait une allumette. On peut donc penser qu'il était composé de gaz carbonique mélangé à un peu de méthane*. En une autre occasion, mais avec moins d'ampleur, ce type de dégagement s'est reproduit dans la même région.

Quel mécanisme invoquer ? De nombreuses bactéries anaérobies sont susceptibles de réduire les acides organiques, qui proviennent de la fermentation anaérobie de la cellulose et de la dégradation des lipides, en méthane, par une réaction de disproportion qui fournit une molécule oxydée (CO_2) et une molécule réduite (CH_4) :

$$CH_3CO_2H \longrightarrow CH_4 + CO_2$$

Il semble, cependant, (GOLDHABER et KAPLAN, 1974), que cette fermentation puisse être l'oeuvre de deux communautés bactériennes vivant en symbiose. Dans le premier stade, des composés organiques simples, comme l'éthanol,

*Pour une confirmation par le rapport C/N du sédiment, voir chapitre 8, §E. 2.

sont dégradés en hydrogène et acide acétique :

$$2CH_3CH_2OH + 2H_2O \longrightarrow 2CH_3CO_2H + 4H_2$$

et les organismes méthanogènes proprement dits peuvent alors réduire en méthane le gaz carbonique produit par de nombreuses réactions de fermentation :

$$CO_2 + 4H_2 \longrightarrow CH_4 + 2H_2O$$

Cette dernière réaction n'a lieu qu'à un pE beaucoup plus bas, -6,8 environ, après la réduction des sulfates. Enfin, l'absence d'hydrogène sulfuré qui a été constatée pourrait s'expliquer par une toxicité, non définitivement prouvée jusqu'à présent, de l'hydrogène sulfuré pour les bactéries méthanogènes.

3. L'AZOTE AMMONIACAL.

Jadis abordée par COOPER, l'étude thermodynamique des différentes formes de l'azote en solution a été reprise par SILLÉN (1965), et l'on sait que le désaccord énorme existant entre la concentration prédite pour les nitrates en mer à la valeur théorique maximale du pE, 12,5, et les concentrations effectivement mesurées, ont conduit à penser que des pE plus élevés que 8,5 ne pouvaient être atteints en milieu aquatique.

Aux pE élevés, la forme nitrique est prédominante, cependant qu'en milieu réducteur, en dessous de pE = -4,5, le système est essentiellement ammoniacal.

CHAPITRE HUIT

SELS NUTRITIFS, FER, MATIÈRE ORGANIQUE (C.O.D., B.O.D., SÉDIMENTS)

"Ce qui est mort ne tombe pas hors de l'univers. S'il y reste, c'est donc qu'il s'y transforme et s'y dissout en ses éléments propres, qui sont ceux du monde et les tiens".

MARC - AURELE. Pensées, VIII, 18.

Certains caractères de l'environnement, comme la température, la salinité, n'interviennent que pour orienter la production biologique, en éliminant les espèces insuffisamment tolérantes aux conditions moyennes et extrêmes. Le pH, la teneur en oxygène dissous, ont un rôle analogue, mais, participant plus intimement à l'activité biologique, la reflétent dans une certaine mesure. Indispensables à la vie, l'azote et le phosphore, sous leur forme de microconstituants anioniques, et un élément mineur, le silicium, qui n'intéresse que les organismes à frustules siliceuses, contrôlent la croissance du phytoplancton, en ce sens que les quantités disponibles peuvent devenir, saisonnièrement ou en permanence, insuffisantes, les autres conditions étant favorables. D'où leur nom

de sels nutritifs. La situation est différente pour les nombreux autres éléments et composés qui sont nécessaires, au même titre que l'azote et le phosphore, à la cellule végétale. Certains sont surabondants, et peuvent donc être "oubliés" en toute sécurité. Pour d'autres, comme le fer, le manganèse, le cobalt, le molybdène, les besoins du phytoplancton sont si minimes que les quantités *globales* de ces éléments, bien que très faibles, sont vraisemblablement toujours suffisantes. Cependant, ces éléments peuvent être engagés dans de multiples combinaisons, sensibles à de faibles variations des conditions physico-chimiques ou de la composition du milieu, et qui ne sont pas toutes assimilables par le phytoplancton. Plus subtilement que les sels nutritifs, la chimie complexe des éléments-traces rend compte d'éventuelles variations dans la fertilité d'une masse d'eau.

Les résultats présentés ici, isolés de leur contexte biologique et obtenus par les méthodes colorimétriques des années cinquante, souvent mal adaptées au milieu lagunaire, ne sauraient avoir qu'un caractère préliminaire. On a essayé de les situer dans leur cadre géochimique.

A.- LA SILICE

La silice dissoute provient de l'hydrolyse acide des roches continentales par des réactions du type :

$$\text{Feldspath} + CO_2 + H_2O \longrightarrow \text{Kaolinite} + \text{Cations} + HCO_3^- + Si(OH)_4$$

qui rendent compte de l'essentiel de la composition des eaux fluviales.

En solution, la silice est présente sous forme d'acide tétrasilicique, $Si(OH)_4$, dont la dissociation reste faible (la fraction ionisée est de l'ordre de 5% aux pH marins). Le degré exact d'hydrata-

tion de cet acide n'étant pas connu, on se contente souvent d'écrire $SiO_2aq.$ La solubilité de la silice dépend fortement de la forme solide considérée, et varie d'un facteur 18 entre le quartz (0,1 millimole.dm^{-3} à 25 °C) et la silice amorphe (1,8 millimole.dm^{-3} à 25° C). En basse Côte d'Ivoire, nous n'avons pas rencontré de teneurs supérieures à 10 mg de Si par dm^3, soit 0,36 millimole.dm^{-3}. Le niveau effectif des concentrations s'établit d'ailleurs, en général, par équilibre dynamique entre les apports, dont l'origine vient d'être rappelée, et les processus de retrait qui sont les suivants :

- Précipitation due à l'activité biologique (frustules de silice amorphe) :

$$SiO_2aq. \longrightarrow SiO_2 \text{ (opale)}$$

- Précipitation de sépiolite, en présence des ions Mg^{++} de l'eau de mer :

$$2Mg^{++} + 3SiO_2aq. + 4OH^- \longrightarrow Mg_2Si_3O_8 + 2H_2O$$

L'efficacité de cette réaction est, on le voit, fortement tributaire du pH, et il est douteux qu'elle soit importante en lagune.

- Réaction entre la silice dissoute, les cations de l'eau de mer, et les minéraux argileux dégradés transportés en suspension par les fleuves, soit, schématiquement :

$$\text{Kaolinite} + \text{Cations} + SiO_2aq. + HCO_3^- \longrightarrow CO_2 + \ldots.$$

des minéraux argileux plus riches en cations, et stables en milieu marin.

Mais l'importance de cette réaction "d'érosion inverse", proposée par SILLÉN en 1959 (bien que la publication date de 1961), réside surtout dans le long terme.

1. COMPORTEMENT CONSERVATIF ET EXCEPTIONS POSSIBLES.

Si les mécanismes de retrait sont peu efficaces, le mélange entre l'eau fluviale riche en silice et l'eau de mer pauvre doit conduire à une relation linéaire entre la salinité et la teneur en silice, et à des écarts à la linéarité dans le cas contraire.

La variation annuelle de la teneur en silice en baie de Cocody (figure 92) est manifestement en relation avec la variation annuelle de la salinité durant la même période (figure 70). Le coefficient de corrélation est de -0,93, et l'on a :

$$Si\ (mg.dm^{-3}) = -0,103.S°/_{oo} + 4,8$$

En 1953-1954, des coupes mensuelles ont été effectuées, de l'île aux Pigeons à Grand-Bassam. Pour un mois donné, l'ensemble des couples: teneur en silice-salinité s'ordonne, en général, suivant une loi linéaire analogue à la précédente. Mais le terme constant tend à varier en cours d'année, traduisant une variation annuelle de la concentration de la silice fluviale. Qu'une telle variation existe dans les fleuves de Côte d'Ivoire, a été amplement démontré par les études détaillées de ROUGERIE (1952, 1960). Au Japon, MAEDA (1952) a obtenu des résultats semblables dans deux estuaires.

Quelques exceptions au comportement conservatif de la silice en lagune semblent cependant avoir été rencontrées, sans que nous ayions d'explications à proposer. De janvier à mai, les concentrations de silice mesurées à l'Est d'Abidjan, au voisinage du fond, sont indépendantes de la salinité ($Si = 5,4\ mg.dm^{-3}$), tant que celle-ci ne dépasse pas $8°/_{oo}$ environ. Au-delà, on retrouve une corrélation linéaire. Un comportement analogue a été observé en mars, à l'Ouest d'Abidjan, mais sur les valeurs de surface : sur toute la gamme des salinités rencontrées (0 à $15°/_{oo}$), la teneur en silice est restée constante ($Si = 4mg.dm^{-3}$) cependant qu'à l'Est d'Abidjan la pente de la droite de régression était anormalement faible. Tout se passe, dans chacun de ces cas, comme si un mécanisme d'enrichissement compensait les effets du mélange eau

fluviale - eau de mer.

2. REPARTITION D'ENSEMBLE.

La figure 93 est un essai de synthèse des principaux résultats des coupes Est-Ouest auxquelles il vient d'être fait allusion. Il serait illusoire d'en tenter une interprétation détaillée, mais, dans l'ensemble, les couches superficielles et les couches profondes et les différentes régions de la lagune se différencient surtout, en ce qui concerne leur teneur en silice, par leur inégale exposition aux crues de la Comoé et de l'Agnéby, d'une part, aux intrusions marines, d'autre part. En intégrant l'ensemble de ces résultats, on trouve qu'entre l'île aux Pigeons et Grand-Bassam, la lagune contient en moyenne de l'ordre de $6,6.10^3$ tonnes de silicium sous forme de silice dissoute.

B.- PHOSPHORE, FER

Dans la phase aqueuse, le phosphore est présent sous forme dissoute, colloïdale ou particulaire, soit à l'état d'orthophosphate (la présence de polyphosphate est un indice de pollution), soit en combinaison organique. Nous n'avons dosé que le phosphore inorganique (échantillons non filtrés : les résultats incorporent donc une partie du phosphate particulaire).

Le comportement chimique, biochimique et géochimique du phosphore dépendant beaucoup de la forme sous laquelle il se trouve, notre tableau sera très incomplet. On remarquera encore que, si l'ion $HPO_4^{=}$ prédomine largement dans l'eau de mer dont le pH est voisin de 8, cette suprêmatie s'atténue au profit de l'ion $H_2PO_4^{-}$ dans les eaux lagunaires dont les pH sont souvent beaucoup plus faibles. Comme la tendance aux associations d'ions diminue, à rayon ionique égal, avec la charge, nous en conclurons qu'à concentration globale identique, l'activité

du phosphate en solution doit être plus grande en lagune qu'en mer.

Les eaux de ruissellement contiennent des quantités de phosphates relativement faibles mais assez constantes (0,3 à 0,8 µmoles.dm^{-3}, d'après des mesures très fragmentaires sur la Comoé à Alépé), qui représentent sans doute le principal apport en lagune. A l'échelle annuelle, il est difficile de dire si les échanges avec la mer se soldent par un apport ou une perte ; il n'est pas exclu qu'il y ait apport quand l'upwelling côtier est actif, et perte à d'autres époques. Différents processus de retrait sont possibles. Bien que le phosphore extrait de la phase aqueuse par le phytoplancton soit continuellement et rapidement recyclé, une faible fraction, que nous n'avons pu évaluer, se retrouve dans la fraction organique du sédiment. Nous ignorons aussi quelle est l'importance, en lagune, du processus d'extraction par adsorption sur les hydroxydes et oxydes de fer ou d'aluminium et sur des silicates comme la kaolinite. Mais on a signalé qu'en eau douce, le pH optimal pour ce type d'adsorption se situe entre 5 et 7 : ces conditions ne sont pas inconnues en lagune, particulièrement dans la partie Ouest. Dernier processus de retrait possible : la précipitation sous forme de phosphates d'aluminium (variscite), de fer (strengite), ou de calcium (apatites), les deux premiers minéraux étant, semble-t-il, surtout caractéristiques des eaux douces. Ces processus étant, le plus souvent, réversibles et fortement dépendants, entre autres paramètres, du pE, du pH, de la teneur en calcium, de la porosité du sédiment et de la vitesse de l'eau en contact avec lui, les sédiments peuvent fonctionner comme puits ou source de phosphore, suivant le lieu ou l'époque.

1. VARIATION ANNUELLE LOCALE.

En baie de Cocody (Port-IFAN), la teneur en phosphate des eaux de surface reste très faible, généralement inférieure à 5 mg de phosphore par m^3 (0,16 µmole.dm^{-3}) pendant neuf mois sur douze, ainsi que le montre la figure 92. De septembre à octobre, elle s'élève brusquement, pour culminer à près de 50 mg de phosphore par m^3 (1,6 µmole.dm^{-3}).

L'influence de la crue de la Comoé est manifeste (comparer avec les moyennes mensuelles de salinité durant la même époque et au même lieu, qui se trouvent sur la figure 70), vraisemblablement par apport direct de phosphore, mais peut-être aussi par déplacement de certains équilibres, puisque la force ionique devient très faible et le pH acide. Cette action indirecte doit cependant être, ici, très faible, puisque les pluies de juin, qui ont les mêmes conséquences sur la force ionique et le pH, n'amènent pas de remontée de la teneur en phosphates.

La variation annuelle de la *teneur en fer total* (même lieu, même époque), que présente également la figure 92, offre une grande analogie avec celle des phosphates. Là aussi, la crue de la Comoé doit être déterminante, et les fortes valeurs de septembre à novembre (maximum : 1 $mg.dm^{-3}$ de fer total), contrastent avec le bas niveau des autres mois. Cependant, dans le cas du fer, les pluies de juin amènent une légère remontée. Dernier rapprochement, qui peut parfaitement n'être qu'une coïncidence, la teneur en nitrites (figure 92) passe par un minimum de septembre à novembre.

2. VARIATION D'ENSEMBLE.

La variation annuelle présentée par la figure 92 était basée sur des mesures quotidiennes. Celles que nous montrent, pour différentes régions de la lagune, les figures 94 et 95, reposent sur des coupes Est-Ouest mensuelles effectuées un an plus tard ; elles sont donc loin d'offrir la même sécurité que la précédente, et devront être reconfirmées par des mesures plus serrées dans le temps.

Du rocher fétiche, légèrement à l'Est de l'entrée de la baie de Cocody, à Grand-Bassam, l'allure de la variation est partout la même. Un maximum prononcé est observé durant les pluies de juin (sans qu'on puisse comprendre pourquoi il n'existait pas en baie de Cocody, un an plus tôt), suivi d'un second maximum lié à la petite saison des pluies et à la crue de la Comoé. Le minimum intermédiaire, lui, se relie très

nettement à la remontée des salinités en août : il est plus prononcé dans les régions où cette remontée est plus forte (comparer avec les salinités de la figure 37, bien qu'il ne s'agisse pas de la même année). Il est difficile de dire à quoi correspond la remontée de décembre et janvier et pourquoi elle est moins accentuée dans les couches superficielles.

A l'Ouest d'Abidjan, la variation est plus cahotique (figure 95). Dans l'ensemble, les teneurs en phosphates sont nulles ou très faibles de février à mai, et se tiennent à un niveau modeste (20 mg de phosphore par m^3) pendant le reste de l'année. Près de l'île aux Pigeons, où des mesures rudimentaires de la teneur en chlorophylle nous font penser que la production est élevée, les concentrations superficielle de phosphates sont continuellement très faibles. Elles sont, au contraire, occasionnellement plus élevées que la moyenne dans la région comprise entre l'île Leydet et Assaba (influence de l'Agnéby ?). Le fait le plus remarquable, cependant, consiste dans les augmentations spectaculaires rencontrées au voisinage du fond, en juin et en novembre 1953 (77 mg de phosphore par m^3 pour ce dernier mois), dans la région qui s'étend du port d'Abidjan à l'île 58. Il est difficile de ne pas relier ces anomalies au dégagement gazeux observé dans la même région, durant ce même mois de novembre 1953 (chapitre 7, §B.2). Nous avons déjà dit qu'il prenait naissance dans le sédiment, et nous aurons l'occasion de signaler plus loin que, dans cette région, le rapport des concentrations du carbone et de l'azote organiques est anormal.

C.- LES NITRITES

Le cycle de l'azote, dont l'état d'oxydation varie de + 5 à - 3, est essentiellement un cycle biochimique. Si l'on met à part les réactions de fixation de l'azote et les réactions de dénitrification,

qui correspondent à des gains ou des pertes du système, quatre types de réactions doivent être considérés :

- L'assimilation d'azote inorganique, essentiellement sous les formes nitrique et ammoniacale.

- La régénération de l'azote organique en azote ammoniacal (ammonification).

- L'oxydation de la forme ammoniacale en nitrate (nitrification).

- Les transformations hétérotrophiques de l'azote organique d'un organisme à d'autres.

Nous n'avons malheureusement pas dosé la forme ammoniacale, et le nitrate ne l'a été qu'occasionnellement, dans des conditions de précision douteuse, avec le réactif dont on disposait alors (strychnine réduite). Nos résultats concernent donc seulement l'azote nitreux qui, dans le système nitrate, nitrite, ammoniac, ne prédomine que dans un intervalle réduit du potentiel d'oxydo-réduction :

$$5,8 < pE < 7,2 \qquad \text{à } pH = 7,$$

d'où son caractère de forme de transition.

Basée sur des mesures journalières de surface, la figure 92 montre qu'en baie de Cocody, nous avons affaire à un cycle à deux maxima bien marqués, de juin à août d'une part, avec 58 mg d'azote nitreux par m^3, et en décembre d'autre part. Le reste du temps, les teneurs sont très faibles ou nulles. On retrouve la même allure dans toute la partie de lagune comprise entre Godomé et Grand-Bassam (figures 96 et 97, qui résument les résultats de coupes mensuelles Est - Ouest, exécutées une année après les observations en baie de Cocody). La position exacte des deux pics, leur importance relative, les valeurs maximales atteintes, varient cependant quelque peu avec le lieu et suivant qu'on considère les couches superficielles ou profondes. Comme pour les phosphates, des

teneurs très fortes (110 mg d'azote nitreux par m^3) sont observées en novembre 1953, au voisinage du fond, dans la zone qui s'étend entre Godomé et le port d'Abidjan et à l'intérieur de laquelle a eu lieu, durant ce même mois, un dégagement gazeux exceptionnel auquel il a déjà été fait plusieurs fois allusion (chapitre 7, §B. 2 ; présent chapitre, §B 2).

Pourquoi ce type de cycle annuel ? Il n'est pas possible de le dire avec les seules données dont nous disposons, mais nous ferons deux remarques. D'une part, ce cycle à deux maxima semble n'intéresser que la partie maritime de la lagune puisque, de l'île Cornuet à l'île aux Pigeons, les teneurs restent constamment très faibles. D'autre part, l'élévation brusque des concentrations d'azote nitreux coïncide presque toujours avec le début de la période de ressalement qui suit les crues lagunaires de juin et d'octobre-novembre.

D.- REPARTITION DES SELS NUTRITIFS DANS LA FOSSE DE KOUMASSI EST LA DIFFUSION VERTICALE AU VOISINAGE DE LA HALOCLINE

On retrouve dans la fosse de Koumassi Est certaines caractéristiques signalées dans des fosses anoxiques beaucoup plus vastes.

Les résultats du tableau 14 ont été obtenus le 16 novembre 1950, moins de quatre mois après l'ouverture du canal de Vridi, de sorte qu'on peut encore les considérer comme représentatifs des conditions antérieures, dans les couches profondes tout au moins.

Le premier stade de la dénitrification consiste en l'apparition du nitrite, qui présente un maximum caractéristique au niveau de la halocline, à 8 m. A cette profondeur, la teneur en oxygène a considérablement diminué, mais on ne décèle pas encore d'hydrogène sulfuré, la réduction des sulfates n'intervenant qu'après la dénitrification. Notons au passage qu'en dessous de la halocline la stabilité verticale est pure-

ment saline, puisque la température croît avec la profondeur au-delà de 8 m.

TABLEAU 14

Les sels nutritifs dans la fosse de Koumassi EST (16.11.1950)

Prof. m	θ °C	S°/₀₀	pH *in situ*	O_2 cc.dm^{-3}	H_2S cc.dm^{-3}	$HPO_4^{=}$ µmol/l	NO_3^- µmol/l	NO_2^- µmol/l	SiO_2 µmol/l
0	29,0	4,3	7,28	6,13	0	0,3	16,0	0	180
2	28,8	4,4	7,19	6,10	0	—	16,0	0	180
4	28,7	7,2	6,91	4,23	0	—	16,0	0	145
6	28,5	8,8	6,89	4,23	0	0,3	16,0	0	145
8	28,0	14,8	7,00	0,97	0	0,5	25,0	29	145
10	28,3	22,0	6,97	0,00	3,9	14,5	0	0	125
12	28,8	24,7	6,99	0,00	—	14,5	0	0	125
18	29,1	25,2	—	0,00	—	—	—	—	—

L'augmentation de la teneur en phosphates dans les couches profondes est spectaculaire, ce qui semble indiquer que la reminéralisation des détritus organiques piégés dans la fosse est importante, malgré les conditions anoxiques. Jusqu'à une date récente, la teneur élevée en matière organique des sédiments du fond des fosses -qui, finalement, semble pouvoir s'expliquer par d'autres mécanismes-, avait fait penser que les conditions anoxiques étaient défavorables à la reminéralisation.

Le fort gradient de phosphate, 7µmoles.1^{-1}.m^{-1} entre 8 et 10 mètres, entraîne un flux de phosphore vers le haut. En régime permanent, cette perte doit être compensée par le phosphore des détritus organiques

qui sédimentent dans la fosse. Ce flux de phosphore vers le bas sera pris égal au flux de carbone multiplié, faute d'une connaissance spécifique de la composition moyenne du phytoplancton local, par le facteur classique $\frac{1}{106}$. Ce flux de carbone est lui-même égal à la production primaire nette dans la colonne d'eau sus-jacente, diminuée de la fraction reminéralisée entre 0 et 9 mètres durant la sédimentation des détritus. Comme ordre de grandeur de la production primaire brute en lagune, on peut prendre (DUFOUR, communication personnelle) 600 $mg.m^{-2}.j^{-1}$ de carbone. Soit, très approximativement, 60 $mg.m^{-2}.j^{-1}$ pour la production nette, qui nous fournit une limite supérieure (et vraisemblablement, très supérieure, car la reminéralisation doit être importante entre 0 et 9 m) du flux de carbone vers le bas, d'où le flux de phosphore : $\frac{5.10^{-3}}{106} \simeq 5.10^{-5}$ $moles.m^{-2}.j^{-1}$. Le tableau 14 fournit, par ailleurs, la valeur du gradient des phosphates à 9 m : 7.10^{-3} $moles.m^{-4}$. D'où, finalement, une limite supérieure du coefficient de diffusion verticale K à 9 mètres :

$$K = \frac{5}{7} \cdot 10^{-2} m^2.j^{-1} \simeq 1.10^{-3} cm^2.s^{-1}$$

Cette valeur, très faible, est évidemment à rapprocher de la forte stabilité verticale à 9 m, néanmoins il est difficile de se prononcer sur le degré de confiance qu'on peut lui accorder. STUMM et MORGAN (1970) font état d'une valeur supérieure d'un ordre de grandeur dans la portion profonde d'un lac où la stabilité est certainement très inférieure. En fait, nos efforts devraient tendre à obtenir une valeur plus sûre du coefficient de diffusion verticale par des méthodes purement physiques. De l'écart avec la présente valeur, on pourrait alors tenter de déterminer le taux effectif de reminéralisation entre 0 et 9 m.

E.- LA MATIERE ORGANIQUE

Par matière organique, on entend non seulement la substance

des organismes vivants ou morts, mais encore tous les produits intermédiaires, thermodynamiquement instables dans les conditions usuelles de pE et de pH (THORSTENSON, 1970), de leur décomposition. Malgré les énormes progrès réalisés dans leur isolement et leur identification, le recours à des paramètres globaux comme la demande chimique en oxygène (COD), la demande biochimique en oxygène (BOD), le carbone organique total par combustion (TOC), reste nécessaires.

1. DANS LA PHASE AQUEUSE.

On a déterminé la COD par une méthode que l'A.P.H.A. (1946) indique comme convenant particulièrement aux eaux riches en chlorures, (oxydation alcaline par le permanganate), mais qui a été modifiée dans les éditions ultérieures. La COD d'un composé étant très sensiblement proportionnelle à sa chaleur de formation, ces mesures fournissent une estimation approchée de l'énergie potentiellement disponible pour les besoins du métabolisme des organismes.

Nos résultats (figure 98), montrent, d'Abidjan à Grand-Bassam, un cycle très net à deux maxima : principal en juin, secondaire en octobre, donc apparemment lié, une fois encore, aux saisons hydrologiques. Il y a peu de différence entre les valeurs obtenues en surface et près du fond : de 2 à 3 $mg.dm^{-3}$ d'oxygène consommé en saison sèche, à près de 10 $mg.dm^{-3}$ en juin. Sans pouvoir en donner la raison, notons que le maximum de juin est moins marqué à l'Est de l'île Vitré. A l'Ouest d'Abidjan, on retrouve un cycle analogue jusqu'à Assaba, un peu moins régulier. A l'île aux Pigeons, par contre, et probablement dans toute la partie essentiellement lacustre qui s'étend jusqu'à Asagny, la COD reste au voisinage du minimum : 3 $mg.dm^{-3}$ d'oxygène consommé, pendant toute l'année. Nous avons déjà signalé que la région de l'île aux Pigeons semble pourtant fort productive. Quant aux très faibles valeurs, inférieures à 2 $mg.dm^{-3}$, qui sont constantes dans l'eau profonde du port d'Abidjan, elles traduisent simplement la présence en cet endroit d'eau de mer

"jeune".

Nous ne disposons malheureusement pas des mesures de carbone organique total, qui auraient permis de calculer l'état d'oxydation moyen du carbone par l'expression : $4(1 - \frac{COD}{TOC})$.

Des mesures préliminaires de la BOD sur les eaux fortement salées de saison sèche ont fourni des valeurs assez variables, comprises entre 1,8 et 3,3 $mg.dm^{-3}$ pour une incubation de cinq jours aux environs de 30°C. Nos données ont malheureusement été insuffisantes pour déterminer la valeur ultime de la BOD carbonacée, et vérifier si l'hypothèse, souvent admise, quoique sans grand fondement théorique, d'une cinétique du premier ordre pour l'oxydation biochimique fournissait des estimations cohérentes de la constante de réaction. Nous ignorons également si l'équation d'ARRHENIUS, souvent invoquée, est strictement applicable ici pour ramener les résultats à la température de 20°C.

2. DANS LES SEDIMENTS.

Nous disposons d'une trentaine de mesures* bien réparties, de Dabou à Grand-Bassam, du carbone et de l'azote organiques. La figure 99 montre que, malgré la relative rusticité des méthodes utilisées, les résultats sont cohérents et conduisent à un rapport C/N (en masses) de l'ordre de 22. Une exception apparente est constituée par les deux points encadrés, pour lesquels ce rapport est plus faible, 14 environ. Or, il

*Prélèvements au ramasseur LEGER. Dosage de la matière organique totale par calcination au rouge sombre de l'échantillon préalablement décarbonaté. Résultats calculés par rapport à la masse de l'échantillon initial étuvé à 110°C et contenant encore les carbonates. On a admis que la teneur en carbone organique était la moitié de celle des matières organiques ainsi trouvées. Dosage de l'azote par micro-KJELDAHL.

s'agit là des résultats obtenus sur les vases entraînées en surface par le dégagement gazeux abondant du 27 novembre 1953, dont nous avons dit (chapitre 7, §B. 2) qu'il comprenait de l'anhydride carbonique mélangé à un gaz combustible, sans doute du méthane, par suite de fermentations anaérobies portant sur la fraction organique du sédiment. Il est donc parfaitement normal de trouver localement un rapport C/N plus faible que la normale. Il apparait que la perte de carbone a été (en supposant que la teneur en azote est restée invariable) de l'ordre du tiers de la valeur avant fermentation.

Les sédiments les plus riches en matières organiques se rencontrent surtout entre Abidjan et Amaviblé ; des valeurs encore élevées et homogènes se trouvent d'Abidjan à Dabou, cependant que les échantillons prélevés entre Eloka et Grand-Bassam, dans la Comoé et dans la Mé, ont des teneurs très faibles.

La fraction carbonatée du sédiment ayant été déterminée accessoirement, comme préliminaire au dosage de la matière organique, nous indiquerons que les teneurs, exprimées en $CaCO_3$ sont très faibles (3 % en moyenne) à l'Est d'Abidjan, du rocher fétiche à Grand-Bassam ; qu'elles sont élevées (14 % en moyenne) entre le port d'Abidjan et Bimbresso, dans une région où nous avons signalé la fréquente occurence de valeurs anormalement alcalines du pH ; assez faibles, enfin, (7 % en moyenne) à l'Est de Bimbresso, dans une région où la lagune perd son caractère marin et où les pH deviennent souvent acides.

F.- NOTE SUR LA CIRCULATION DE LANGMUIR

On observe fréquemment la présence de bandes d'écumes allongées dans le lit du vent, pour peu que celui-ci souffle avec assez de constance, et régulièrement espacées. Ceci suggère la présence de cellules de LANGMUIR à axes horizontaux et rotations alternées, les bandes

d'écume visualisant les régions de convergence entre lesquelles se trouvent les zones de divergence. Si l'existence de ce type de circulation est établie avec certitude, son rôle dans la dynamique des couches superficielles, où l'on observe notamment un rapide recyclage des sels nutritifs (LEMASSON, communication personnelle), devrait être examiné.

CHAPITRE NEUF

LA MARÉE EN LAGUNE

L'étude théorique de la propagation de la marée en eau peu profonde et des "applications aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit" a débuté vers le milieu du siècle dernier, à mesure que l'outil mathématique et les données hydrauliques indispensables devenaient disponibles, avec les travaux de l'anglais AIRY et du français de SAINT-VENANT. Après la première guerre mondiale, cette science naissante remporta un succès célèbre, lorque les prévisions d'une commission d'état néerlandaise, que présidait et animait le grand physicien LORENTZ, sur les conséquences de la fermeture du Zuiderzee, furent vérifiées par l'expérience.

Depuis, l'importance de ces méthodes n'a cessé de croître, et elles sont perpétuellement étendues et raffinées. On trouvera l'exposé des travaux anciens dans BOUASSE (1924). Axé principalement sur les méthodes mathématiques, l'ouvrage remarquable de DRONKERS (1964), complèté par une mise au point (1973) du même auteur, écrite peu avant sa mort, fait le point de la question. Beaucoup plus vaste dans son objet, l'ouvrage collectif édité par IPPEN (1966) donne le point de vue de l'ingénieur, et de l'ingénieur anglo-saxon, sur tous les problèmes d'hydrodynamique physique appliquée aux estuaires et aux régions côtières. Plus

modeste dans ses ambitions et dans son étendue, l'ouvrage de LARRAS (1964) n'en constitue pas moins une synthèse particulièrement claire, riche de l'expérience de son auteur.

La méthode mise au point par la commission du Zuiderzee (LORENTZ, 1926), dans laquelle on étudie séparément la propagation des principales ondes constituant la marée par des équations où l'on a linéarisé le terme de frottement (de sorte que l'on peut appliquer le principe de superposition), a été appliquée à la lagune Ebrié par le "Stichting Waterbouwkundig Laboratorium" de Delft. Lors des études préliminaires à la percée du cordon littoral qu'effectua cet organisme au cours des années trente, la lagune était schématisée par un réseau de 7 à 14 canaux de sections rectangulaires, comportant de 2 à 5 noeuds. Plusieurs situations furent envisagées, qui toutes ont correspondu à la réalité à une époque donnée, avec l'embouchure de Grand-Bassam seule, avec cette embouchure et le futur canal de Vridi, et enfin avec le futur canal seul. Nous y reviendrons.

Rappelons que la marée en mer, dans cette région du Golfe de Guinée, est une marée de type semi-diurne, à inégalité journalière notable, dont le marnage dépasse rarement 1,3 m en vive-eau et peut descendre à 0,4 m en morte-eau (VARLET, 1958). Ses constantes harmoniques principales ont été déterminées pour la première fois par le Service Hydrographique de la Marine (*An.*, 1952). La marée à Grand-Bassam est identique, en marnage et phase, à celle d'Abidjan. D'une façon générale, l'heure cotidale varie très lentement dans le Golfe de Guinée ; l'établissement du port est de 4 h 47 m à Abidjan et de 4 h 45 m au cap des Palmes.

Organisation des mesures. Nos enregistrements ont été obtenus à l'aide de marégraphes enregistreurs à flotteurs OTT, dont on a apprécié la qualité dans des conditions d'emploi sévères. L'échelle des temps a varié suivant les circonstances, mais le facteur de réduction des déplacements verticaux a été pris constamment égal à $\frac{1}{5}$. Cette

valeur convenait bien à nos besoins, sauf pour l'étude, à peine effleurée, des seiches. Un marégraphe fixe, installé en baie de Cocody (Port-IFAN) depuis janvier 1950, a servi de référence aux enregistrements obtenus en d'autres points avec des marégraphes itinérants, pour lesquels des supports maniables et robustes avaient été mis au point. La couverture de la lagune Ebrié et du système Potou-Aguien avec un nombre restreint de marégraphes a imposé d'opérer par tranches successives dans l'espace et dans le temps, ce qui constitue un pis-aller. Différents contrôles et recoupements ont montré qu'on pouvait néanmoins garder confiance dans la cohérence de l'ensemble des résultats. Des enregistrements préliminaires ont aidé à choisir au mieux l'implantationdes marégraphes qui est indiquée, pour les différentes campagnes de mesures, sur la figure 100. La marée à la station fixe de Port-IFAN a été très soigneusement reliée à la marée en mer (marégraphe installé à l'extrémité de la digue Ouest du canal de Vridi par les soins du Port Autonome d'Abidjan), pour ce qui concerne l'amortissement et le retard, grâce à des enregistrements simultanés effectués durant tout le mois de décembre 1951. Ceci a permis de rapporter toutes les observations à la marée en mer, même lorsqu'occasionnellement les enregistrements de Vridi n'étaient pas disponibles. Notre étude reste cependant très incomplète : pour des raisons matérielles évidentes, il n'a été possible, ni de relier le zéro des marégraphes itinérants à celui de Port-IFAN, ni d'enregistrer la marée horizontale en même temps que la marée verticale.

A.- LA MAREE AVANT L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI

Les dimensions du grau de la Comoé à Grand-Bassam, seule liaison lagune-mer, sont variables en cours d'année (un ensablement partiel suit, en saison sèche, l'élargissement dû à la crue de la Comoé) et d'une année à l'autre, mais le grau se maintient alors ouvert, même si sa

position varie*. Au début de 1950, la situation était schématiquement la suivante : un canal naturel, engendré par le déplacement du grau vers l'Est court parallèlement au cordon littoral dans une direction ESE (longueur : 4 km ; largeur : 300 m ; profondeur moyenne : 3,5 m), puis s'infléchit assez brusquement vers le Sud pour franchir le cordon littoral sur une longueur de 150 m, la largeur tombant à 100 m sans que la profondeur varie beaucoup. Les cartes anciennes font souvent état d'une passe, réelle ou supposée, qui prolongerait le grau en mer.

Le marnage de la marée enregistrée alors à Port-IFAN variait entre 5 et 12 cm, avec un retard moyen de 4 h 30 m. L'amortissement (rapport des marnages en mer et en lagune) était donc de 6 en morte-eau, et de 9 à 10 en vive-eau, et la célérité moyenne de l'onde de marée dans cette région avait comme valeur 2,6 $m.s^{-1}$. Ces résultats sont en bon accord avec ceux obtenus à Abidjan dans les premiers mois de 1928, donc en saison sèche également, par une mission de l'Entreprise des Travaux d'Etudes SCHNEIDER et Cie et des Etablissements DAYDE : amortissement de 6 à 7 en morte-eau, de 9 à 11 en vive-eau, et célérité moyenne comprise entre 2,7 $m.s^{-1}$ (vive-eau) et 3,1 $m.s^{-1}$ (morte-eau). Cependant, J. LEGRAND, dans un rapport du 19 février 1925 adressé à la Compagnie Générale des Colonies, fait état d'un marnage de 30 cm à Abidjan (mais à quelle saison ?). A noter, par ailleurs, qu'en 1924, l'embouchure de la Comoé était beaucoup plus directe (VARLET, 1958) qu'elle ne l'était en 1950. L'ingénieur ARON, chargé d'une mission "en vue de l'établissement d'un accès maritime de la voie ferrée", effectua des observations de marée de septembre à novembre 1912. Il indique un amortissement de 14 à Abidjan. Sans doute faut-il voir dans cette valeur élevée le résultat de l'entrave que la crue de la Comoé apporte à la pénétration de la marée en lagune.

*Sur les divagations de l'embouchure de la Comoé depuis 130 ans, voir VARLET (1958).

La figure 101 est un essai de synthèse de la situation en saison sèche, de Grand-Bassam à Dabou. On relève le très fort amortissement, supérieur à 4, dans les quelques kilomètres qui, de Moossou à Grand-Bassam, constituent le débouché en mer de la Comoé. Les pertes de charge y sont énormes, et ceci a été confirmé par toutes nos observations ultérieures. A Dabou la marée se réduit à fort peu de chose, l'amortissement étant égal à 20, mais les données manquent plus à l'Ouest (nous verrons plus loin que ce cul-de-sac est le siège d'une onde stationnaire dont le noeud se situe précisément dans la région de Dabou). Il est curieux de noter que le retard de la marée est proportionnel à la distance au grau de Bassam, alors que l'assimilation de la lagune à un seul canal, de profondeur et section constantes, est peu acceptable ! La célérité correspondant à la figure 101 est de 3,3 $m.s^{-1}$. La formule connue $C = \sqrt{g.z}$, qui donne la célérité C d'une onde progressive se propageant dans un canal de section constante et de profondeur z grande par rapport à l'amplitude de l'onde, g étant l'accélération de la pesanteur, fournit alors z = 1,1 m. Cette valeur est évidemment bien inférieure à la profondeur moyenne topographique entre Grand-Bassam et Dabou. L'écart traduit non seulement la complexité de la topographie lagunaire, mais certainement aussi le fait que l'amplitude initiale de l'onde de marée est loin d'être négligeable devant la profondeur et que la propagation a lieu en milieu stratifié. Dans le cas présent, les données mêmes dont nous disposons pour évaluer la célérité sont, certes, maigres et disparates, mais nous verrons qu'on aboutit à des conclusions analogues lorsqu'on utilise des observations plus nombreuses et homogènes.

La marée, accompagnée d'un coin d'eau salée, se fait sentir assez haut dans le cours de la Comoé, mais nous n'avons pas effectué d'observations systématiques. Bornons-nous à signaler que, selon des mesures effectuées au début de mai 1928 par la mission SCHNEIDER-DAYDE, un volume net de $6.10^6 m^3$ pénétrait dans la Comoé (légèrement en amont du débouché en lagune), avec le flot, tandis que le volume évacué par le jusant était double : $12.10^6 m^3$. Si nous rapprochons ces chiffres des

débits mesurés à la même époque dans le grau proprement dit (chap. 5,§B. 2a), il apparait que la Comoé d'une part, la lagune d'autre part, contribuaient alors à peu près également aux échanges avec la mer.

B.- LA MAREE, DE VRIDI A GRAND - BASSAM, APRES L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI

Très schématiquement, cette partie de la lagune est assimilable à un chenal de section irrégulière, en communication avec la mer par ses deux extrémités. La Comoé donne à l'ensemble, qui sans elle, ne serait guère plus qu'un bras de mer, le caractère d'un estuaire. Par ailleurs, nous avons déjà signalé que le grau de Grand-Bassam est susceptible de se fermer complètement en fin de saison sèche, du fait du détournement d'une fraction importante du débit de la Comoé par le canal de Vridi. Tôt ou tard, des raisons pratiques imposent la réouverture -provisoire- du grau. On a donc deux situations extrêmes : grau largement ouvert ; grau fermé ou très réduit.

Rappelons les dimensions du grau, largement ouvert, à la traversée du cordon littoral (ce chapitre, §A) telles que nous les avions relevées au début de 1950 : longueur, correspondant à la largeur du cordon littoral : 150 m ; largeur : 100 m ; profondeur moyenne 3,5 m, soit une section de 350 m^2. Celles du canal de Vridi sont d'un autre ordre de grandeur ; longueur : 2,7 km ; largeur (sauf à l'extrémité maritime, resserrée): 230 m ; profondeur moyenne : 12 m, soit une section de 2760 m^2.

L'examen de la marée dans le système Potou-Aguien sera reporté après celui de la marée à l'Ouest d'Abidjan, du fait de certaines analogies (cul-de-sac dans les deux cas).

1. GRAU DE GRAND-BASSAM OUVERT.

Bien que cette situation soit la plus complexe, nous l'examinerons en premier lieu, car elle a été étudiée en détail, de décembre 1951 à février 1952. Un an et demi après l'ouverture du canal de Vridi, on peut considérer que le grau de Grand-Bassam, surtout après la forte crue de l'automne 1951, est encore largement ouvert.

Nous avons cherché à relier la marnage et le retard par rapport à la marée en mer, à nos différentes stations marégraphiques (figure 100), au marnage en mer, soit directement, soit par l'intermédiaire du marégraphe fixe de Port-IFAN. Comme le montre le tableau 15, la corrélation, linéaire, des marnages est toujours bonne, souvent excellente.

TABLEAU 15

La corrélation des marnages

Couple de stations	Coeff. de corrélation
Vridi - mer - Vridi - lagune	0,98
" Port-IFAN	0,97
Port-IFAN - Ile des Chauves-Souris	0,96
" Pointe B 18	0,95
" Angle NW Ile Vitré	0,96
" Angle NE Ile Vitré	0,87
" Angle SE Ile Vitré	0,84
" Bac de Moossou	0,81
" Confluent Ouladine	0,86
" Grau (à 300 m de la mer)	0,92

Le retard de la marée est intrinsèquement plus difficile à déterminer, même avec la méthode des diamètres, tout particulièrement

quand l'onde est déformée. De plus, nous n'avons pas toujours pu utiliser la plus grande échelle de temps des marégraphes. La corrélation entre le retard de la marée en lagune et le marnage en mer, montre donc davantage de dispersion (typiquement ± 20 minutes). Néanmoins, là-aussi, elle est linéaire, à l'approximation de nos mesures et dans l'intervalle de marnage considéré.

Ces relations, dont on souligne le caractère empirique et utilitaire, ont permis de résumer simplement nos résultats dans la figure 102. Le tableau 16 donne les caractéristiques de la marée en lagune dans le cas de marnages en mer de 50 cm d'une part, de 100 cm d'autre part. Nous les commenterons brièvement.

a.- Il est assez difficile de comparer nos résultats aux prévisions du laboratoire de Delft pour la présente situation, celles-ci ayant été faites en attribuant au canal de Vridi des dimensions plus réduites que celles qui lui ont été effectivement données par la suite. L'amortissement prédit dans le canal et à Abidjan diffère ainsi légèrement de ce que nous avons trouvé.

b.- L'amortissement dans les premiers 300 m du grau est considérable, ce qui confirme les résultats du §A, bien supérieur à celui qu'occasionnent les 2700 m du canal de Vridi. Notons, à ce propos, qu'il est difficile de parler de la propagation d'une onde de marée dans le grau, dont les dimensions ont été rappelées plus haut, tant les conditions hydrauliques y sont particulières. Il s'agirait plutôt d'un écoulement à travers un orifice, et la courbe de marée de la station "grau", en dents de scie, avec double pleine mer et double basse mer, est très particulière.

c.- Initialement identiques en marnage et phase, les deux ondes de marée qui pénètrent en lagune, respectivement par Vridi et par Grand-Bassam, se différencient donc très vite. Ceci explique que leur interférence conduise à une situation très dissymétrique, qui confirme les résultats des coupes de température, salinité et pH. De Vridi-lagune à l'angle NW de l'Île Vitré, sur quelque 34 km, la marnage décroît et le

TABLEAU 16

La marée, de Vridi à Grand-Bassam (grau ouvert)

Stations (voir fig. 100)	Distances km	Marnage cm	Retard h et m		Marnage cm	Retard h et m	
			PM	BM		PM	BM
Vridi-mer	0	50	0h00	0h00	100	0h00	0h00
Vridi-lagune	2,7	32	0h10	0h25	58	0h50	1h00
Port-IFAN	10,2	30	0h15	0h40	50	1h10	1h10
Ile des Chauves-Souris	22,7	23	1h20	1h30	35	2h40	3h30
Pointe B18	34,4	23	2h00	1h50	35	2h50	3h40
Ile Vitré, angle NW	37,0	22	2h10	2h50	33	3h30	4h00
Ile Vitré, angle NE	43,0	18	2h10	2h50	30	3h30	4h00
Ile Vitré, angle SE	47,0	17	2h10	2h50	28	3h30	4h00
Bac de Moossou	49,0	10	0h50	2h00	19	2h10	2h40
Confluent Ouladine	52,0	8	0h40	1h10	17	1h40	1h40
Grau, à 300 m de la mer	55,2	—	0h25	0h25	22	0h40	1h00

retard augmente : dans cette vaste région l'influence de l'onde très amortie issue de Grand-Bassam est négligeable, et les caractéristiques de la marée sont dues à la seule onde progressive issue de Vridi. En effet, la célérité et la loi d'amortissement y sont pratiquement identiques à ce que nous trouverons quand le grau est fermé (§B. 2) Vient ensuite, tout autour de l'île Vitré, une zone de retard maximal par rapport à la marée en mer. Ce retard n'est pas tout à fait le même pour les pleines et basses mers, il dépend aussi du marnage, mais, approximativement, il correspond à un déphasage de $\frac{\pi}{2}$. Au-delà, et jusqu'au grau, c'est-à-dire sur 8 km, le retard diminue : nous entrons dans la zone où prédomine l'onde venue de Grand-Bassam. Cependant, aucune comparaison directe n'est possible avec les résultats anciens (fig. 101), antérieurs à l'ouverture du canal de Vridi, qui correspondent à une situation et à des dimensions du grau notablement différentes.

d.- La zone de marnage minimum ne coïncide pas avec celle de retard maximum : moins étendue, elle se situe encore plus près de Grand-Bassam, au confluent avec la lagune Ouladine. Pourquoi cette différence ? Nous n'avons pas cherché à développer des calculs simples, analogues à ceux qui rendent compte de l'onde stationnaire à l'Ouest d'Abidjan dans l'hypothèse -qui parait ici franchement inacœptable- d'un coefficient d'amortissement constant. Bornons-nous à remarquer (voir tableau 16) que, si la traversée du grau de Grand-Bassam entraîne un amortissement beaucoup plus considérable que celle du canal de Vridi, les retards sont comparables dans les deux cas. On notera encore que, même si le tronçon Vridi-Grand-Bassam était assimilable à un canal unique de section constante, la condition de résonance d'oscillations forcées avec un ventre des amplitudes (la marée en mer) à chaque extrémité, impliquerait que sa longueur, une cinquantaine de km, soit un multiple entier de la longueur d'onde de la marée dans cette partie de la lagune. Cette dernière, pour l'onde semi-diurne, étant 177km (§B.2), nous sommes loin du compte.

e.- Que le retard de la marée, en un point donné, augmente avec l'amplitude de la marée, n'est pas pour nous surprendre, non plus

que la légère inégalité du retard des PM et BM (la durée du "montant" est inférieure à celle du "perdant"), caractéristique de la propagation sur petits fonds, l'amplitude de la marée n'étant plus négligeable devant la profondeur. En revanche, nous n'avons pas d'explication à proposer pour l'exacerbation de la sensibilité des retards des basses-mers à l'amplitude de la marée, telle qu'elle apparaît aux stations : Île des Chauves-Souris et Pointe B18 (figure 102). Ce résultat, que nos enregistrements semblent pourtant établir de façon sûre, demanderait confirmation.

f.- Des observations occasionnelles de la marée au fond des baies de Koumassi Est et Ouest, le 26 avril 1951 (marée de hauteur moyenne), ont montré que le marnage à Koumassi Est, station plus éloignée du canal de Vridi que celle de Koumassi Ouest était nettement inférieur au marnage à cette dernière station : 25 cm contre 37 cm. Quant au retard de Koumassi Est sur Koumassi Ouest, il variait entre 1 h et 1 h 30. Ainsi, dans le cas où le projet, périodiquement agité, d'une mise en communication du fond de ces deux baies par des buses souterraines traversant la digue de Koumassi, se réaliserait, on peut s'attendre à des courants notables. Le but recherché, l'assainissement de la baie de Koumassi Ouest, actuellement (1977) presqu'isolée du corps de la lagune et fortement polluée serait alors atteint -peut-être au détriment de la baie de Koumassi Est.

2. GRAU DE GRAND-BASSAM PRESQUE FERME.

En mai 1954, la largeur du grau s'était réduite à 30 mètres environ, et sa profondeur ne dépassait pas 1,5 mètres (un mois plus tard tout vestige du grau avait disparu). De nouveaux enregistrements de marée furent alors effectués, mais en moins grand nombre que précèdemment et pas toujours aux mêmes endroits (figure 100). Homologues de la figure 102 et du tableau 16, la figure 103 et le tableau 17 résument ces résultats. A titre de comparaison, on a également fait figurer sur le tableau 17 (chiffres soulignés) les résultats aux mêmes endroits avec le grau ouvert ; ils ont été tirés, au besoin interpolés, du tableau 16.

TABLEAU 17

La marée de Vridi à Grand-Bassam (grau presque fermé)*

Stations (voir fig. 100)	Distances km	Marnage cm		Retard h et min. PM		Retard h et min. BM		Marnage cm		Retard h et min. PM		Retard h et min. BM	
Vridi-mer	0	50	50	0h00	0h00	0h00	0h00	100	100	0h00	0h00	0h00	0h00
Signal M7	18,2	22	26	0h50	0h50	0h40	1h00	35	42	1h40	1h55	1h30	2h20
1 km Est B12	26,0	19	23	1h10	1h40	1h30	1h40	30	35	2h20	2h45	3h00	3h35
Ile Vitré, angle NW	37,0	18	22	1h50	2h10	2h10	2h50	28	33	3h00	3h30	3h40	4h00
Bac Moossou	49,0	17	10	2h40	0h50	3h00	2h00	23	19	4h00	2h10	4h40	2h40
Confl. Ouladine	52,0	14	8	3h10	0h40	4h00	1h10	22	17	4h20	1h40	5h20	1h40

* Les chiffres soulignés constituent un rappel de la situation antérieure : grau ouvert.

a.- le retard de la marée augmente quand on s'éloigne du canal de Vridi, seule communication avec la mer ; il est, jusqu'à Grand-Bassam, sensiblement proportionnel à la distance. L'onde de marée a donc le caractère d'une onde progressive, dont la célérité C est comprise entre 16,9 $km.h^{-1}$ (pleines mers de faible marnage) et 12,3 $km.h^{-1}$ (basses mers de fort marnage). Négligeant cette légère déformation, nous adopterons la valeur commune aux pleines mers de fort marnage et aux basses mers de faible marnage, soit 14,3 $km.h^{-1}$ ou 4 $m.s^{-1}$. Elle est légèrement supérieure à ce que nous avaient donné les observations antérieures à l'ouverture du canal de Vridi (§A). L'onde semi-diurne, de période 12,4 h a donc, entre Vridi et Grand-Bassam, une longueur d'onde $\lambda = 14,3.12,4 = 177$ km. C'est la valeur dont nous avions fait état, par anticipation, au §B. 1d. La profondeur moyenne z, déduite de la célérité est : $z = c^2.g^{-1} = 1,6$ m. Comme précédemment (§A), elle est inférieure à la profondeur topographique.

Les marnages décroissent quand on se rapproche de Grand-Bassam*. Si m est le marnage en un point situé à la distance x km à l'Est de Vridi-lagune, où le marnage est m_o, la loi de décroissance est exponentielle :

$$m = m_o \cdot e^{-\mu x}$$

où μ, coefficient d'amortissement, a sensiblement la valeur $0,016.km^{-1}$. Cette équation empirique est, le plus souvent, vérifié à mieux que 10 % près. Tout se passe, dans cette partie de la lagune, comme si l'énergie dissipée par le frottement était toujours proportionnelle à l'énergie actuelle.

Il n'existe finalement aucun indice d'une onde réfléchie dans

*Noter sur la figure 103 qu'à la station Confluent Ouladine, la corrélation avec le marnage en mer cesse d'être exactement linéaire.

ce qui constitue, le grau étant fermé, le cul-de-sac de Grand-Bassam. N'en soyons pas trop surpris puisqu'on a vu que l'amortissement y était très élevé.

b.- L'état du grau influe-t-il beaucoup sur la marée en lagune depuis l'ouverture du canal de Vridi ? Le tableau 17 fournit quelques éléments de réponse à cette question.

Du signal M7 (et, certainement, depuis Vridi) à l'angle NW de l'île Vitré, les retards, toujours croissants, restent comparables, que le grau soit ouvert ou fermé. Ils sont, cependant, supérieurs de quelque 30 minutes dans le premier cas. Plus à l'Est, la marée issue du grau -quand il est ouvert- devient relativement importante. Comme le grau retarde assez peu la marée, nous trouvons là des retards beaucoup plus élevés (à Moossou l'écart est d'environ 2 heures) quand le grau est fermé et que la marée vient uniquement de Vridi, que lorsqu'il est ouvert.

Du signal M7 à l'angle NW de l'île Vitré, les marnages sont un peu plus élevés, de 5 cm environ, quand le grau est ouvert, mais restent justiciables de la même loi exponentielle d'amortissement, avec la même valeur $\mu = 0{,}016\ km^{-1}$*. Plus à l'Est, c'est l'inverse : quand il est ouvert, le grau amortit beaucoup la marée et les marnages à Moossou et au confluent Ouladine sont inférieurs d'environ 5 cm à ceux qu'on observe le grau étant fermé.

L'état du grau influence donc essentiellement l'heure des pleines et basses mers, et seulement dans une zone restreinte et proche

*Cette même valeur de μ rend aussi compte de l'amortissement, à vrai dire mal connu, observé de Moossou à Dabou avant l'ouverture du canal de Vridi (§A). Nous verrons cependant (§C) qu'une valeur légèrement différente rend mieux compte de ce qu'on observe à l'Ouest d'Abidjan depuis l'ouverture du canal de Vridi.

de Grand-Bassam. En dehors de cette zone, on n'observe que des différences de phases et de marnages faibles, quoiqu'indiscutables. Il est difficile de dire à quoi elles correspondent exactement, puisque nous comparons des résultats obtenus à deux ans et demi d'intervalle, en début et en fin de saison chaude, et que le canal de Vridi n'est sûrement pas resté inchangé durant ce laps de temps (à vrai dire, c'est surtout postérieurement à 1954 que l'ensablement du musoir de la jetée Ouest a atteint des proportions considérables, cf. document T.P. Port 59.7.047, daté du 13.1.1960).

c.- La situation : canal de Vridi ouvert, grau de Grand-Bassam fermé, a été l'une de celles soumises au calcul par le laboratoire d'hydraulique de Delft qui concluait que, pour une marée moyenne, l'amplitude à Abidjan serait légèrement inférieure à la moitié de l'amplitude en mer. Les enregistrements de Port-IFAN (non consignés dans le tableau 17) durant cette période,ont montré que cette prévision était correcte. Le tableau 16 le démontre d'ailleurs aussi, puisque la marée à Abidjan, et bien au-delà, est indépendante de l'état du grau.

3. NOTE SUR LA MAREE DANS LE CANAL DE VRIDI.

En saison sèche, mais non, certes, pendant les crues de la Comoé, la propagation de la marée dans le canal de Vridi semble indépendante de l'état du grau de Grand-Bassam. L'existence, presque constante, d'un écoulement à deux couches, d'une turbulence considérable*, particulièrement dans la partie resserrée du débouché en mer, l'apparition d'une

*60 mesures de courant consécutives ont été effectuées le 21 juin 1951, à 8 mètres de profondeur, à l'emplacement connu P101,W5, au moment du maximum de courant de flot. Chaque mesure durait 10 secondes (environ 45 tours du moulinet OTT à transmission électrique utilisé). Pour une vitesse moyenne de 1,14 $m.s^{-1}$, les valeurs extrêmes ont été 1,34 et 0,88 $m.s^{-1}$. L'écart standard s'établit à 0,11 $m.s^{-1}$.

sorte de ressaut hydraulique lors des forts jusants, sont quelques-uns des facteurs qui compliquent singulièrement un problème resté jusqu'à présent, à peu près inexploré. Donnons-en un ou deux exemples : les retards, dans la traversée du canal, s'échelonnent entre 10 minutes pour les pleines mers de morte-eau et 1 h pour les basses mers de vive-eau. Ces valeurs conduisent à des profondeurs ridiculement faibles, sans aucun rapport avec la réalité. Quant au coefficient d'amortissement μ, déduit des marnages observés aux deux extrémités du canal (tableau 16), il est dix fois plus élevé que ce que nous avons trouvé en lagune.

A partir d'enregistrements obtenus pendant tout le mois de février 1955, aux deux extrémités du canal, avec des marégraphes dont un nivellement avait relié les zéros, nous avons cherché à isoler grossièrement l'onde lunaire semi-diurne qui constitue la composante principale de la marée. On peut écrire, avec une origine des temps convenables, H désignant la hauteur en cm au-dessus du niveau moyen et t le temps en heures lunaires :

- A Vridi-mer : $H = 33 \sin 30t$

- A Vridi-lagune, en négligeant une faible constante additive tenant sans doute aux imprécisions du nivellement :

$$H = 20 \sin(30t - 18)$$

La différence de niveau entre le débouché en mer et le débouché en lagune s'écrit alors, en période d'étiage : $15\sin(30t + 23)$. Et les étales de courant ont lieu $1{,}03.\frac{67}{30} = 2{,}3$ heures solaires après les pleines et basses mers de l'océan.

Le 10 janvier 1955 (chapitre 4, fig. 64), on a constaté qu'*en surface* l'étale du flot survenait 2,2 h après la pleine mer et celle du jusant 2,6 h après la basse mer. Le laboratoire de Delft avait prévu que le maximum de courant dans le canal se situerait une vingtaine de minutes avant les pleines et basses mers : notre schématisation en indique quarante. Le 21 juin 1951 (chapitre 5, §B. 2a, fig 67), l'étale du

flot a eu lieu, *en surface*, deux heures après la pleine mer et celle du jusant deux heures et demi après la basse mer. La théorie plus que simple qui vient d'être présentée semble donc trouver la sanction de l'expérience : elle ne saurait prétendre à d'autres mérites.

Pendant les crues de la Comoé, la situation est évidemment différente , et variable. Nos observations du 26 octobre 1954 (forte crue, voir chapitre 4, §A.2 et fig. 65) montrent que, ce jour-là (vive-eau), l'étale *de surface* du jusant s'est produite quatre heures après la basse mer et celle du flot 2,8 heures après la pleine mer.

C.- LA MAREE, DE VRIDI A ASAGNY

Depuis l'ouverture du canal de Vridi, la marée à l'Ouest d'Abidjan dépend peu de l'état du grau de Grand-Bassam, sauf, peut-être, pendant les période de crue. L'essentiel de nos enregistrements a été effectué de décembre 1951 à mars 1952, le grau étant ouvert. On a procédé comme il a été expliqué au §B.1, et la figure 104 est l'homologue des figures 102 et 103. La corrélation entre les marnages en mer ou à Port-IFAN et les marnages dans cette partie Ouest reste, dans l'ensemble, bonne, malgré l'augmentation des distances et une déformation occasionnelle de la marée sur laquelle nous reviendrons. Entre Vridi-mer et l'île 58, le coefficient de corrélation est de 0,98 ; il est de 0,93 entre Port-IFAN et l'île Cornuet, de 0,69 entre Port-IFAN et l'île 6, de 0,83 entre Port-Ifan et la station Poteau 31, de 0,76 entre Port-IFAN et l'île 35, et de 0,43 seulement entre Port-IFAN et Asagny, la station la plus à l'Ouest. Les coefficients de corrélation entre retards de la marée en lagune et marnages en mer n'ont pas été calculés, mais la corrélation reste linéaire.

TABLEAU 18

La marée de Vridi à Asagny

Stations (voir fig. 100)	Distances km	Marnage cm	Retard h et m		Marnage cm	Retard h et m	
			PM	BM		PM	BM
Vridi-mer	0	50	0h00	0h00	100	0h00	0h00
Vridi-lagune	2,7	32	0h10	0h25	58	0h50	1h00
Ile 58	17,2	29	0h20	0h40	51	1h15	1h20
Adiapouti	23,4	20	—	—	37	—	—
Ile Cornuet	28,4	14	0h35	0h55	22	1h30	1h35
Repère T2	31,8	10	—	—	14	—	—
Ile 6	33,4	8	0h35	0h55	11	1h30	1h35
Ile Leydet	39,4	4	1h20	1h35	7	2h10	2h10
Ile aux Pigeons	48,4	4	4h30	5h00	7	5h25	5h40
Poteau 31	64,4	5	4h30	5h00	9	5h25	5h40
Ile 35	76,4	7	4h30	5h00	10	5h25	5h40
Asagny	94,9	8	4h30	4h30	11	5h25	5h40

L'examen des marnages et des retards, sur la figure 104 ou sur le tableau 18 qui la résume, suggère que, dans cette partie de la lagune, la marée a le caractère d'une onde stationnaire et non d'une onde progressive : il y a interférence entre l'onde incidente, se propageant d'Est en Ouest depuis Vridi, et l'onde réfléchie dans le cul-de-sac d'Asagny.

La figure 105, qui présente, pour un marnage en mer de 100 cm, les marnages et les phases en fonction de la distance comptée depuis le débouché en lagune du canal de Vridi, met plus clairement en évidence les caractères de cette onde stationnaire. Le minimum, non nul, des marnages se situe entre l'île Leydet et l'île aux Pigeons, à quelque 52 km de l'extremité Ouest (Asagny) où existe un ventre, fortement amorti, des

amplitudes. Dans cette même région intermédiaire entre l'île Leydet et l'île aux Pigeons, les retards augmentent brusquement de plusieurs heures, sans cependant atteindre $\frac{T}{2}$ = 6 h 12 m. La distance d'un noeud à un ventre étant égale à $\frac{\lambda}{4}$, on obtient λ = 208 km, soit une célérité

$$C = \frac{208}{12,4} = 16,8 \text{ km.h}^{-1} \text{ ou } 4,7 \text{ m.s}^{-1},$$

qui fournit une profondeur moyenne $Z = C^2.g^{-1} = 2,2$ m semblant, là aussi, inférieure à la profondeur topographique. Remarquons enfin que la distance de Vridi-lagune à Asagny, 92 km, n'est pas très différente de $\frac{\lambda}{2}$. Autrement dit, la période propre du bassin est voisine de celle de la marée semi-diurne.

Comment prendre simplement en compte les pertes d'énergie dues au frottement? Si la section de la lagune était uniforme, on écrirait que l'amplitude h_1 de l'onde incidente, à la distance x de Vridi-lagune est donnée par :

$$h_1 = ho \cdot e^{-\mu x} \cos(\omega t - Kx)$$

où ho désigne l'amplitude de la marée à Vridi-lagune et μ le coefficient d'amortissement précédemment défini, où $\omega = \frac{2\pi}{T}$, avec T = 12,4 h, et où $K = \frac{2\pi}{\lambda}$. Si nous appelons alors 1 la longueur du bassin, 92 km, rappelons-le, l'amplitude h_2 de l'onde réfléchie sera :

$$h_2 = ho \cdot e^{-\mu(21 + x)} \cos[\omega t - K(21 - x)]$$

d'où, pour l'amplitude résultante, $h = h_1 + h_2$:

$$h = ho \cdot e^{-\mu x}(A\cos\omega t + B\sin\omega t)$$

avec :

$$A = \cos Kx + e^{-2\mu(1 - x)} \cos K(21 - x)$$

$$B = \sin Kx + e^{-2\mu(l - x)} \sin K(2l - x)$$

Les résultats du calcul numérique pour $\mu = 0$ (pas de frottement) et pour $\mu = 0{,}020\ km^{-1}$, une valeur qui n'est pas très différente de celle ($\mu = 0{,}016\ km^{-1}$) trouvée entre Abidjan et Grand-Bassam, sont portés dans la figure 105 (on a pris $h_o = 29$ cm, valeur du demi-marnage à Vridi-lagune quand le marnage en mer est de 100 cm ; les valeurs de l et λ sont celles donnés plus haut). Retoucher λ, essayer d'autres valeurs de μ, n'apporte pas d'amélioration d'ensemble. L'accord avec les résultats expérimentaux n'est d'ailleurs pas mauvais, si l'on considère l'ampleur des hypothèses simplificatrices que sous-entend ce calcul. De surcroît, notre attention est attirée par le fait que, de Vridi-lagune à l'île aux Pigeons, c'est-à-dire légèrement au-delà de la nodale, l'hypothèse $\mu = 0$, physiquement insoutenable, donne les meilleurs résultats. Cet apparent paradoxe pourrait, peut-être, s'expliquer par une réflexion partielle de l'onde incidente, avec déphasage de π puisqu'il ne s'agit pas là d'un noeud des courants comme à Asagny, dans le brusque élargissement de la lagune autour de l'île Leydet. On rendrait compte, ainsi, du creusement de la courbe expérimentale des marnages au voisinage de la nodale et de son renforcement près de Vridi-lagune ; le maintien des marnages à des valeurs très faibles, inférieures à celles calculées avec $\mu = 0{,}02$, de l'île aux Pigeons à Asagny, serait une conséquence directe de la perte d'énergie supplémentaire ainsi subie par l'onde incidente.

Remarques. a.- Autant d'ondes composant la marée, autant de systèmes d'ondes stationnaires différents, dont noeuds et ventres ne coïncident pas. Ceci explique que nos enregistrements originaux, malheureusement disparus avec le centre local IFAN, aient montré que, dans la région de l'île Leydet à l'île aux Pigeons, où se situe le noeud d'amplitudes de l'onde stationnaire semi-diurne, la faible marée résiduelle était *diurne*. La chose était particulièrement claire en morte-eau.

b.- Nous n'avons pas eu la possibilité d'effectuer des mesu-

res directes pour mettre en évidence les noeuds et ventre de courant qui doivent correspondre respectivement aux ventres et noeuds des amplitudes.

c.- A l'Ouest de l'île 58, la marée est assez fortement déformée. Les causes en sont multiples, l'une d'elles vient d'être soulignée, une autre réside dans les phénomènes non linéaires liés à la propagation sur petits fonds : l'apparition d'une onde quart-diurne, typique, a ainsi été constatée en plusieurs stations.

D.- SEICHES. VARIATIONS DE NIVEAU LIEES AU VENT.

La baie de Dabou, sur la rive Nord de la lagune, s'ouvre directement aux vents du SW. Les enregistrements de marée y ont montré l'existence occasionnelle d'oscillations amorties dont l'amplitude pouvait atteindre 10 cm et dont la période était d'une trentaine de minutes. Dans le cas d'une baie en communication avec l'océan, HONDA a montré que la seiche était uninodale, avec le noeud à l'entrée de la baie, de période égale à celle d'un bassin rectangulaire de longueur double de celle de la baie. Si cette théorie est transposable ici, ce qui reste à démontrer, elle se vérifierait assez bien puisqu'elle fournit (longueur de la baie de Dabou : 3 km ; profondeur moyenne : 3,5 m) une valeur de la période $T = 2.6.10^3(9,8.3,5)^{-\frac{1}{2}}$ secondes, soit 34 minutes.

Le 18 mars 1952, une tornade soufflant de l'Est prit la partie Ouest de la lagune en enfilade. Un marégraphe installé à 30 km à l'Est d'Asagny n'enregistra rien de particulier ; un second marégraphe, situé à 18 km à l'Est d'Asagny, montra une surélévation momentanée du niveau de 5 cm, tandis qu'un troisième marégraphe, installé dans le cul-de-sac d'Asagny même, indiquait une surélévation de 15 cm. A cet entraînement et accumulation de l'eau superficielle par le vent, on peut appliquer la formule :

$$j = 0{,}036 \frac{V^2}{h}$$

où j est la pente de la surface en cm par km (ici $j = \frac{15}{30}$), V la vitesse du vent exprimée en $m.s^{-1}$, h la profondeur moyenne en m (h = 4 à 5), et où le coefficient 0,036 résulte de travaux hollandais. On en déduit, pour la vitesse du vent, une valeur de 7 à 8 $m.s^{-1}$, parfaitement admissible pendant une tornade.

E.- LA MAREE DANS L'ENSEMBLE POTOU-AGUIEN

Le système des lagunes Potou et Aguien, réunies par un chenal étroit et peu profond sur lequel débouche la rivière Mé, forme un cul-de-sac d'une trentaine de kilomètres de long (c'est pourquoi nous l'étudions après cet autre cul-de-sac que forme l'Ouest de la lagune Ebrié) dont l'entrée se trouve à hauteur de l'angle NE de l'île Vitré, à une douzaine de kilomètres du grau de Grand-Bassam.

Nous y avons installé des marégraphes (figure 100) en janvier 1955, quatre mois après la réouverture artificielle du grau. Il semble d'ailleurs que la marée dans le système Potou-Aguien doive être peu sensible à l'état du grau, puisque la marée à l'entrée du système en dépend assez peu (cf. tableaux 16 et 17).

La figure 106 présente les marnages, et les retards évalués par rapport à la marée en mer, en fonction du marnage en mer. Le tableau 19 reprend ces résultats, dans les deux cas où le marnage en mer vaut 50 et 100 cm, mais, cette fois, les retards sont comptés par rapport à la marée à l'entrée du système.

TABLEAU 19

La marée dans le système Potou-Aguien

Stations (voir fig. 100)	Distances km	Marnage en mer : 50 cm			Marnage en mer : 100 cm		
		Marnage cm	Retards**		Marnage cm	Retards**	
			PM	BM		PM	BM
Entrée Potou*	0	23	0h00	0h00	38	0h00	0h00
Début chenal	13	11,5	2h10	2h20	23	2h15	2h55
Sortie chenal	18	12,5	3h40	3h50	24	4h10	4h55
Fond Aguien	28	13,5	3h30	3h50	24	4h00	4h55

* 2 km à l'intérieur du système.

** Comptés par rapport à la marée à l'entrée du système.

Après une décroissance marquée dans la lagune Potou, le marnage augmente légèrement au-delà. Quand aux retards, ils cessent de croître dans la lagune Aguien, où la marée est donc partout en phase. A certains égards, ces conditions ne sont pas sans évoquer la possibilité d'une onde stationnaire, mais il est difficile, dans un système hydrauliquement aussi complexe, d'être affirmatif.

F.- LA MAREE DANS UN PUITS

Il est d'observation banale que la nappe phréatique, douce, est proche de la surface du sol, en bordure de la lagune (puits des villages riverains). Du 1 au 15 septembre 1953, nous avons effectué des enregistrements simultanés de la marée en baie de Cocody, à Port-IFAN, et dans un puits spécialement creusé (profondeur, un mètre environ) à 27 mètres du rivage.

La figure 107 montre qu'il existe une bonne corrélation linéaire entre les marnages. La droite de régression passe par l'origine, et l'amortissement est de 2,4. Comme toujours, le retard de la marée dans le puits est moins bien défini : 1 h 30 ± 20 minutes par rapport à la marée en lagune.

Si ho et h sont respectivement les amplitudes de la marée en lagune et dans un puits situé à la distance x de la lagune, si to est la période de la marée, supposée sinusoïdale, en lagune, et si S et T désidésignent deux coëfficients, dits de stockage et de transmissibilité, caractéristiques de la couche aquifère, on établit classiquement que :

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} = \frac{S}{T} \frac{\delta h}{\delta t}$$

(voir, par exemple, CEBEDEAU, 1965).

Compte tenu des conditions aux limites, la solution de cette équation familière sera :

$$h = h_o e^{-Ax} \sin(\omega t - Ax)$$

avec

$$A = \left(\frac{\pi S}{t_o T}\right)^{\frac{1}{2}}$$

L'amortissement et le retard de la marée dans notre puits fournissent ainsi deux valeurs indépendantes, et relativement concordantes, du terme A : respectivement 0,88 et 0,76. Il resterait à examiner si le rapport $\frac{S}{T}$ qu'on peut en tirer est physiquement vraisemblable.

CHAPITRE DIX

LES VARIATIONS DU NIVEAU MOYEN

Modulée au rythme semi-diurne et semi-mensuel de la marée, la variation annuelle du niveau de la lagune reflète essentiellement, d'éventuelles variations saisonnières du niveau de la mer mises à part, le jeu antagoniste des apports d'eau douce (chap. 5, §A) et des capacités -variables quand il s'agit d'embouchures naturelles, d'évacuation.

A.- AVANT L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI

On dispose des relevés bi-quotidiens effectués pendant plus de dix ans par le Service des Travaux Publics au "poste hydrométrique de Treichville, à 275 m en aval* du pont flottant". Les cotes étaient repérées par rapport à un "zéro arbitraire à 20 cm au-dessous du zéro officiel". Nous avons donc soustrait 20 cm aux cotes originales pour les

*L'expression "en aval" doit vraisemblablement s'entendre ici comme signifiant : à l'Est.

rapporter à ce "zéro officiel", qui nous semble devoir être le zéro hydrographique (voir ci-après). Les chiffres du tableau 20 (moyennes mensuelles sur la période 1939-48, moyennes mensuelles extrêmes, écarts standards des moyennes mensuelles, plus élevés en période de crue), tous arrondis au centimètre, ont ainsi été obtenus.

Sur la figure 108, qui reprend les moyennes 1939-48, nous avons fait figurer le niveau moyen de la mer à Abidjan. On s'est basé, pour cela, sur un rapport non daté (sans doute légèrement postérieur à 1940), non signé, intitulé : *Etude sur le port d'Abidjan. Hydrographie locale*, et communiqué par la Société Energie des Mers, aujourd'hui disparue. Il y est indiqué que "le niveau des plus basses mers se trouve à 0,75 mètre au-dessous du niveau moyen de la mer déterminé par l'observation d'un médimarémètre installé au wharf de Port-Bouët du 7 au 15 avril 1928". Or, le niveau des plus basses mers constitue précisément le zéro hydrographique français auquel nous avons rapporté les présentes cotes. On voit, et c'est une confirmation des considérations précédentes, que le niveau moyen mensuel de la lagune coïncide sensiblement avec le niveau moyen de la mer en grande et petite saison sèche.

Avant l'ouverture du canal de Vridi, l'amplitude moyenne des variations de niveau à Abidjan apparait donc, à l'échelle mensuelle, comme étant de l'ordre de 35 cm, largement plus que le marnage de la marée locale. Que la crue d'octobre, essentiellement due à la Comoé, soit, à Abidjan, légèrement supérieure à celle de juin (précipitations locales) confirme une fois de plus l'importance des pertes de charge dans la région du grau, même après que ce dernier ait été élargi par l'évacuation de la crue de juin.

Le tableau 20 fait ressortir la grande variabilité des crues. On a conservé le souvenir de la crue de septembre-octobre 1933, non pas tellement qu'elle fût exceptionnelle (cote 146 au-dessus du zéro hydrographique), mais parce qu'on était mal préparé pour y faire face : elle submergea les quais existant alors à Abidjan et menaça le pont flottant

TABLEAU 20

Niveau moyen en cm près du pont flottant (1939-48)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne 1939-1948	76	75	78	82	91	107	98	77	98	110	103	83
Plus forte moyenne mensuelle	91	91	103	104	105	122	147	91	151	141	125	93
Plus faible moyenne mensuelle	65	64	65	69	81	93	67	62	68	85	81	70
Ecart standard	8	8	10	10	7	10	27	10	24	22	14	7

qui, installé depuis peu, avait été calculé pour une crue de 130 cm (toujours par rapport au zéro hydrographique). Le pont fut ultérieurement renforcé mais il fallut, dans l'immédiat, créer un exutoire supplémentaire, en rouvrant la coupure de 1904-1907, à l'Ouest de Port-Bouët. Les observations qui furent faites alors servirent un peu plus tard au tarage du modèle réduit que le laboratoire d'hydraulique de Delft établit pour déterminer les caractéristiques optimales de la future coupure de Vridi.

Si l'on rapproche la figure 2 (salinités à Abidjan avant l'ouverture du canal de Vridi) de la figure 108, il apparait que les valeurs maximales (minimales) de la salinité suivent les valeurs minimales (maximales) du niveau moyen avec un décalage d'un à deux mois. Cette hystérésis n'existe plus après l'ouverture du canal de Vridi.

Remarques sur la crue de juin-juillet 1950. Cette crue est la seule que nous ayions pu suivre sur le marégraphe installé au début de 1950 à Port-IFAN (baie de Cocody), avant l'ouverture du canal de Vridi. Elle a donné lieu aux remarques suivantes :

a.- L'élévation de niveau débute en mai, s'intensifie en juin et s'accomplit alors plus par saccades que de façon continue. Ces brusques augmentations de niveau durent quelques heures (entre 5 h et 15 h), s'effectuent sensiblement à une vitesse de 1 cm vertical par heure, se produisent à quelques jours d'intervalle, et sont, chaque fois, précédées d'oscillations nombreuses dont l'amplitude atteint une dizaine de centimètres et dont la période est comprise entre 30 et 60 minutes.

La cote maximale est atteinte les 28 et 29 juin, à 90 cm au-dessus du niveau moyen journalier de l'étiage de saison sèche. La marée s'atténue à partir du 12 juin et disparait complètement lorsque la cote + 45 cm, par rapport à l'étiage, est atteinte.

b.- En contraste, la décrue s'effectue régulièrement, sans grandes oscillations. La marée réapparait d'abord sous forme d'une ondulation diurne, dont l'amplitude, initialement de 3 cm, augmente légè-

rement jusqu'au 17 juillet. A cette date, la marée redevient semi-diurne avec une amplitude à peu près normale ; le niveau de l'eau est alors à la cote + 35 cm par rapport à l'étiage.

c.- Le 23 juillet, au moment de l'ouverture du canal de Vridi, le niveau de la lagune s'abaissait encore régulièrement de 0,12 cm par heure. Dans les 24 heures qui ont suivi l'ouverture, la baisse a été de 0,38 cm par heure. Le niveau moyen journalier est ensuite resté stable, remontant même très légèrement tandis qu'avec le passage aux conditions de vive-eau (la percée du "bouchon" avait eu lieu en morte-eau), la marée pénétrait largement en lagune. La baisse de niveau a ensuite repris à un taux d'environ 0,14 cm à l'heure jusqu'au 7 août. Le niveau moyen journalier le plus bas de l'anné était alors atteint.

B.- APRES L'OUVERTURE DU CANAL DE VRIDI

La variation du niveau moyen en baie de Cocody à 2,5 km au N.E. du "poste hydromètrique" mentionné plus haut, a été déduite (moyenne des hauteurs des pleines et basses mers) des enregistrements de marée de Port-IFAN.

La figure 109 donne la variation annuelle du niveau moyen mensuel pour la période 1951-1953*, durant laquelle les dimensions du grau de Grand-Bassam ont diminué progressivement, sans aller encore

*Janvier : 105 cm ; février : 108 cm ; mars : 110 cm ; avril : 110 cm ; mai : 110 cm ; juin : 113 cm ; juillet : 108 cm ; août : 101 cm ; septembre : 112 cm ; octobre : 130 cm ; novembre : 128 cm ; décembre : 112 cm.

jusqu'à la fermeture. Le zéro utilisé est à une trentaine de centimètres au-dessous du zéro hydrographique, sans que nous puissions être plus précis, le nivellement effectué pour le rattacher à un repère IGN s'étant malheureusement révélé peu sûr. Par rapport à la situation antérieure (fig. 108), la réduction de la crue de juin est spectaculaire. Elle n'entraine pas un moindre dessalement de la lagune, les courants et la turbulence étant devenus plus intenses. La crue d'octobre-novembre est, proportionnellement, beaucoup moins réduite, de sorte que l'amplitude de la variation annuelle du niveau, à l'échelle mensuelle, est encore de 30 cm contre 35 cm avant l'ouverture du canal de Vridi. Cette ouverture a, certes, créé un exutoire supplémentaire de première grandeur, mais, en même temps, elle a détourné en direction de Vridi, c'est-à-dire d'Abidjan une part grandissante de la crue de la Comoé. Par contre, si nous disposions de relevés de niveau à l'Ouest d'Abidjan, nous aurions vraisemblablement constaté une forte diminution de la crue d'octobre-novembre dans cette partie de la lagune.

Le niveau est minimum en août, avec un minimum secondaire en janvier. Il est permis d'y voir (VARLET, 1958) une conséquence de l'abaissement du niveau de la mer -devenu perceptible en lagune à la suite de l'ouverture du canal de Vridi- qui accompagne les upwellings côtiers se produisant aux mêmes époques, celui d'août étant le plus marqué.

La figure 110 donne les variations du niveau moyen journalier en 1952. La modulation par la période demi-synodique, qui n'apparaissait évidemment pas sur les niveaux moyens mensuels, y est extrêmement nette. Renvoyons à ce sujet au chapitre 2, §B.2, et notamment à la figure 16, où cette variation est étudiée en détail. Les cotes extrêmes atteintes par la lagune sont mieux mises en évidence que par la figure 109, et cette amplitude annuelle, à l'échelle des niveaux journaliers, atteint un peu plus de 50 cm. A nouveau, nous notons que la crue de juin est plus réduite que celle d'octobre-novembre (à dire vrai, plus

forte que la moyenne en 1952). Les prévisions du laboratoire de Delft : une réduction des crues de quatre à cinq fois à la suite de l'ouverture du canal de Vridi ont, peut-être, été en-dessous de la vérité pour la crue de juin, et légèrement optimistes pour la crue d'octobre-novembre, tant il est vrai que ces crues ne sont aucunement comparables dans leurs causes et dans le mécanisme de leur évacuation.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALOSIUS (A.), 1976.- Port autonome d'Abidjan, 23 juillet 1950 - 23 juillet 1975.- Abidjan. 152 p.

AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION, 1946.- Standard methods for the examination of water and sewage, 9th ed.- New-York : A.P.H.A.

BLUMBERG (A.F.), 1975.- A numerical investigation into the dynamics of estuarine circulation. *Chesapeake Bay Institute, Tech. report,* 91, 110 + 52 p.

BOUASSE (H.), 1924.- Houle, rides, seiches et marées.- Paris : Delagrave. XXII, 516 p.

BUCH (K.), 1937.- Die kolorimetrische Bestimmung der Wasserstoffionenkonzentration im Seewasser. *Cons. perm. int. expl. mer, Rapports et procès-verbaux,* vol. CIII, pp. 27-33.

BUDYKO (M.I.), 1956.- The heat balance of the earth's surface [trad. anglaise : U.S. Weather Bureau, 1958].- Leningrad : Gidrometeorologischeskoeizdatel'stvo. 255 p.

CEBEDEAU (Centre Belge d'Etude et de Documentation des Eaux), 1965.- Livre de l'eau, 2e éd., vol. II, chap. 1.- Herstal (lez - Liège) : CEBEDOC. 329 p.

CLOZEL (F.J.), 1906.- Dix ans à la Côte d'Ivoire.- Paris : A. Challamel. 350 p.

Constantes harmoniques de la marée à l'entrée de la coupure de Vridi, 1952. *Bulletin d'information du C.O.E.C.*, vol. 4, n° 4, pp. 135-136.

DEBYSER (J), 1955.- Etude sédimentologique du système lagunaire d'Abidjan (Côte d'Ivoire). *Revue de l'Institut français du pétrole*, vol. 10, n° 5, pp. 319-334.

DEUSER (W.G.), 1975.- Reducing environments, *in* Chemical Oceanography, ed. J.P. RILEY & G. SKIRROW, 2nd ed., London : Academic Press. Vol. 3, pp. 1-37.

DIETRICH (G.), 1957.- Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie.- Berlin : Gebr. Borntraeger. VIII - 592 p.

DRONKERS (J.J.), 1964.- Tidal computations in rivers and coastal waters.- Amsterdam : North Holland. XII - 518 p.

DRONKERS (J.J.), 1975.- Tidal theory and computations. *Advances in Hydroscience*, vol. 10, pp. 145-230.

DUPONT (G.) & SCHÜEPP (W.), 1954.- Lè rayonnement solaire à Léopoldville (Congo Belge). *Mémoires de l'Institut royal colonial bèlge (sect. des sciences naturelles et médicales)*, vol. XXV, fasc. 1, pp. 1-54.

GOLDHABER (M.B.) & KAPLAN (I.R.), 1974.- The sulfur cycle, pp. 569-655, *in* The Sea, vol. 5, ed. E.D. GOLDBERG.- New-York : J. Wiley. XIV - 895 p.

HARVEY (H.W.), 1957.- The chemistry and fertility of sea waters.- Cambridge : University Press. VIII- 234 p.

IPPEN (A.T.), 1966.- Estuarine and coastline hydrodynamics.- New-York : Mc Graw Hill. XVII - 744 p.

KETCHUM (B.H.), 1953.- Circulation in estuaries. *Proc. third Conf. on coastal engineering, Cambridge, Mass.*, ed. J.W. JOHNSON, pp. 65-76.

LARRAS (J.), 1964.- Embouchures, estuaires, lagunes et deltas.- Paris : Eyrolles. 171 p.

LEGENDRE (R.), 1925.- La concentration en ions hydrogène de l'eau de mer. Le pH.- Paris : Presses universitaires de France. VIII - 292 p.

LORENTZ (H.A.), 1926.- Verslag Staatscommissie Zuiderzee, 1918-1926.- Den Haag : Alg. Landsdrukkerij.

MAËDA (H.), 1952.- The relation between chlorinity and silicate concentration of water observed in some estuaries. *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, vol. II, n° 2, pp. 249-255.

MAUNY (R.), 1972.- Contribution à la connaissance de l'archéologie préhistorique et protohistorique ivoirienne. *Annales de l'Université d'Abidjan*, sér. 1, vol. 1, pp. 11-29.

MOOK (W.G.) & KOENE (B.K.S.), 1975.- Chemistry of dissolved inorganic carbon in estuarine and coastal brackish water. *Estuarine and coastal marine science*, vol. 3, n° 3, pp. 325-336.

MORNET (J.), 1907.- Les lagunes de Côte d'Ivoire. *Suppl. Bull. Com. Afr. Franç., Rens. Col.*, n° 7, pp. 157-163.

NISSENBAUM (A.), PRESLEY (B.J.) & KAPLAN (I.R.), 1972.- Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia - I Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water. *Geochimica and cosmochimica acta*, vol. 36, pp. 1007-1027.

NIZERY (A.), 1946.- Etude sur les possibilités d'utilisation de l'énergie thermique des mers et de l'énergie solaire. *Bulletin de l'Institut océanographique*, n° 906, pp. 1-47.

NOËL (H.), 1919.- Le port de la Côte d'Ivoire. *Bull. Com. Etudes hist. scient. A.O.F.*

PENMAN (H.L.), 1948.- Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc., A*, vol. 193, pp. 120-146.

PENMAN (H.L.), 1950.- Recent Rothamsted studies in natural evaporation. *Landbouwkundig Tijdschrift*, n° 3, pp. 166-179.

PENMAN (H.L.), 1956.- Estimating evaporation. *Trans. amer. geoph. union*, vol. 37, n° 1, pp. 43-50.

PRESCOTT (J.A.) & STIRK (G.B.), 1951.- Studies on the Piche evaporation. *Aust. J. appl. sci.*, vol. 2, n° 2, pp. 243-256.

RICHARDS (F.A.), 1975.- The Cariaco basin (trench). *Oceanogr. mar. biol. Ann. rev.*, vol. 13, pp. 11-67.

ROUGERIE (G.), 1950.- Le port d'Abidjan. Le problème des débouchés maritimes de la Côte d'Ivoire ; sa solution lagunaire. *Bulletin de l'I.F.A.N.*, t. XII, n° 3, pp. 751-837.

ROUGERIE (G.), 1952.- La dissolution de la silice en milieu tropical humide. *Congr. int. géogr. Washington 17. Abstracts of papers*, p. 77.

ROUGERIE (G.), 1960.- Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière.- *Mémoires I.F.A.N.*, vol. 58, 542 p.

ROUGERIE (G.), 1972.- La Côte d'Ivoire.- Paris : Presses Universitaires de France. 128 p.

SEMI-BI ZAN, 1973-1974.- La politique coloniale des travaux publics en Côte d'Ivoire (1900-1940). *Annales de l'Université d'Abidjan*, sér. 1, t. II, pp. 1-359.

SILLEN (L.G.), 1961.- The physical chemistry of sea water, *in* Oceanography ed. Mary SEARS, Washington : American Association for advancement of science, pp. 549-581.

SILLÉN (L.G.), 1965.- Oxydation states of Earth's ocean and atmosphere. (b) The behavior of Fe, S and Mn in earlier states. Regulating mechanisms for O_2 and N_2. *Arkiv. Kemi.*, vol. 25, pp. 159-176.

STUMM (W) & MORGAN (J.J.), 1970.- Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters.- New-York : Wiley - Interscience. XV - 583 p.

TASTET (J.-P.), 1974.- L'environnement physique du système lagunaire Ebrié. *Université d'Abidjan, département des sciences de la terre, série documentation,* n° 11. I - texte (27 p), II - figures.

TAYLOR (G.I.), 1931.- Internal waves and turbulence in a fluid of variable density. *Cons. perm. int. expl. mer, Rapports et procès-verbaux,* vol. LXXXVI, pp. 35-42.

THORSTENSON (D.C.), 1970.- Equilibrium distribution of small organic molecules in natural waters. *Geochimica and cosmochimica acta,* vol. 34, pp. 745-770.

TOURNIER (J.-L), 1951.- Plan de la lagune Ebrié (carte bathymétrique au $\frac{1}{50\ 000}$). *Manuscrit non publié.* IFAN, Abidjan.

VARLET (F.), 1950.- Le développement d'Abidjan, capitale et port de la Côte d'Ivoire. *La Nature,* n° 3188, pp. 366-372.

VARLET (F.), 1951.- Premières modifications physico-chimiques du milieu lagunaire à la suite de l'ouverture du port d'Abidjan (Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sc.*, vol. 232, pp. 252-254.

VARLET (F.), 1954.- Quelques applications de l'électrophotomètre Meunier à l'océanographie chimique. *Bulletin d'information du C.O.E.C.*, n° 8, pp. 330-340.

VARLET (F.), 1958.- Le régime de l'Atlantique près d'Abidjan (Côte d'Ivoire). *Etudes éburnéennes,* vol. VII, pp. 97-222.

WALKER (H.O.), 1956.- Application of Penman's method for the examination of open-water evaporation.- *Gold Coast meteorological department*, note n° 3, 11p.

WATTENBERG (H.), 1933.- Über die Titrationsalkalinität und den Kalziumkarbonatgehalt des Meerwassers. *Wiss. Erg. deut. atlant. Exp. Forsch. u. Vermessungsschiff "Meteor" 1925-1927*, vol. VIII, pp. 122-232.

WEYL (P.K.), 1970.- Oceanography, an introduction to the marine environment.- New-York : J. Wiley. XX - 535 p.

WONDJI (C.), 1972.- La fièvre jaune à Grand-Bassam (1899-1903). *Rev. franç. d'hist. d'outre-mer*, t. LIX, n° 215, pp. 205-238.

WÜST (G.), BROGMUS (W.), NOODT (E.), 1954.- Die zonale Verteilung von Salzgehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane. *Kieler Meeresforschungen*, vol. 10, n° 2, pp. 137-161.

F. VARLET

EBRIE LAGOON, IVORY COAST : MAIN PHYSICAL CHARACTERISTICS, NOW AND FORMERLY - A SUMMARY.

« Economic heart of the Ivory Coast » since 1906, the Ebrié lagoon is located in the midst of a network which covers about half of the seafront of the country : its length (132 km), the occurrence of small trenches 20 m deep (average depth 4.8 m), a change in the direction of the coast, suggest a mechanism of formation where the rates of shore enrichment and mean sea-level rising are involved.

The digging of narrow canals towards the west and east lagoons lead to minor hydrological modifications only. It has not been the same since the cutting (finished in July 1950) of the Vridi canal, access for maritime traffic into the lagoon harbour of Abidjan. It links sea and lagoon with much improved hydraulic efficiency, as compared with the only junction existing so far : the mouth of Comoé river to the eastern end of the lagoon. Flow, diffusion, speed of exchange, hence aeration, of sea water into the lagoon have greatly increased. Also the drainage of the lagoon flood has become easier, to the detriment of the maintenance of the Comoé river mouth, which was blocked up four years later.

On the basis of observations made mainly between the years 1947 to 1955, the new physical, chemical, and hydraulic characteristics are presented here and compared with the previous ones. One hundred and ten diagrams illustrate the text in which one has tried to reduce the descriptive part to a minimum.

The topography, the dissymmetry of fresh water discharges, the site of the Vridi canal itself, nearer to the eastern end than to the western end of the Ebrié lagoon, bring in local differences. The western part, with fresh or slightly salted water, forms a contrast to the eastern part where marine characters prevail (the two annual floods excepted). However, considered as a whole, the lagoon appears a well-turned system. Net annual fresh water inputs amount to four to five times its volume (2.5 km^3). Before the cutting of the Vridi canal, there was a reducing environment in the subsurface layers over large areas, due to weak advection and vertical diffusion. This is not the case anymore (excepted for two very interesting places, a trench and a sill basin), the inflow of seawater through the Vridi canal in one year being several times higher than the fresh water inputs.

Annual cycles of conservative parameters (often approximated simply by harmonic analysis) show that semi-diurnal and semi-synodic periodicities, of astronomical origin, which superimpose on the annual variation of meteorological origin, weaken rather quickly the further the distance from the Vridi canal : diffusion damps the high frequencies. Near Abidjan, a coefficient of vertical diffusion $Kz = 30\ cm^2 . s^{-1}$ is associated to the tidal currents during dry season (low vertical stability). A much lower value is found in one of the trenches already mentioned ($Kz = 10^{-3}\ cm^2 . s^{-1}$ near the halocline). Investigations on the deep water renewal in this trench and in the sill basin have given some insight into the parts played by diffusion and convection.

Temperature has been measured rather circumstantially, with a view to building an ocean thermal conversion power plant near Abidjan. Applied to the maritime and non-maritime parts of the lagoon, the equation for energy balance gives monthly evaporation values which are higher by far than the conventional data of PICHE evaporimeter. A rather clear linear relation, however, exists between these two groups of results.

pH values in the two reducing trenches are in reasonable agreement with theoretical results based on the main equilibria involving H^+ ions in an environment where an appreciable fraction of sulfate ions has been reduced. In the well aerated areas, where a diurnal variation of biological origin is also present, the correlation between local pH and salinity values is excellent, but seems to depend on the age of the sea water-river water mixture. To a group of highly alkaline pH values corresponds, logically, a maximum in the calcium content of the sediment. Titration alkalinity behaves in a conservative way.

The reducing conditions in the sediment have not been studied. However, occasional, but locally important, gas escapes (methane and carbon dioxide) have been noted. Possible mechanisms are discussed. These gas releases occur in areas with a C/N ratio in the organic fraction of the sediment which is much smaller than in the other parts of the lagoon.

Preliminary data concerning nutrient salts are presented with their biogeochemical main outlines. Some possible exceptions in the usually conservative silicon behaviour are pointed out. The influence of pH and pE on the chemistry of trace elements, hence on the water fertility, is underlined. Occurrence of LANGMUIR cells is likely, and could contribute to the fast recycling of nutrients.

Propagation and damping of the vertical tide in the lagoon was investigated (many records), before and after the cutting of the Vridi canal (with and without the Comoé mouth in the later case). In fact, the state of this mouth influences the tide only locally, for the energy dissipation is here very important. Simple computations explain the main characteristics of the standing wave observed west of Abidjan. Amplitudes are unbalanced on both sides of the nodal line, due to friction and, maybe, partial reflexion. Other questions have been brought up : the tide and reversing currents in the Vridi canal, the distortion of the lagoon tide, the tide in the connected system of the Potou and Aguien lagoons, the tide in a well, the transverse seiches, the raising of the water level when wind blows towards the western dead-end, the passage of the flood waters, and the possibility of explaining the changes of mean water level of the lagoon during the dry seasons according to hydrological conditions at sea.

It cannot be too strongly underlined, as a conclusion, that this work only represents a first attempt to bring some clarity to an array of closely interrelated processes.

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM *(séries périodiques)*

- **biologie :** études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale : agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie :** systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie :** pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogenèse continentale - métallogenèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie :** études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie :** hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie :** physico-chimie, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie :** problèmes soulevés par l'étude des sols : morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- **sciences humaines :** études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM : consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (87 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES : depuis 1959, deux séries sont consacrées : l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE : collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (35 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES : mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (82 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM : cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (66 titres parus).

Les études en matière de géophysique (gravimétrie, sismologie, magnétisme...) sont publiées, ainsi que certaines données (magnétisme) dans des séries spéciales : **GÉOPHYSIQUE** et **OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES**.

L'HOMME D'OUTRE-MER : cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault) (10 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES,** accompagnées de **NOTICES,** sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle ; ancienne dénomination jusqu'en 1970 : Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXV^{e} année).

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 2ème Trimestre 1978
I.S.B.N. : 2-7099-0495-0
Imp. LES PROCEDES DOREL - Paris

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 83

François VARLET
Directeur de recherches de l'ORSTOM

LE RÉGIME DE LA LAGUNE ÉBRIÉ (CÔTE D'IVOIRE)

Traits physiques essentiels

(Illustrations)

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1978

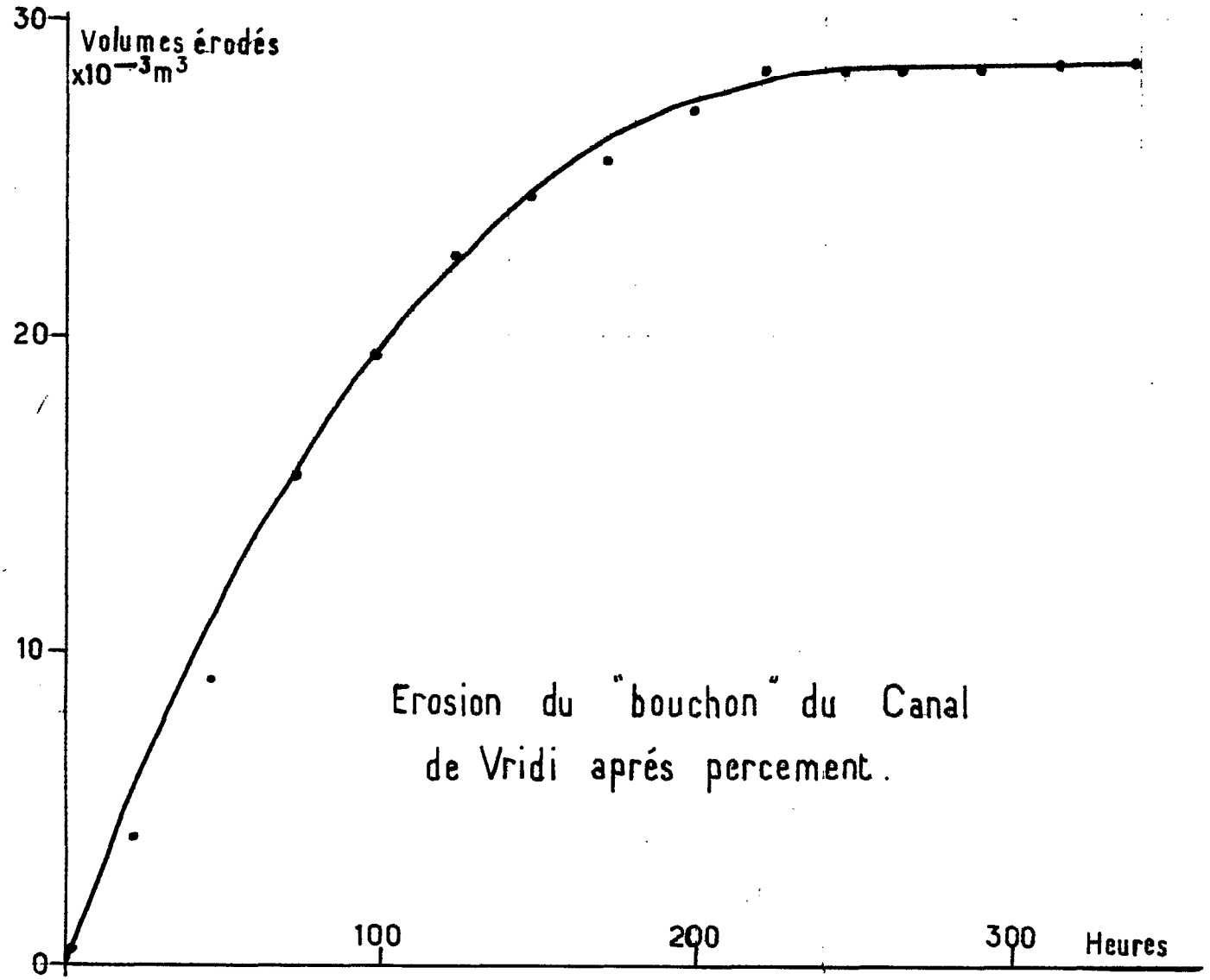


Fig. 1 Tidal erosion of the « plug » in the Vridi canal, july 23 to August 6, 1950.

Fig. 1 Érosion du « bouchon » dans le canal de Vridi, du 23 juillet au 6 août 1950.

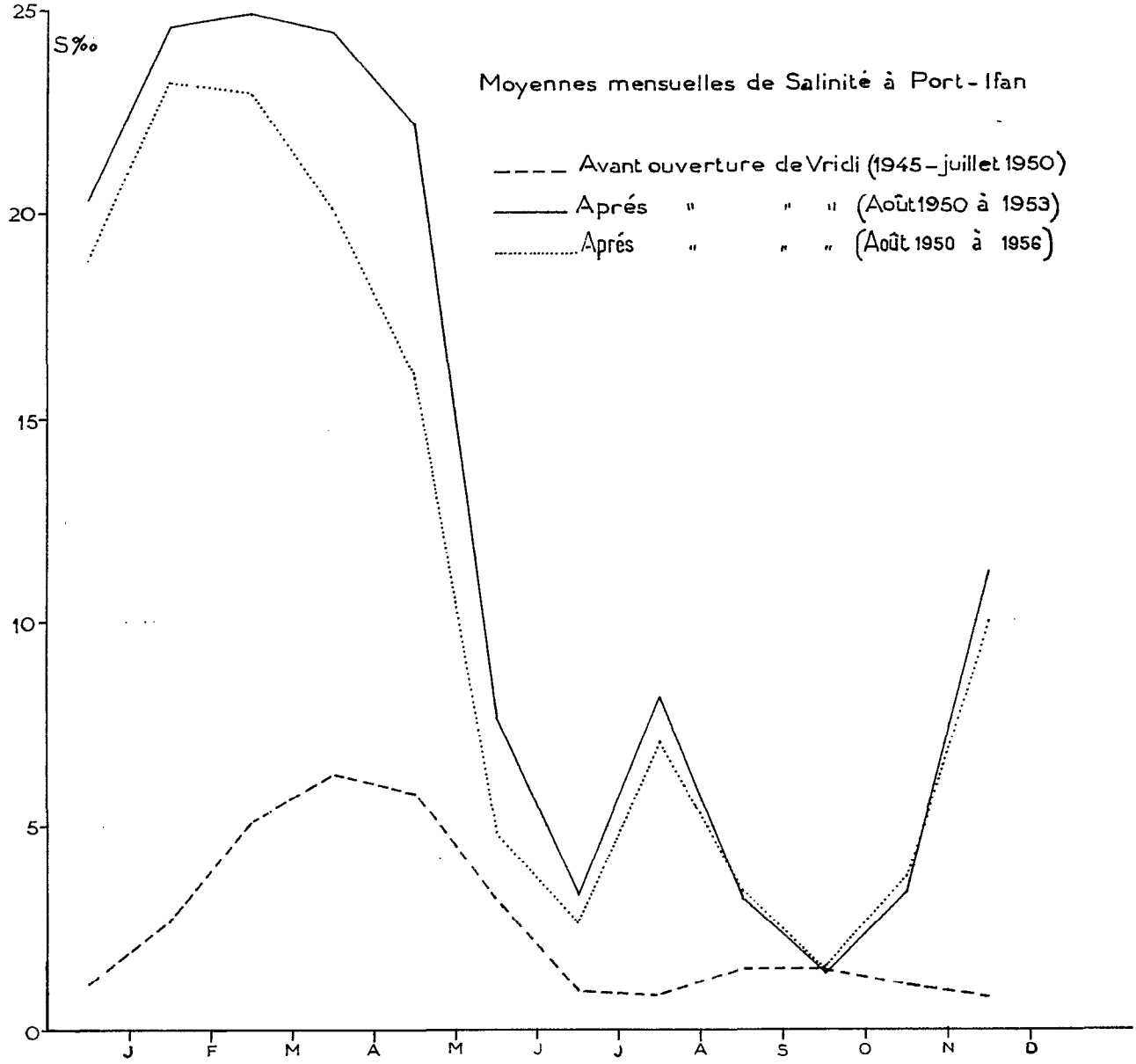


Fig. 2 Mean monthly salinity in the bay of Cocody, before and after the Vridi canal cutting.

Fig. 2 Moyennes mensuelles de salinité en baie de Cocody, avant et après l'ouverture du canal de Vridi.

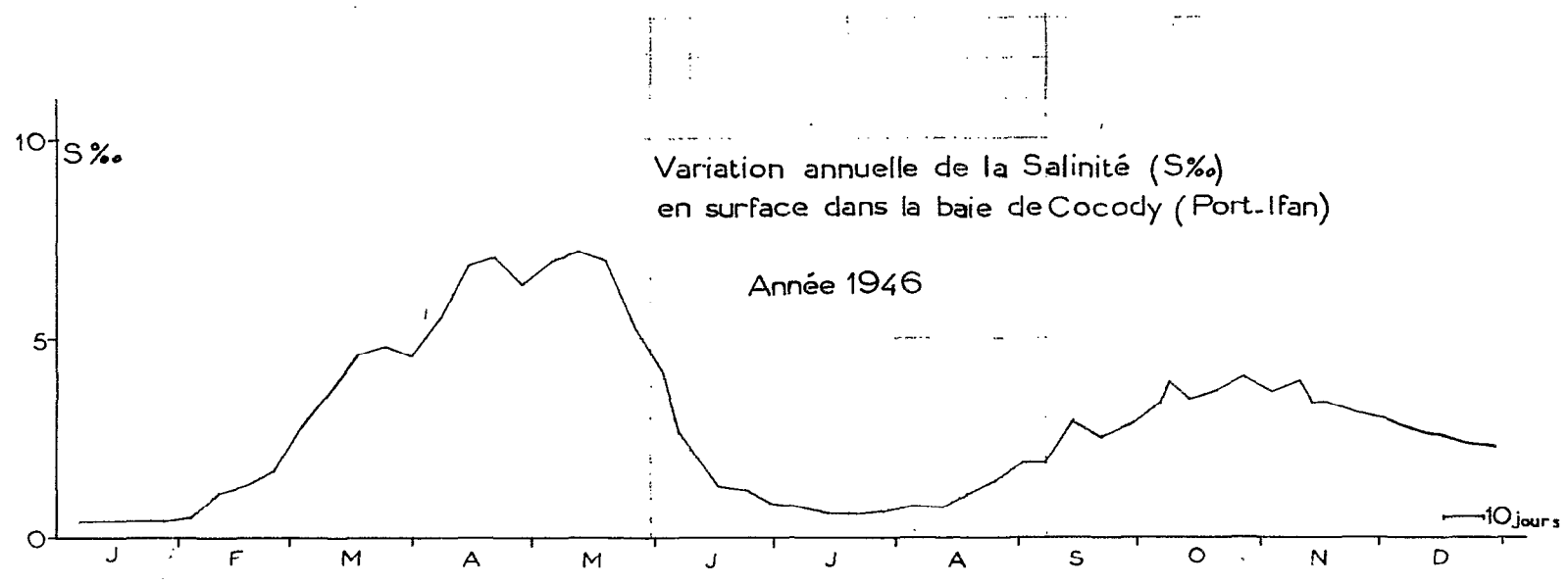


Fig. 3 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1946
Fig. 3 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1946.

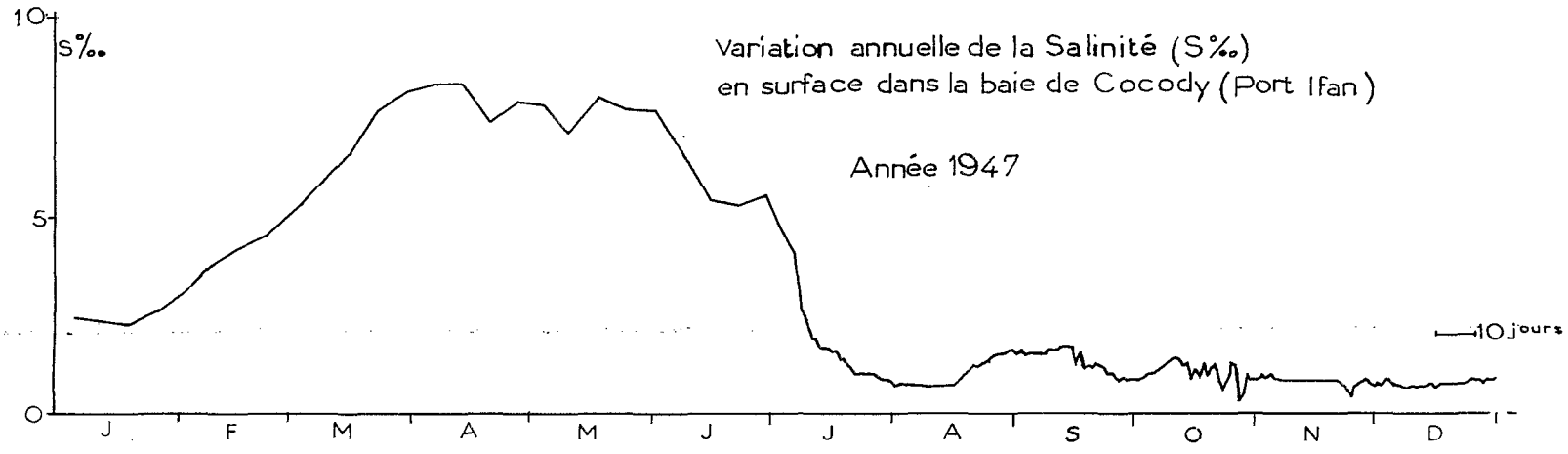


Fig. 4 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1947
Fig. 4 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1947.

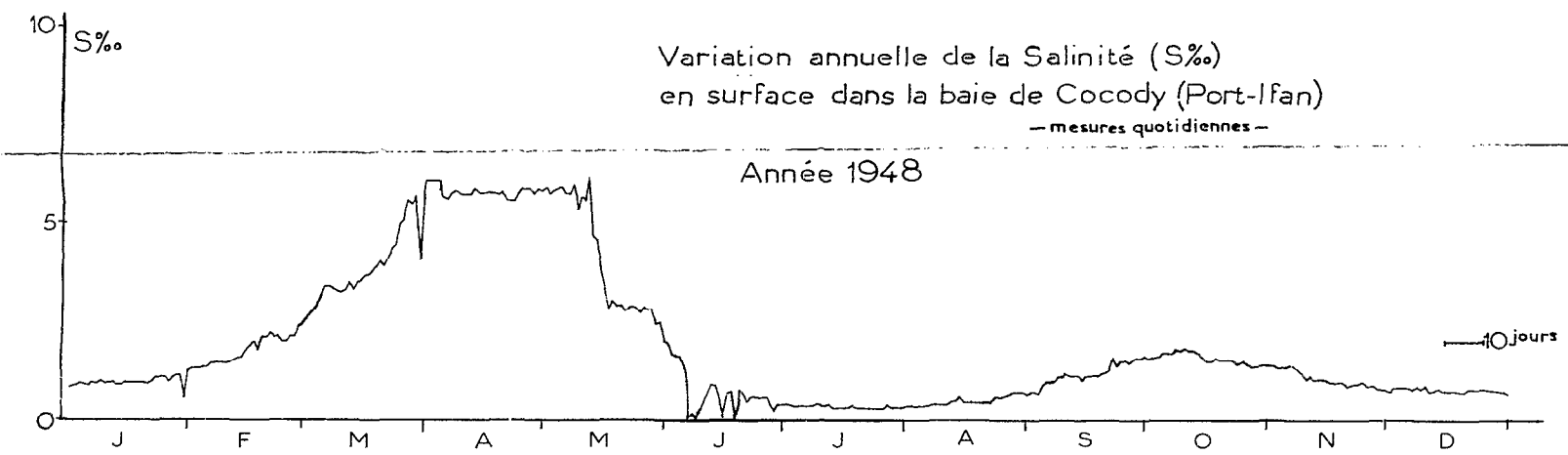


Fig. 5 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1948
Fig. 5 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1948.

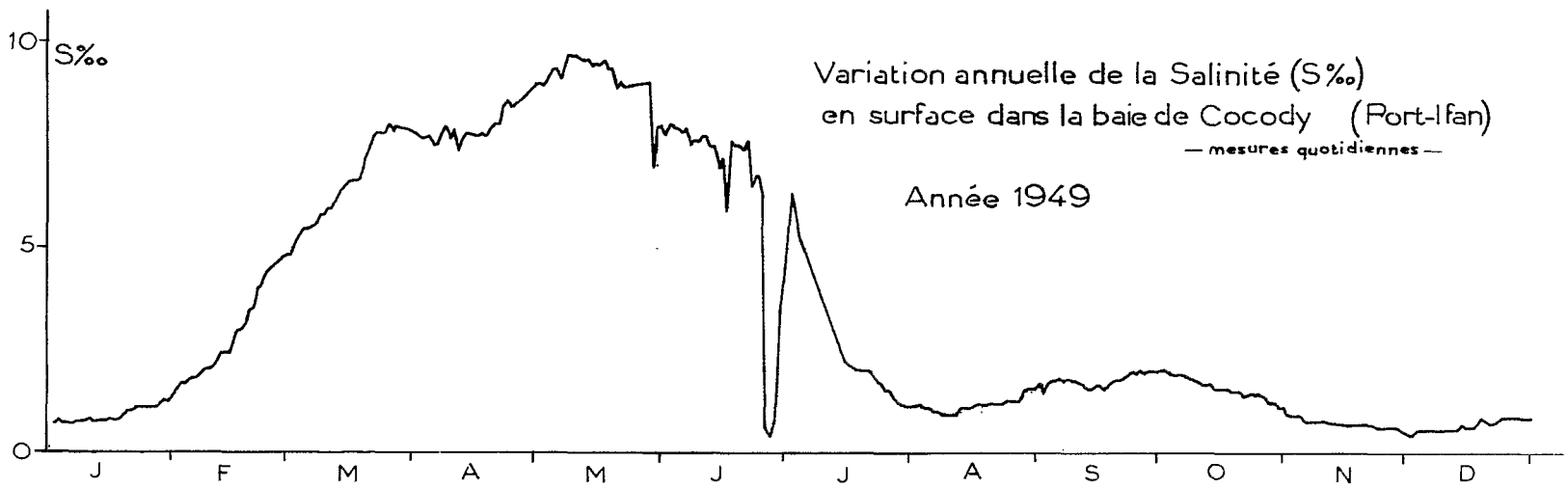


Fig. 6 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1949

Fig. 6 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1949.

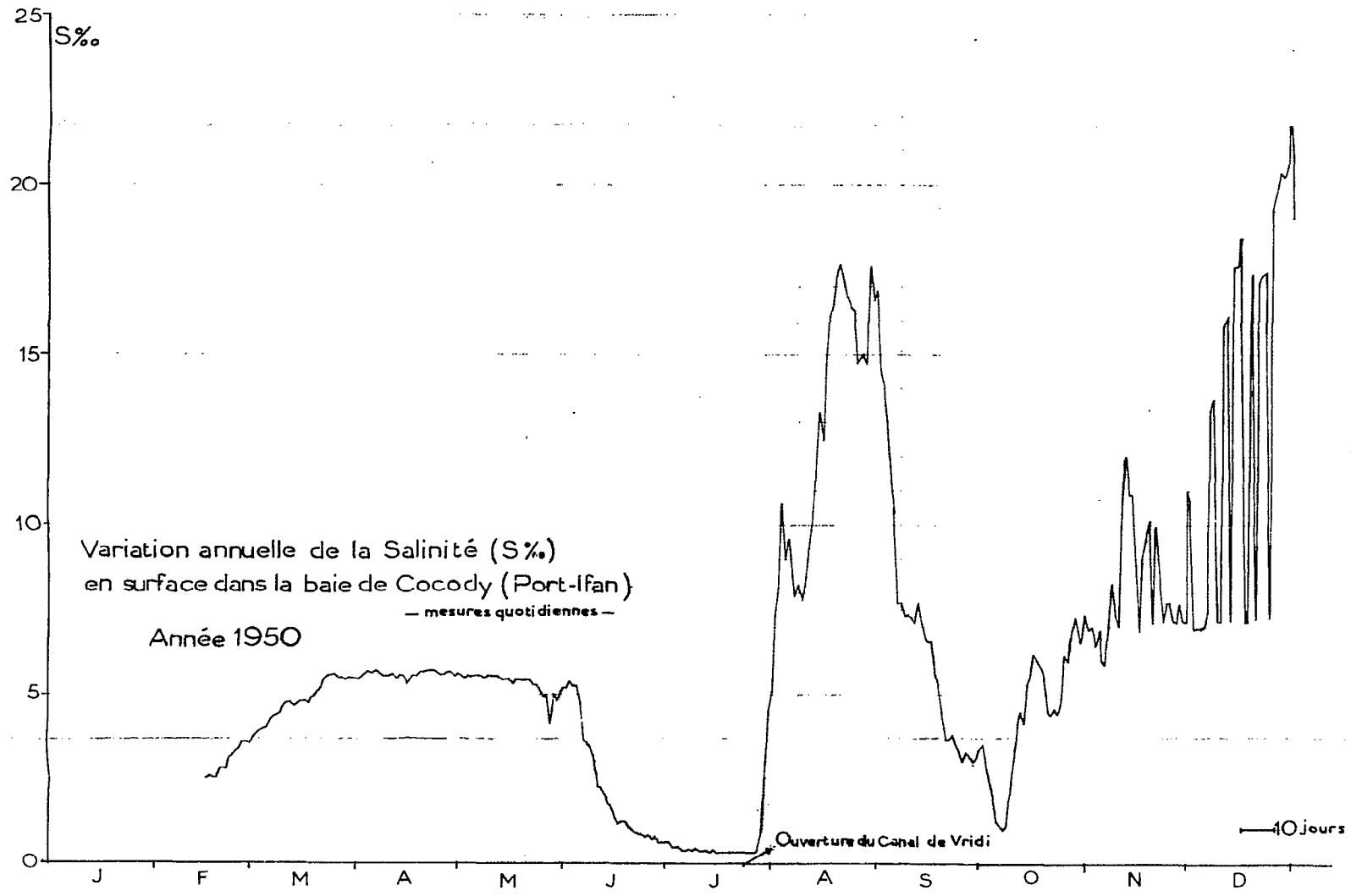


Fig. 7 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1950

Fig. 7 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1950 (ouverture du canal de Vridi le 23 juillet).

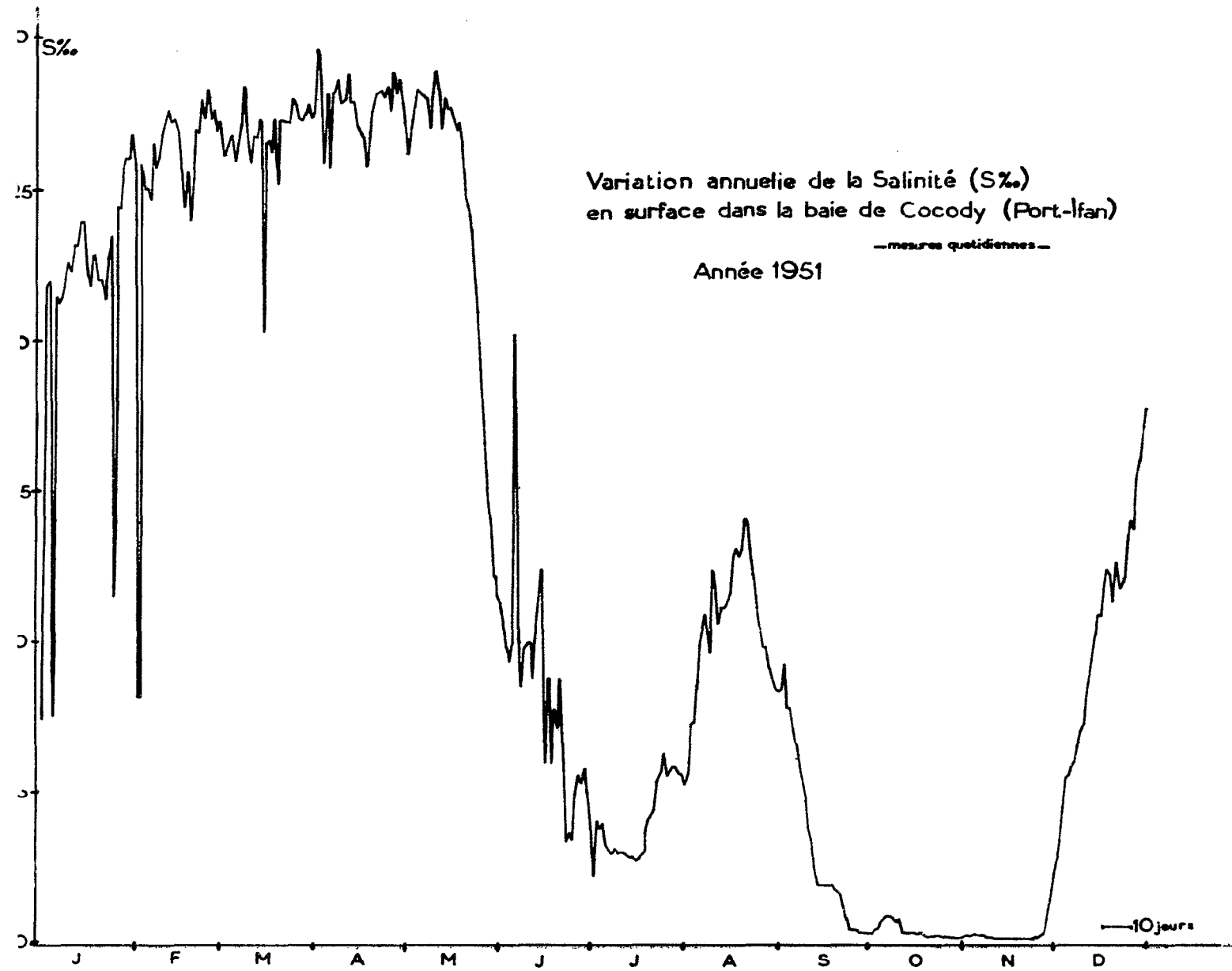


Fig. 8 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1951

Fig. 8 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1951.

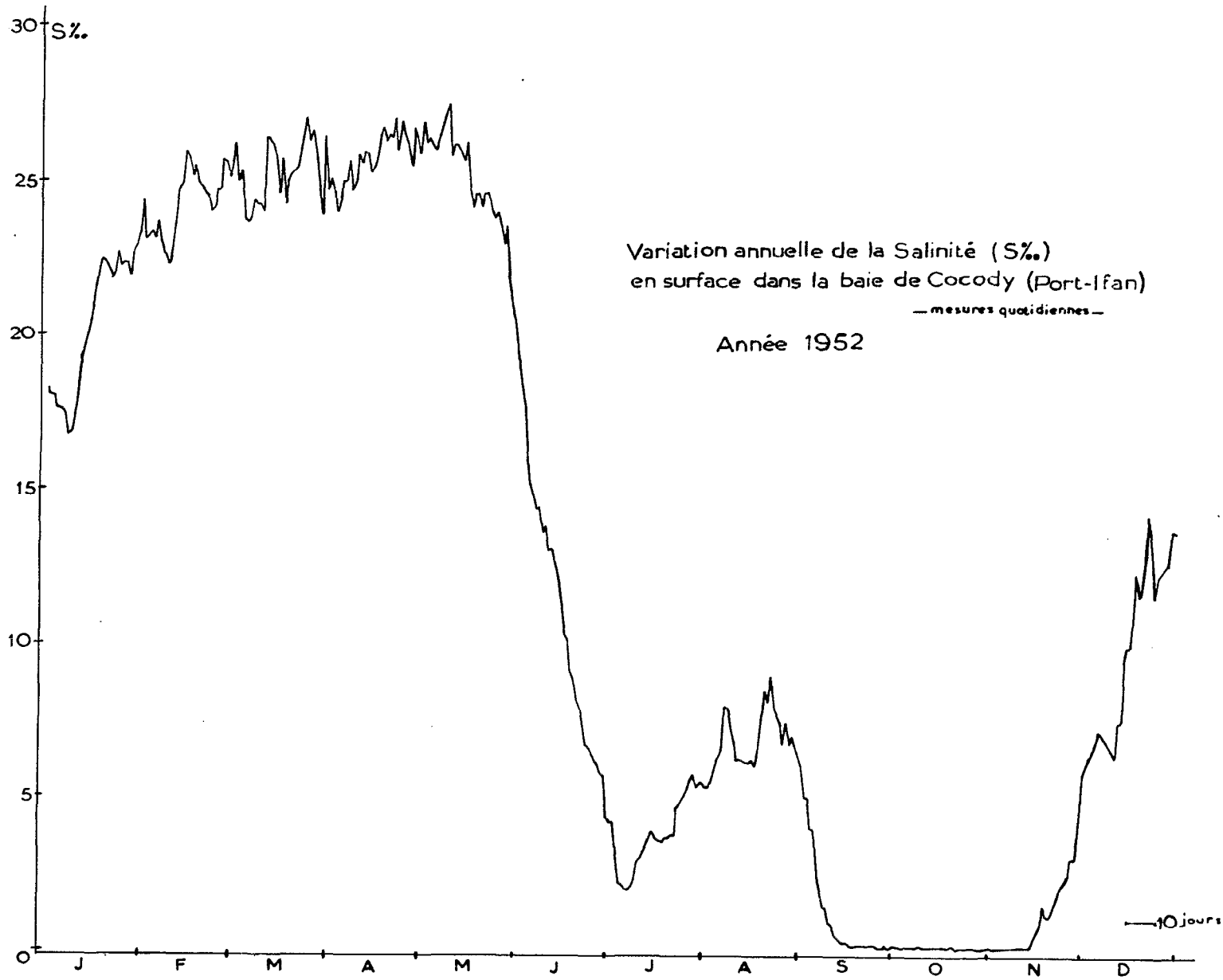


Fig. 9 Bay of Cocody : daily surface salinity during 1952

Fig. 9 Baie de Cocody : salinités journalières de surface en 1952.

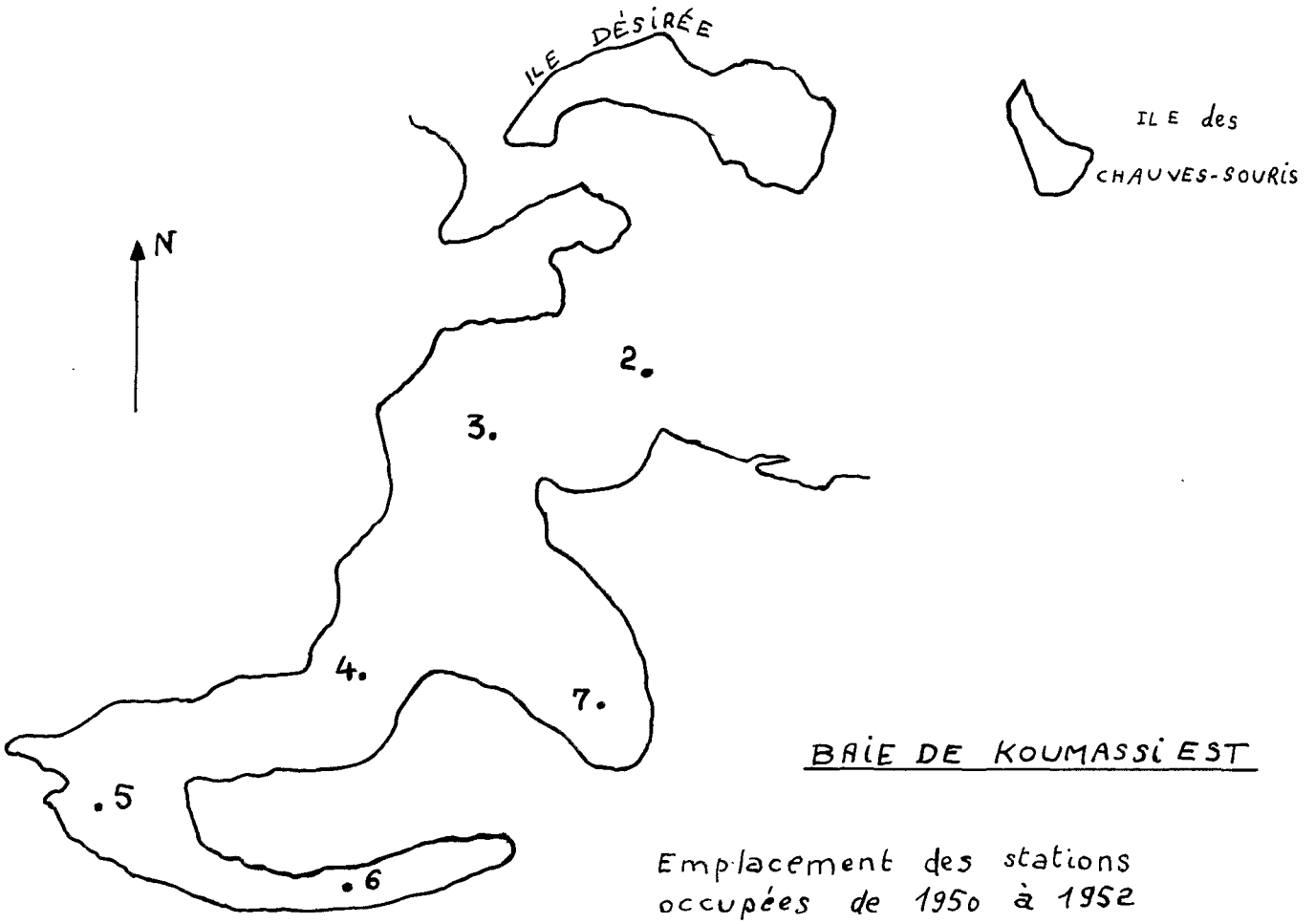


Fig. 10 Location of six stations, numbered 2 to 7, in East Koumassi embayment
Fig. 10 Les six stations, numérotées 2 à 7, de la baie de Koumassi Est.

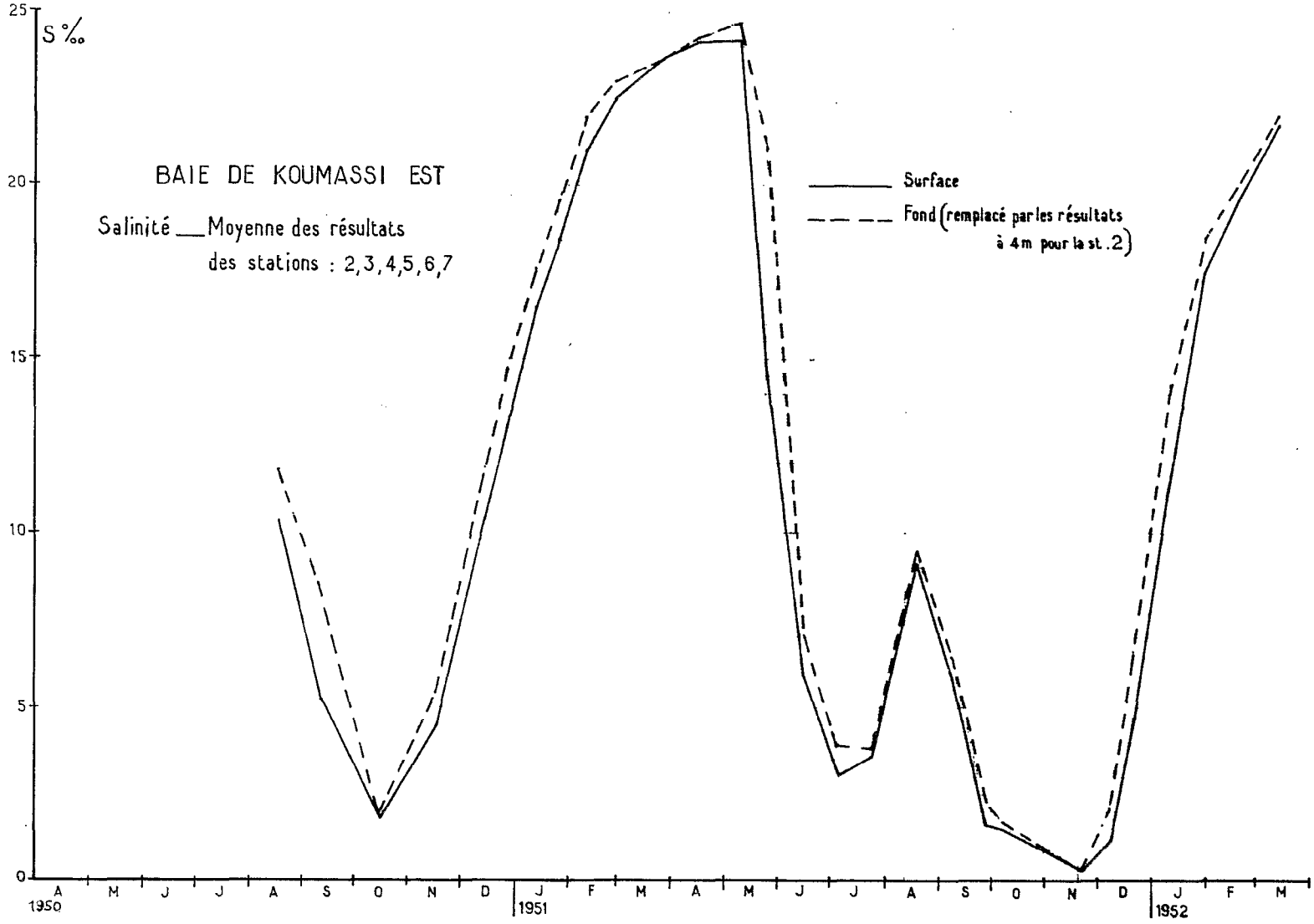


Fig. 11 Mean variation of salinity in East Koumassi embayment, August 1950 to March 1952.

Fig. 11 Variation moyenne de la salinité dans l'ensemble de la baie de Koumassi Est, d'août 1950 à mars 1952.

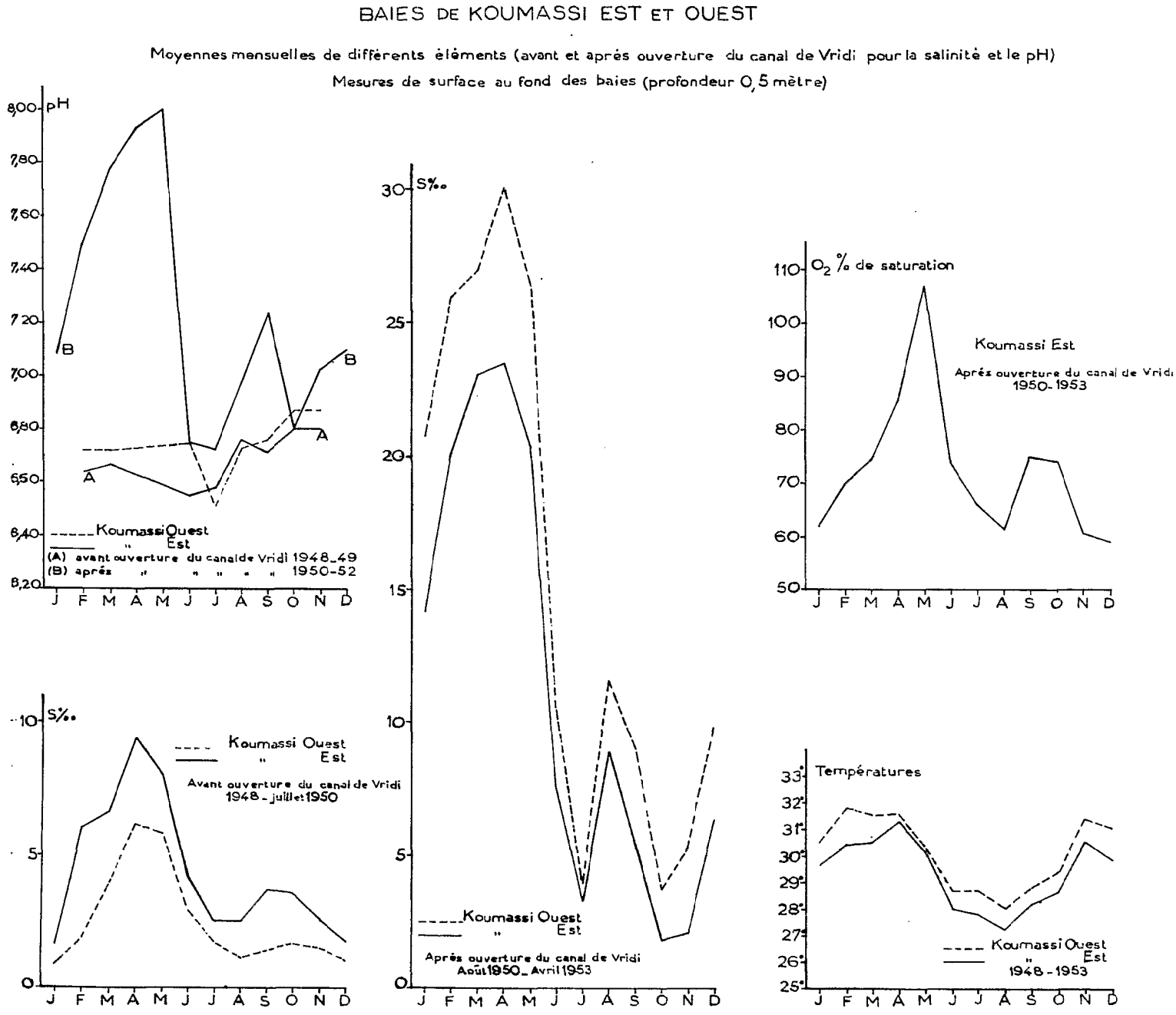


Fig. 12 Annual variation of some parameters on each side of Koumassi dam, before and after the cutting of the Vridi canal.

Fig. 12 Variation annuelle de différents paramètres de part et d'autre de la digue de Koumassi, avant et après l'ouverture du canal de Vridi.

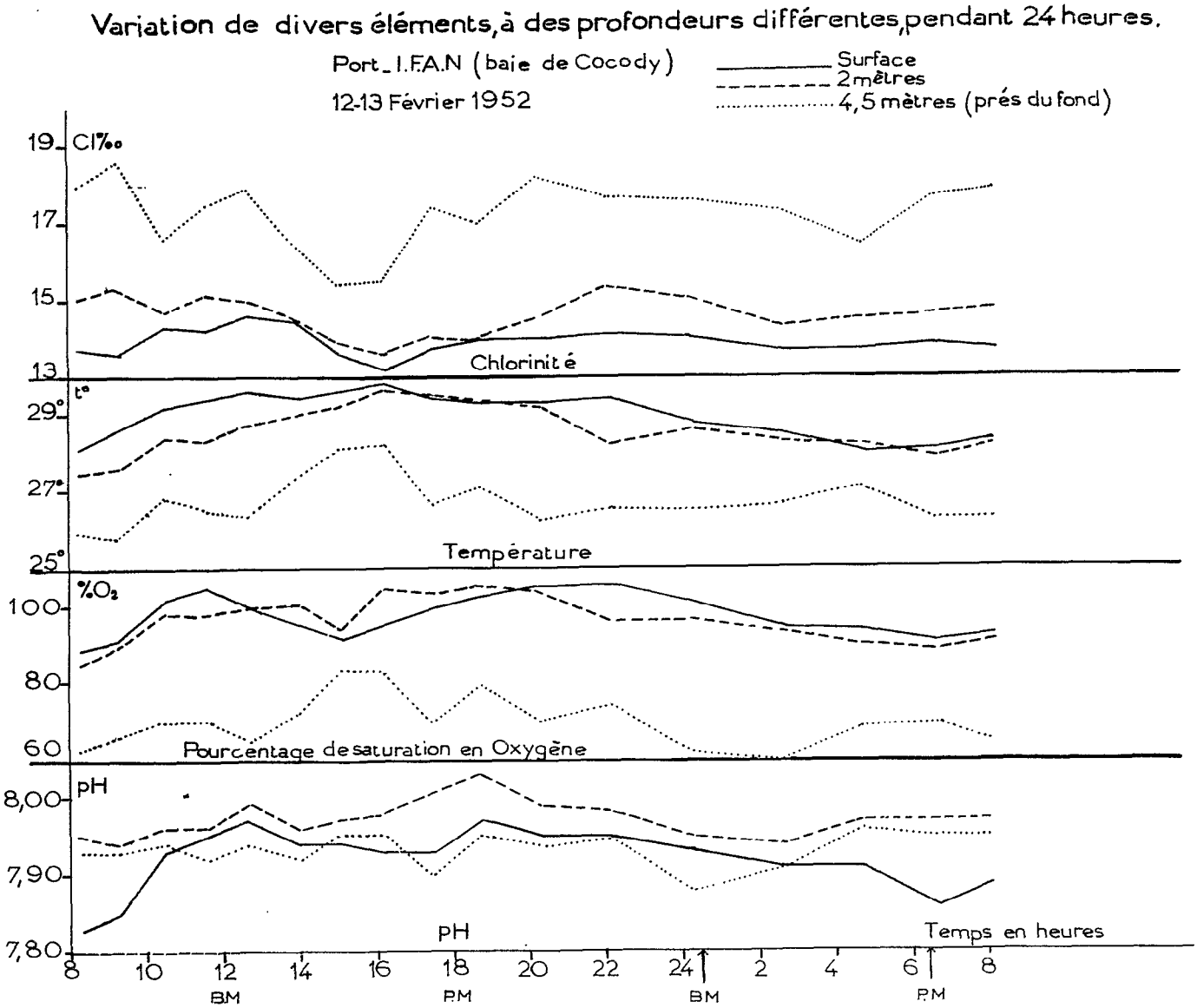


Fig. 13 Diurnal (semi-diurnal) variation of some parameters in the bay of Cocody.

Fig. 13 Variation diurne (semi-diurne) de différents paramètres en baie de Cocody.

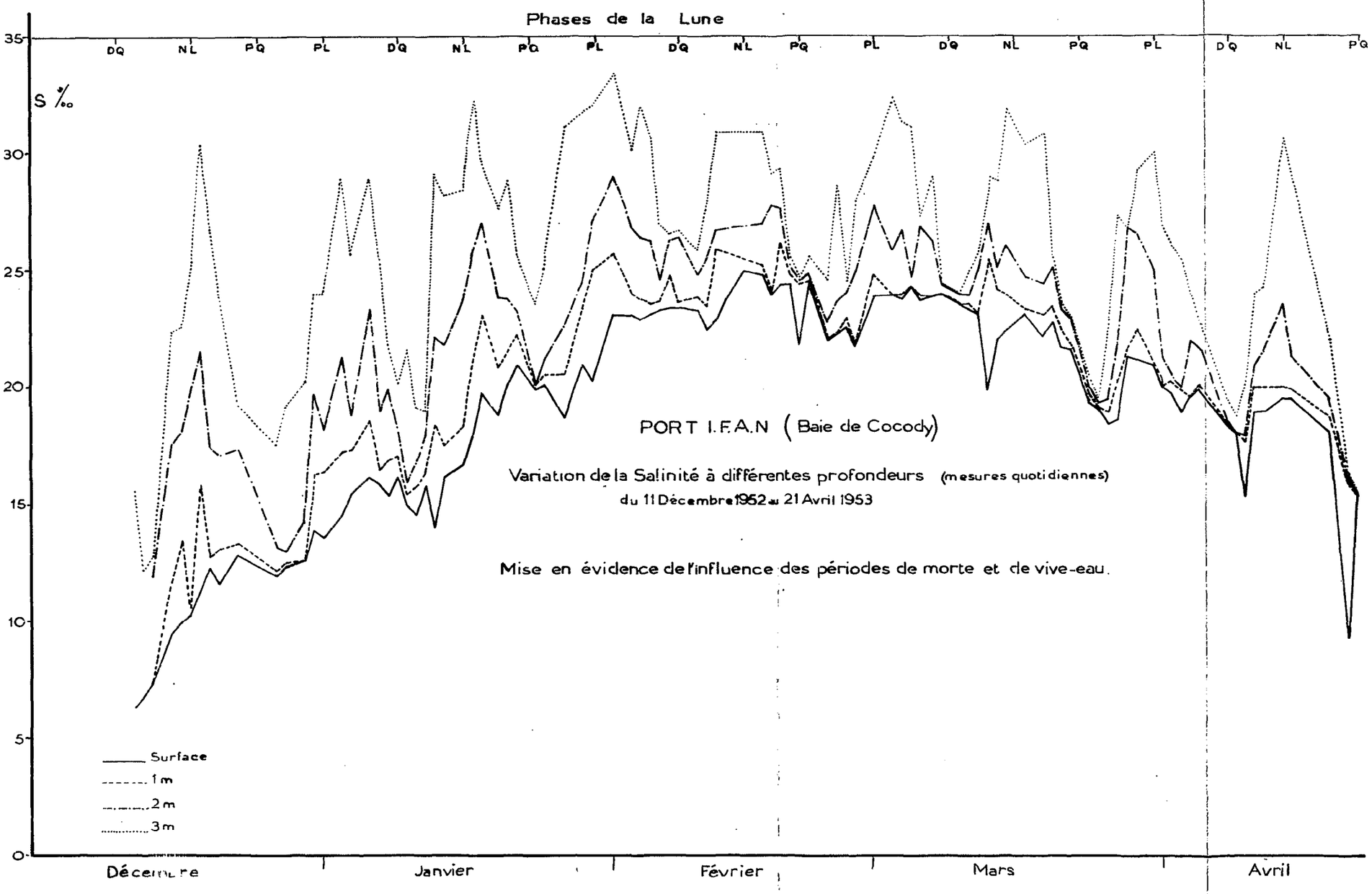


Fig. 14 Evidence of a semi-synodic periodicity in the bay of Cocody.

Fig. 14 Mise en évidence d'une périodicité demi-synodique en baie de Cocody.

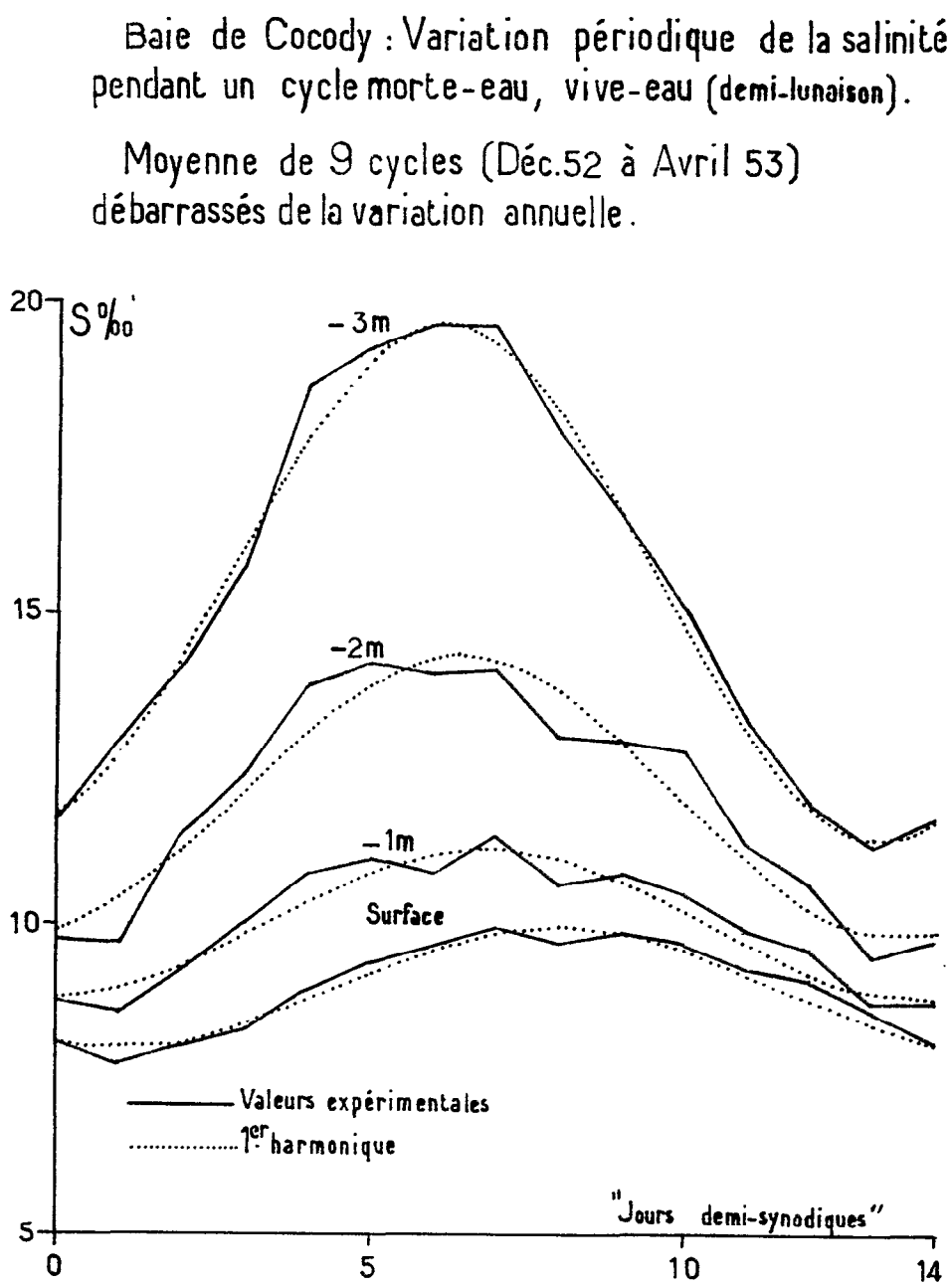


Fig. 15 Mean semi-synodic variation of salinity at different depths in the bay of Cocody.

Fig. 15 Variation demi-synodique moyenne de la salinité à différentes profondeurs, en baie de Cocody.

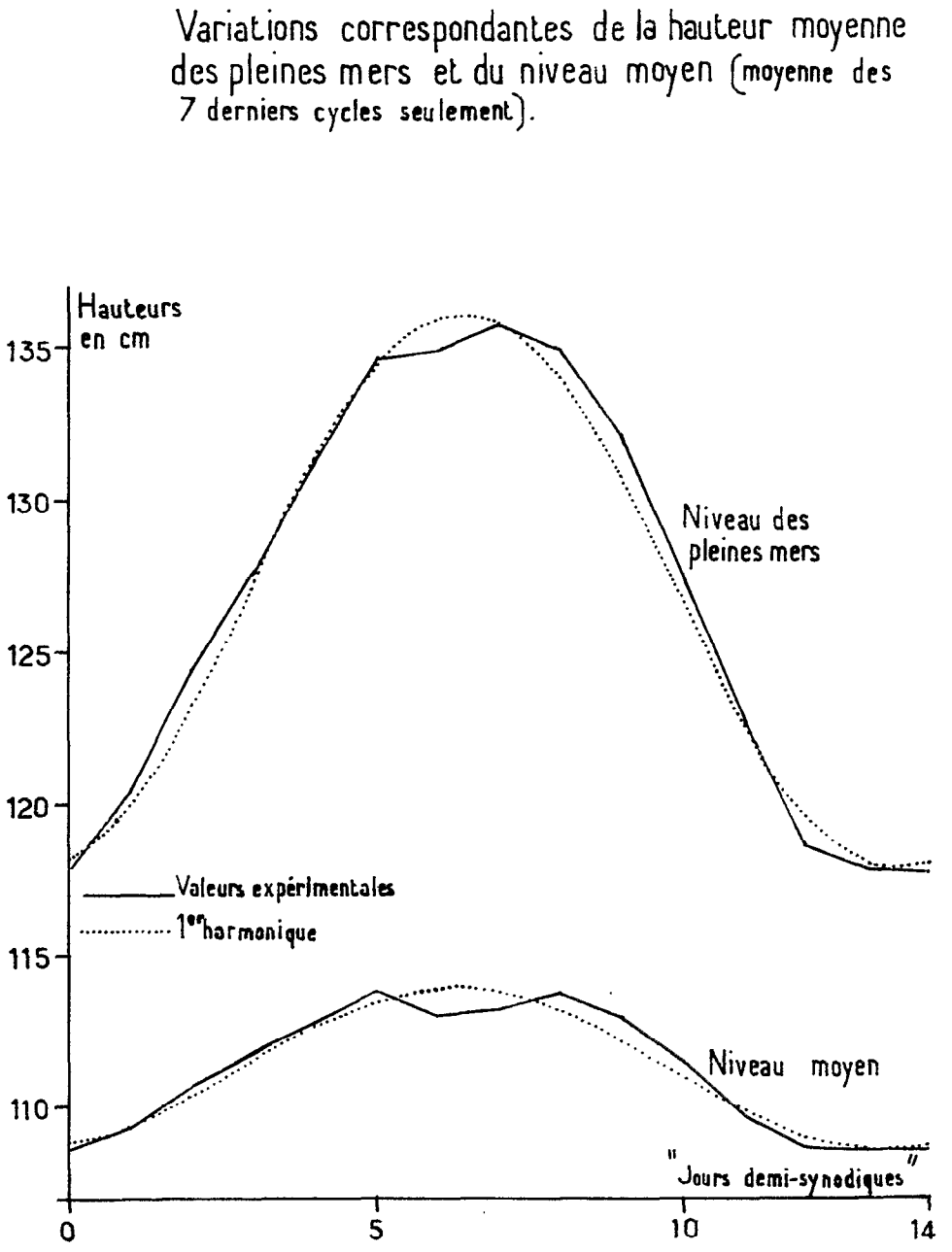


Fig. 16 Mean semi-synodic variation of daily mean level in the bay of Cocody.

Fig. 16 Variation demi-synodique moyenne du niveau moyen journalier et du niveau moyen journalier des pleines-mers, en baie de Cocody.

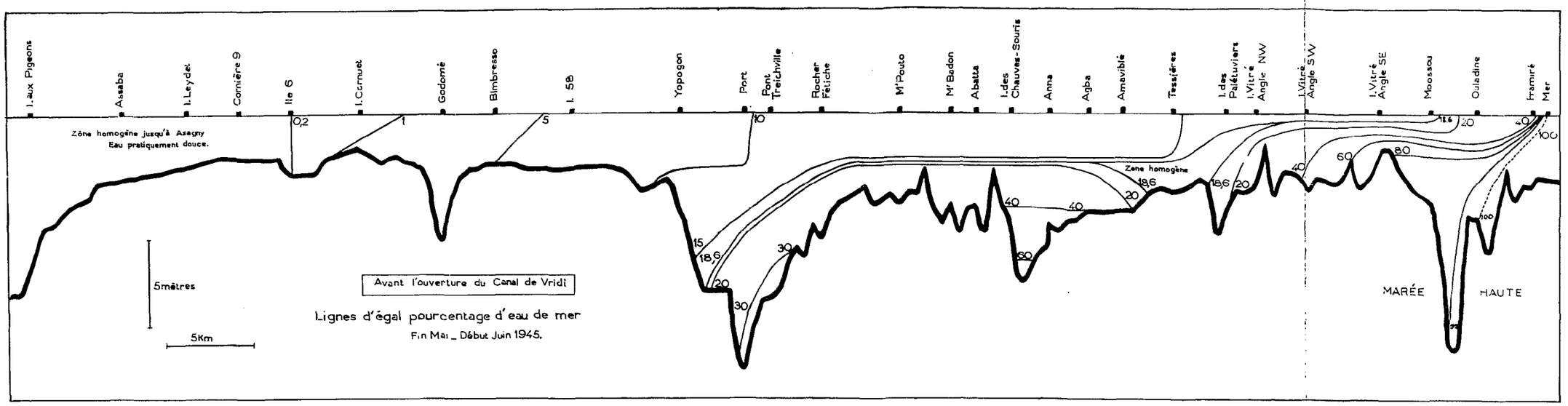


Fig. 17 East-West salinity section in the year 1945, beginning of the rainy season, high water at Grand-Bassam.

Fig. 17 Coupe Est-Ouest de salinité en 1945, début de saison des pluies, marée haute à Grand-Bassam.

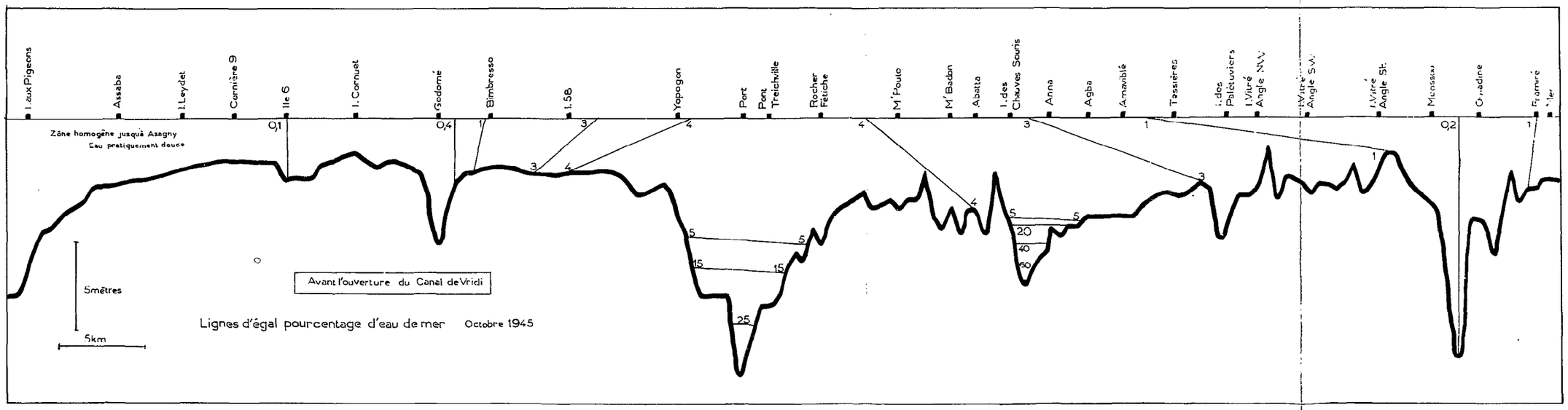


Fig. 19 East-West salinity section in the year 1945, during Comoe river flood.

Fig. 19 Coupe Est-Ouest de salinité en 1945, pendant la crue de Comoé.

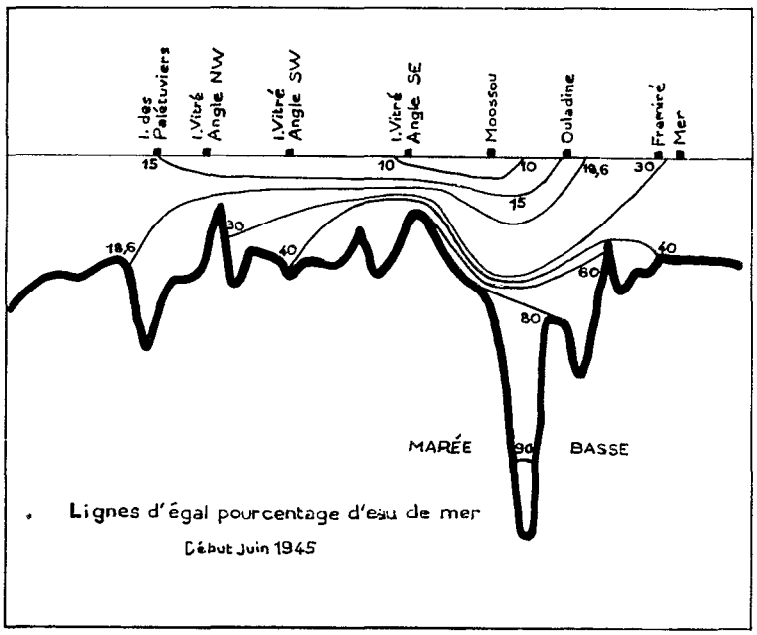


Fig. 18 Low water situation at Grand-Bassam, for comparison with fig. 17 (same season).

Fig. 18 La situation à marée basse à Grand-Bassam, pour comparaison avec la figure 17 (même époque).

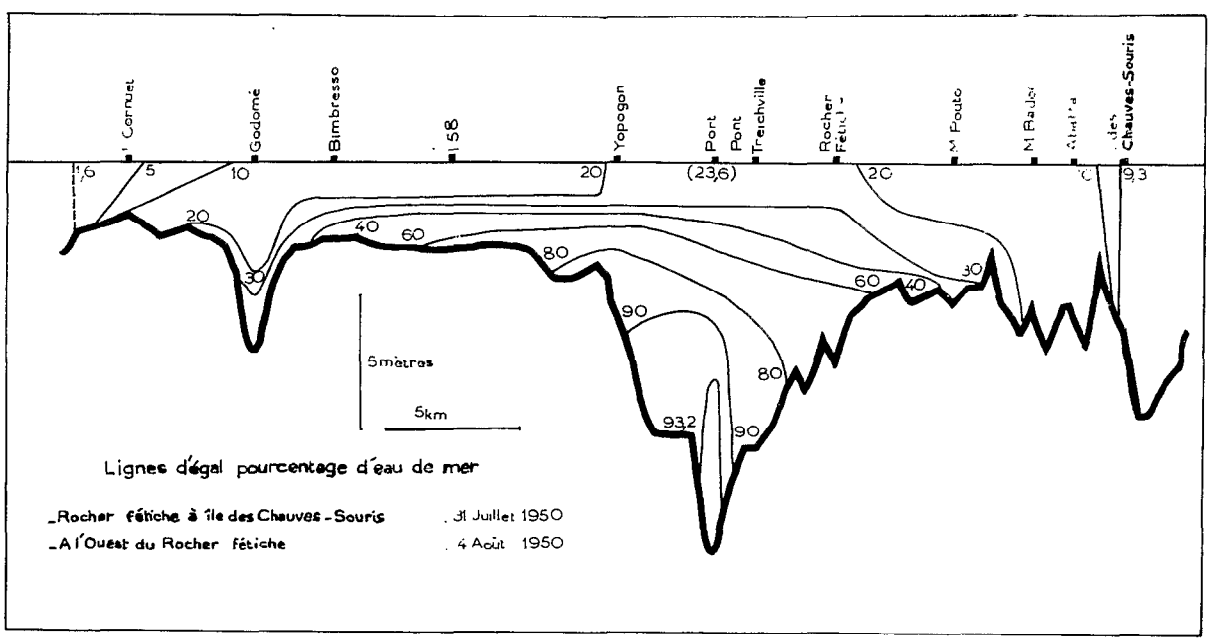


Fig. 20 East-West salinity section, ten days after Vridi canal cutting.

Fig. 20 Coupe Est-Ouest de salinité, une dizaine de jours après l'ouverture du canal de Vridi.

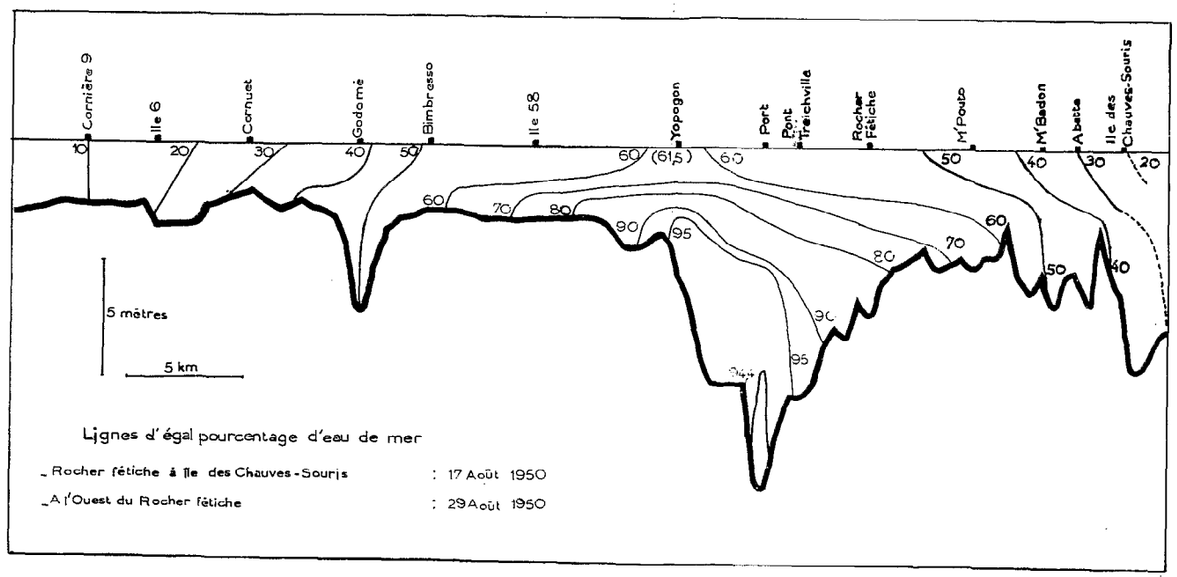


Fig. 21 East-West salinity section, one month after Vridi canal cutting.
Fig. 21 Coupe Est-Ouest de salinité, un mois après l'ouverture du canal de Vridi.

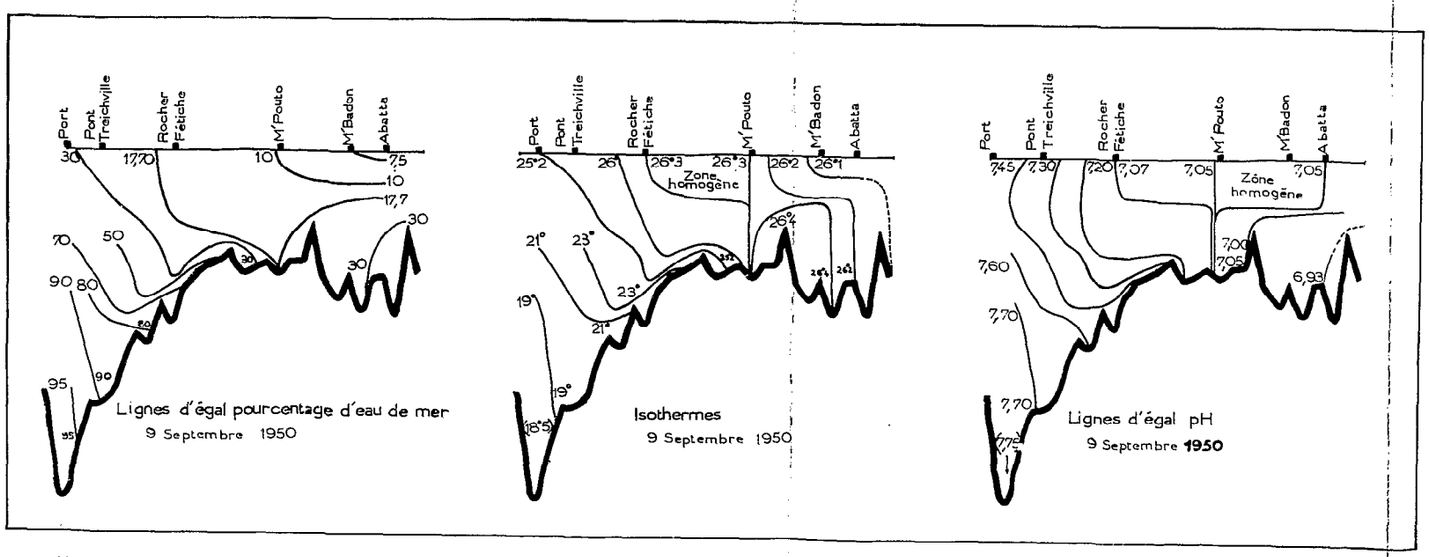


Fig. 22 Local sections, near Abidjan, of salinity, temperature, and pH, september 9, 1950.
Fig. 22 Coupes fragmentaires de salinité, température et pH, 9 septembre 1950.

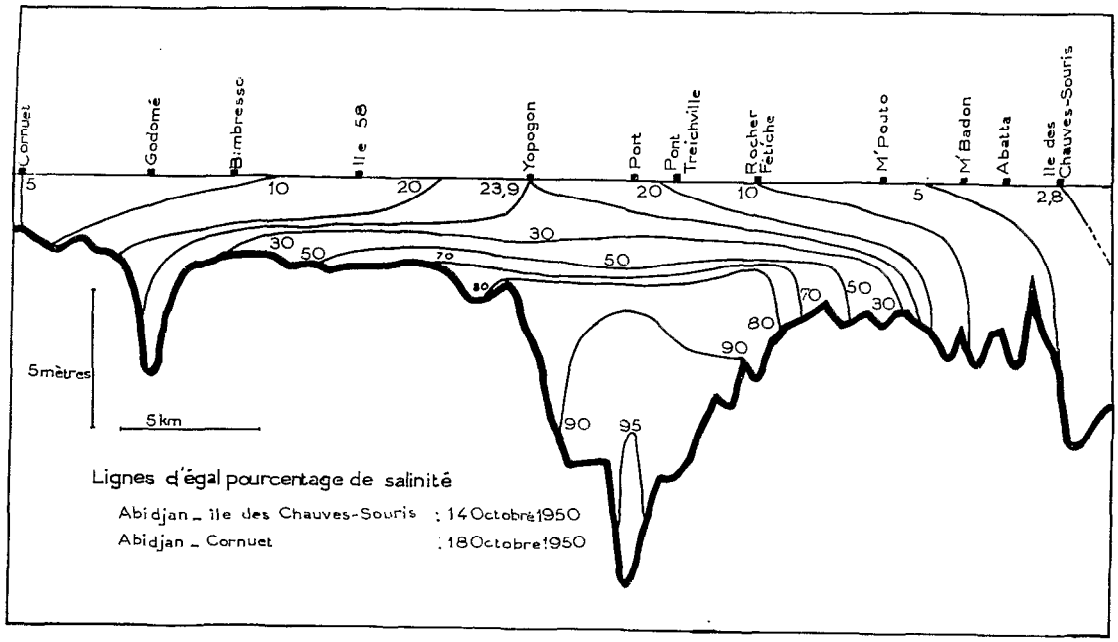


Fig. 23 East-West salinity section, octobre 1950.
Fig. 23 Coupe Est-Ouest de salinité, octobre 1950.

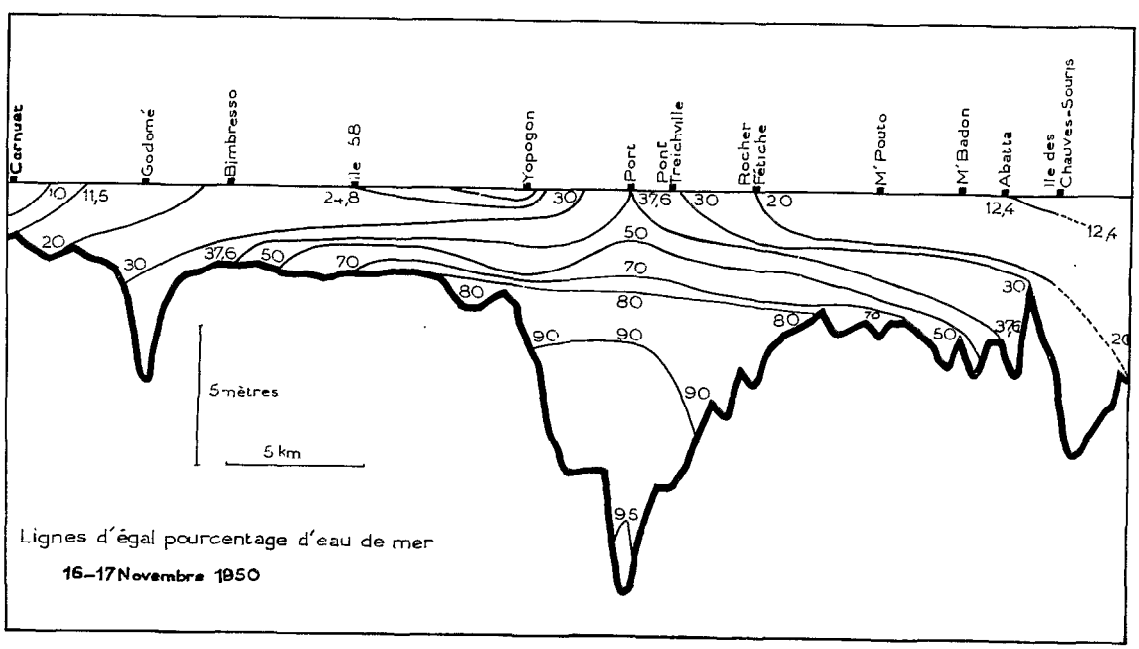


Fig. 24 East-West salinity section, november 1950.
Fig. 24 Coupe Est-Ouest de salinité, novembre 1950.

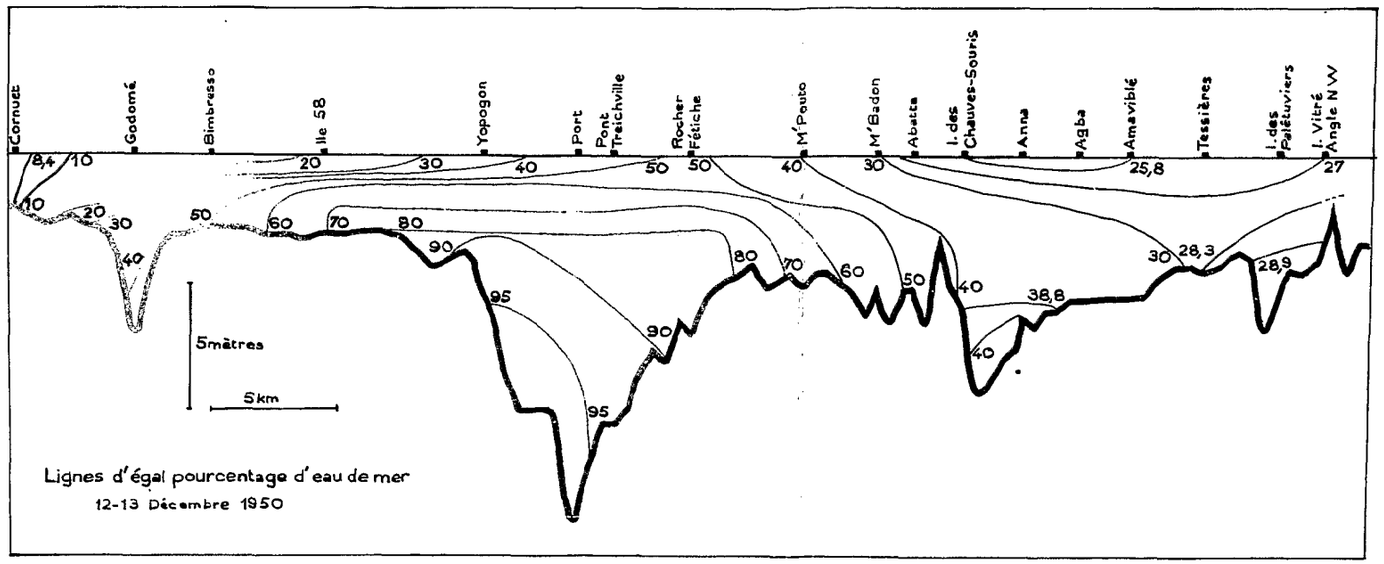


Fig. 25 East-West salinity section, december 1950.
Fig. 25 Coupe Est-Ouest de salinité, décembre 1950.

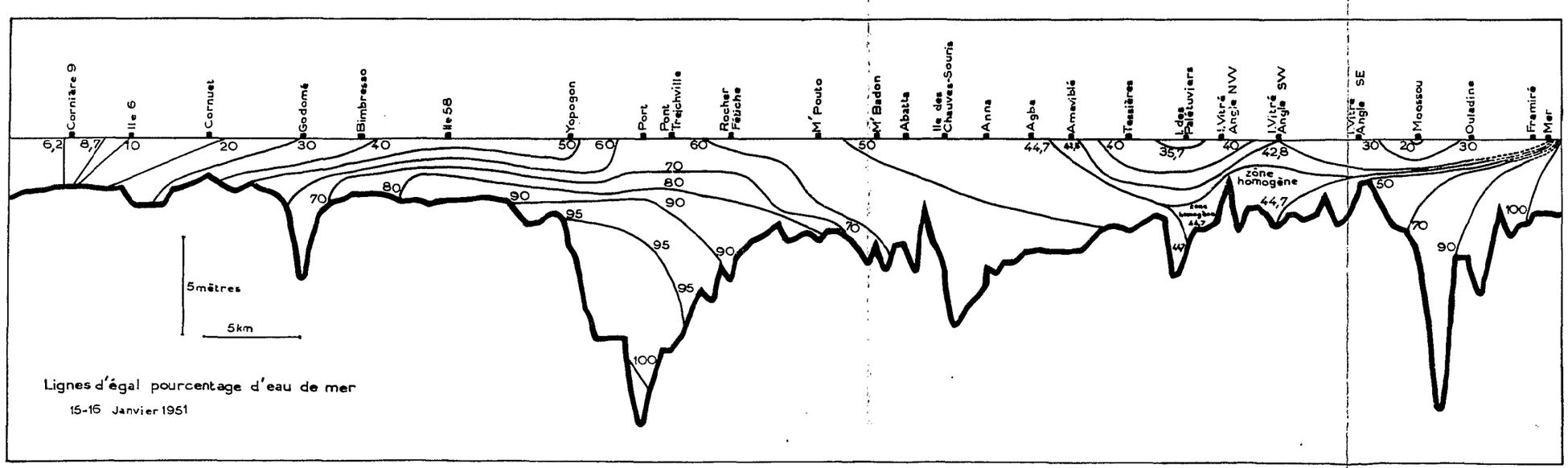


Fig. 26 East-West salinity section, january 1951.
Fig. 26 Coupe Est-Ouest de salinité, janvier 1951.

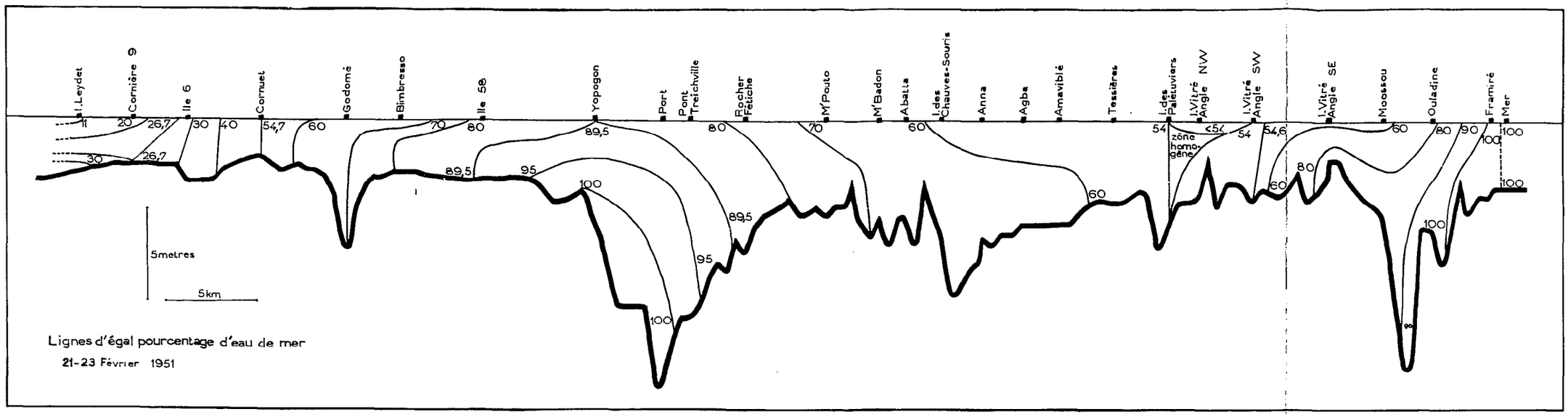


Fig. 27 East-West salinity section, february 1951.
Fig. 27 Coupe Est-Ouest de salinité, février 1951.

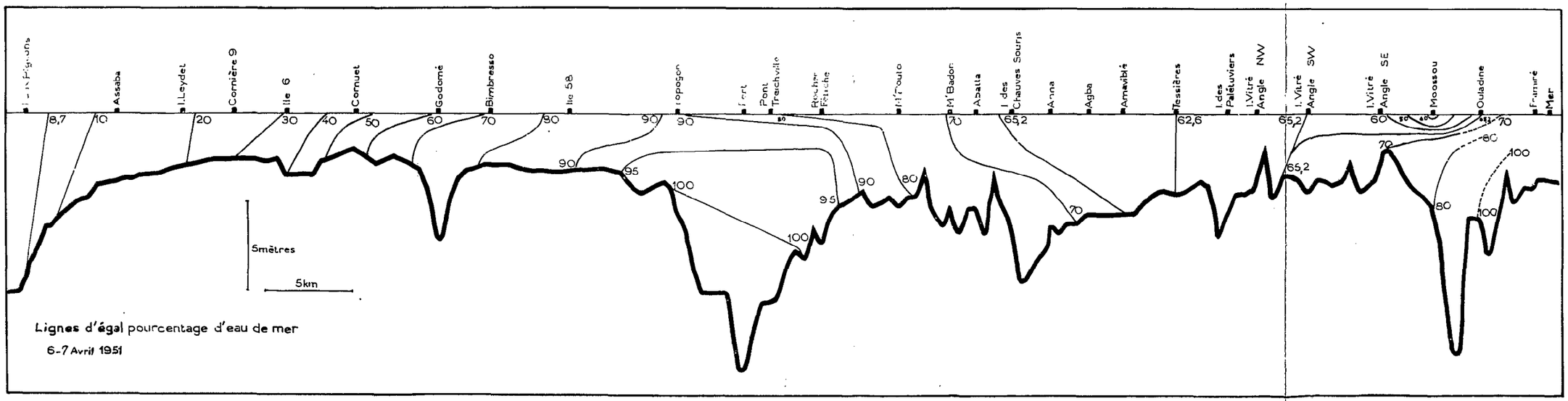


Fig. 28 East-West salinity section, april 1951.
Fig. 28 Coupe Est-Ouest de salinité, début avril 1951.

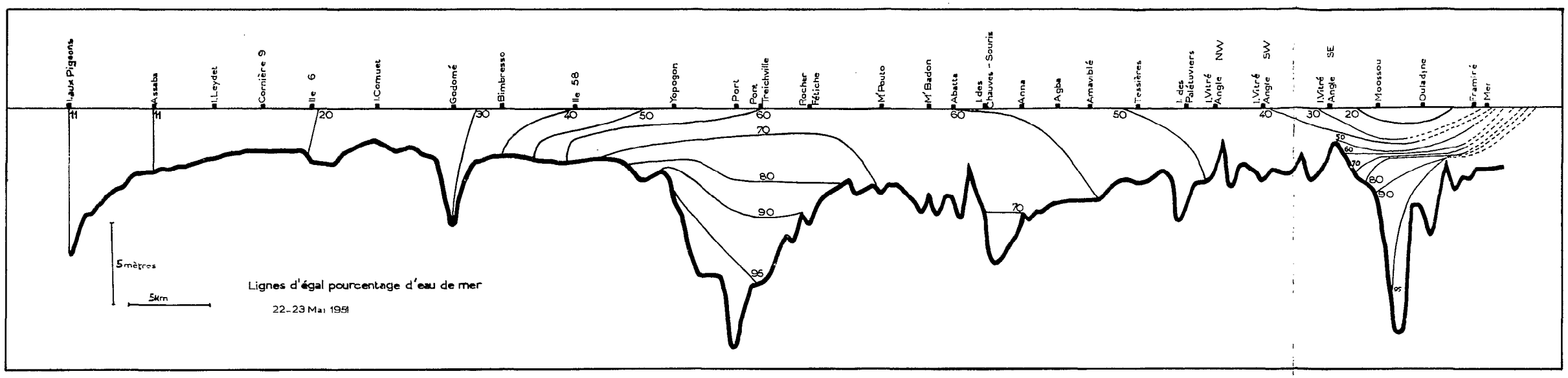


Fig. 29 East-West salinity section, may 1951.
Fig. 29 Coupe Est-Ouest de salinité, mai 1951.

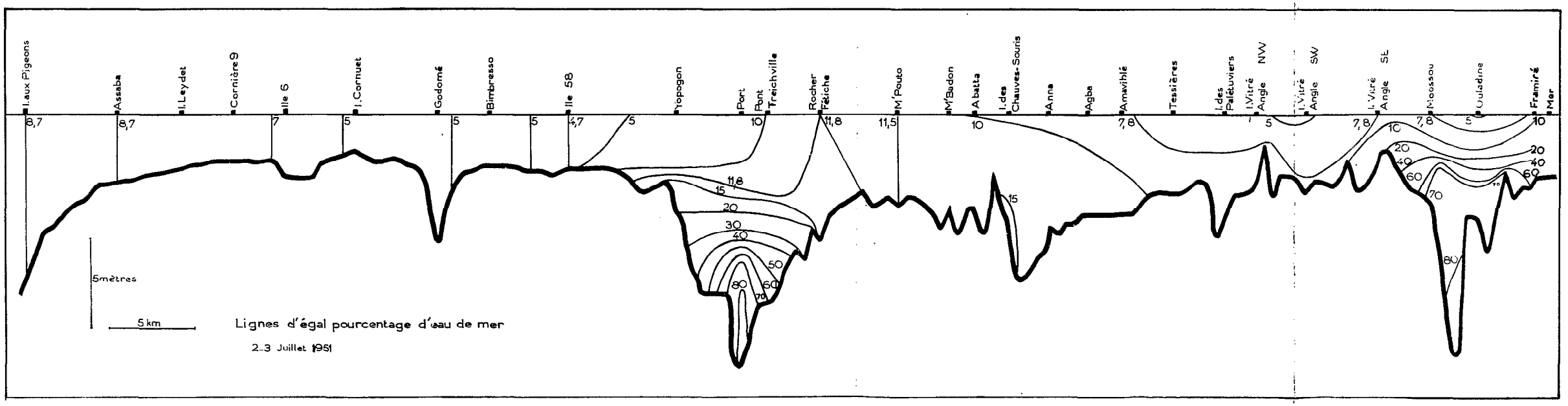


Fig. 30 East-West salinity section, july 1951.
Fig. 30 Coupe Est-Ouest de salinité, début juillet 1951.

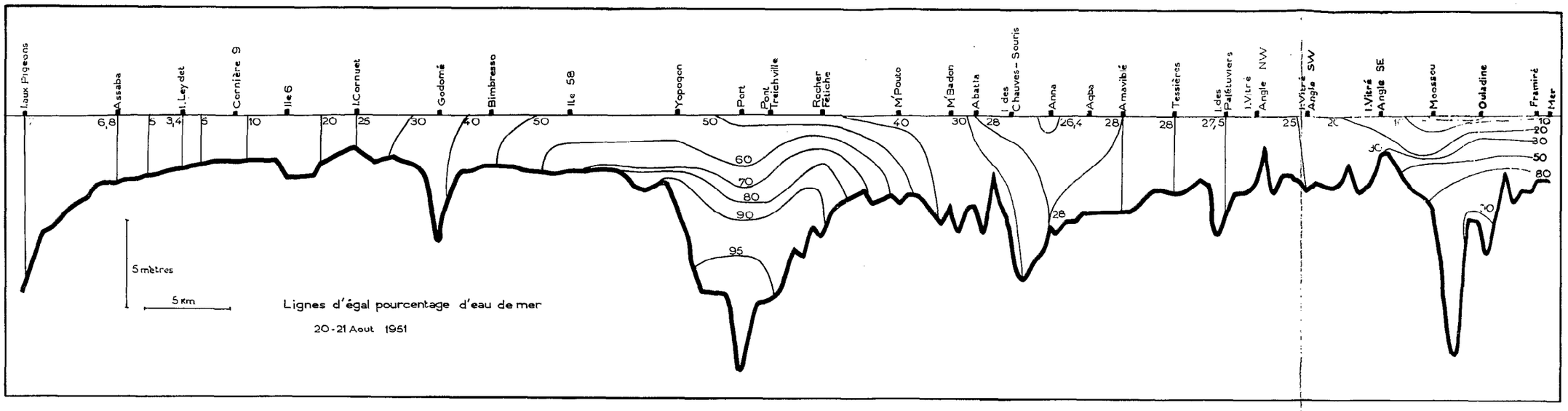


Fig. 31 East-West salinity section, august 1951.
Fig. 31 Coupe Est-Ouest de salinité, août 1951.

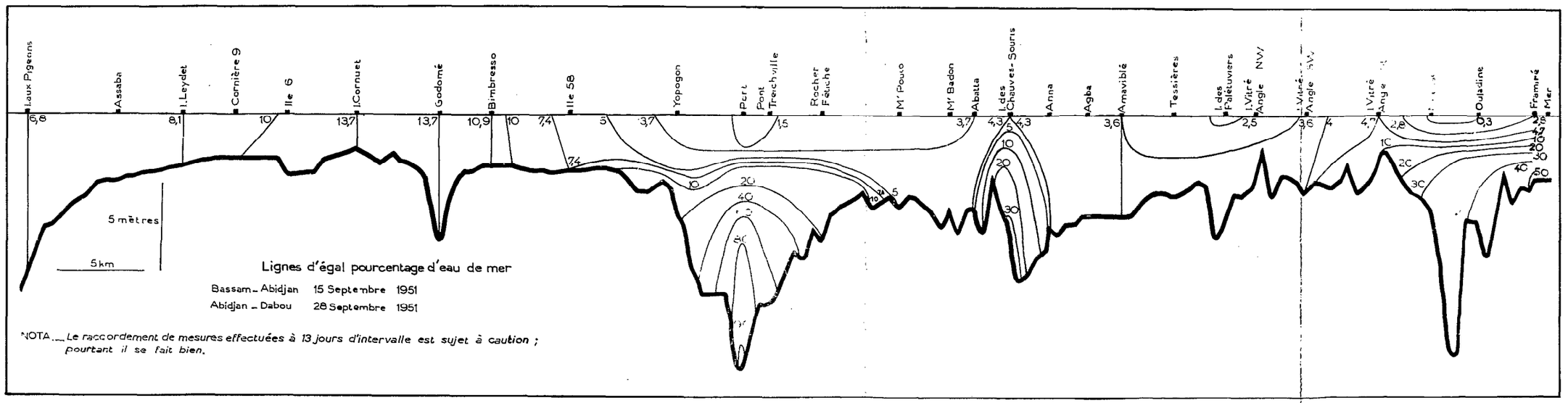


Fig. 32 East-West salinity section, september 1951.
Fig. 32 Coupe Est-Ouest de salinité, septembre 1951.

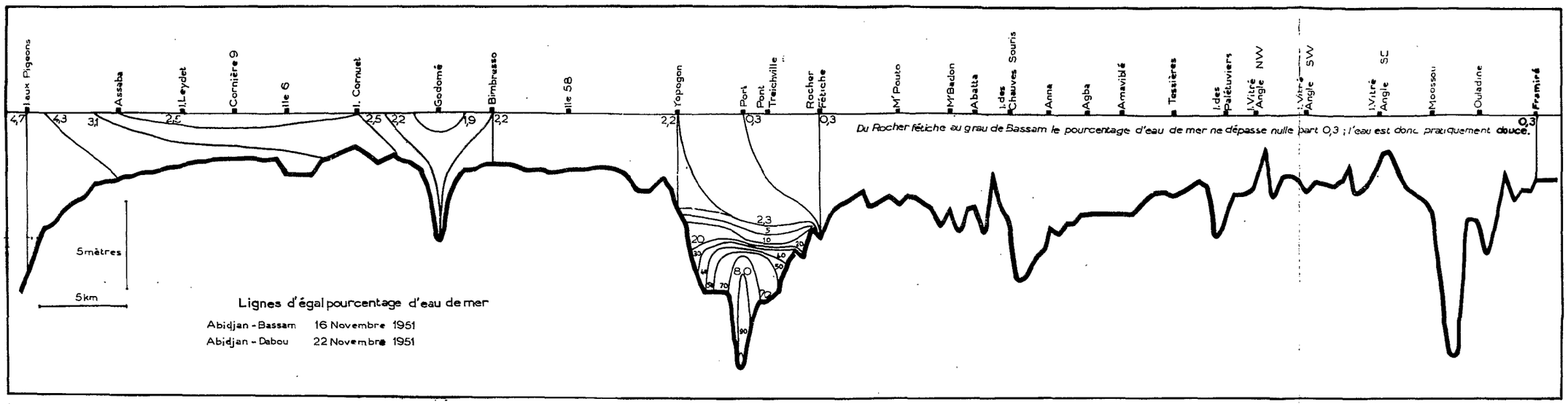


Fig. 33 East-West salinity section, november 1951.
Fig. 33 Coupe Est-Ouest de salinité, novembre 1951.

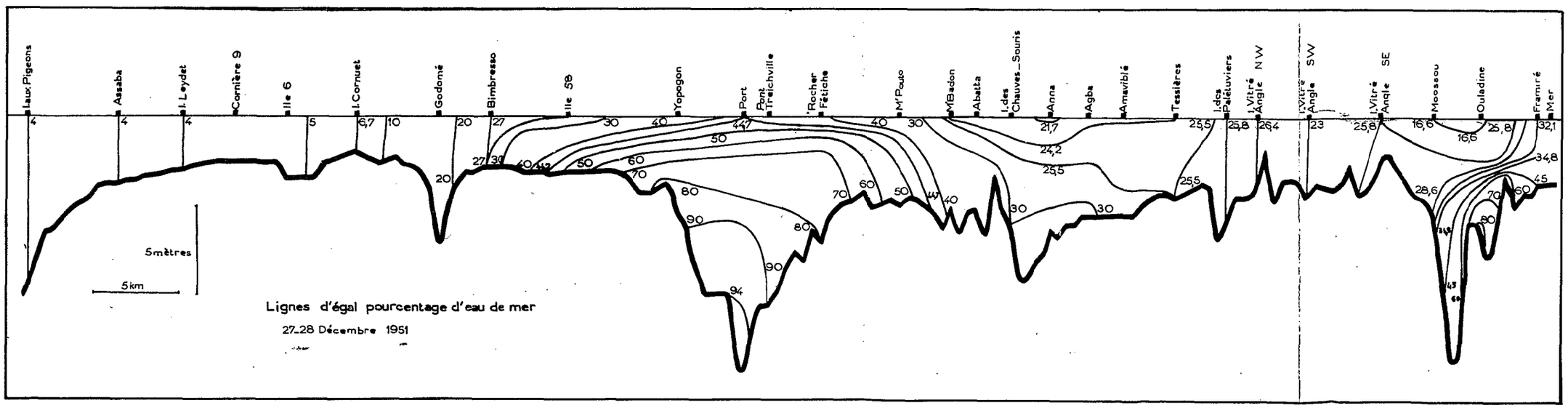


Fig. 34 East-West salinity section, december 1951.
Fig. 34 Coupe Est-Ouest de salinité, fin décembre 1951.

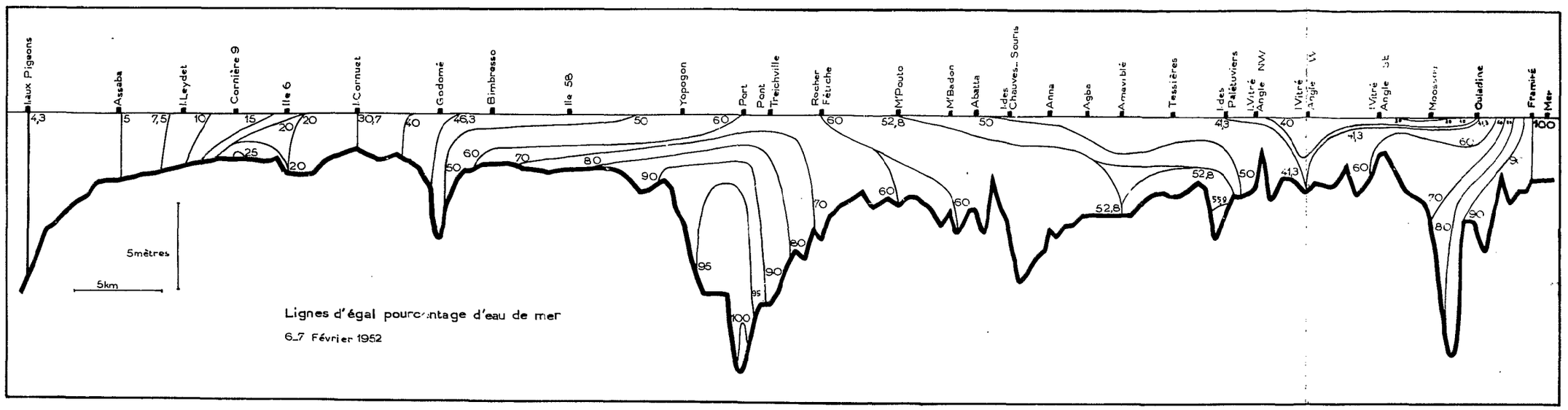


Fig. 35 East-West salinity section, february 1952.
Fig. 35 Coupe Est-Ouest de salinité, début février 1952.

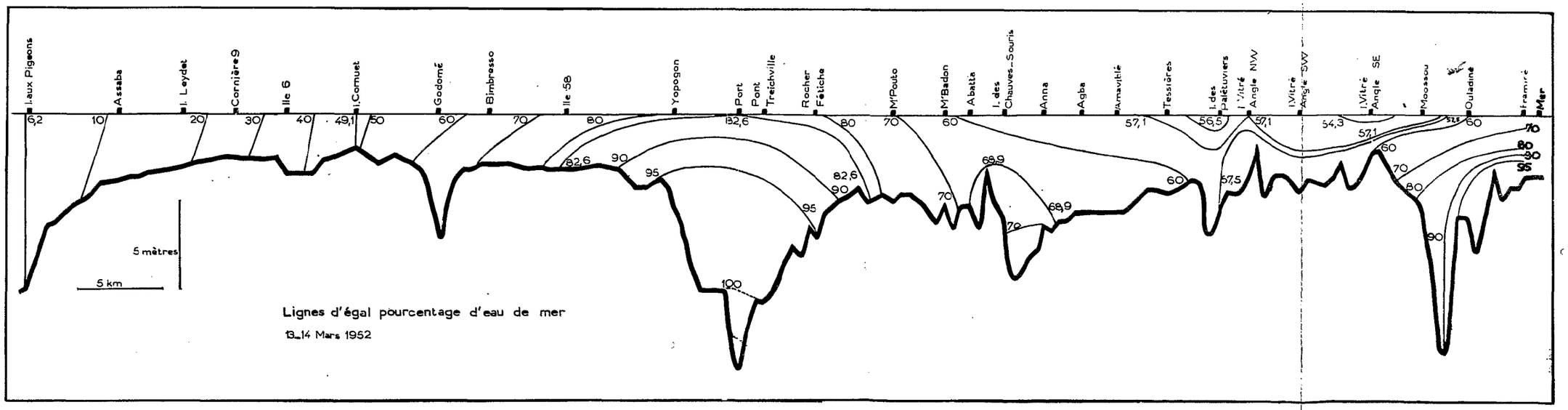


Fig. 36 East-West salinity section, march 1952.
Fig. 36 Coupe Est-Ouest de salinité, mars 1952.

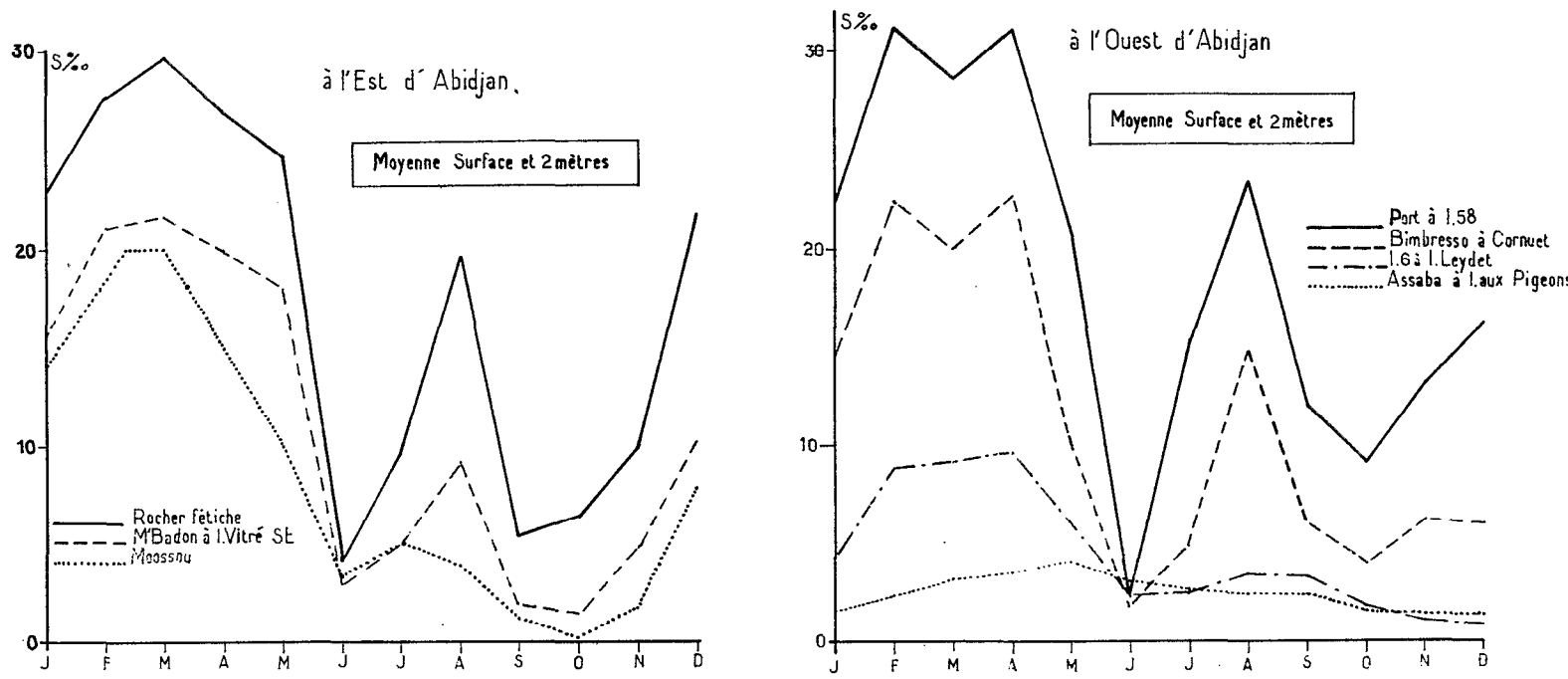


Fig. 37 Salinity : summary of annual variation near the surface.

Fig. 37 Résumé de la variation annuelle de salinité (couches superficielles) en lagune.

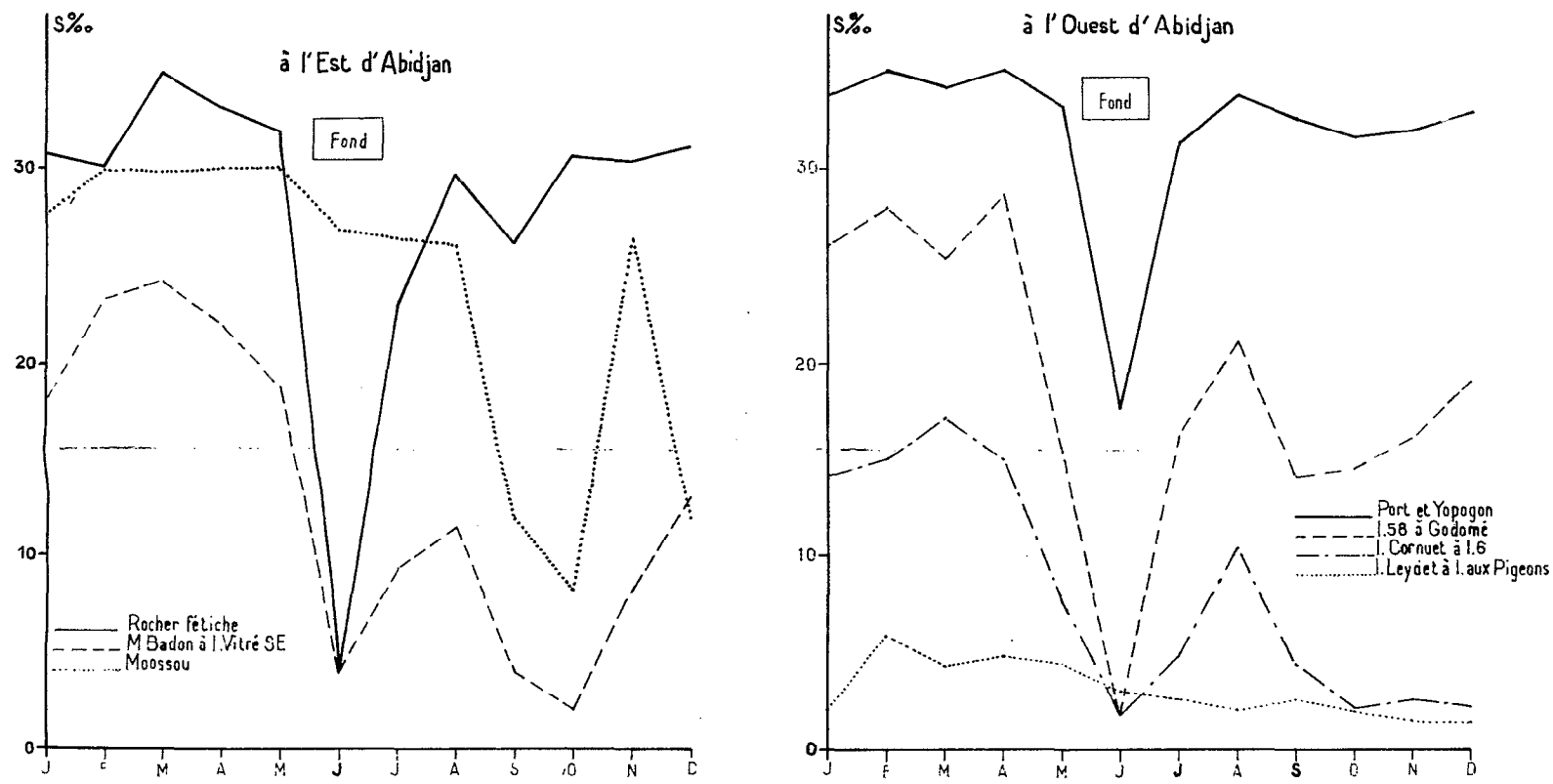


Fig. 38 Salinity : summary of annual variation near the bottom.

Fig. 38 Résumé de la variation annuelle de salinité (au voisinage du fond) en lagune.

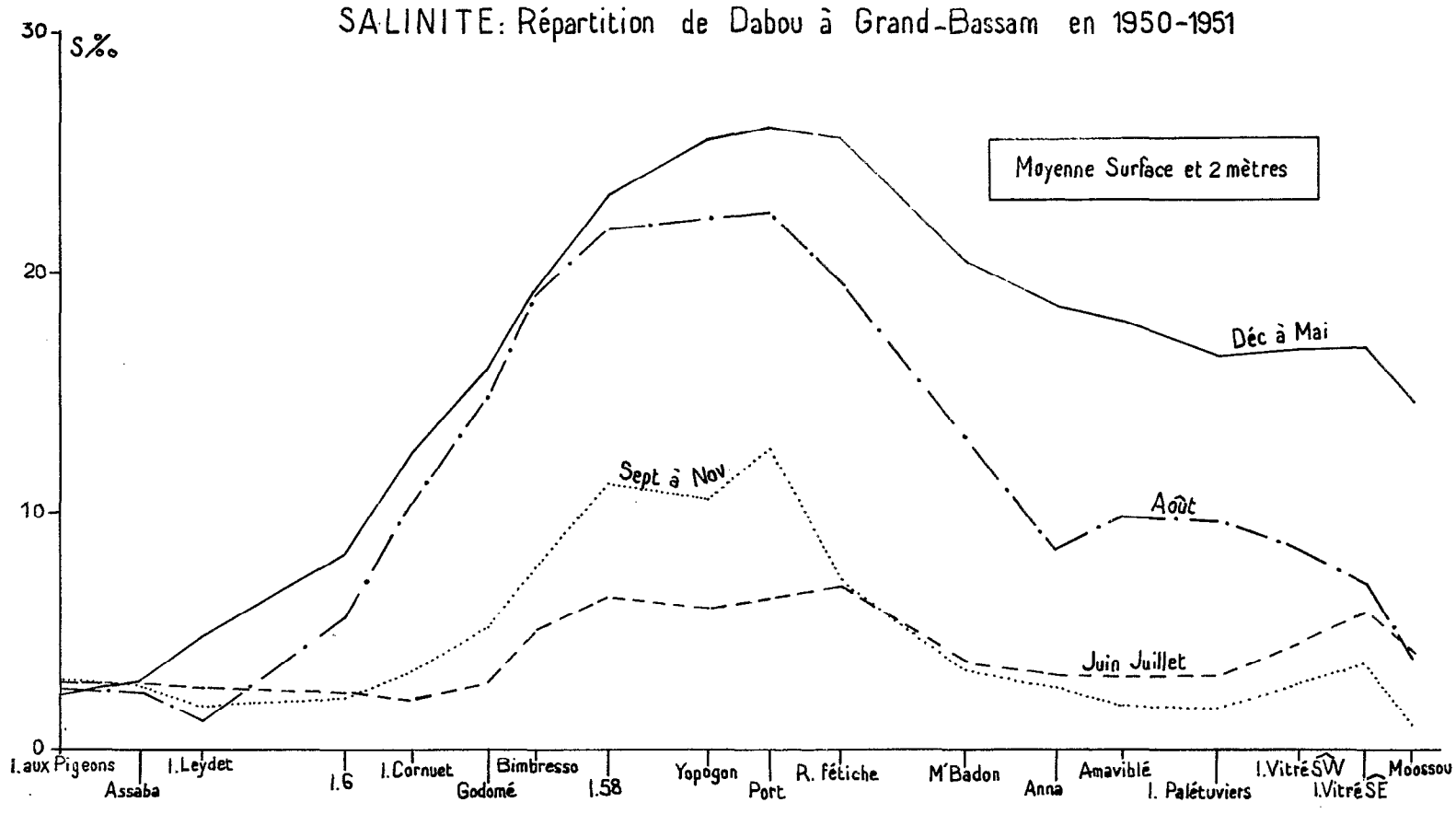


Fig. 39 Salinity : summary of geographical distribution near the surface.
Fig. 39 Résumé de la répartition de la salinité (couches superficielles) en lagune.

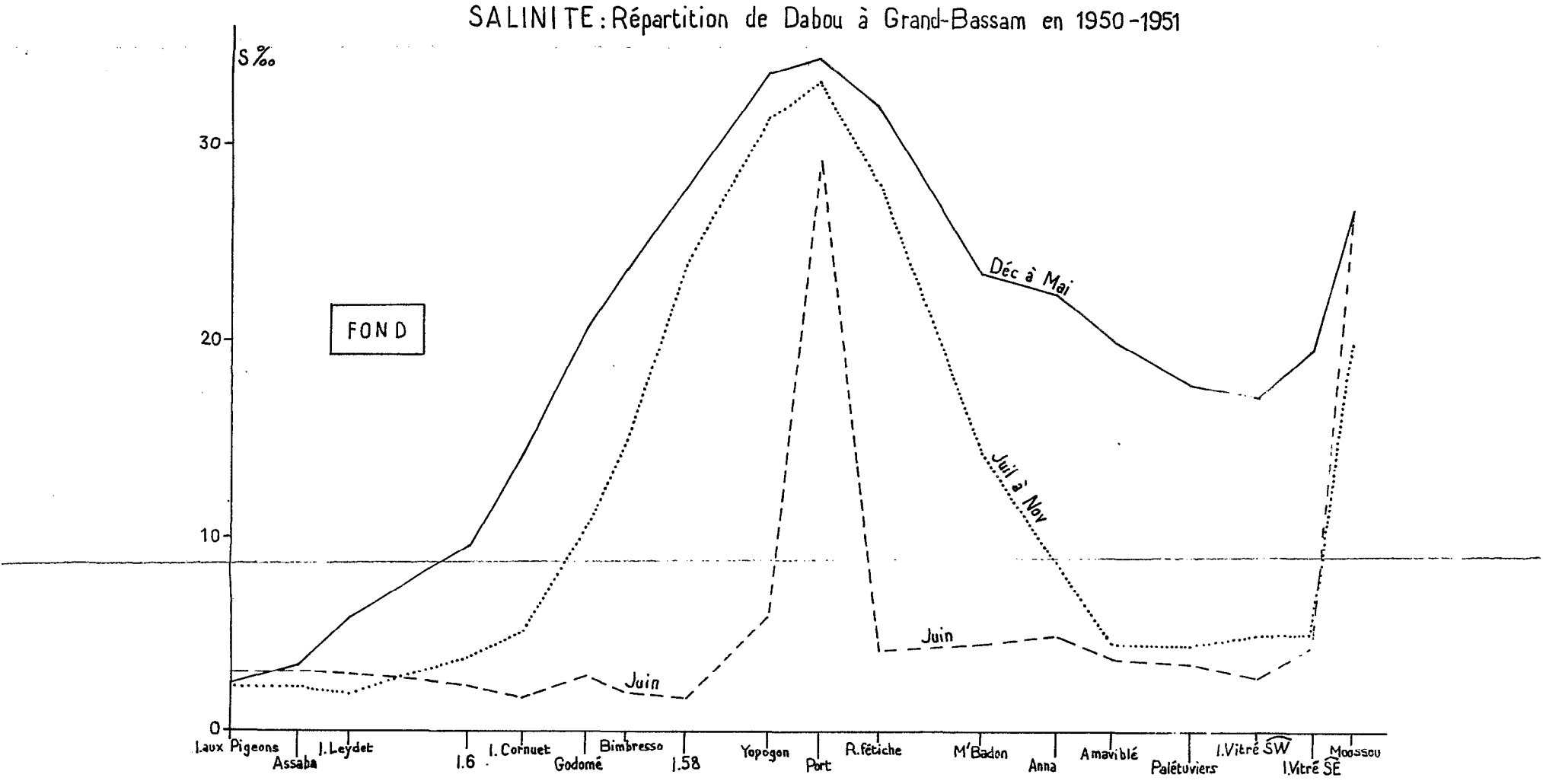


Fig. 40 Salinity : summary of geographical distribution near the bottom.
Fig. 40 Résumé de la répartition de la salinité (au voisinage du fond) en lagune.

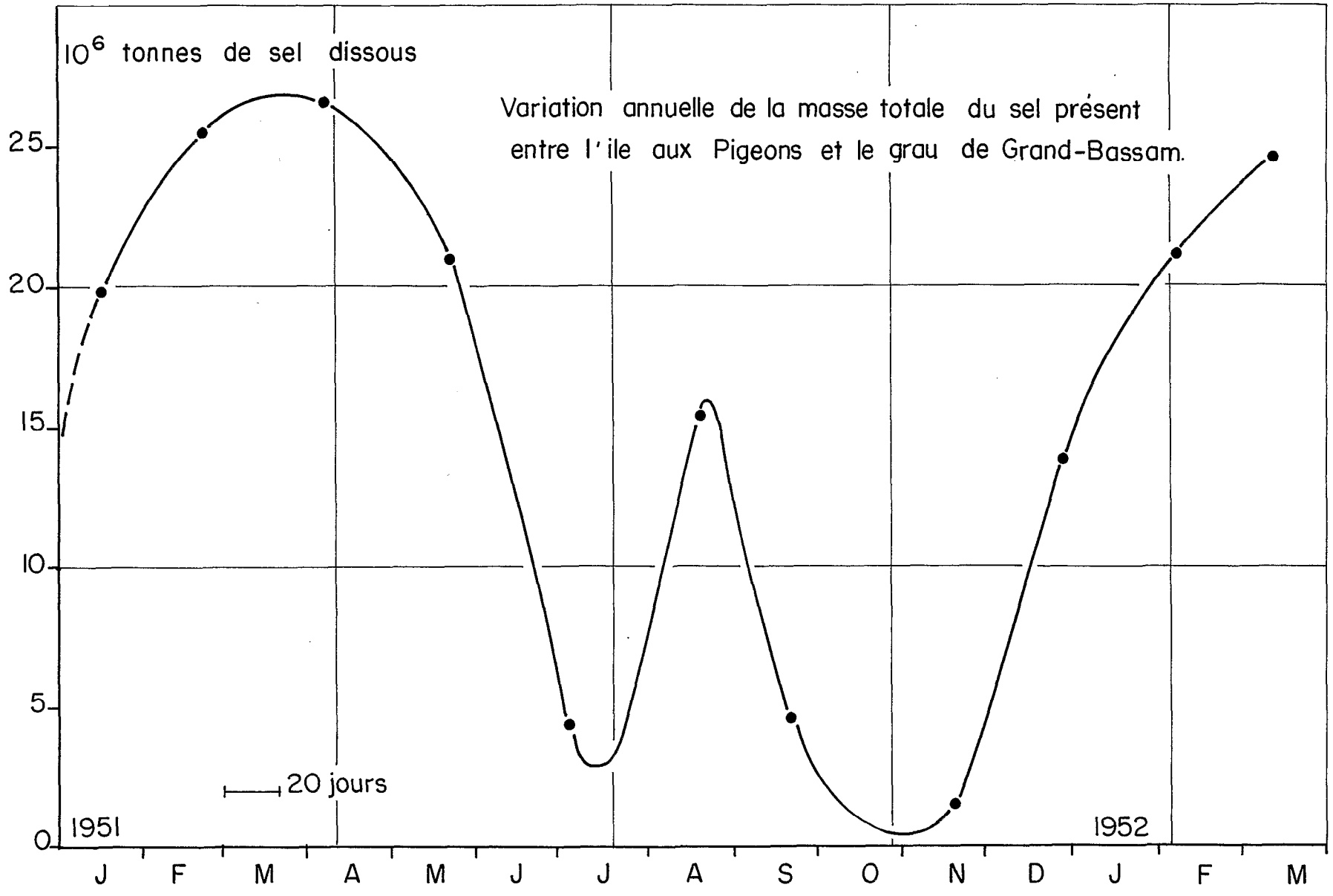


Fig. 41 Annual variation of the total mass of dissolved salts between Grand-Bassam and île aux Pigeons.

Fig. 41 Variation annuelle de la masse des sels dissous dans la partie de lagune comprise entre Grand-Bassam et l'île aux Pigeons. Peu de différence avec l'ensemble de la lagune.

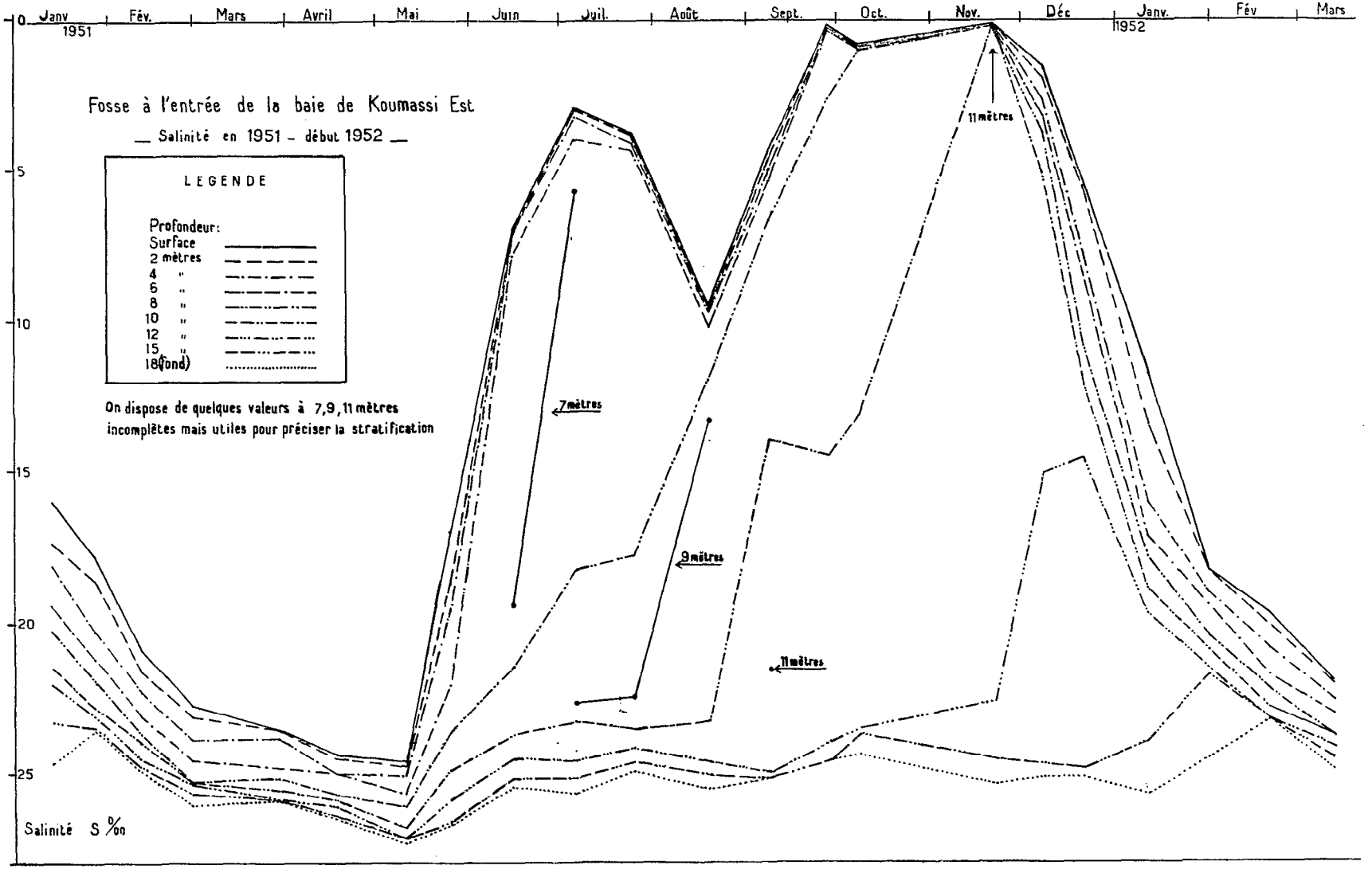


Fig. 42 Salinity evolution in East Koumassi trench.

Fig. 42 Évolution de la salinité dans la fosse de Koumassi Est.

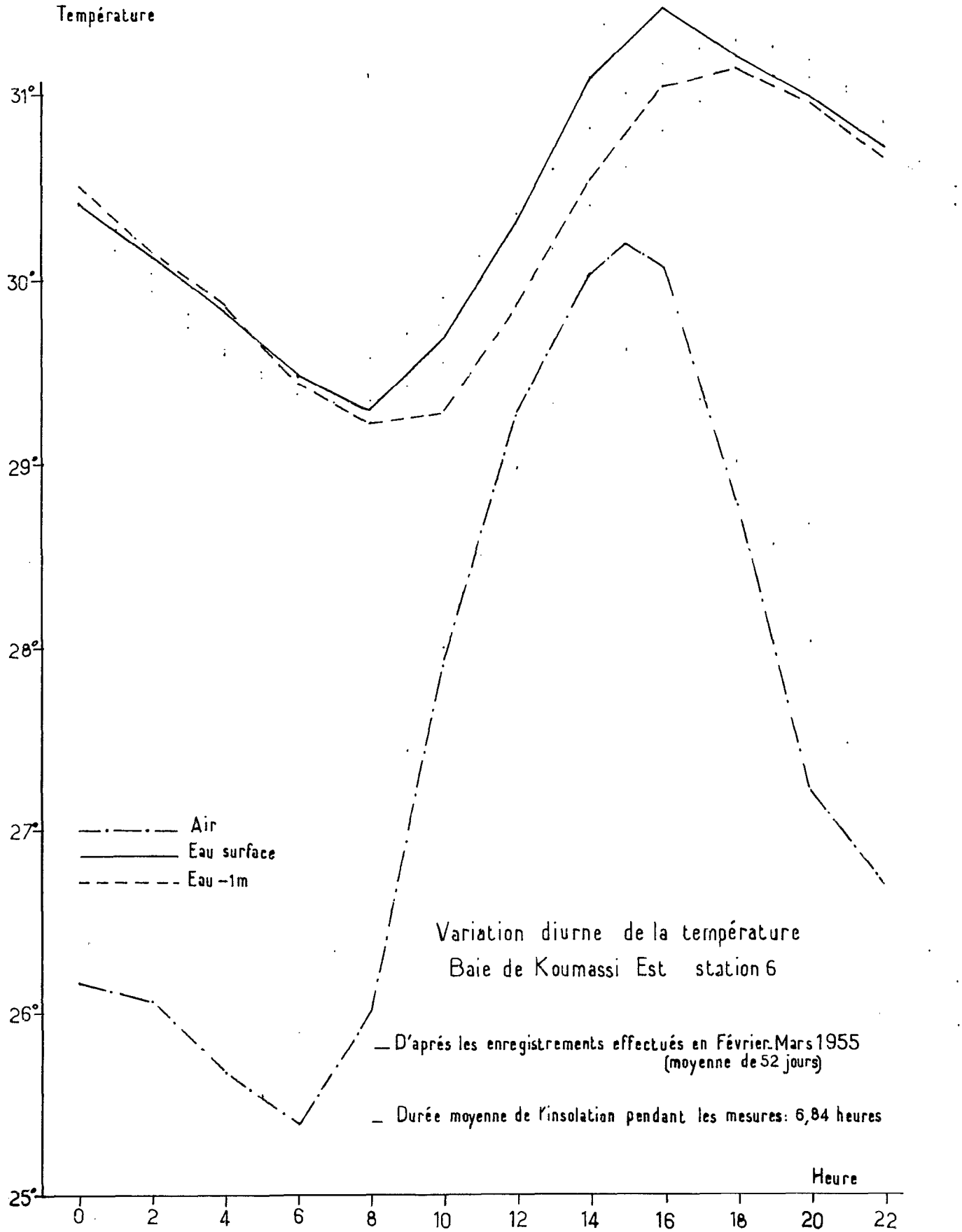


Fig. 43 Diurnal variation of temperature (air and water) during dry season at station 6, East Koumassi embayment.

Fig. 43 Variation diurne de la température (air, eau en surface et à — 1 m) en saison sèche, à la station n° 6 de la baie de Koumassi Est (advection négligeable).

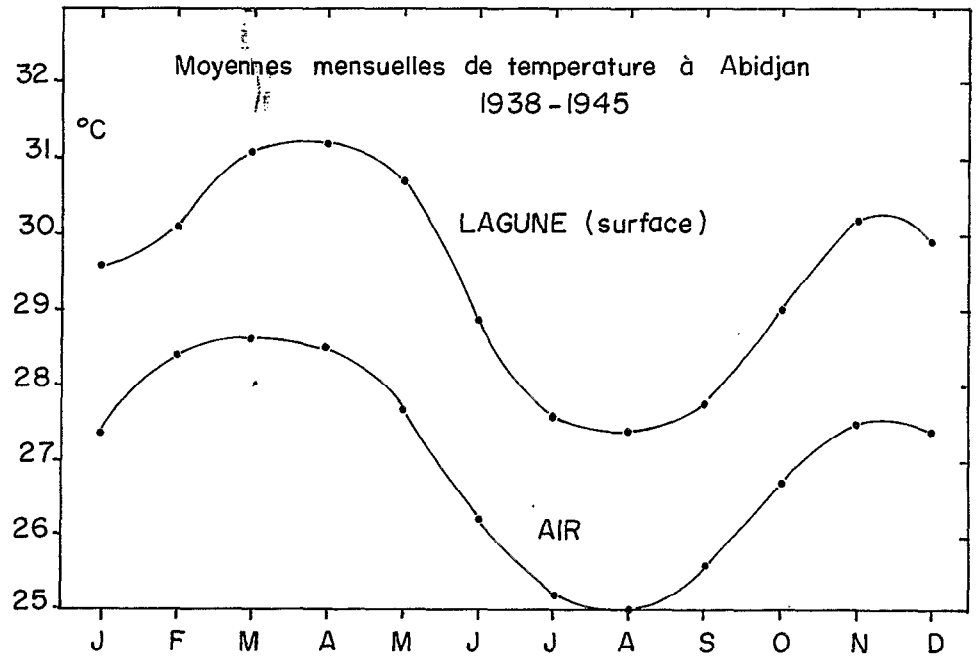


Fig. 44 Annual temperature variation (air and water) at Abidjan - 1938-1945 mean.

Fig. 44 Variation annuelle de la température (air et eau en surface) à Abidjan. Moyennes 1938-45.

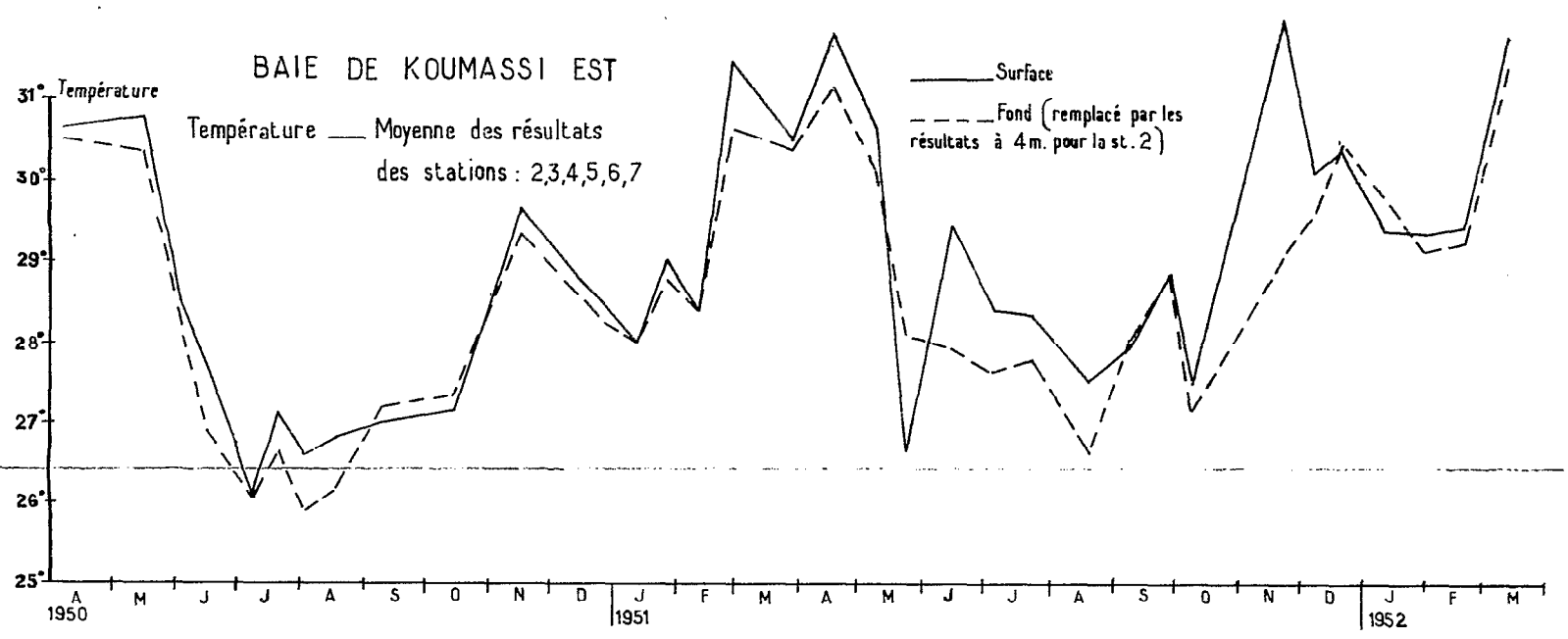


Fig. 45 Mean variation of temperature in East Koumassi embayment, April 1950 to March 1952.

Fig. 45 Variation moyenne de la température dans l'ensemble de la baie de Koumassi Est, d'avril 1950 à mars 1952.

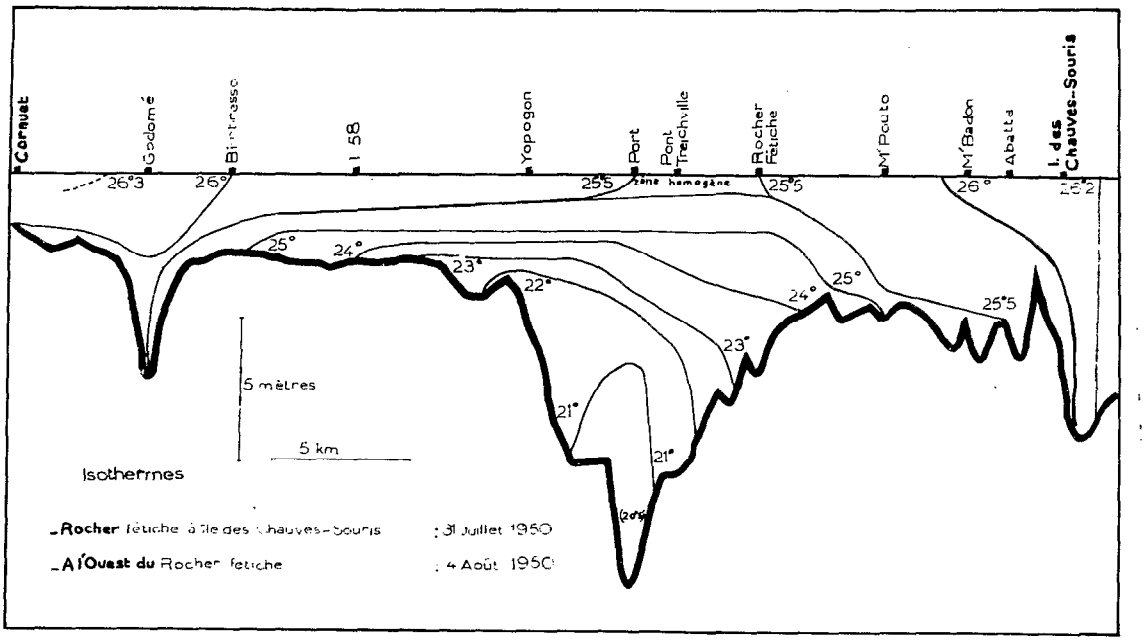


Fig. 46 East-West temperature section, ten days after Vridi canal cutting.

Fig. 46 Coupe Est-Ouest de température, une dizaine de jours après l'ouverture du canal de Vridi.

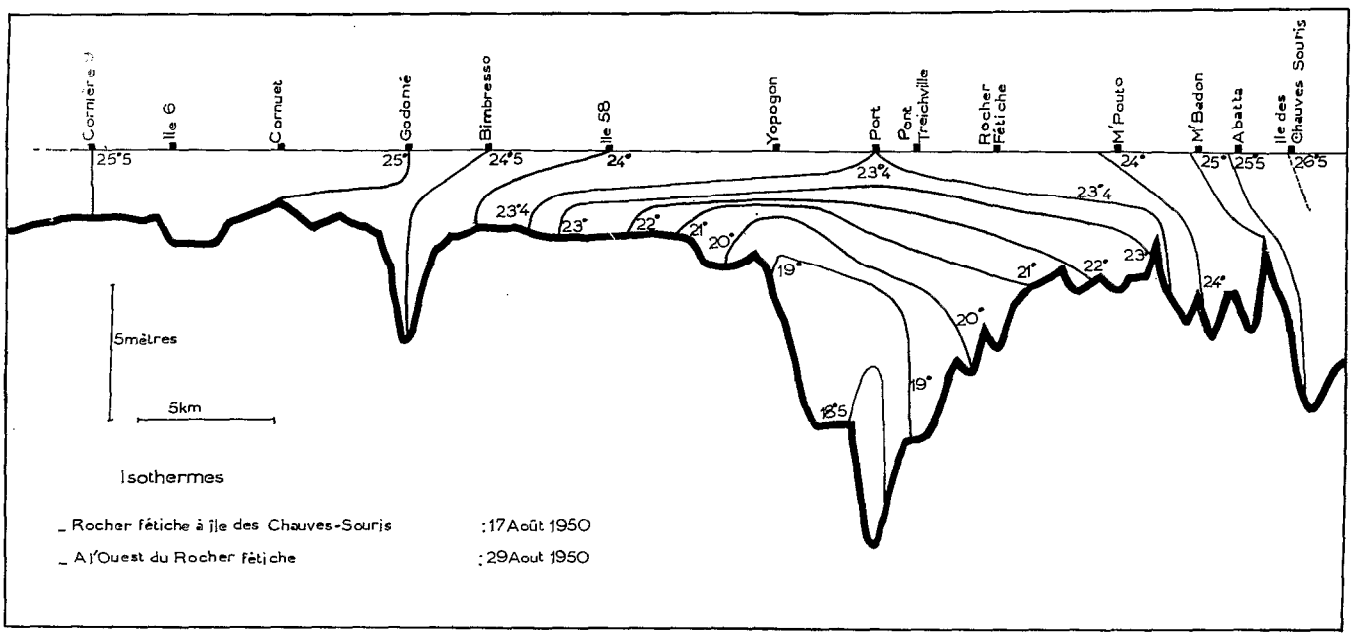


Fig. 47 East-West temperature section, one month after Vridi canal cutting.

Fig. 47 Coupe Est-Ouest de température, un mois après l'ouverture du canal de Vridi.

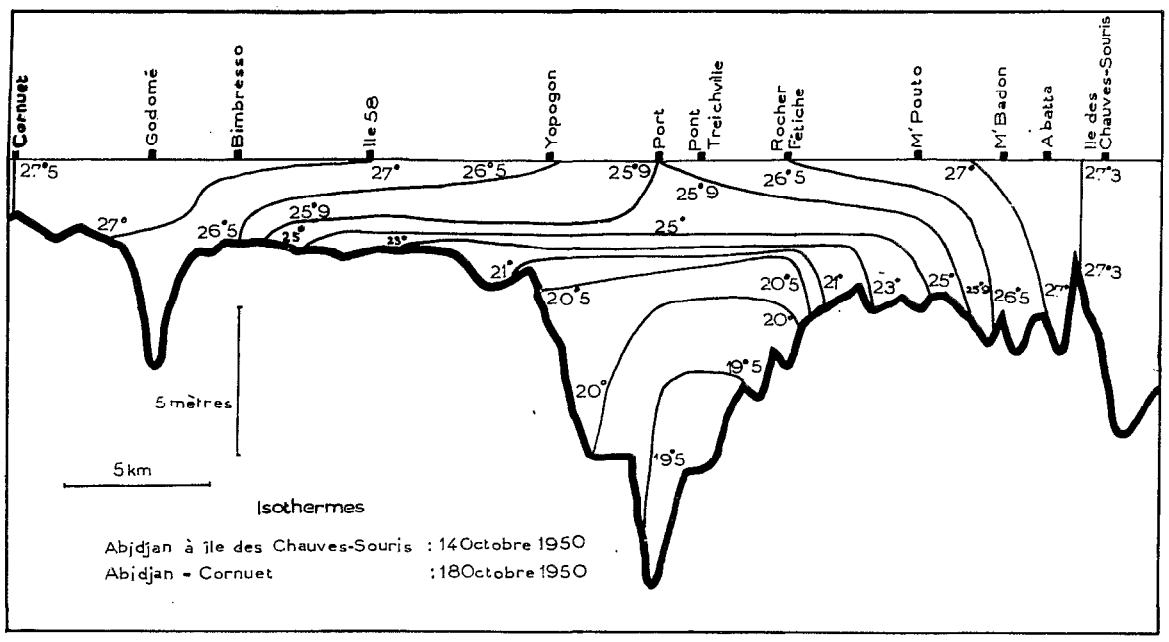


Fig. 48 East-West temperature section, october 1950
Fig. 48 Coupe Est-Ouest de température, octobre 1950.

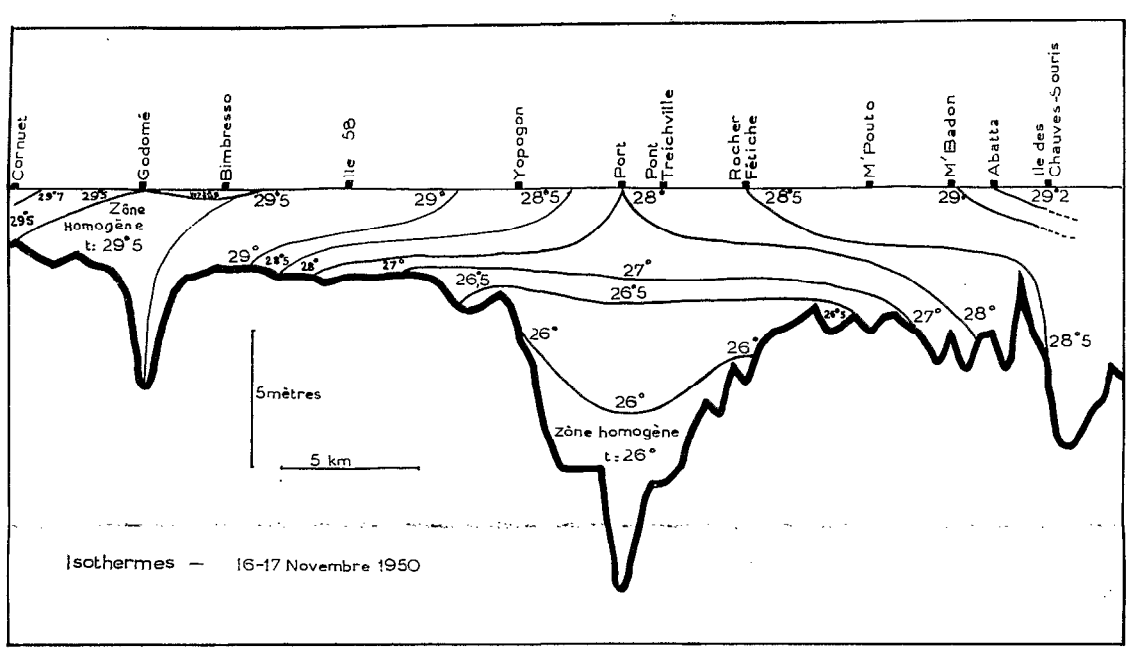


Fig. 49 East-West temperature section, november 1950
Fig. 49 Coupe Est-Ouest de température, novembre 1950.

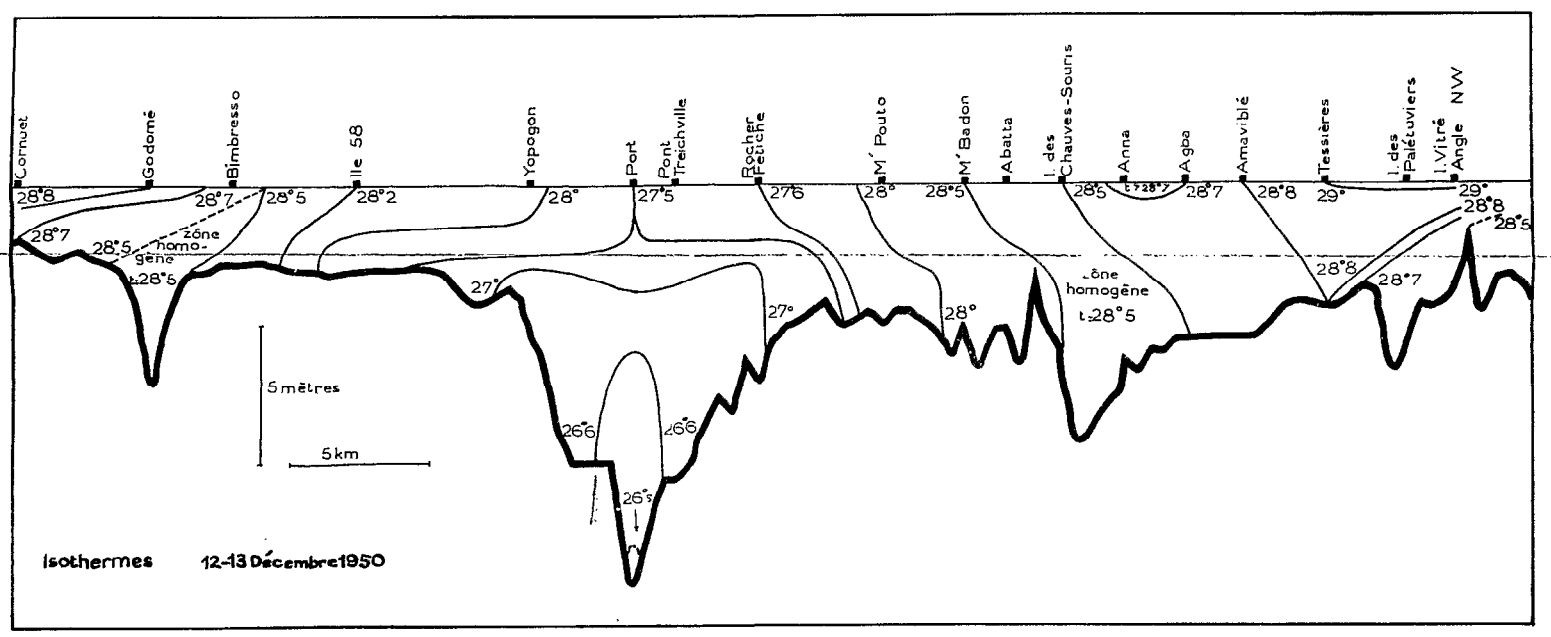


Fig. 50 East-West temperature section, december 1950
Fig. 50 Coupe Est-Ouest de température, décembre 1950.

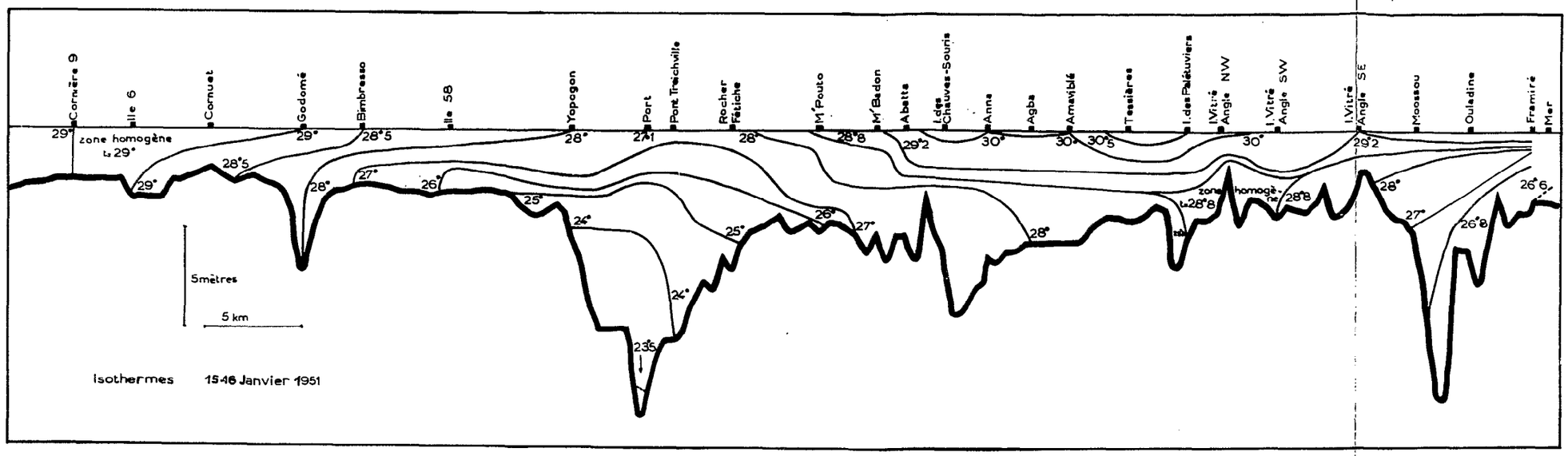


Fig. 51 East-West temperature section, january 1951
Fig. 51 Coupe Est-Ouest de température, janvier 1951.

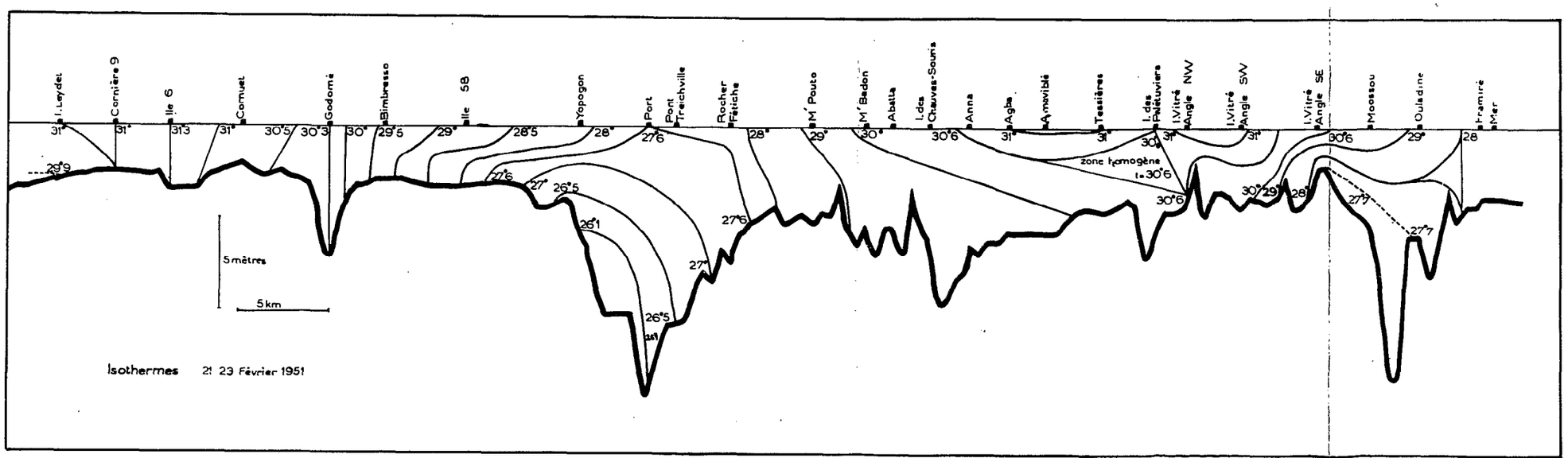


Fig. 52 East-West temperature section, february 1951
Fig. 52 Coupe Est-Ouest de température, février 1951.

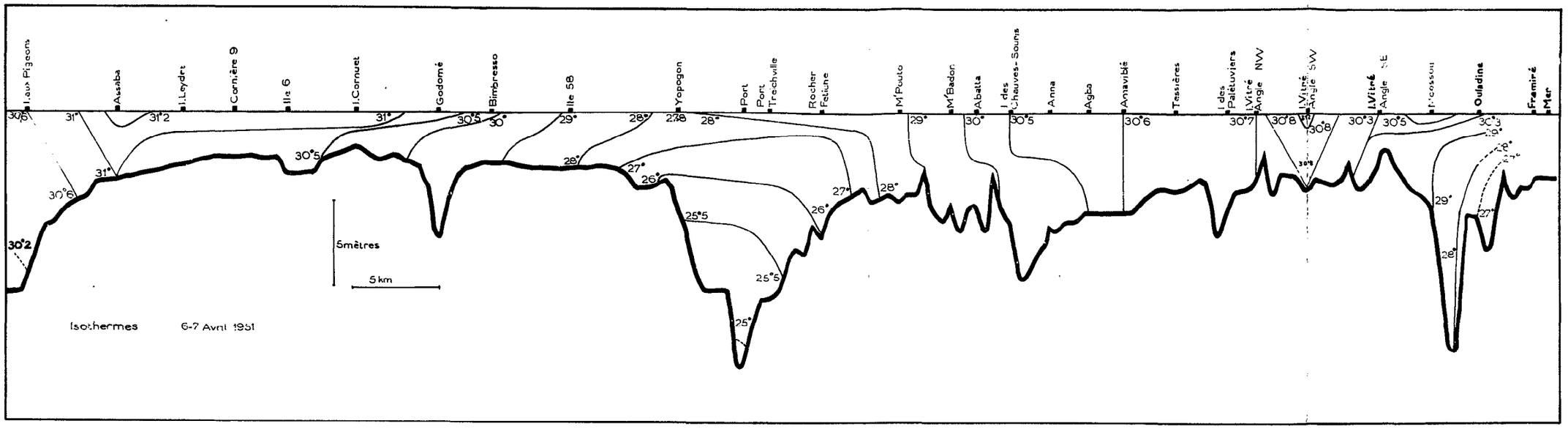


Fig. 53 East-West temperature section, april 1951
Fig. 53 Coupe Est-Ouest de température, début avril 1951.

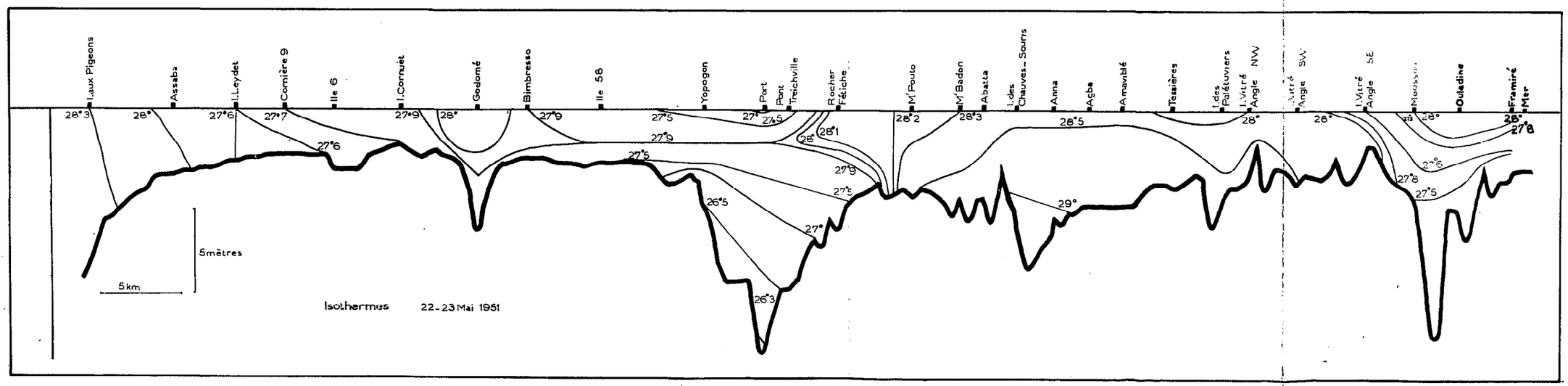


Fig. 54 East-West temperature section, may 1951
Fig. 54 Coupe Est-Ouest de température, mai 1951.

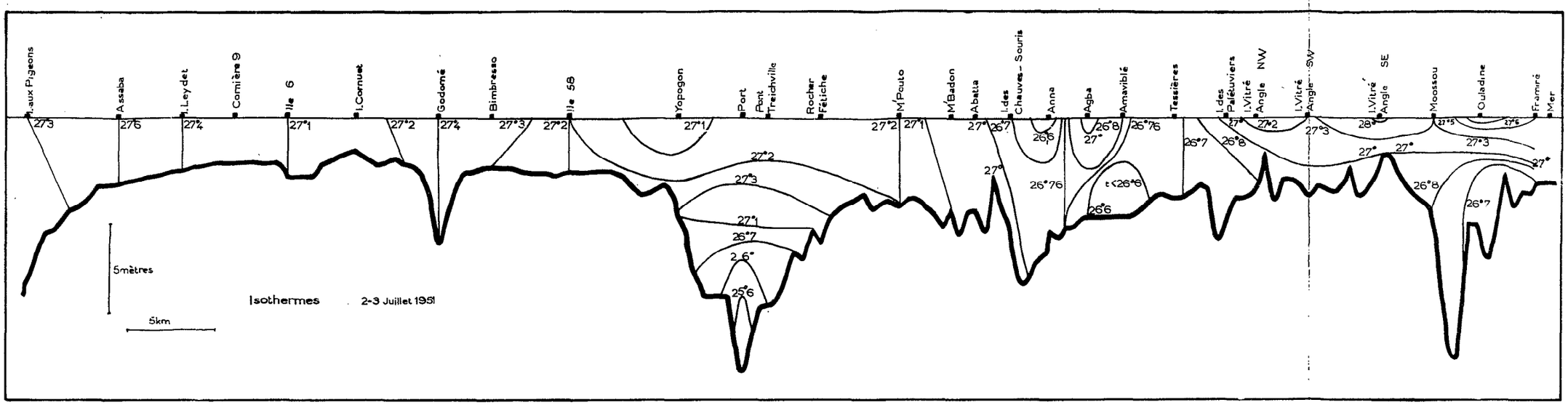


Fig. 55 East-West temperature section, july 1951
Fig. 55 Coupe Est-Ouest de température, début juillet 1951.

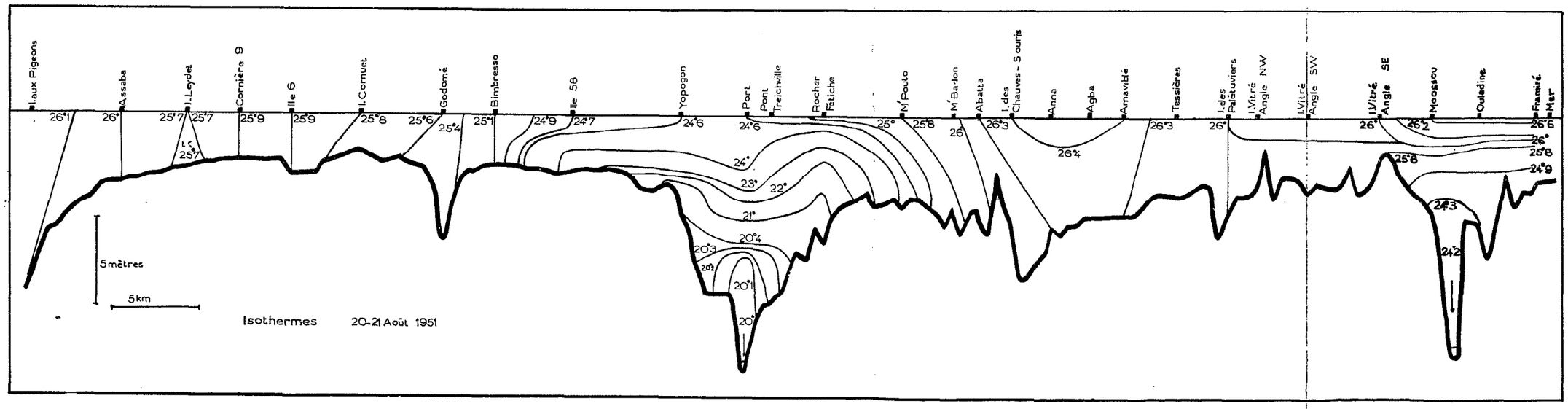


Fig. 56 East-West temperature section, august 1951
Fig. 56 Coupe Est-Ouest de température, août 1951.

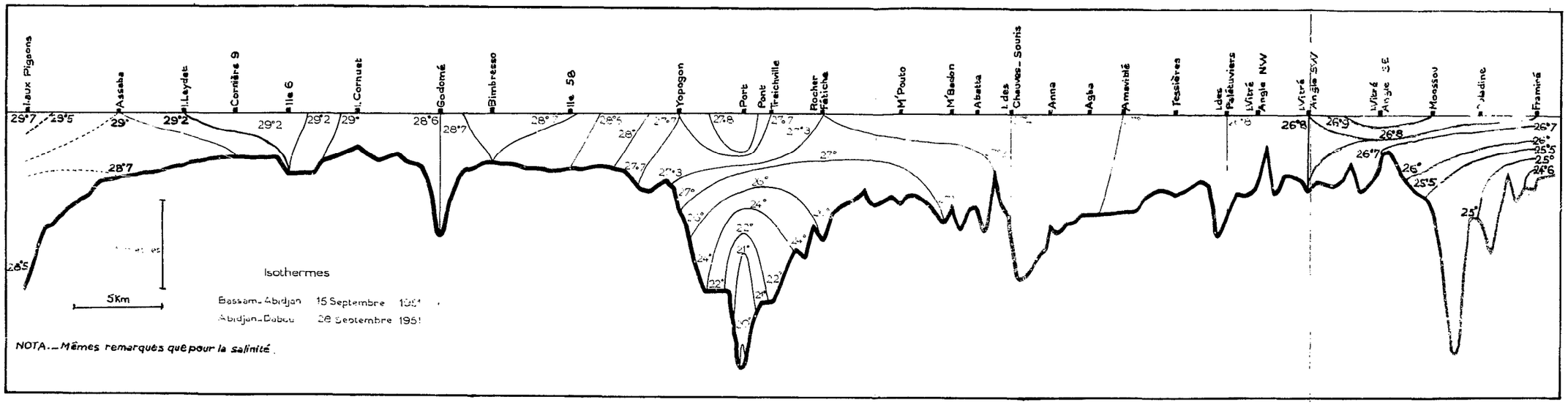


Fig. 57 East-West temperature section, september 1951
Fig. 57 Coupe Est-Ouest de température, septembre 1951.

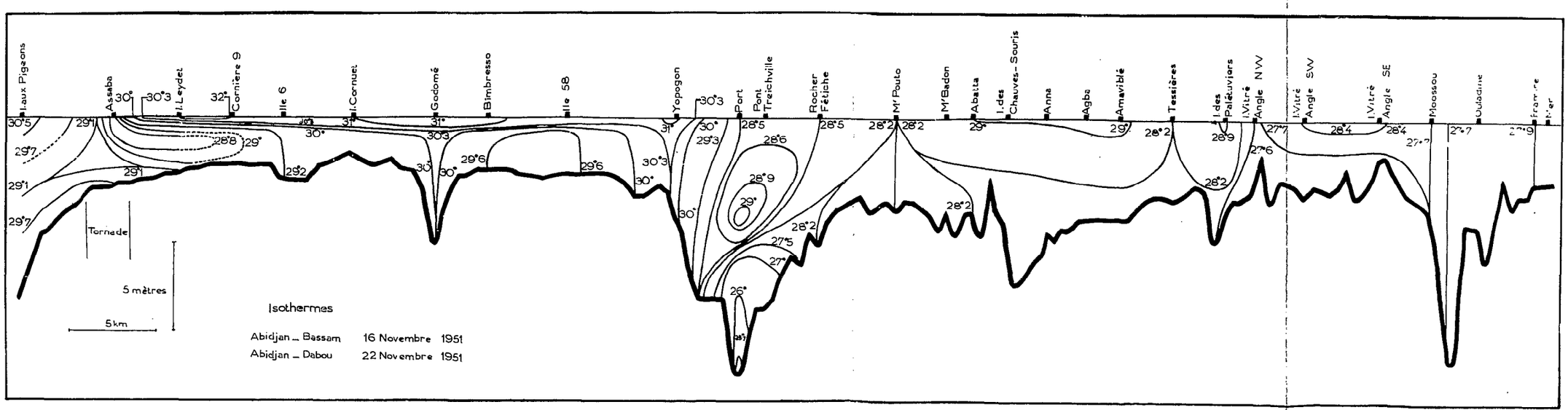


Fig. 58 East-West temperature section, november 1951
Fig. 58 Coupe Est-Ouest de température, novembre 1951.

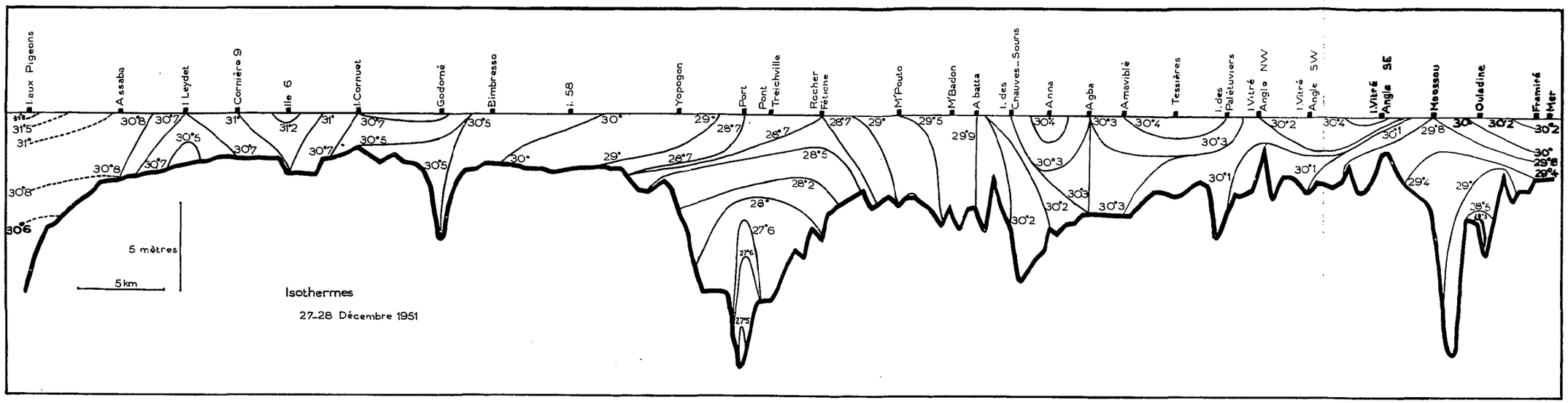


Fig. 59 East-West temperature section, december 1951
Fig. 59 Coupe Est-Ouest de température, fin décembre 1951.

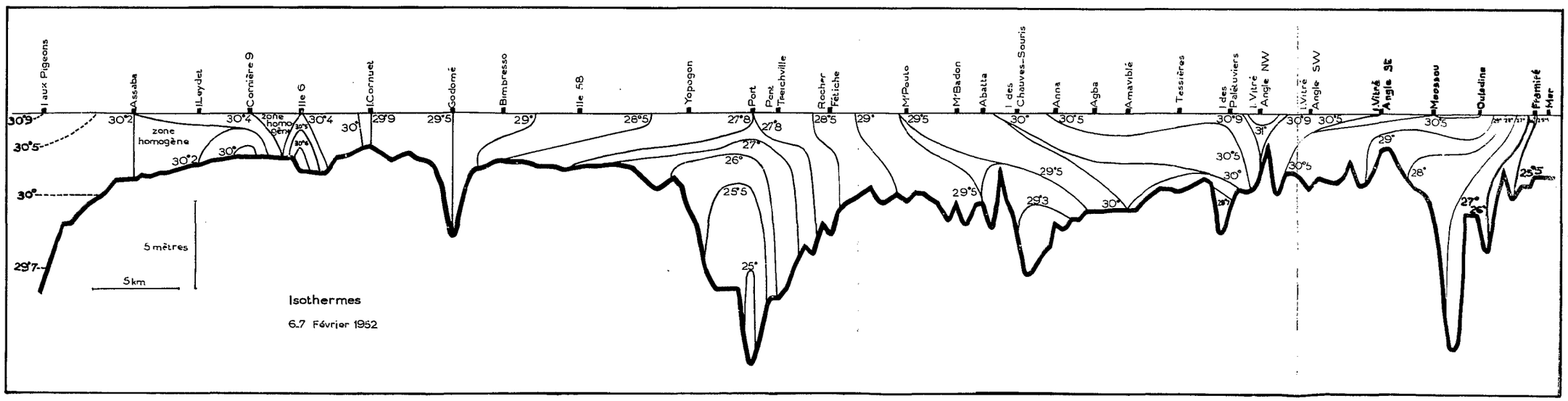


Fig. 60 East-West temperature section, february 1952
Fig. 60 Coupe Est-Ouest de température, début février 1952.

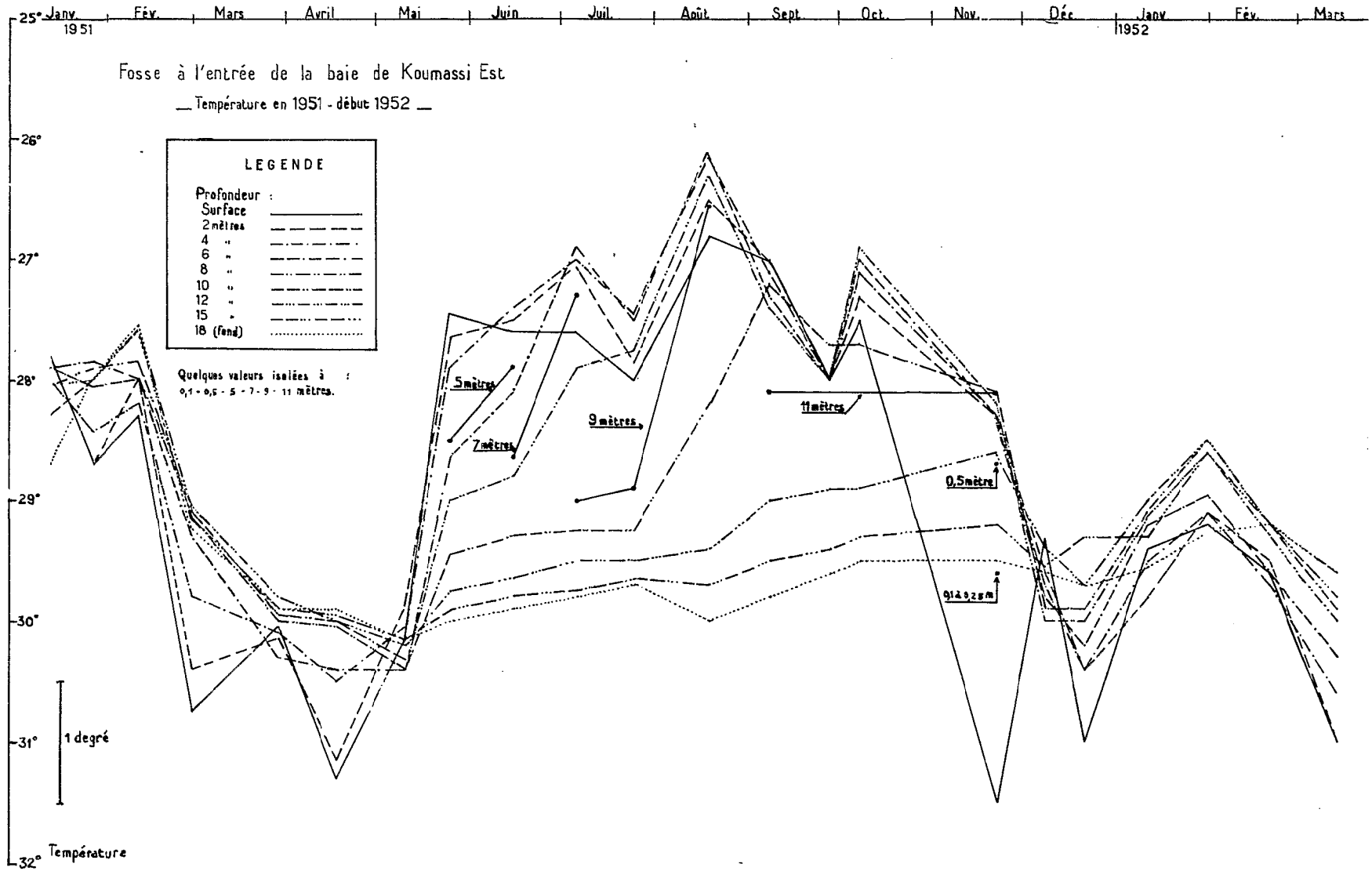


Fig. 61 Temperature evolution in East Koumassi trench

Fig. 61 Évolution de la température dans la fosse de Koumassi Est.

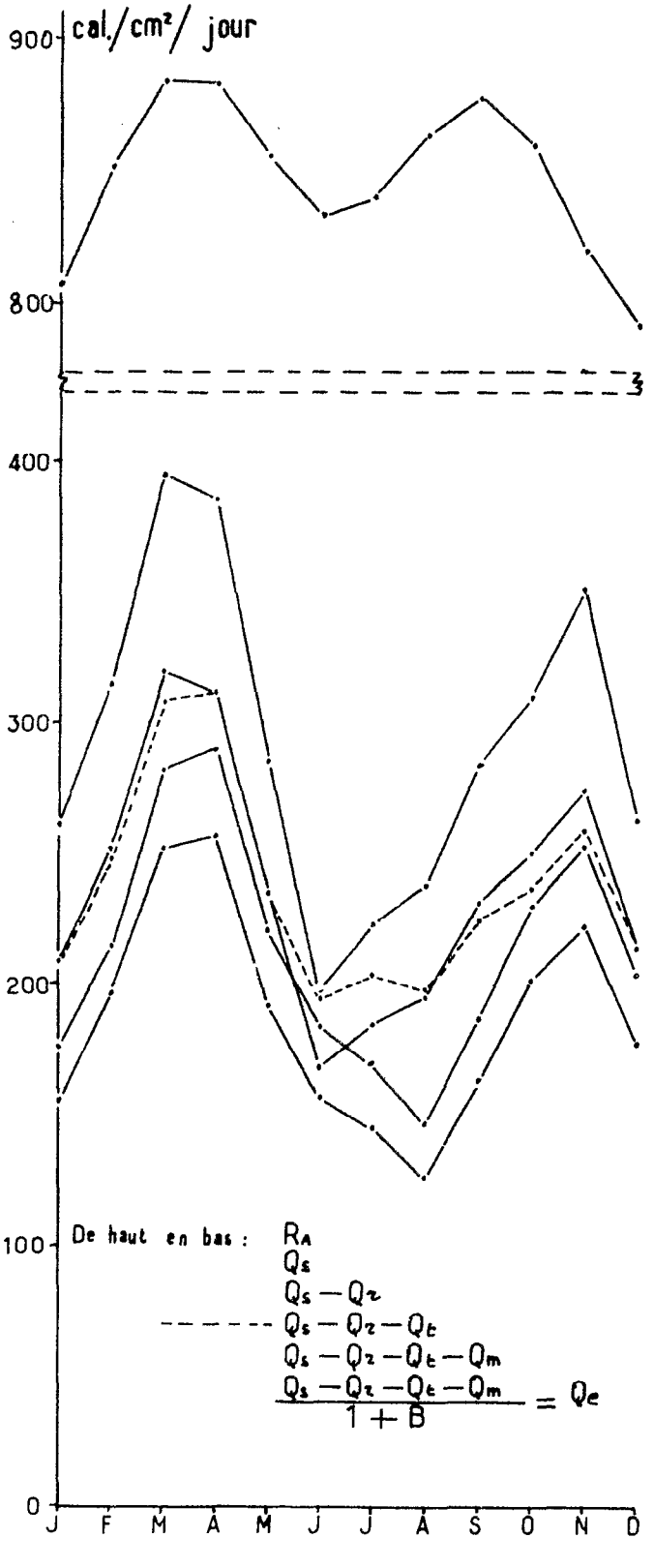
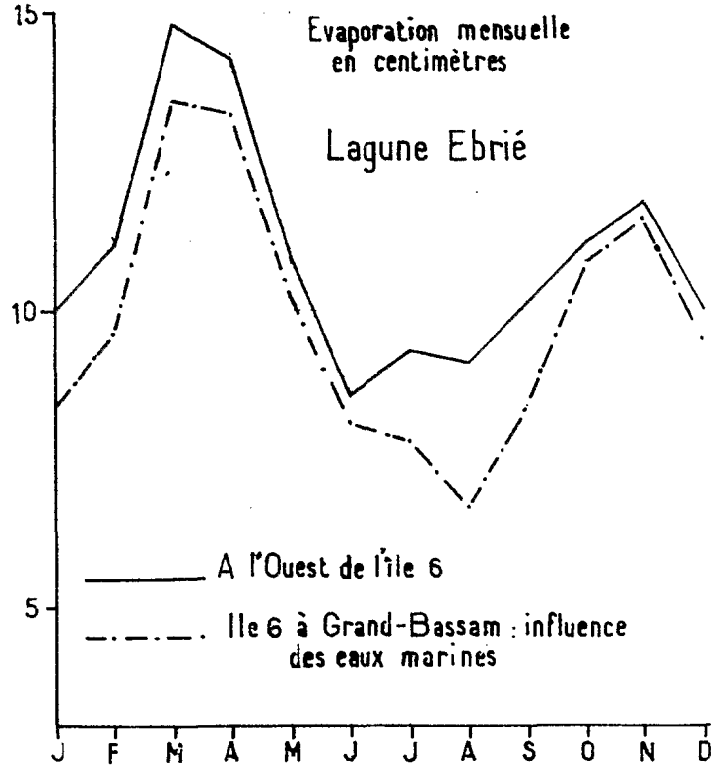
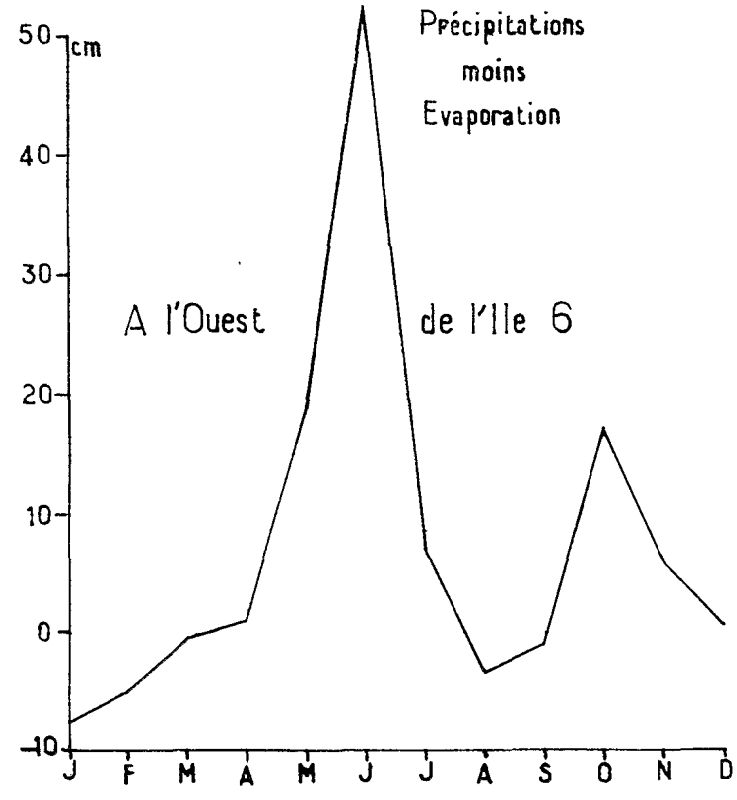


Fig. 62 Terms of heat balance. See also table 8.

Fig. 62 Les différents termes du bilan thermique. Voir le tableau 8.





Les courbes "Ouest et Est de l'Ile 6" sont presque confondues à l'échelle du dessin

Fig. 63 Monthly evaporation in maritime and non-maritime parts of the lagoon. Evolution of the difference : precipitation minus evaporation. See also table 9.

Fig. 63 Hauteurs d'eau évaporée mensuellement dans les parties maritime et non-maritime de la lagune. Évolution de la différence : précipitation moins évaporation. Voir le tableau 9.

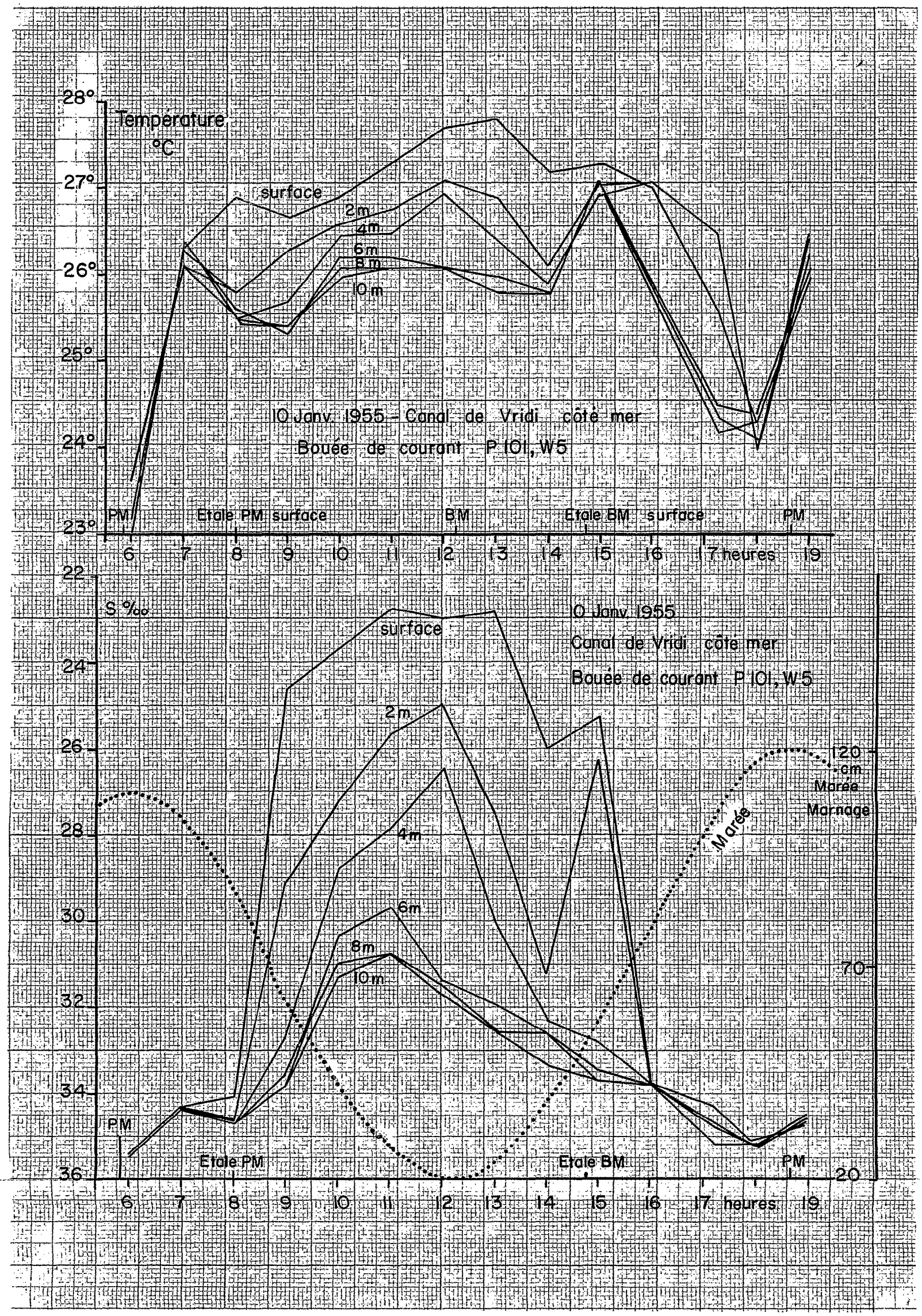


Fig. 64 Vridi canal : salinity and temperature during a tide, dry season.

Fig. 64 Canal de Vridi : salinité et température pendant un cycle de marée, en saison sèche.

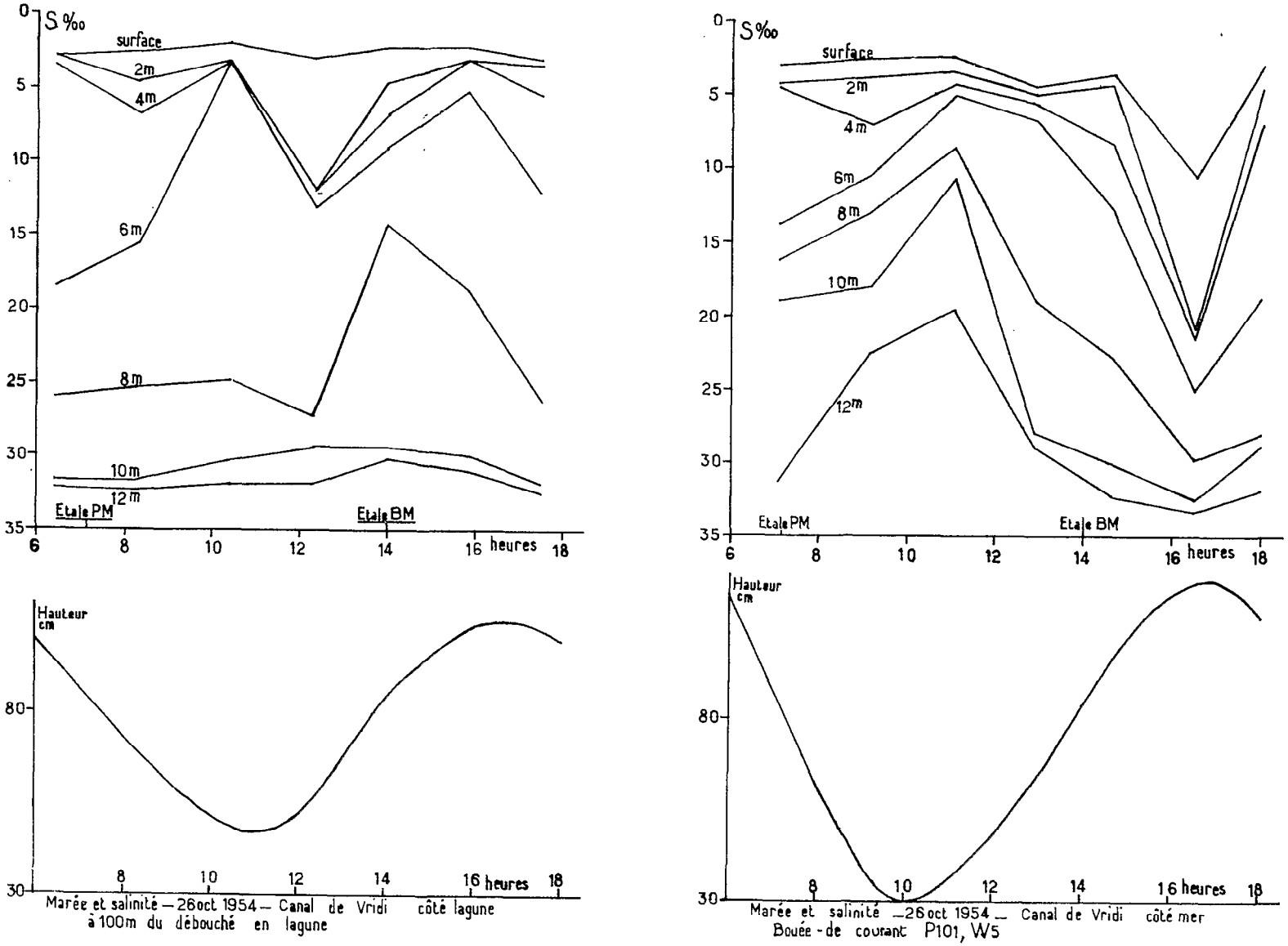


Fig. 65 Vridi canal : salinities at each end during a tide, at the time of Comoe river flood.

Fig. 65 Canal de Vridi : salinité aux deux extrémités du canal pendant un cycle de marée, à l'époque de la crue de la Comoé.

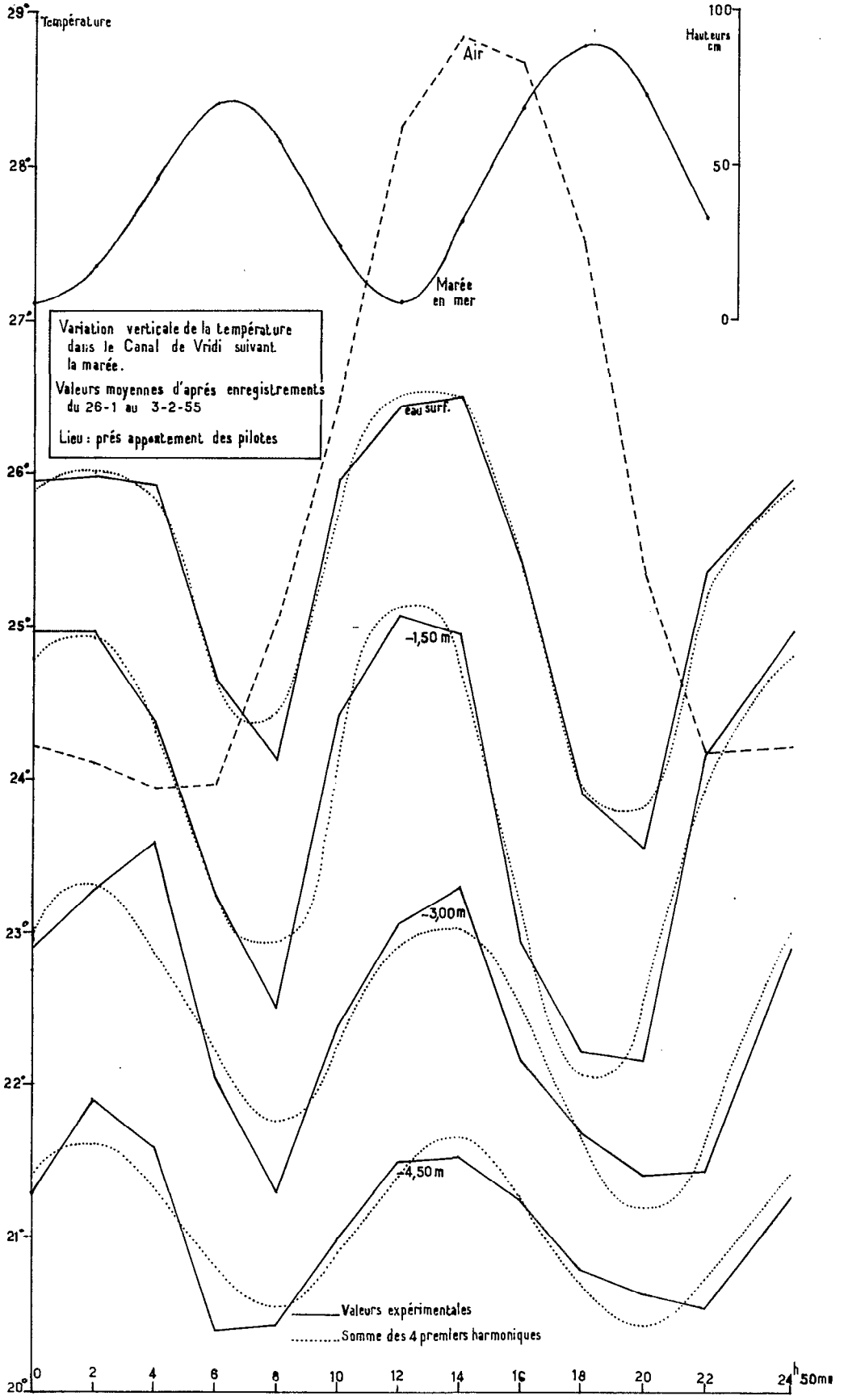


Fig. 66 Vridi canal : diurnal (semi-diurnal) temperature variations (air and water). Dotted line : sum of the first four harmonics.

Fig. 66 Canal de Vridi : variation diurne (semi-diurne) des températures de l'air et de l'eau en fonction de la marée (enregistrement). En pointillé, la somme des quatre premiers harmoniques.

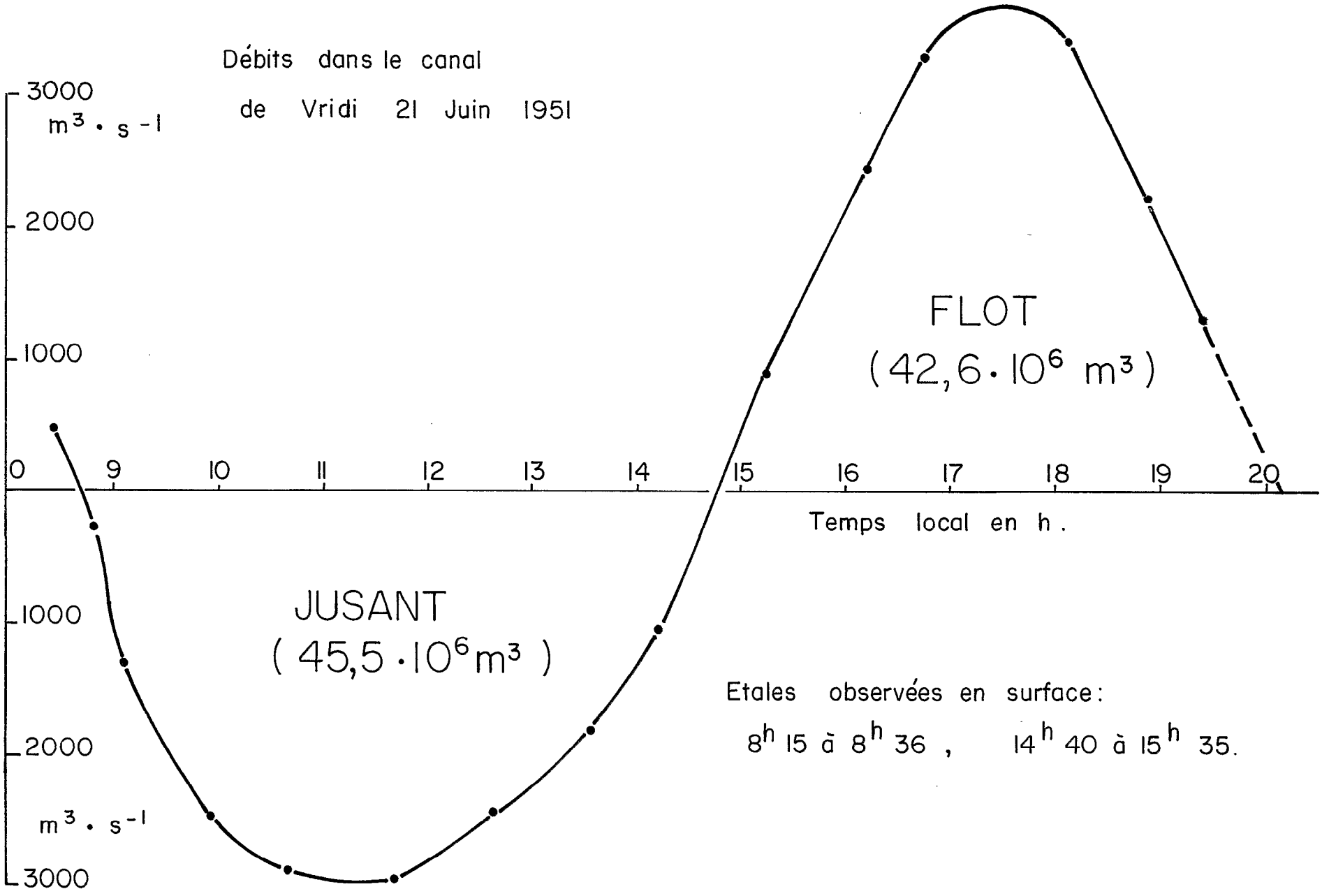


Fig. 67 Vridi canal : instant flows during a tide.

Fig. 67 Canal de Vridi : débits instantanés pendant un cycle de marée.

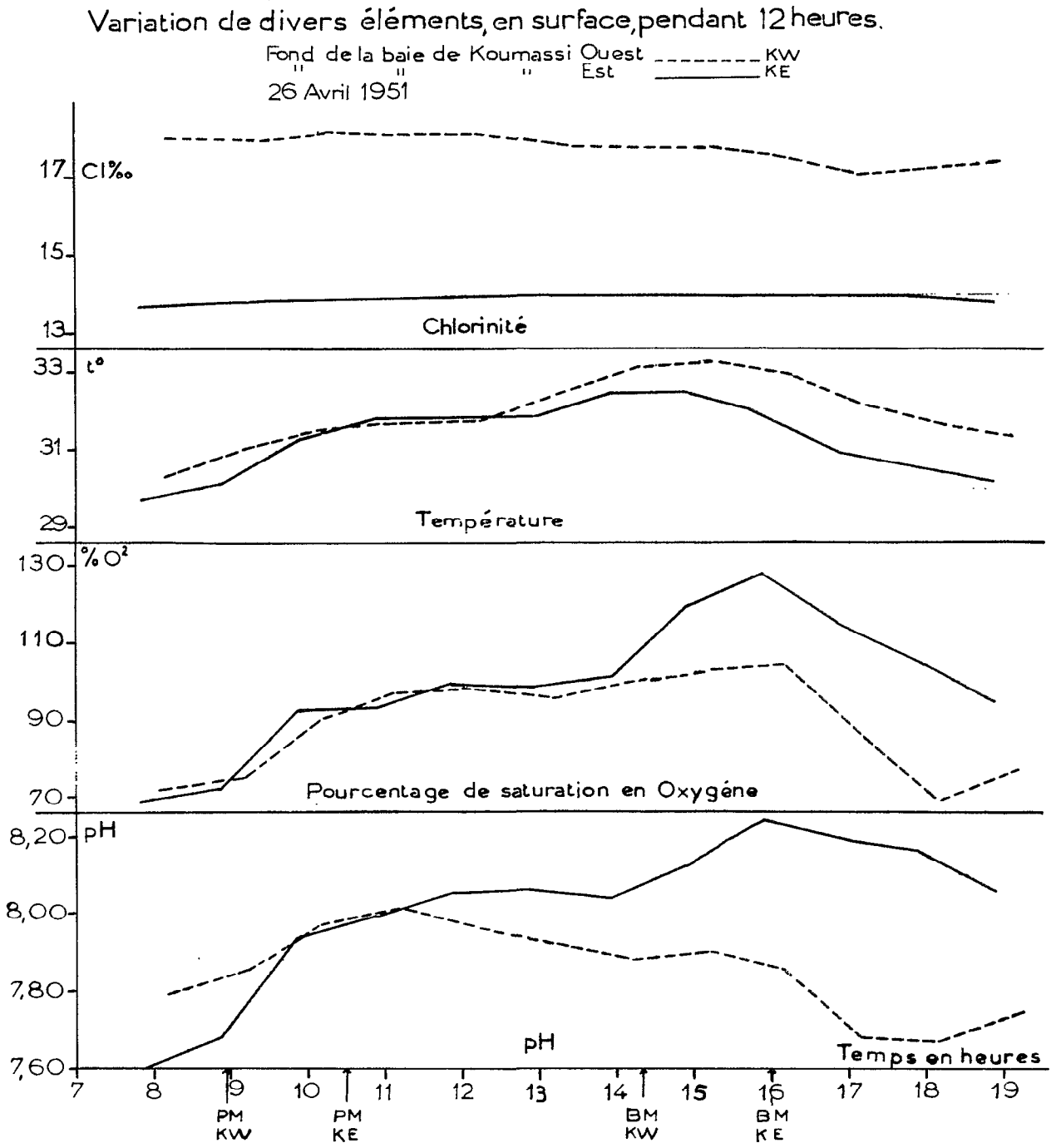


Fig. 68 pH, oxygen saturation percentage, temperature and salinity on each side of Koumassi dam.

Fig. 68 Variation diurne du pH, du pourcentage de saturation en oxygène, de la température et de la salinité, de part et d'autre de la digue de Koumassi.

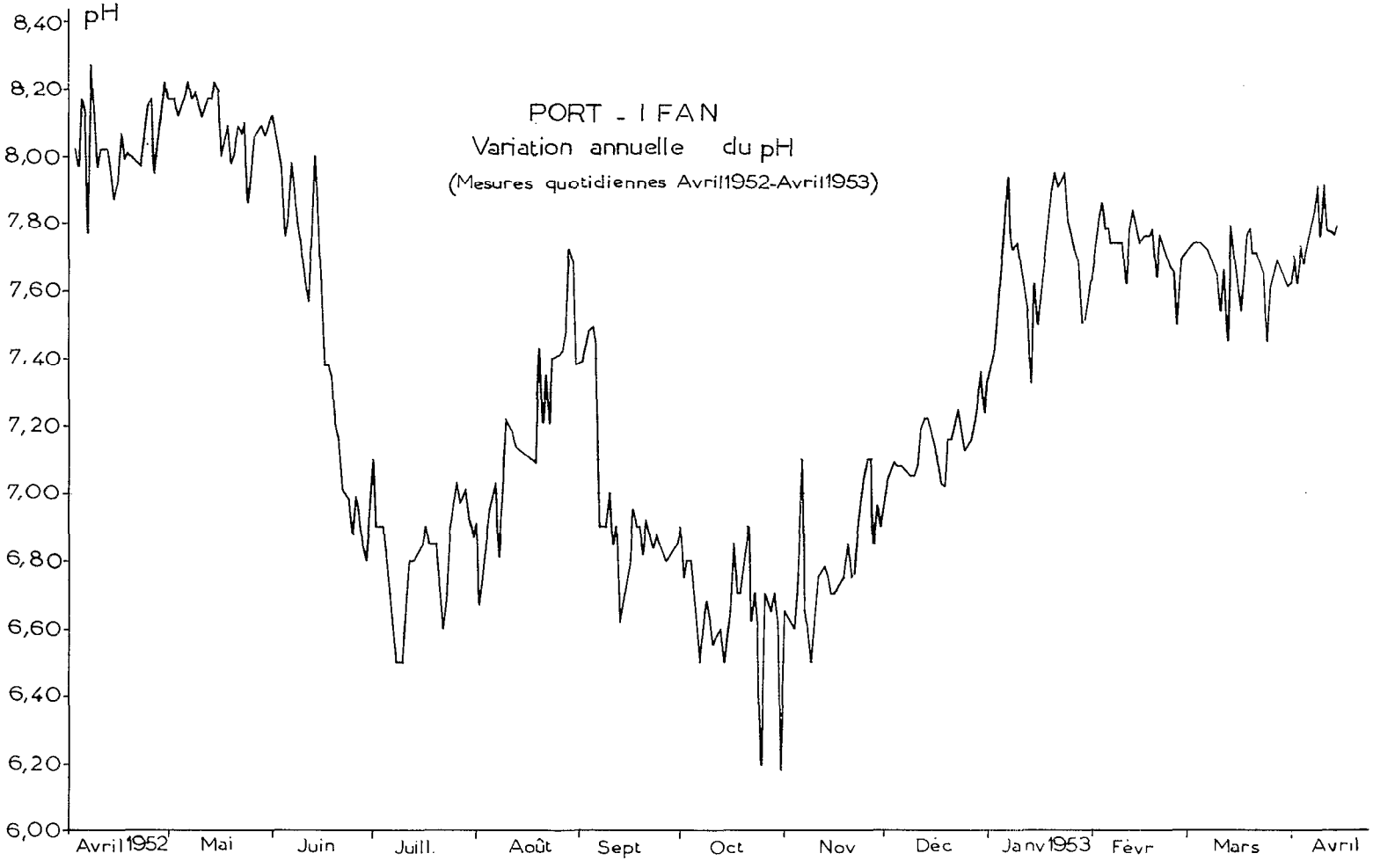


Fig. 69 Annual variation of pH in the bay of Cocody.

Fig. 69 Variation annuelle du pH superficiel en baie de Cocody.

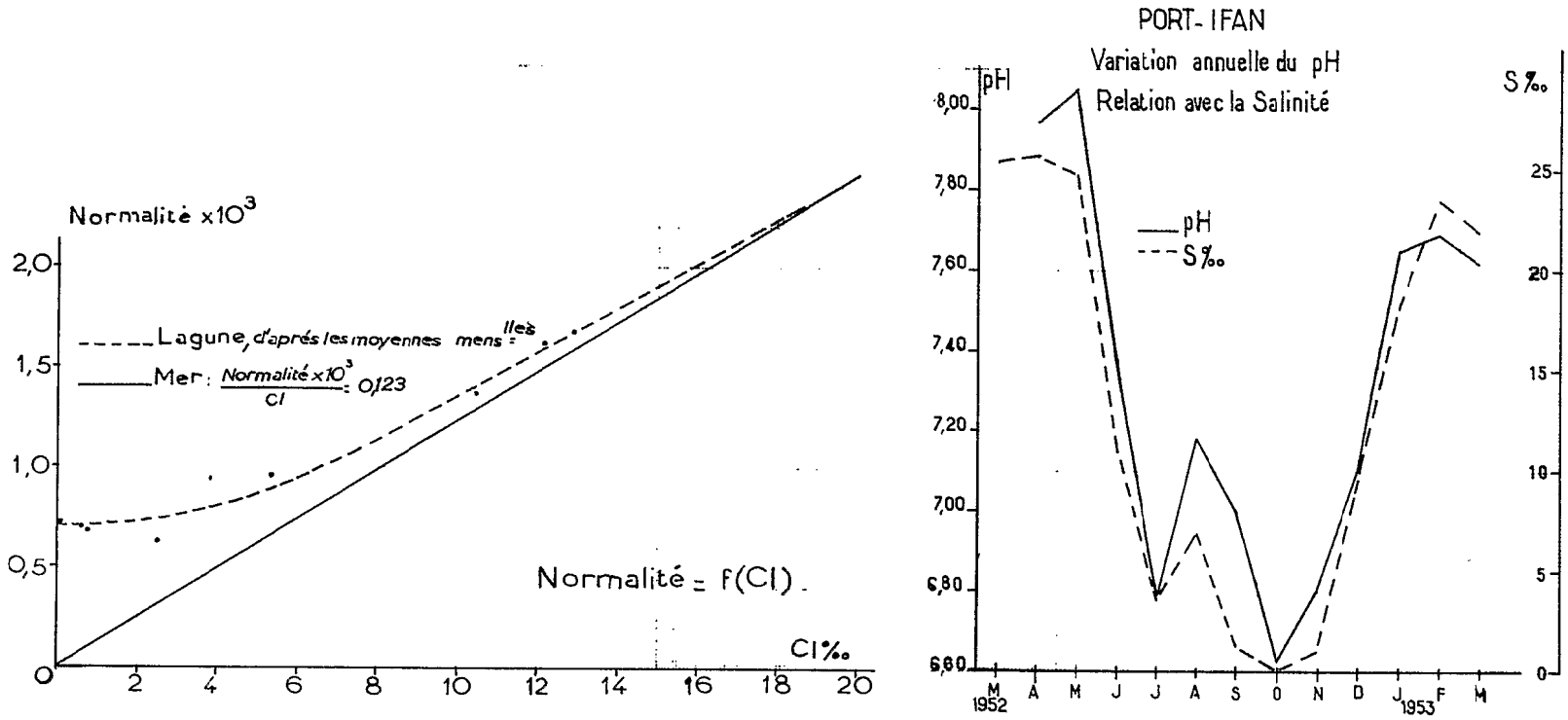


Fig. 70 Titration alkalinity versus chlorinity. Similitude of annual variations of pH and salinity (surface) in the bay of Cocody.

Fig. 70 L'alcalinité de titration en fonction de la chlorinité. Parallélisme des variations annuelles de pH et de salinité, en surface, dans la baie de Cocody.

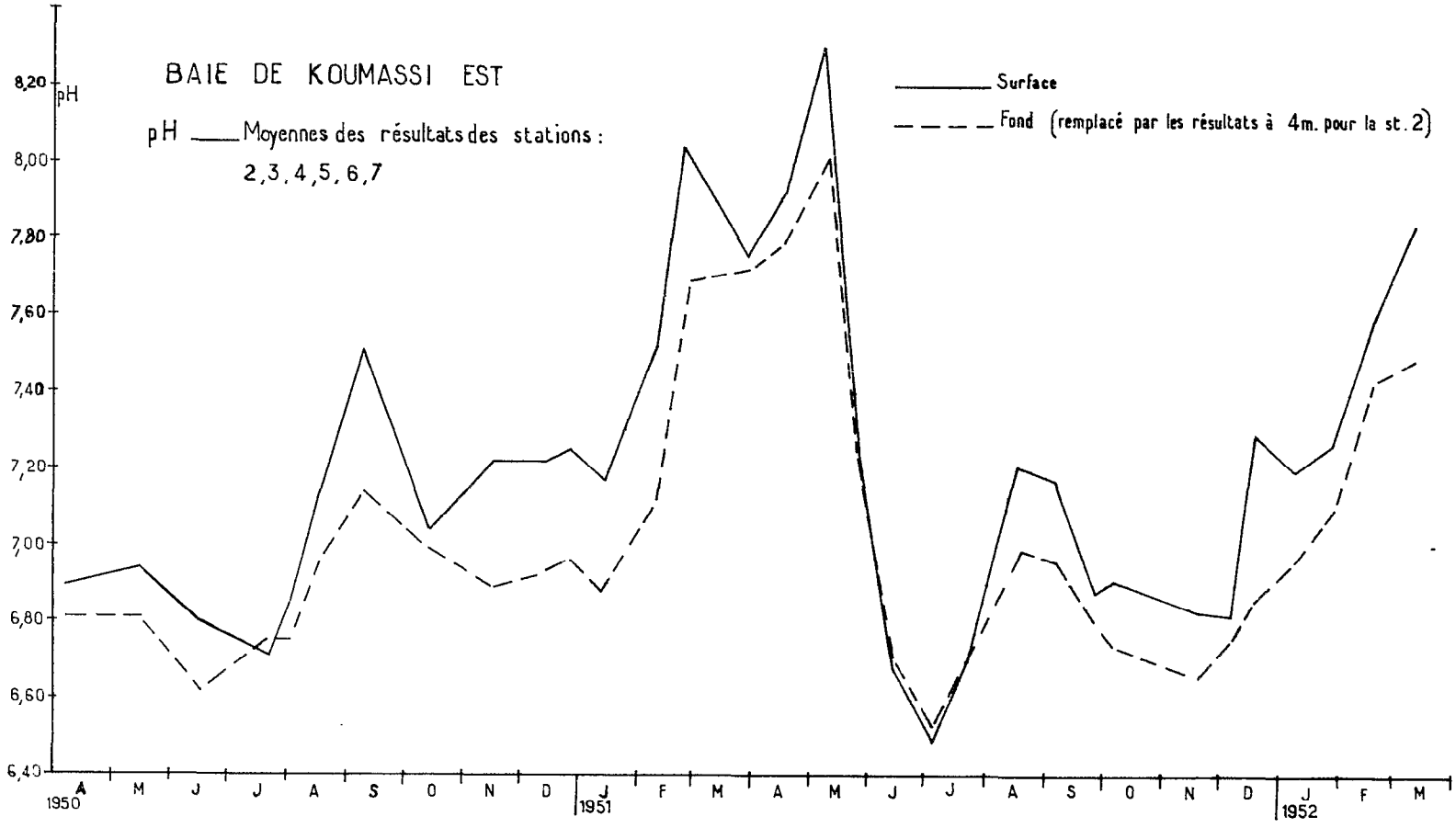


Fig. 71 Mean variation of pH in East Koumassi embayment, april 1950 to March 1952

Fig. 71 Variation moyenne du pH dans l'ensemble de la baie de Koumassi Est, d'avril 1950 à mars 1952.

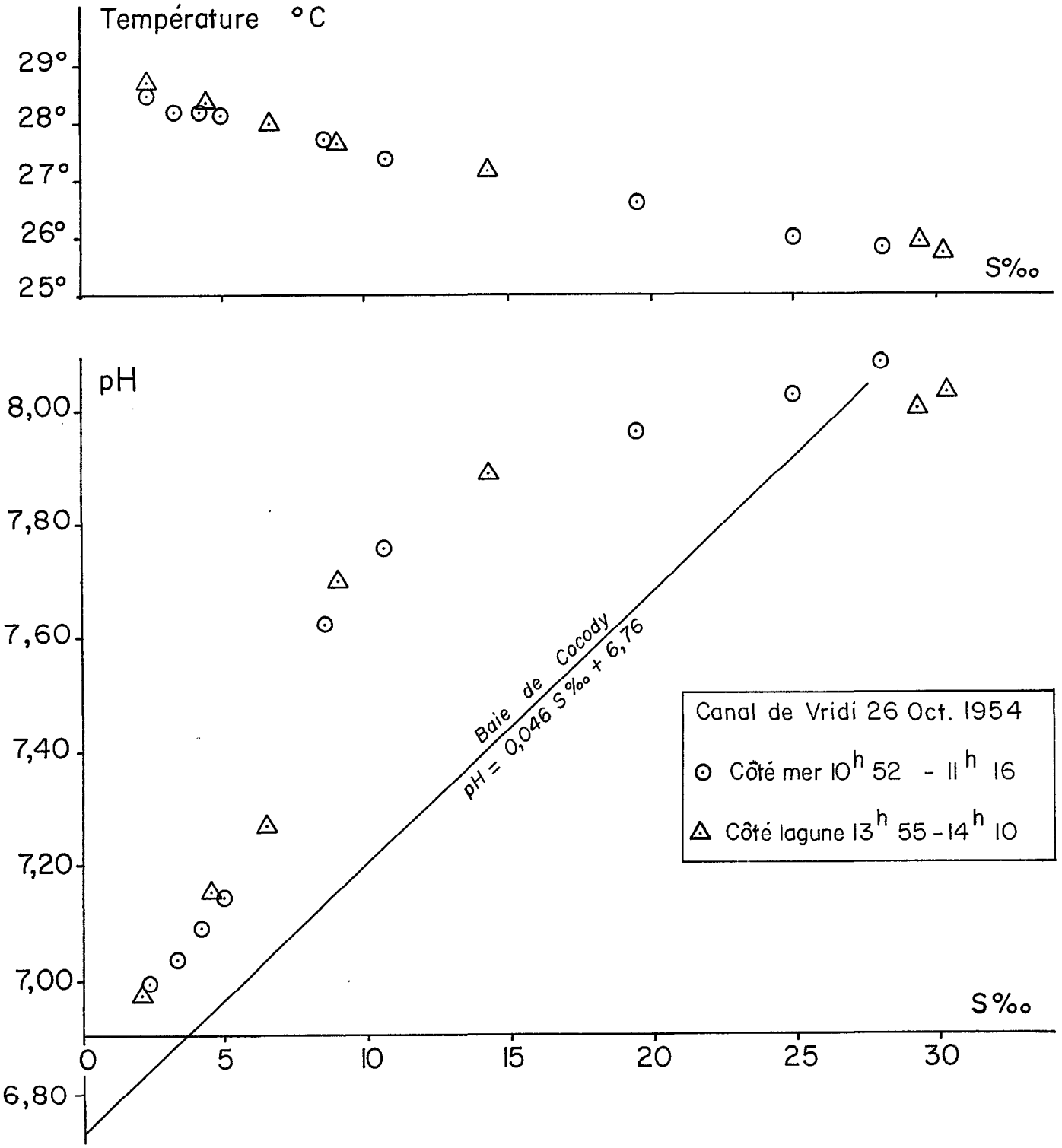


Fig. 72 Vridi canal : pH - salinity relationship is not linear (as was the case in the bay of Cocody, fig. 70).

Fig. 72 Canal de Vridi : la relation pH - salinité n'est pas linéaire, contrairement à ce qu'on observe en baie de Cocody.

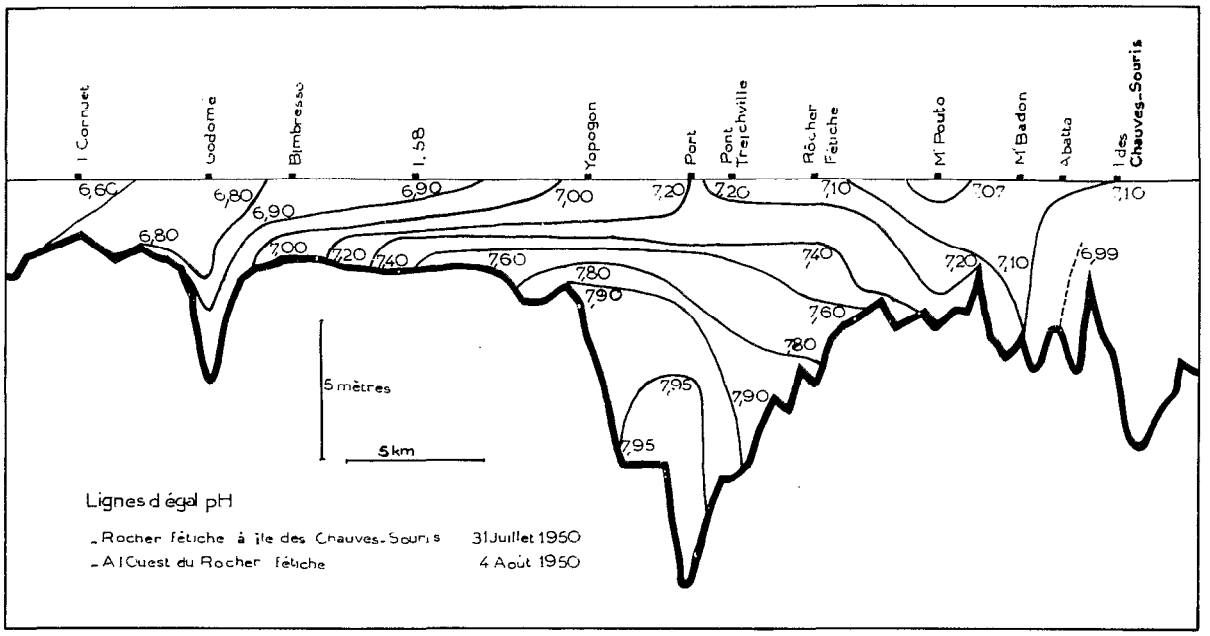


Fig. 73 East West pH section, ten days after Vridi canal cutting

Fig. 73 Coupe Est-Ouest de pH, une dizaine de jours après l'ouverture du canal de Vridi.

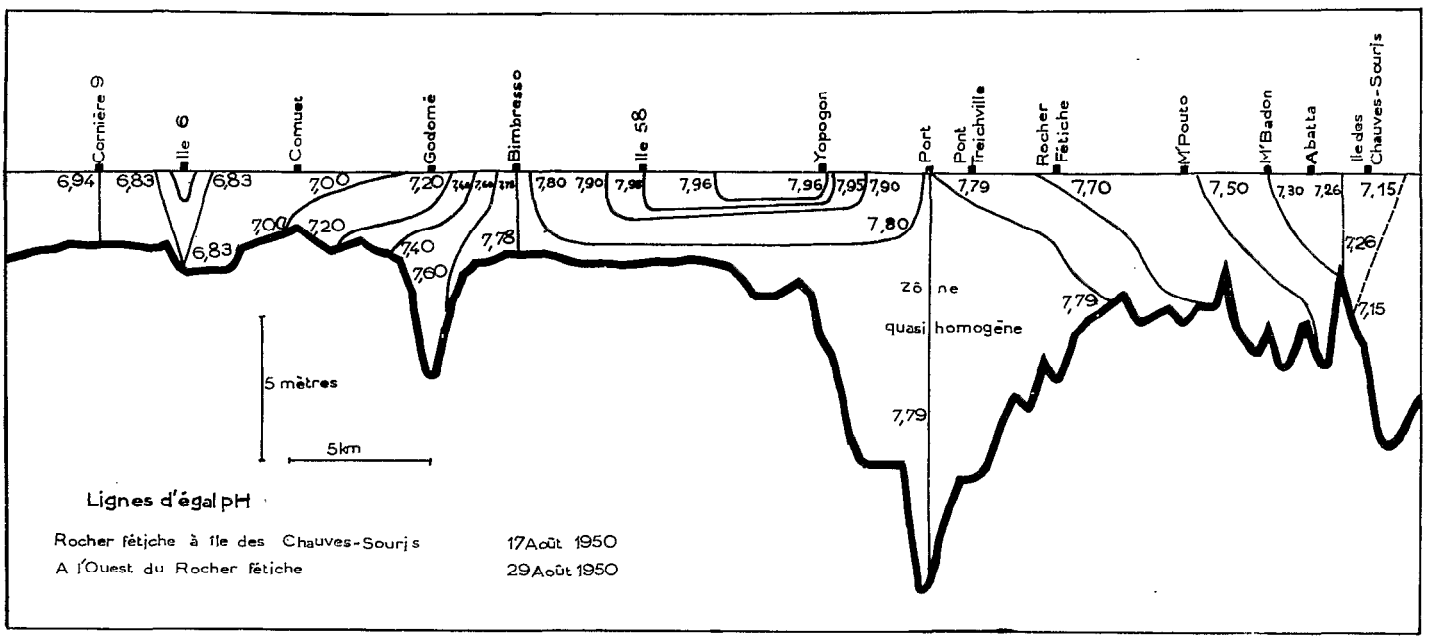


Fig. 74 East West pH section, one month after Vridi canal cutting

Fig. 74 Coupe Est-Ouest de pH, un mois après l'ouverture du canal de Vridi.

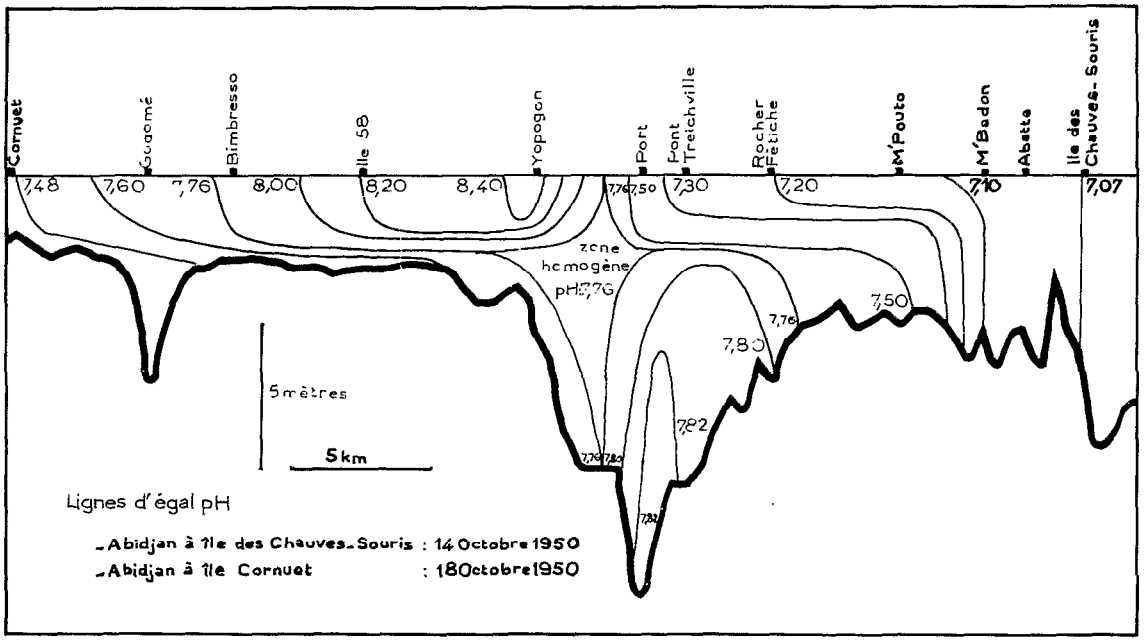


Fig. 75 East West pH section, october 1950
Fig. 75 Coupe Est-Ouest de pH, octobre 1950.

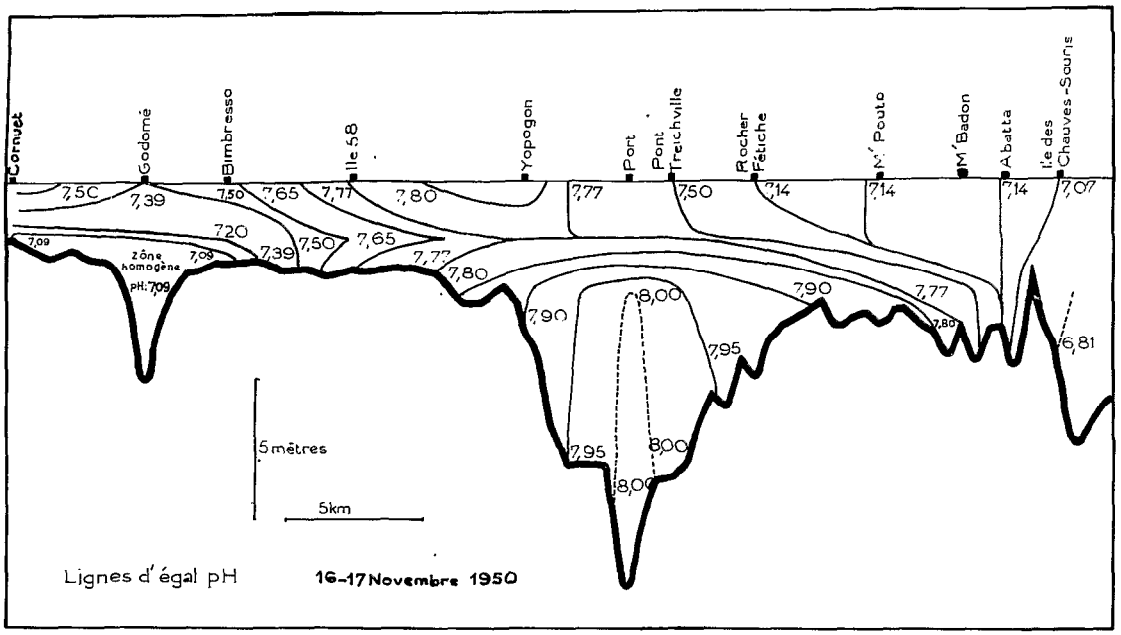


Fig. 76 East West pH section, november 1950
Fig. 76 Coupe Est-Ouest de pH, novembre 1950.

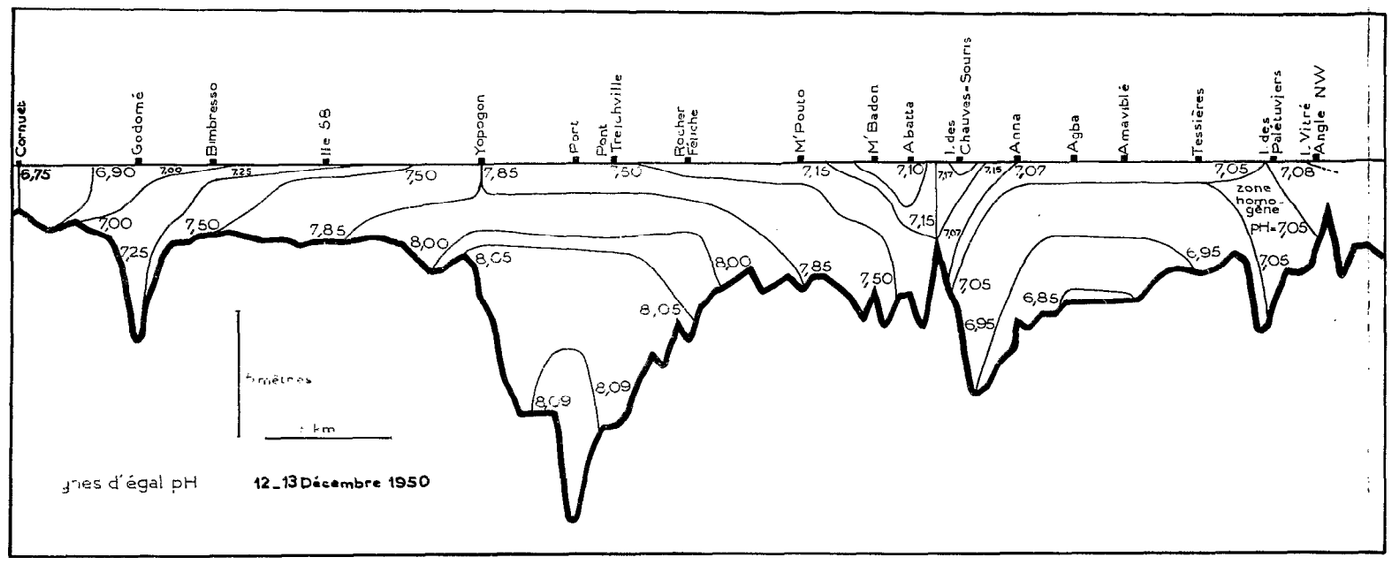


Fig. 77 East West pH section, december 1950
Fig. 77 Coupe Est-Ouest de pH, décembre 1950.

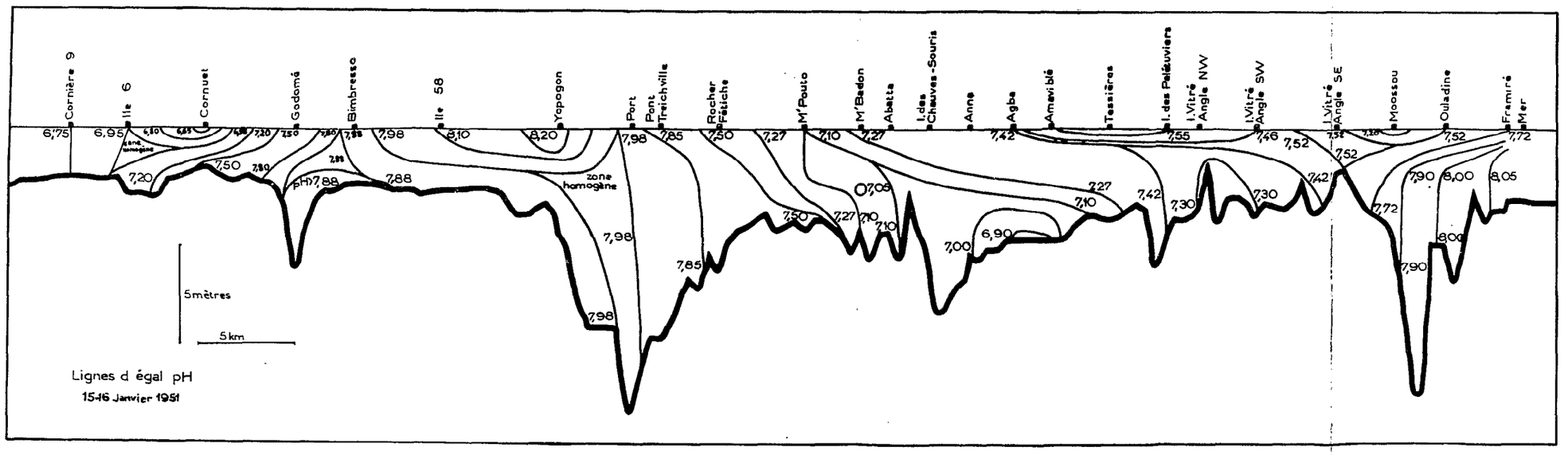


Fig. 78 East West pH section, january 1951
Fig. 78 Coupe Est-Ouest de pH, janvier 1951.

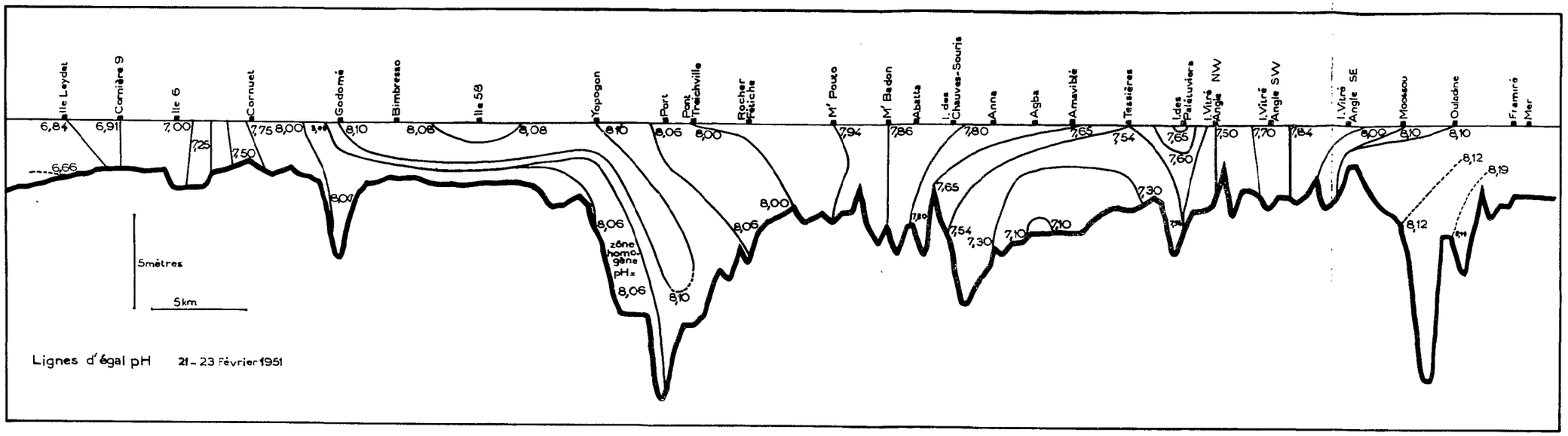


Fig. 79 East West pH section, february 1951
Fig. 79 Coupe Est-Ouest de pH, février 1951.

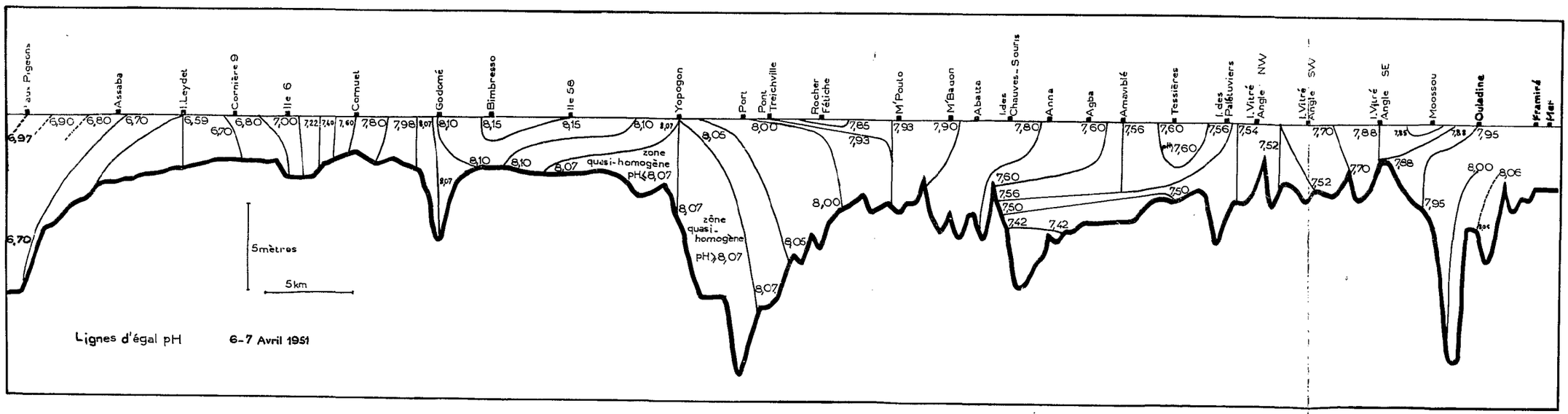


Fig. 80 East West pH section, april 1951
Fig. 80 Coupe Est-Ouest de pH, début avril 1951.

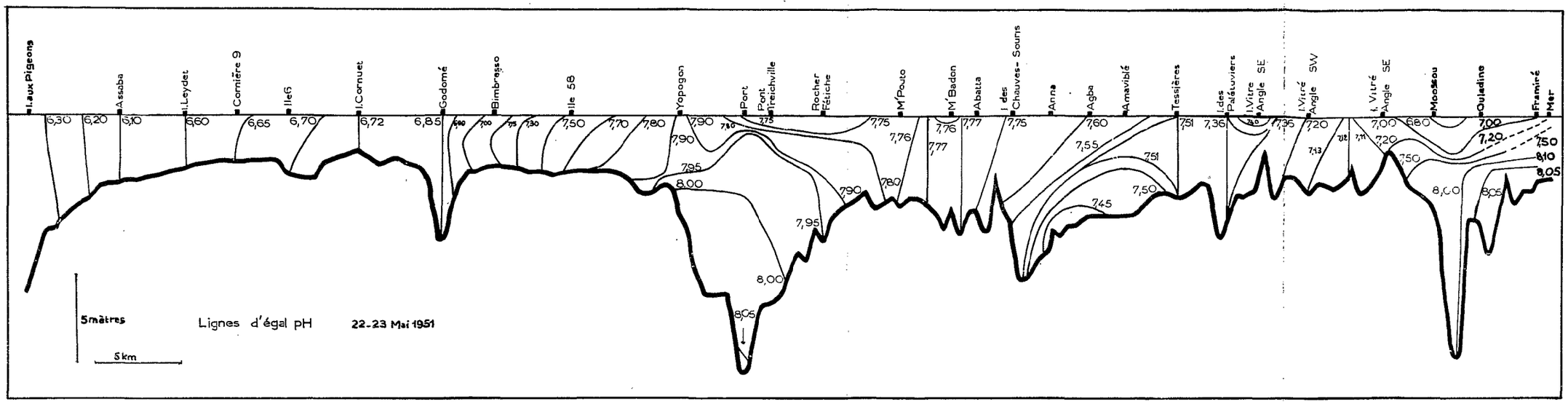


Fig. 81 East West pH section, may 1951
Fig. 81 Coupe Est-Ouest de pH, mai 1951.

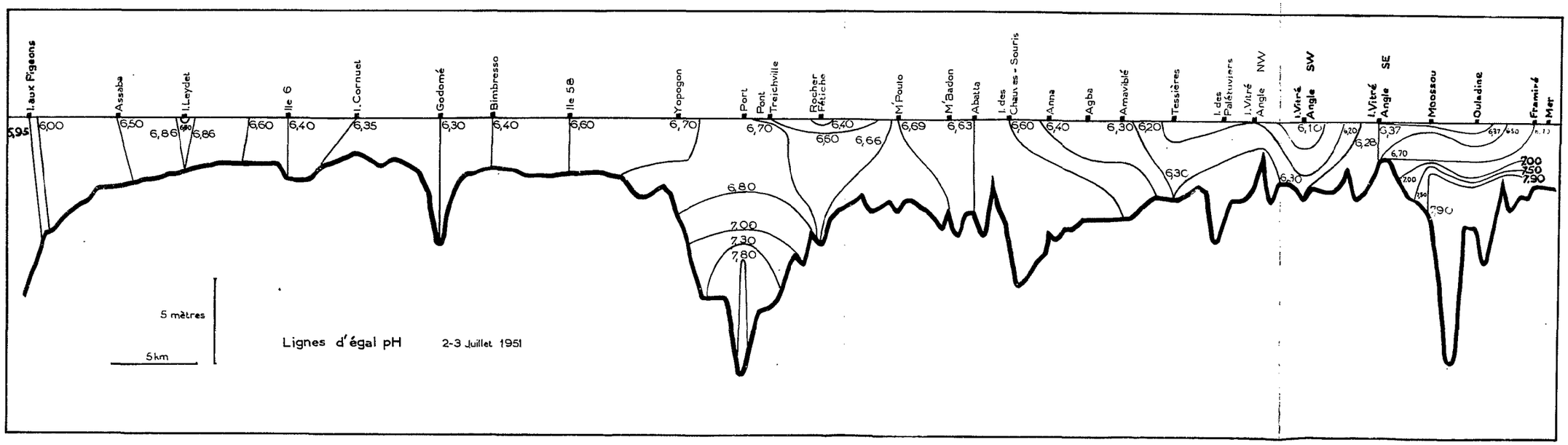


Fig. 82 East West pH section, july 1951
Fig. 82 Coupe Est-Ouest de pH, début juillet 1951.

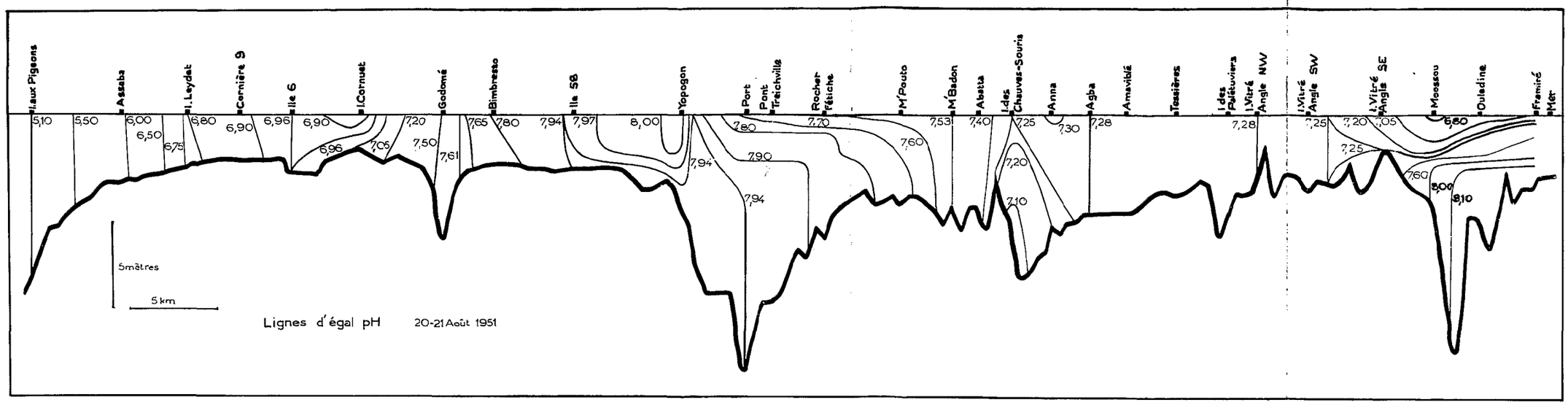


Fig. 83 East West pH section, august 1951
Fig. 83 Coupe Est-Ouest de pH, août 1951.

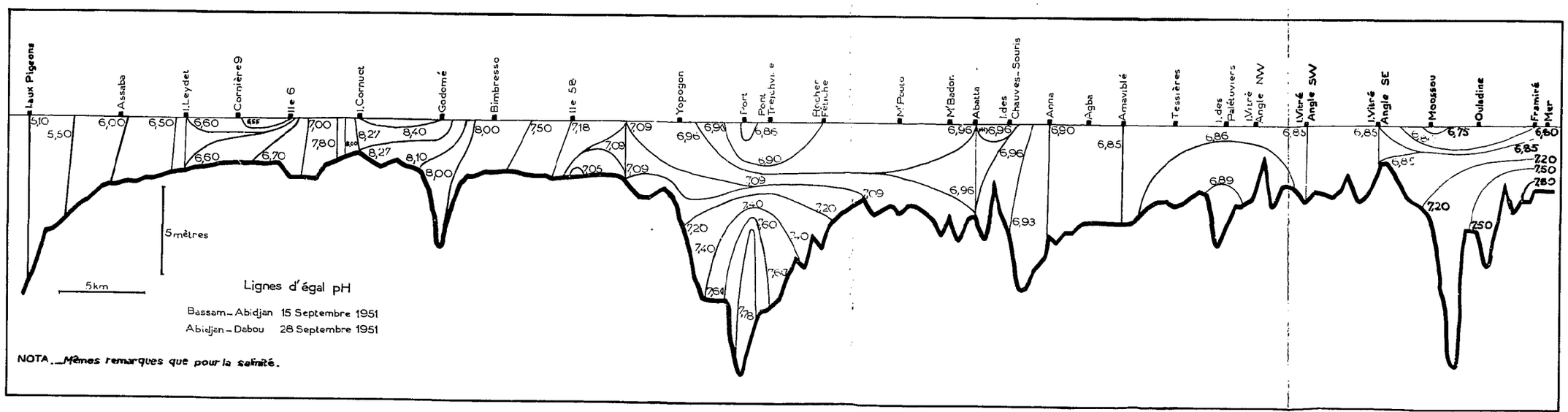


Fig. 84 East West pH section, september 1951
Fig. 84 Coupe Est-Ouest de pH, septembre 1951.

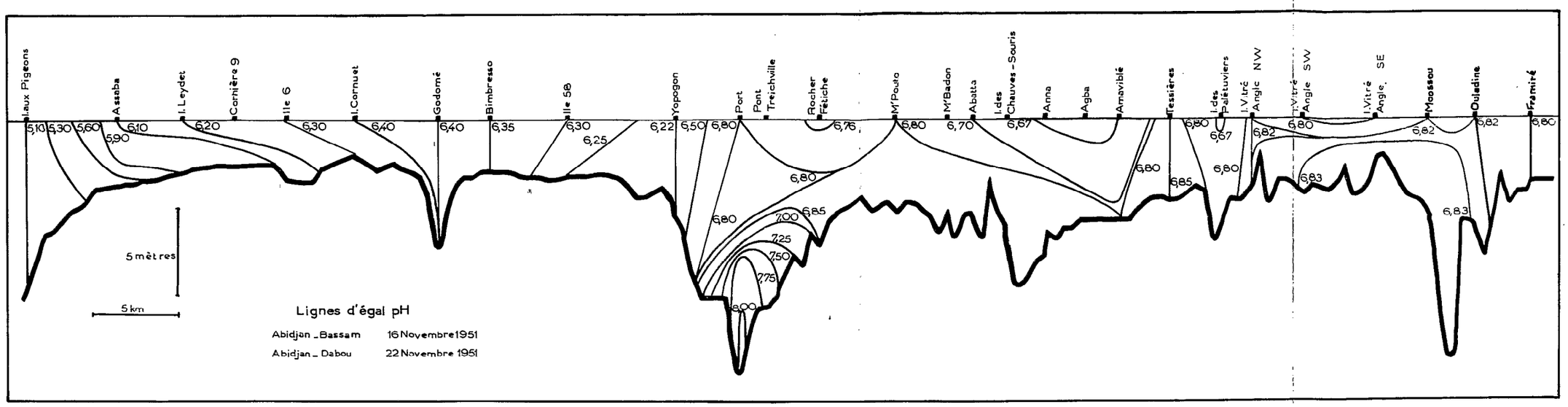


Fig. 85 East West pH section, november 1951
Fig. 85 Coupe Est-Ouest de pH, novembre 1951.

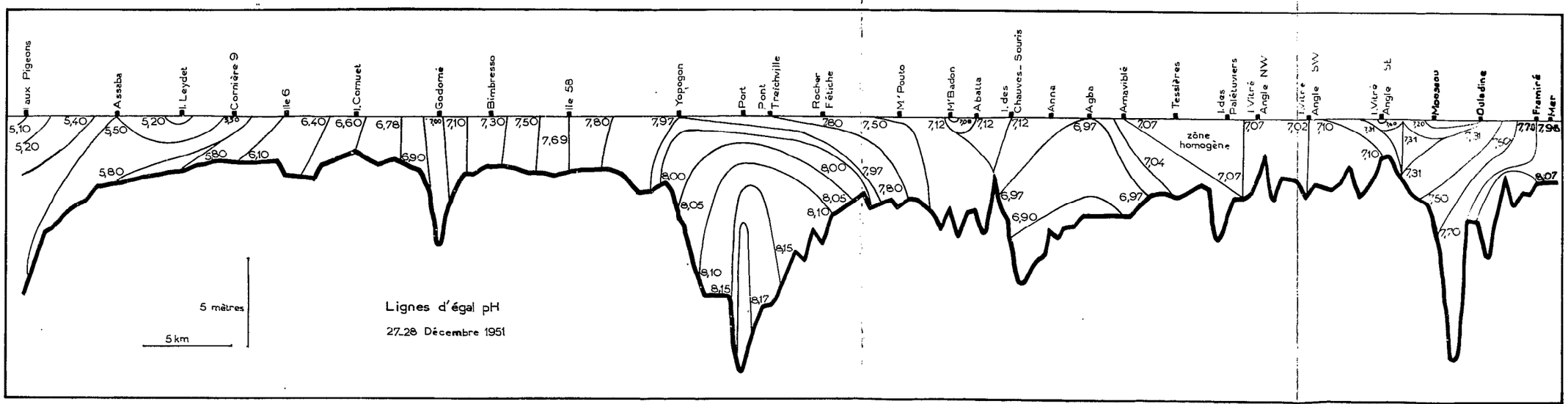


Fig. 86 East West pH section, december 1951
Fig. 86 Coupe Est-Ouest de pH, fin décembre 1951.

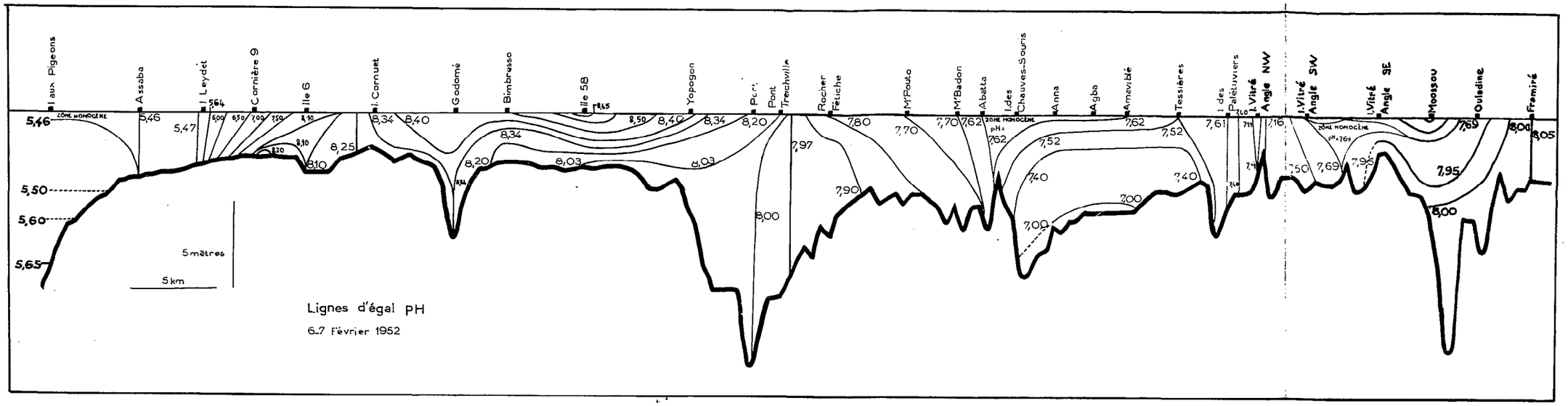


Fig. 87 East West pH section, february 1952
Fig. 87 Coupe Est-Ouest de pH, début février 1952.

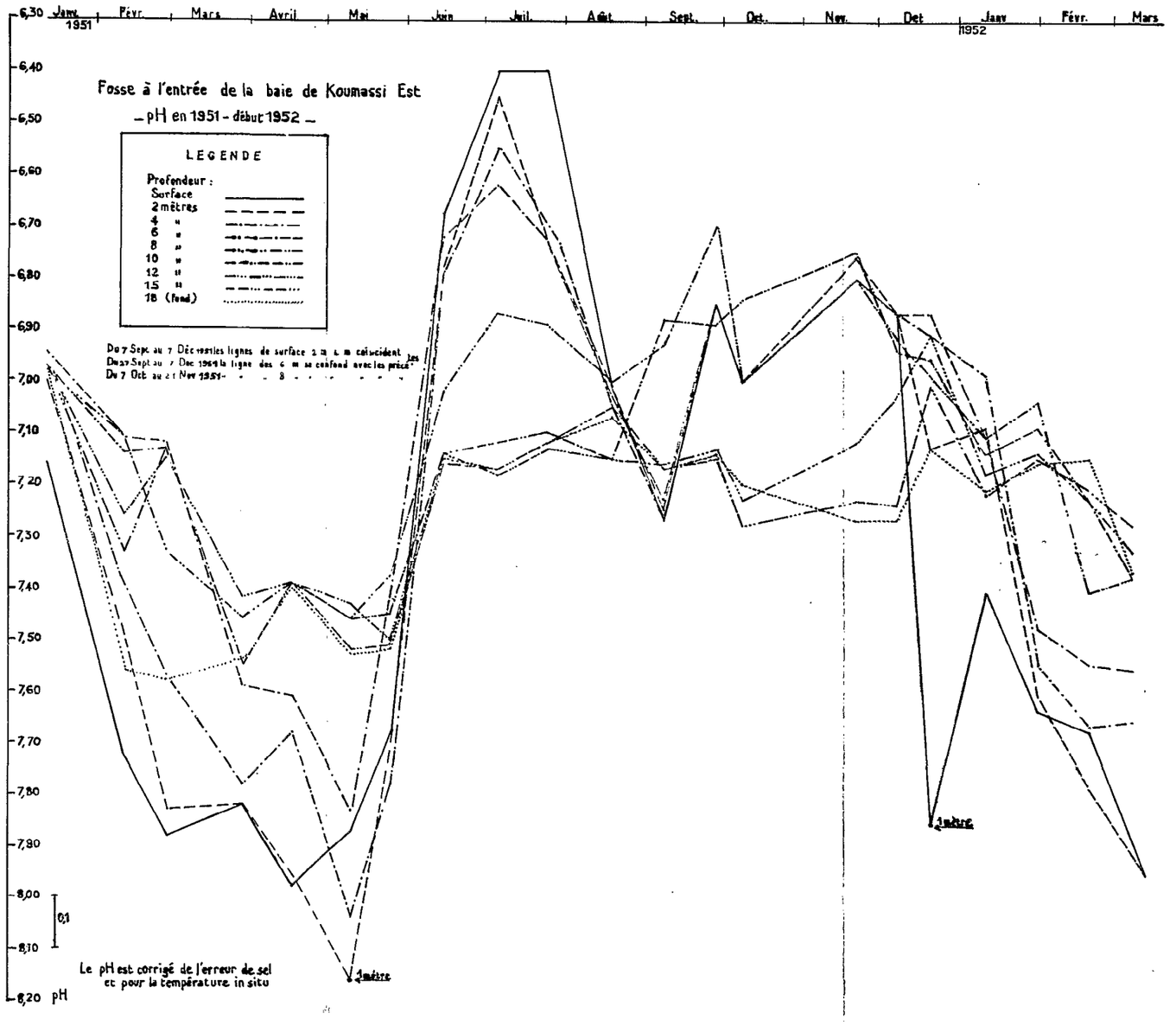


Fig. 88 pH evolution in East Koumassi trench.
Fig. 88 Évolution du pH dans la fosse de Koumassi Est.

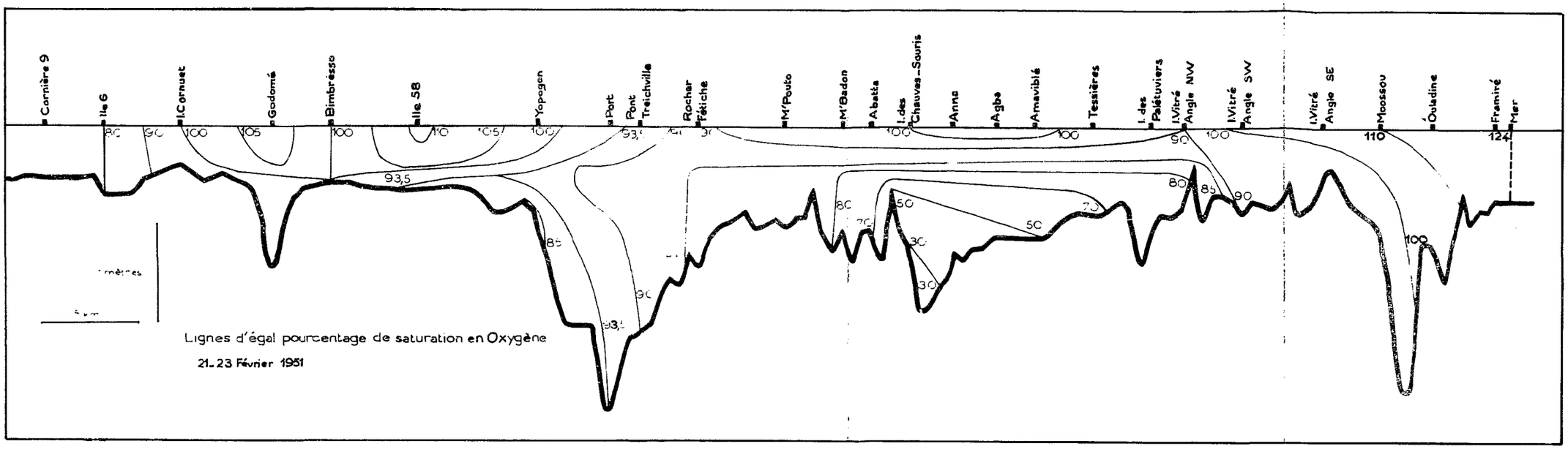


Fig. 89 East-West oxygen saturation percentage section, february 1951.
Fig. 89 Coupe Est-Ouest du pourcentage de saturation en oxygène, février 1951.

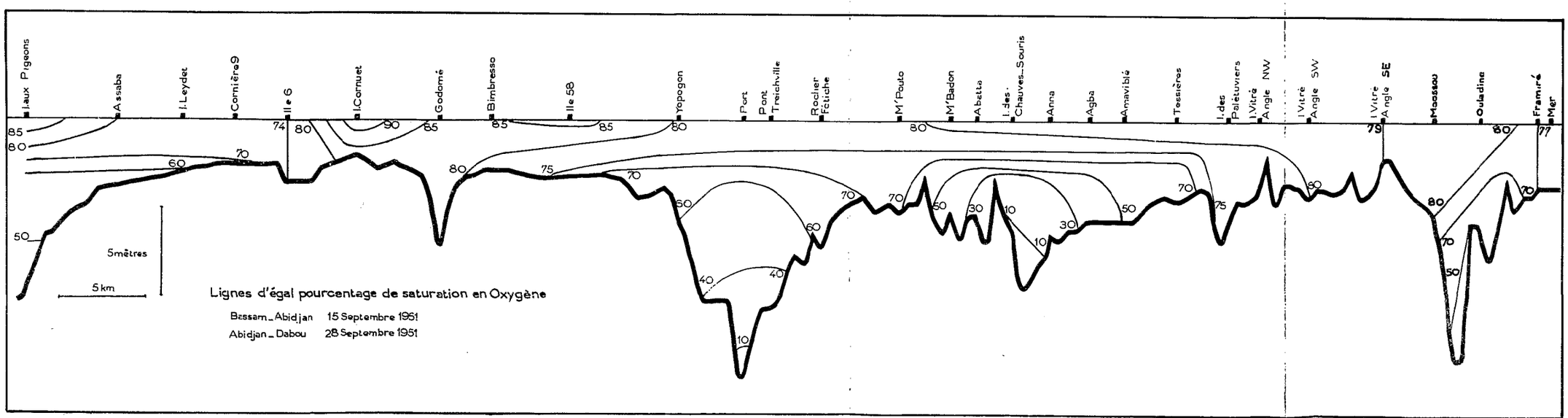


Fig. 90 East-West oxygen saturation percentage section, september 1951.
Fig. 90 Coupe Est-Ouest du pourcentage de saturation en oxygène, septembre 1951.

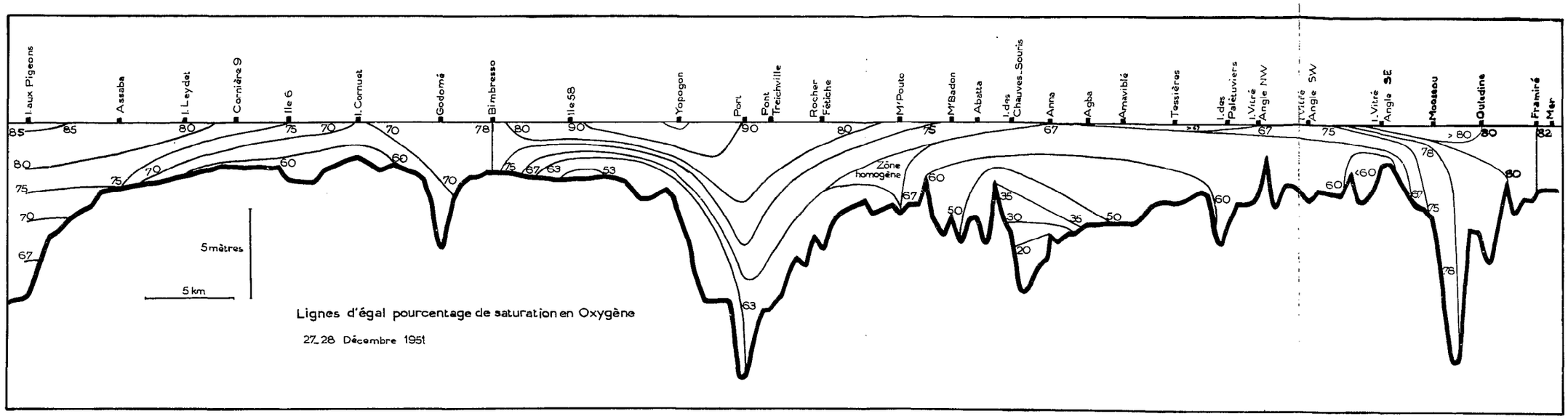


Fig. 91 East-West oxygen saturation percentage section, december 1951

Fig. 91 Coupe Est-Ouest du pourcentage de saturation en oxygène, fin décembre 1951.

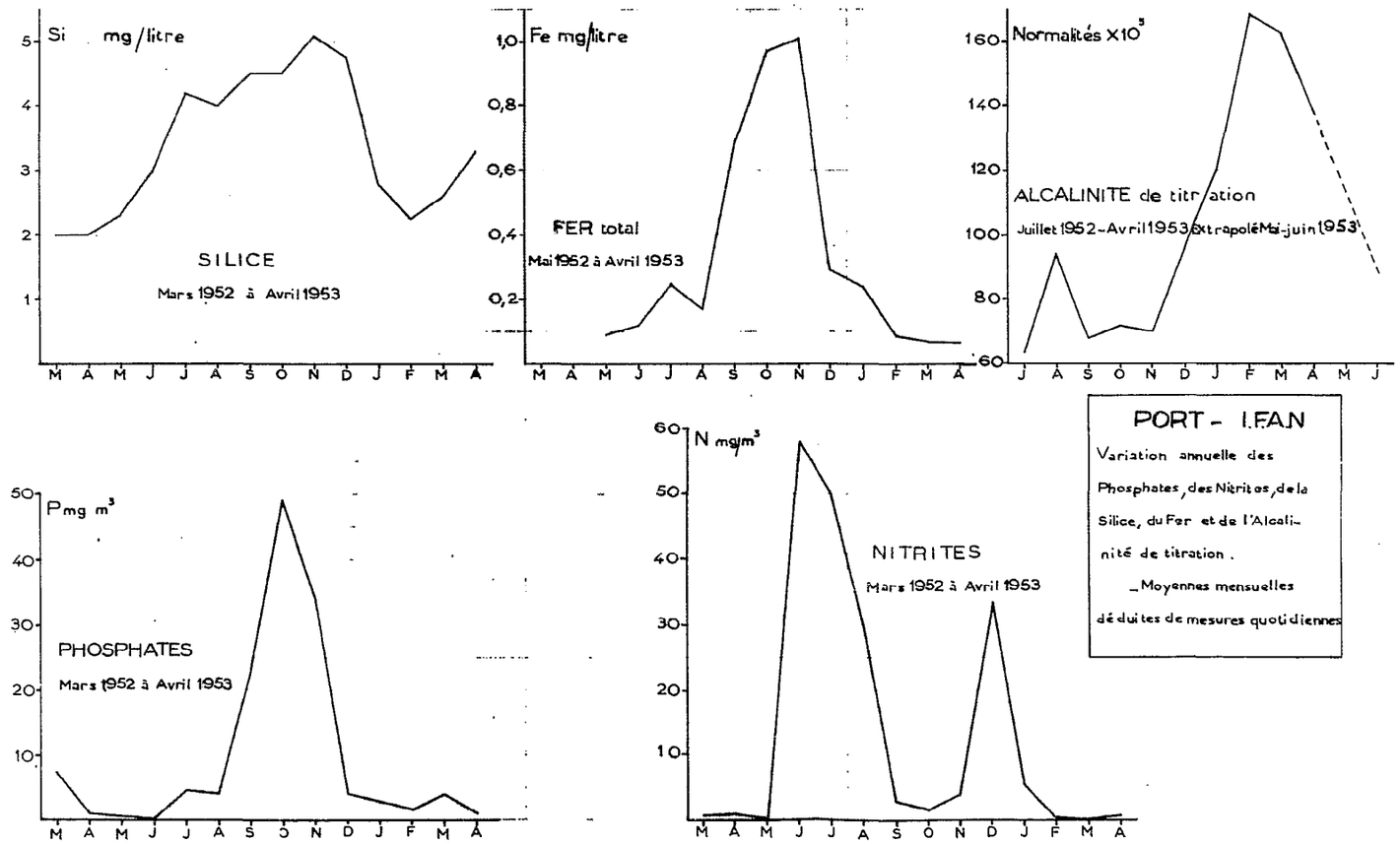


Fig. 92 Bay of Cocody : annual surface variations of silica, total iron, phosphate and nitrite concentrations. Annual variation of titration alkalinity.

Fig. 92 Baie de Cocody : variation annuelle des teneurs de surface en silice, fer total, phosphates et nitrites. Variation annuelle de l'alcalinité de titration.

Variation annuelle de la teneur en SILICE : à l'Ouest et à l'Est d'Abidjan

— Avril 1953 – Mars 1954 — (Mesures faites dans la seconde moitié de chaque mois)

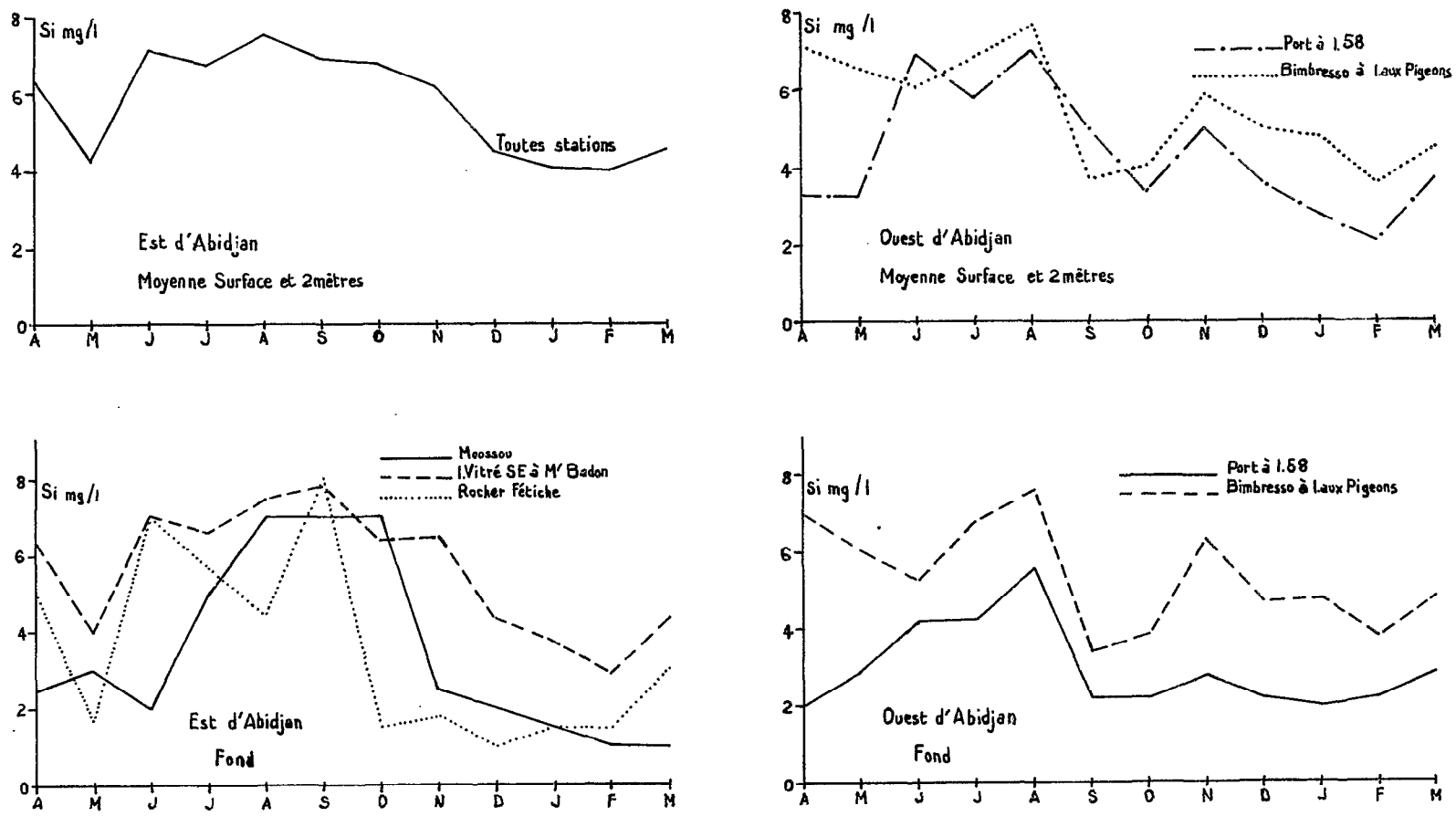


Fig. 93 Silica : summary of annual variation in the lagoon

Fig. 93 Résumé de la variation annuelle de la teneur en silice dans l'ensemble de la lagune.

Variation annuelle de la teneur en PHOSPHATES : à l'Est d'Abidjan

Avril 1953 - Mars 1954

(Mesures faites dans la seconde moitié de chaque mois)

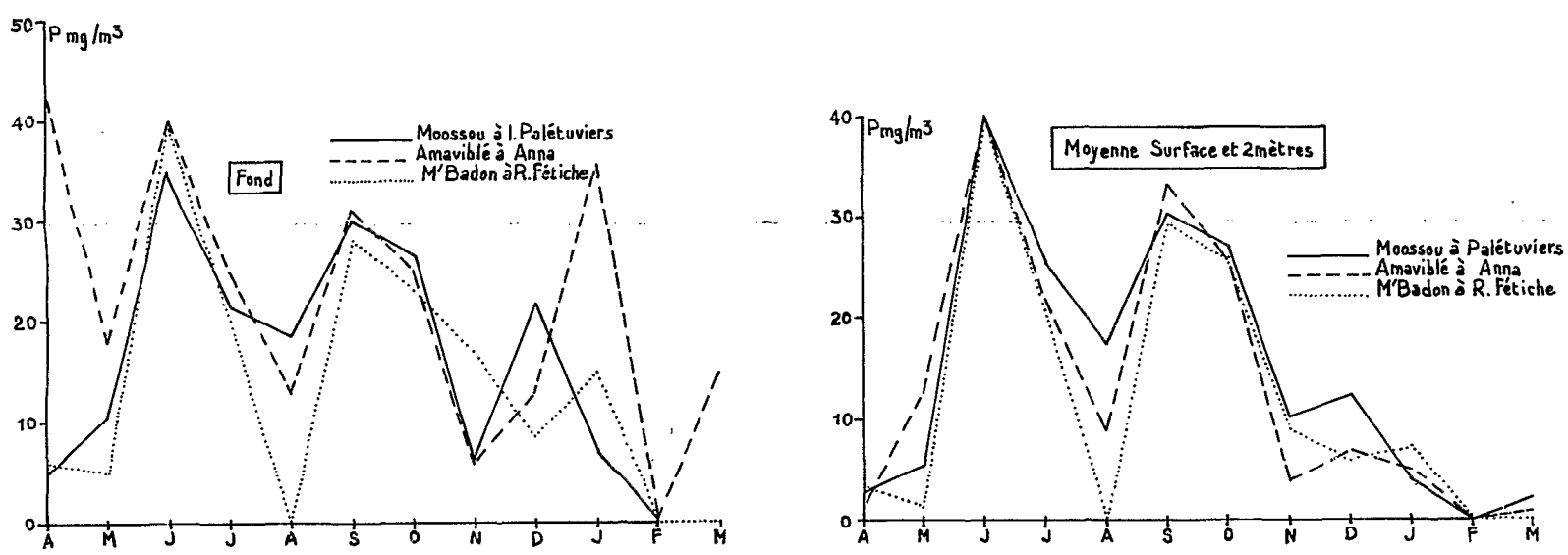


Fig. 94 Phosphate : summary of annual variation east from Abidjan

Fig. 94 Résumé de la variation annuelle de la teneur en phosphates à l'Est d'Abidjan.

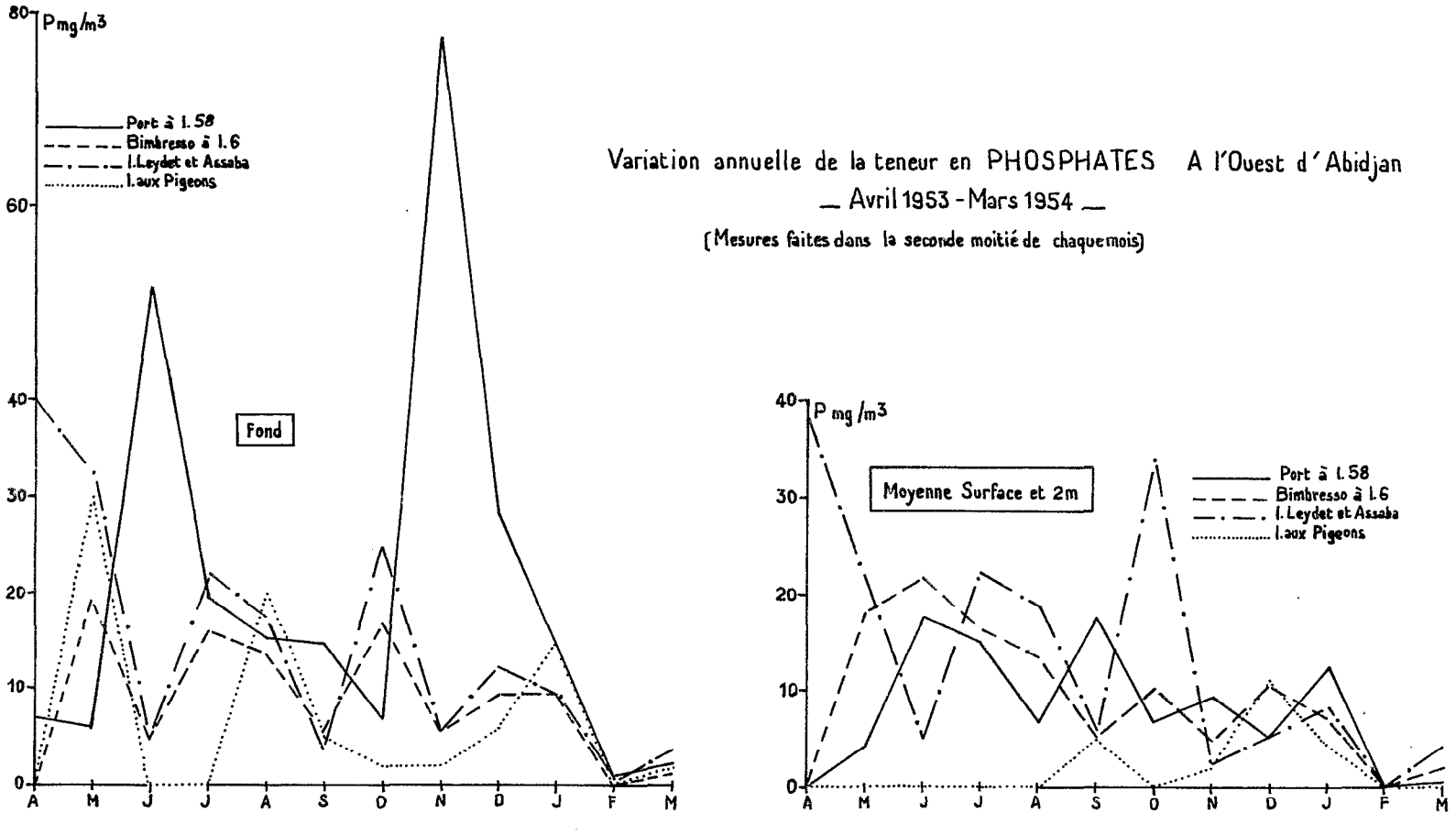


Fig. 95 Phosphate : summary of annual variation west from Abidjan

Fig. 95 Résumé de la variation annuelle de la teneur en phosphates à l'Ouest d'Abidjan.

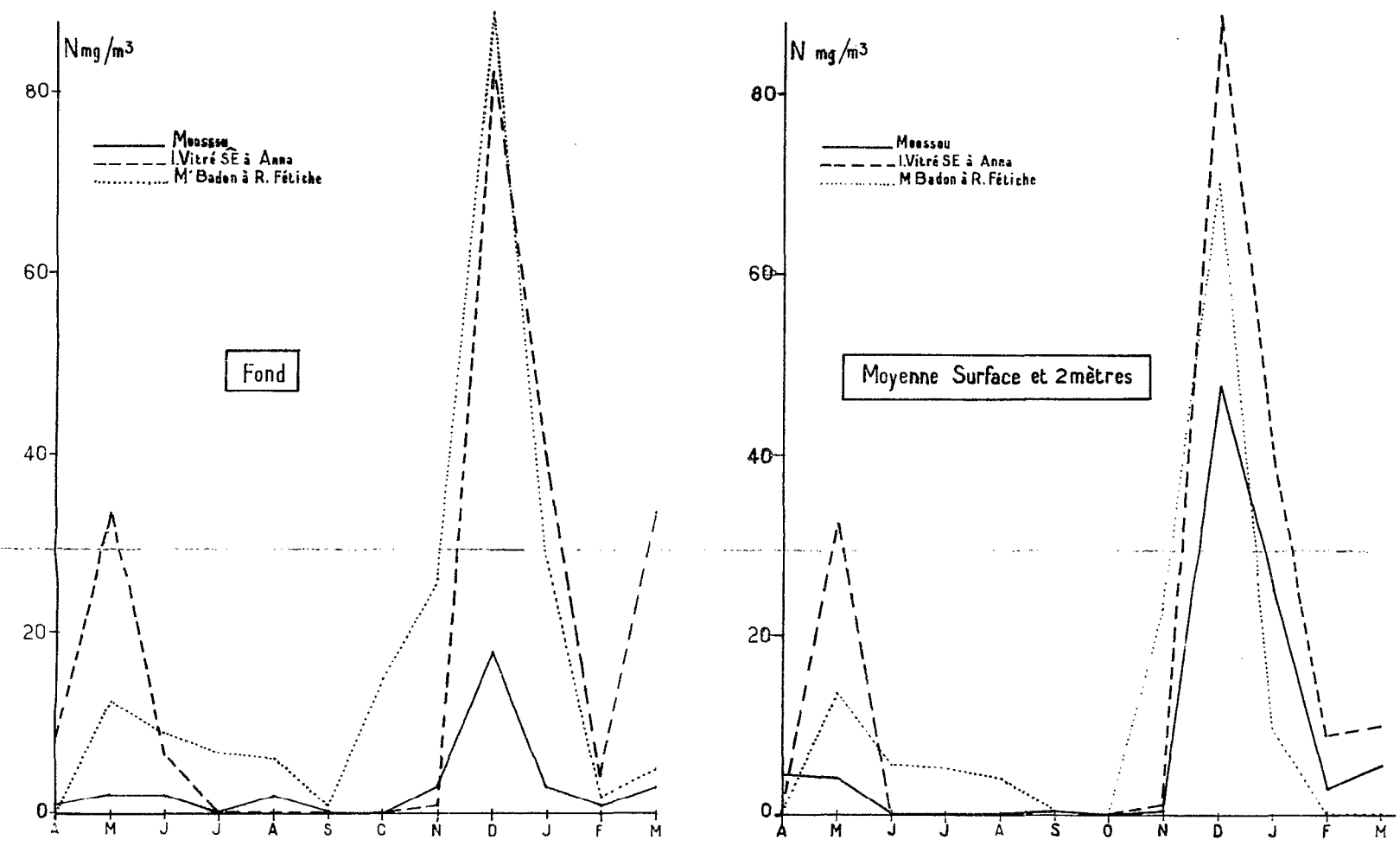


Fig. 96 Nitrites : summary of annual variation east from Abidjan

Fig. 96 Résumé de la variation annuelle de la teneur en nitrites à l'Est d'Abidjan.

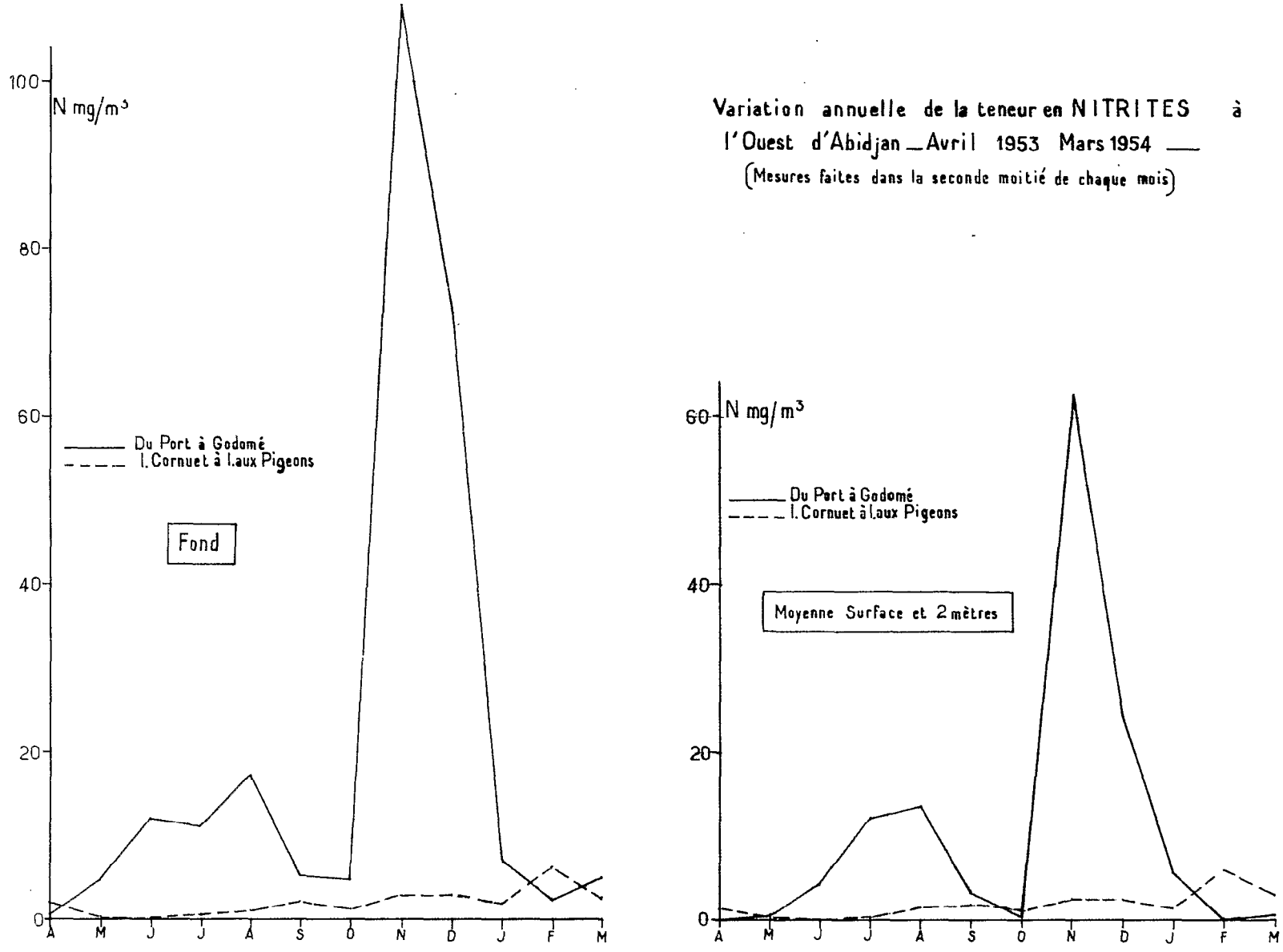


Fig. 97 Nitrites : summary of annual variation west from Abidjan

Fig. 97 Résumé de la variation annuelle de la teneur en nitrites à l'Ouest d'Abidjan.

Variation annuelle de la teneur en MATIÈRES ORGANIQUES (attaque alcaline par $Mno_4k \frac{N}{100}$) — Mars 1953 Avril 1954 —
(Mesures faites dans la seconde moitié de chaque mois.)

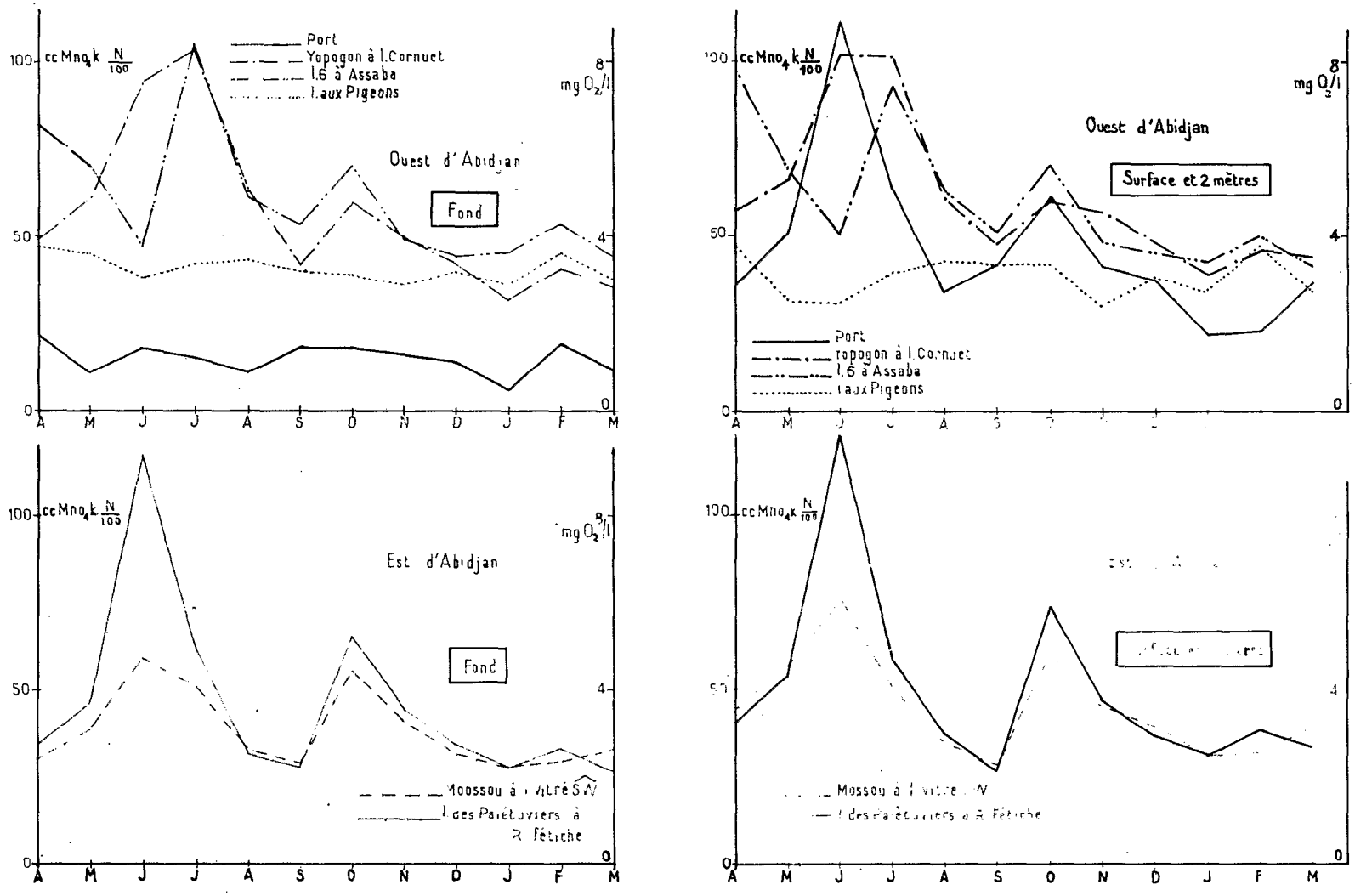


Fig. 98 Organic matter (C.O.D.) : summary of annual variation in the lagoon.

Fig. 98 Résumé de la variation annuelle de la teneur en matière organique (COD) dans l'ensemble de la lagune.

Relation entre la teneur (% du poids sec) en Azote et Carbone organique dans différents sédiments de lagune.

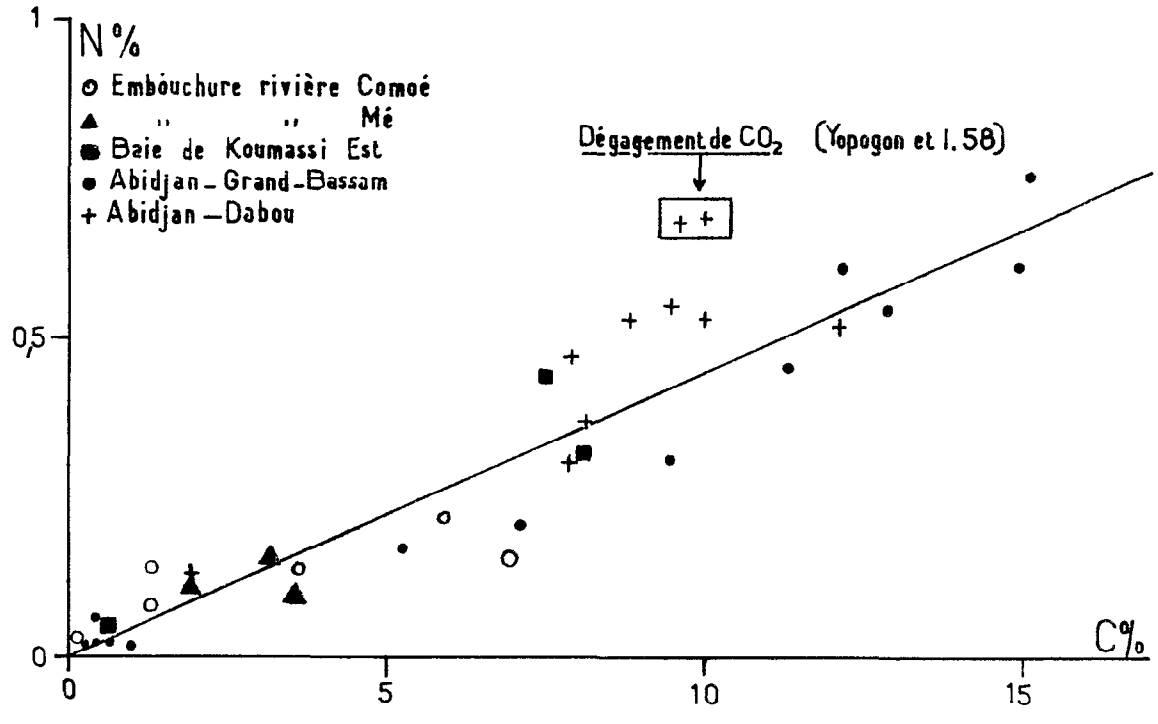


Fig. 99 Organic carbon and nitrogen relationship in sediment.
Fig. 99 Relation entre le carbone et l'azote organiques des sédiments.

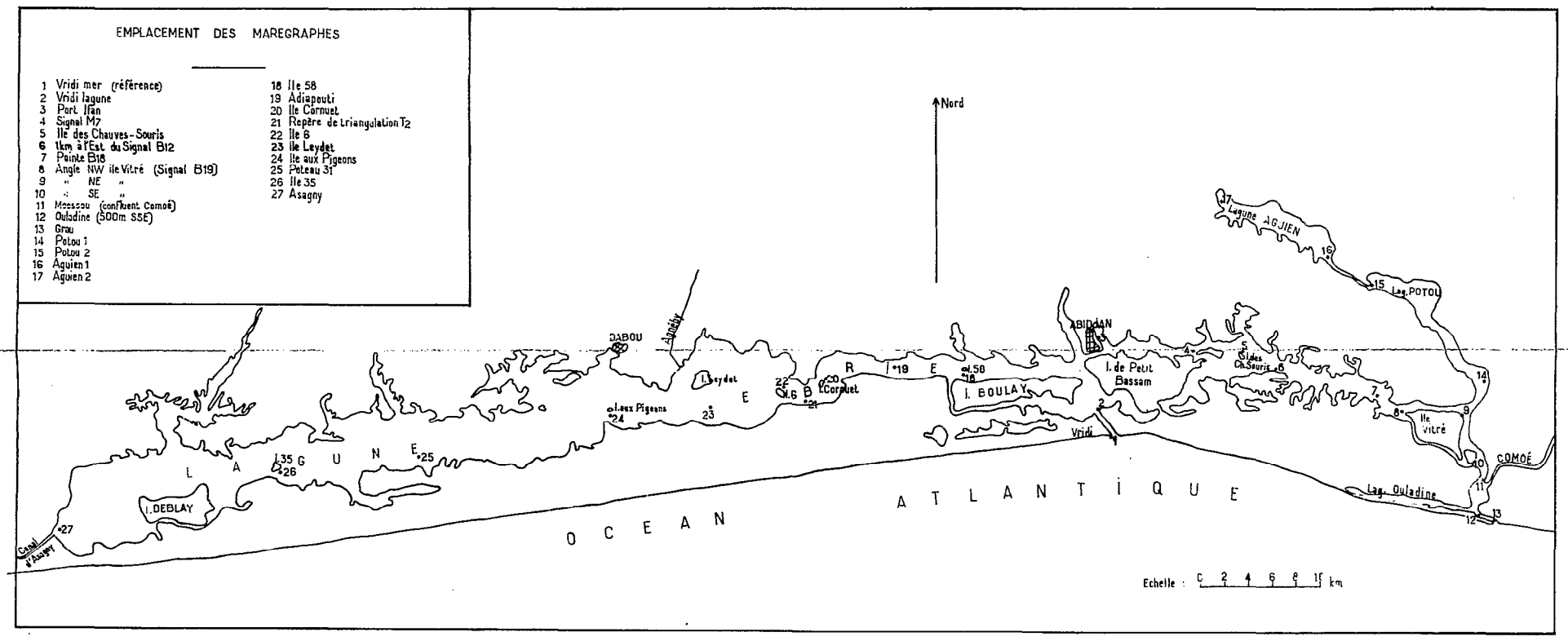


Fig. 100 Automatic tide gauges location.
Fig. 100 Localisation des marégraphes itinérants.

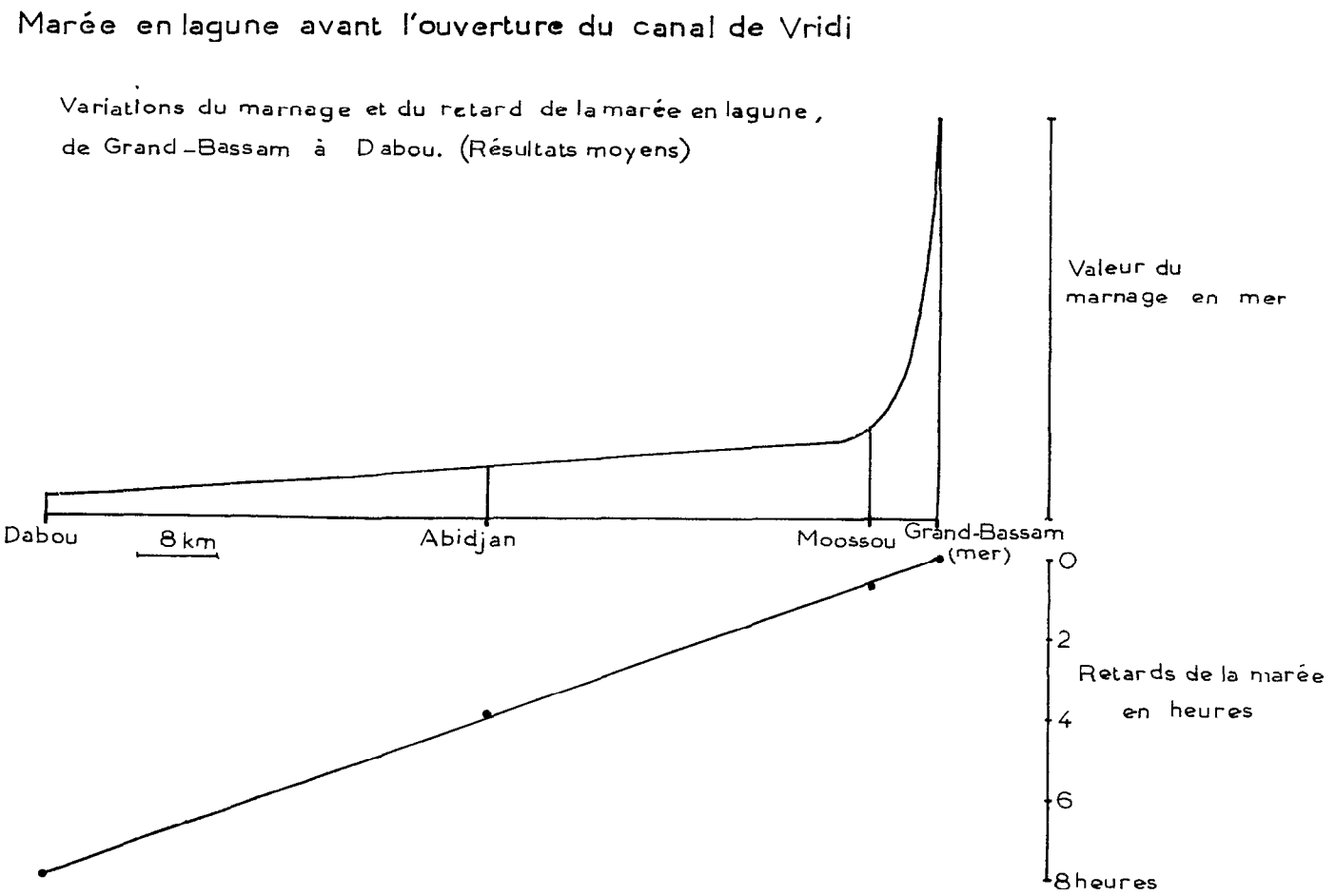
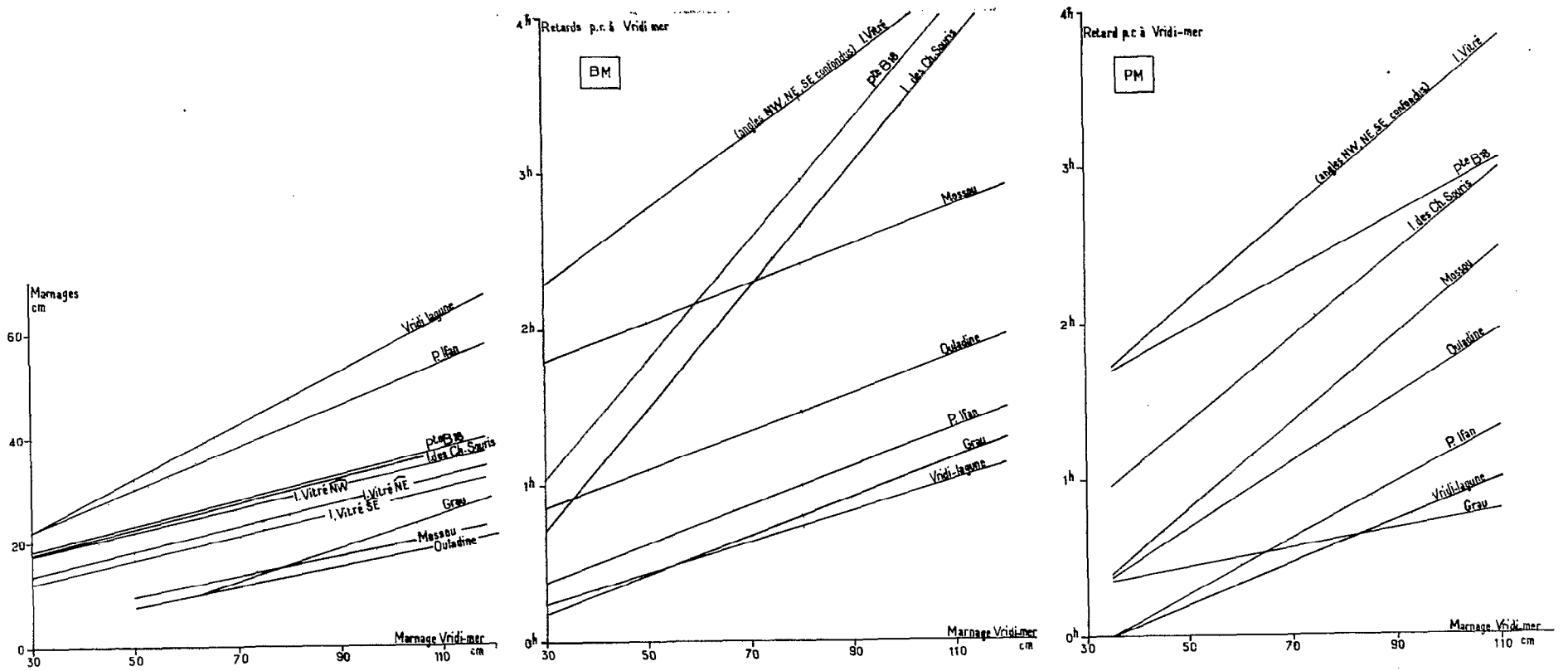


Fig. 101 Tidal characteristics before Vridi canal cutting.

Fig. 101 Caractéristiques de la marée en lagune, avant l'ouverture du canal de Vridi.



LA MARÉE EN LAGUNE ÉBRIÉ A L'EST D'ABIDJAN

D'après des enregistrements effectués en Décembre 1951 et Février 1952

Amortissement, retard des pleines et basses mers par rapport à la marée en mer

— Cf : carte donnant l'emplacement des stations —

Fig. 102 Tidal characteristics East from Abidjan after Vridi canal cutting, mouth of Comoe river open.

Fig. 102 Caractéristiques de la marée à l'Est d'Abidjan, après l'ouverture du canal de Vridi, le grau de Grand-Bassam étant ouvert.

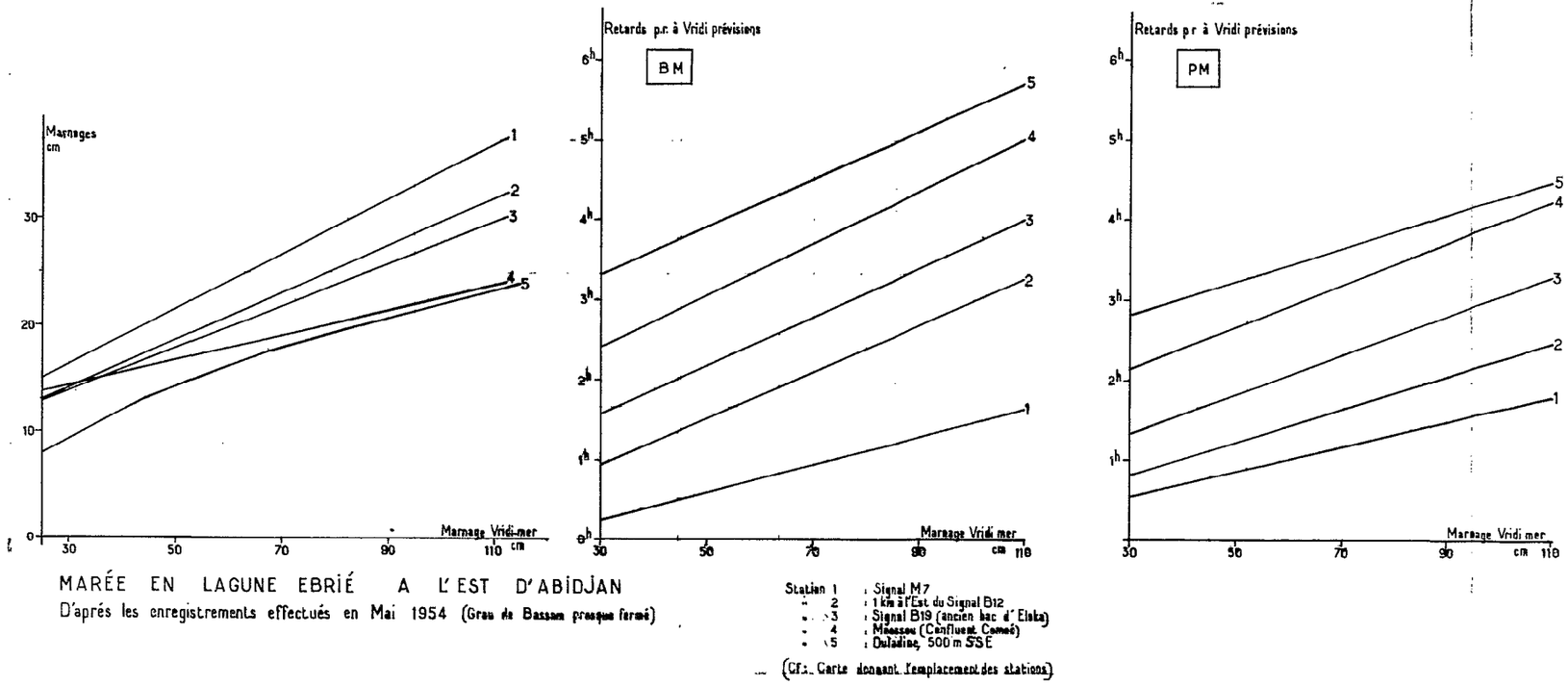


Fig. 103 Tidal characteristics East from Abidjan after Vridi canal cutting, mouth of Comoe river nearly closed.

Fig. 103 Caractéristiques de la marée à l'Est d'Abidjan, après l'ouverture du canal de Vridi, le grau de Grand-Bassam étant presque fermé.

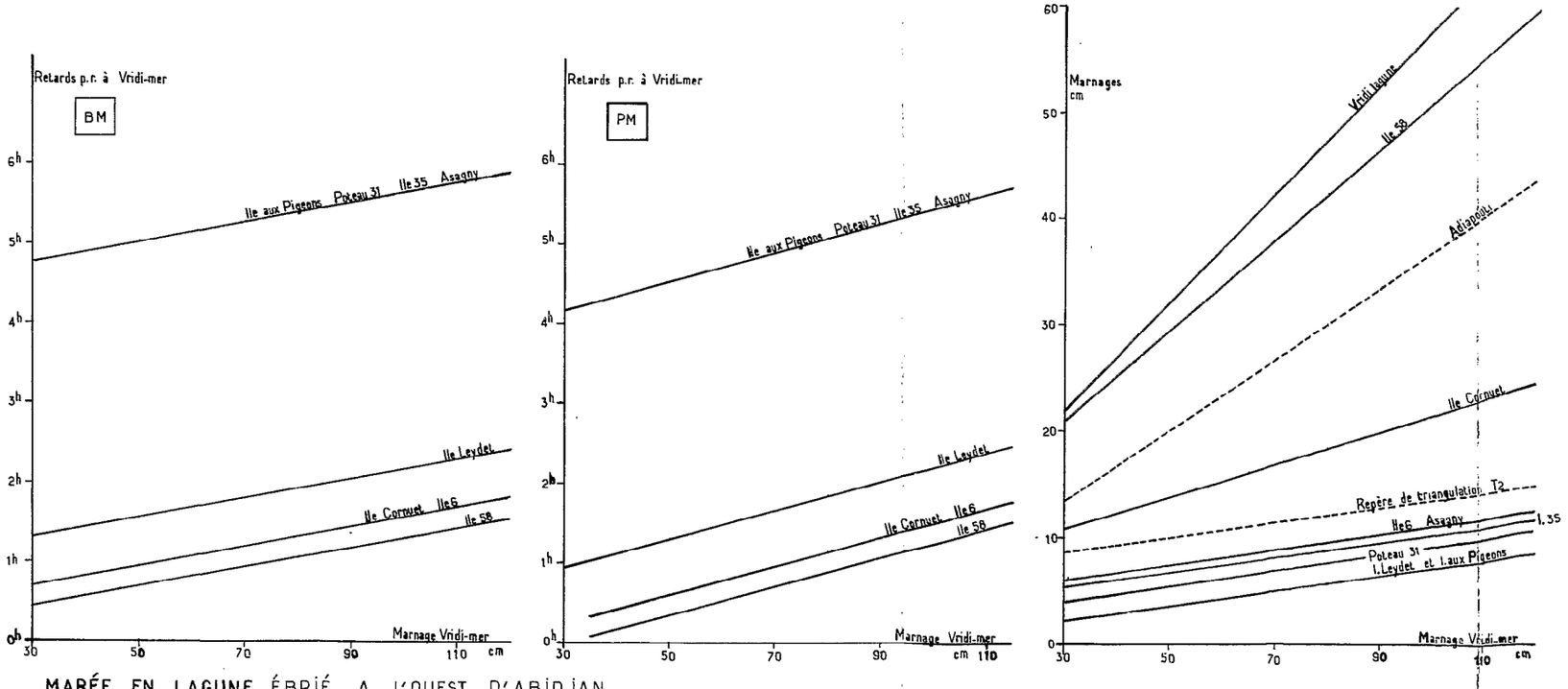


Fig. 104 Tidal characteristics West from Abidjan after Vridi canal cutting.

Fig. 104 Caractéristiques de la marée à l'Ouest d'Abidjan, après l'ouverture du canal de Vridi.

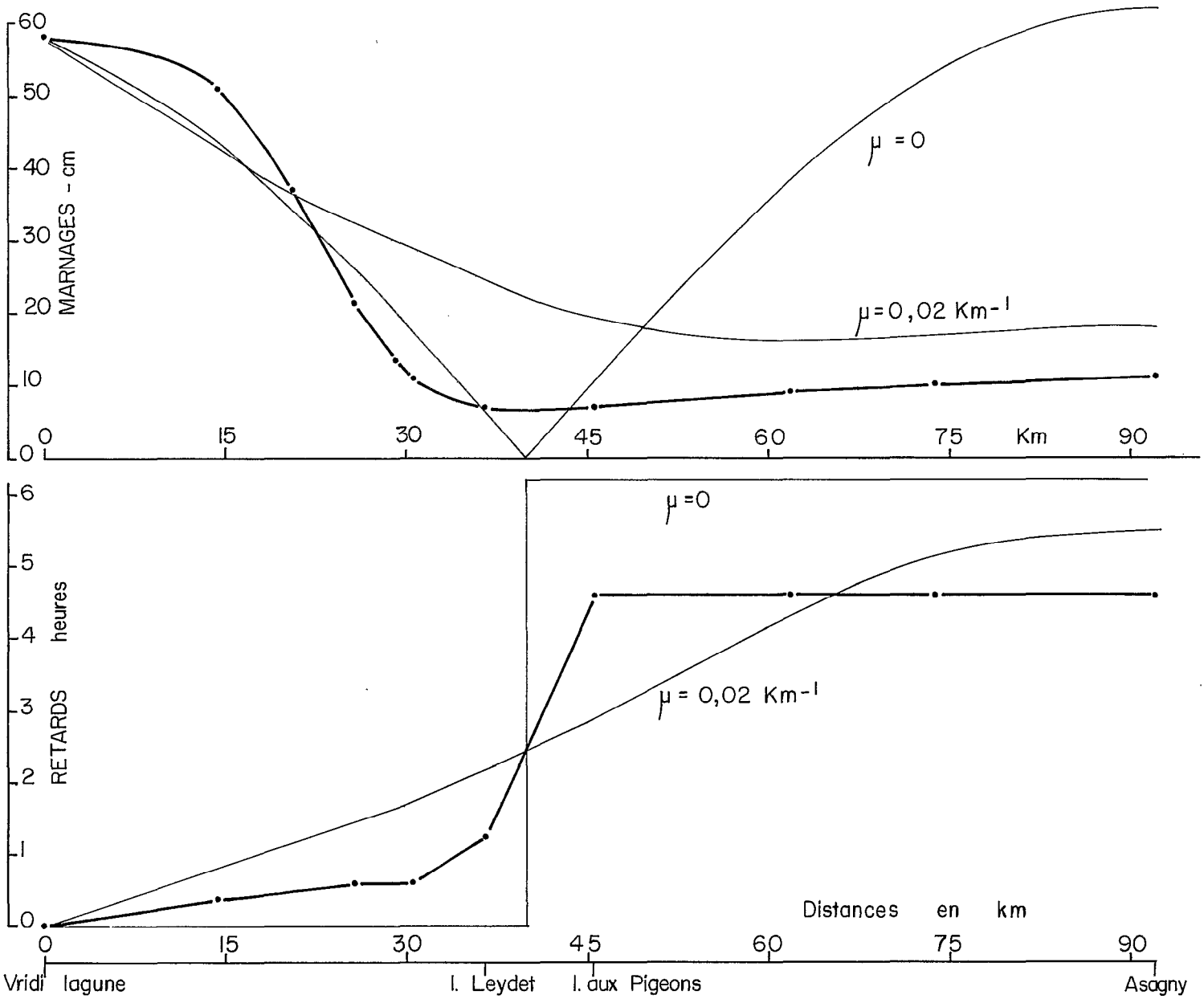


Fig. 105 Standing wave West from Abidjan : tidal ranges and phases versus Vridi canal distance. Thick lines : experimental data. Small lines : results of computation with values $\mu = 0$ and $\mu = 0{,}02$ km^{-1} for damping coefficient. Origin of phases : Vridi canal opening in the lagoon. Results presented here are for one meter tidal range at sea.

Fig. 105 Marnages et phases dans l'onde stationnaire présente à l'Ouest d'Abidjan, en fonction de la distance au débouché en lagune du canal de Vridi. En trait épais, les courbes expérimentales. En trait fin, les résultats des calculs pour les valeurs $\mu = 0$ et $\mu = 0{,}02$ km^{-1} du coefficient d'amortissement. Les retards (moyennes des retards des PM et BM) sont repérés par rapport à la marée au débouché en lagune du canal de Vridi. Les résultats présentés ici correspondent à un marnage en mer de 100 cm.

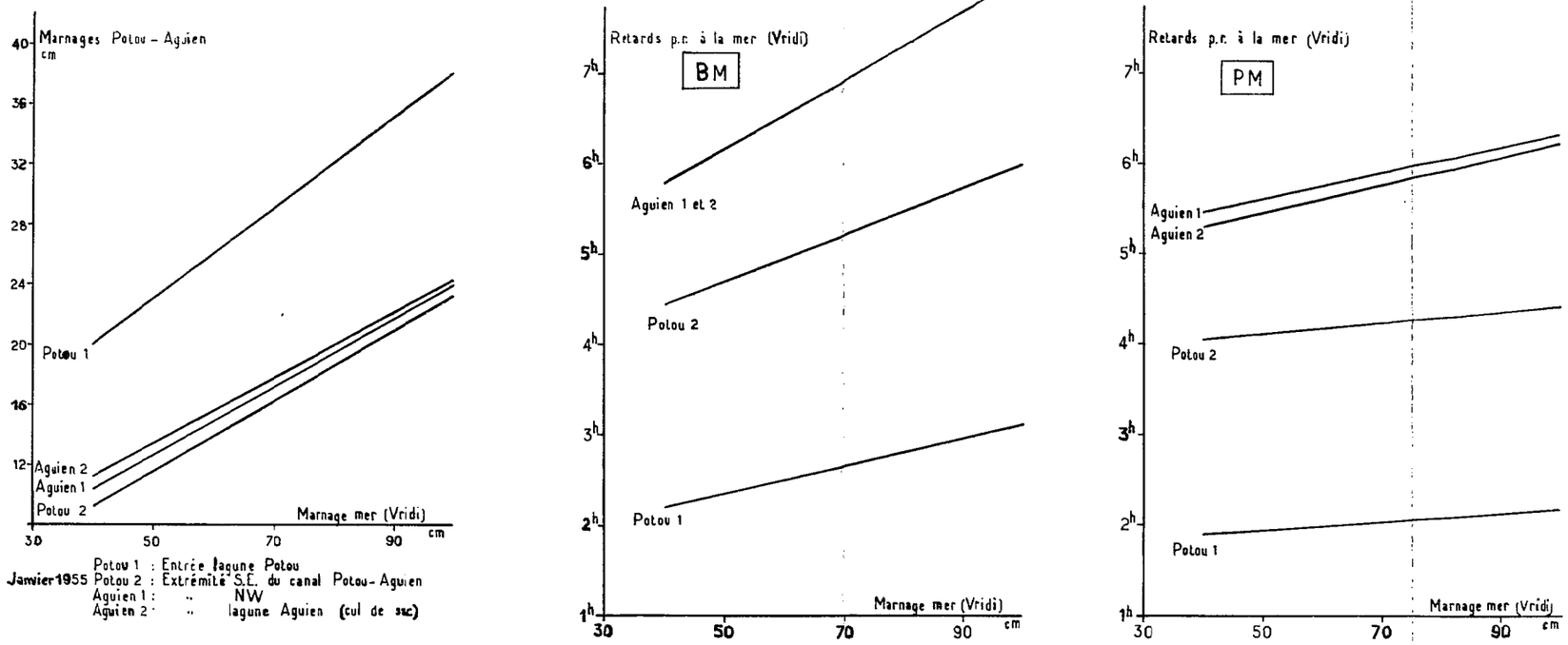
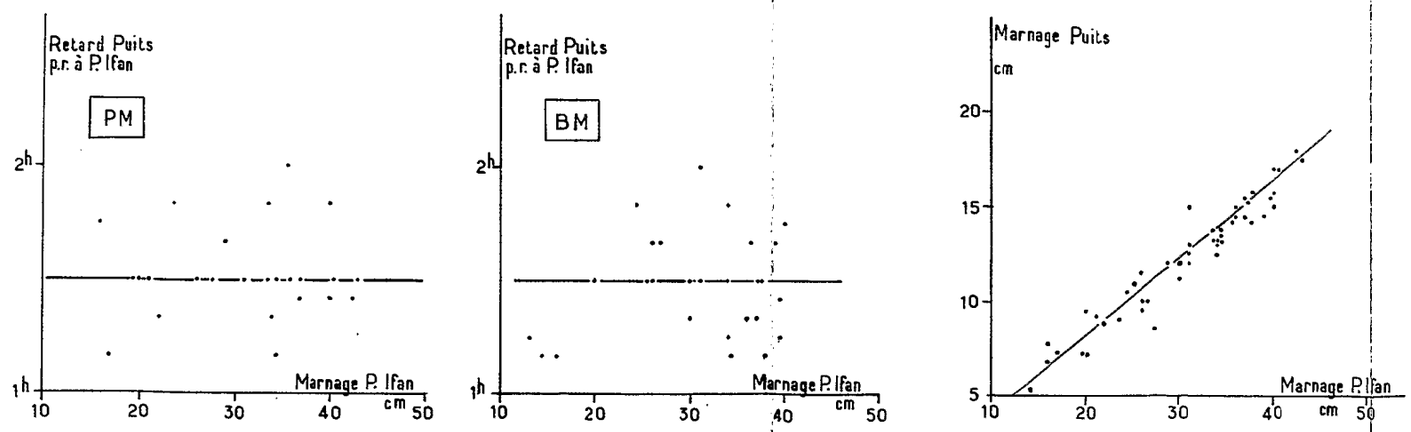


Fig. 106 Tidal characteristics in the Potou-Agnien system, after Vridi canal cutting.
Fig. 106 Caractéristiques de la marée dans le système Potou-Agnien, après l'ouverture du canal de Vridi.



Comparaison de la marée en lagune (P. Ifan) et de la marée dans un puits situé à 27 mètres de la rive.
1-15 Septembre 1953.

Fig. 107 Tide in a well, 27 m away from the shore.
Fig. 107 La marée dans un puits situé à 27 m du rivage (baie de Cocody, Port IFAN).

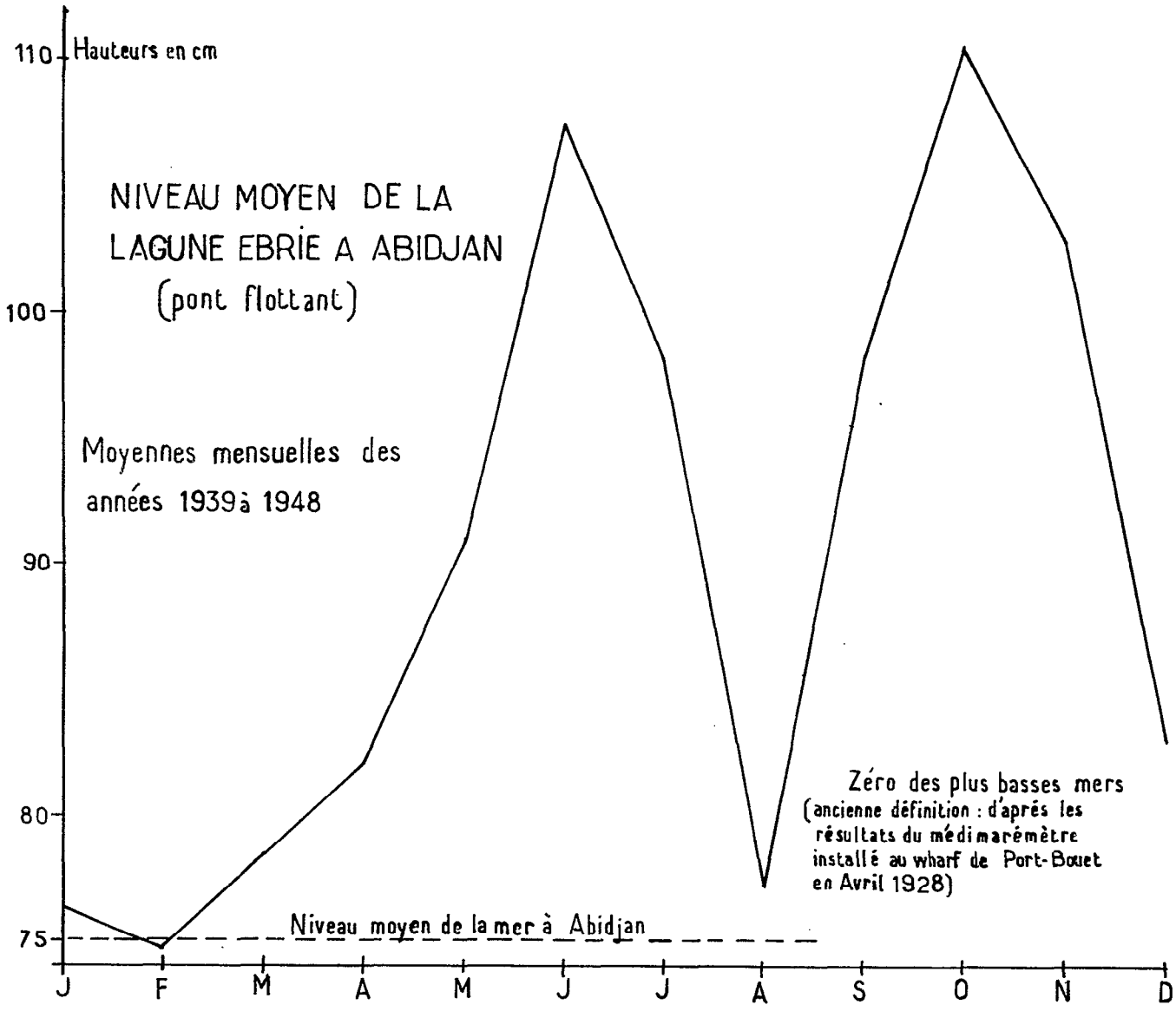


Fig. 108 Monthly mean level near Abidjan, before Vridi canal cutting.

Fig. 108 Variation du niveau moyen mensuel à Abidjan, avant l'ouverture du canal de Vridi.

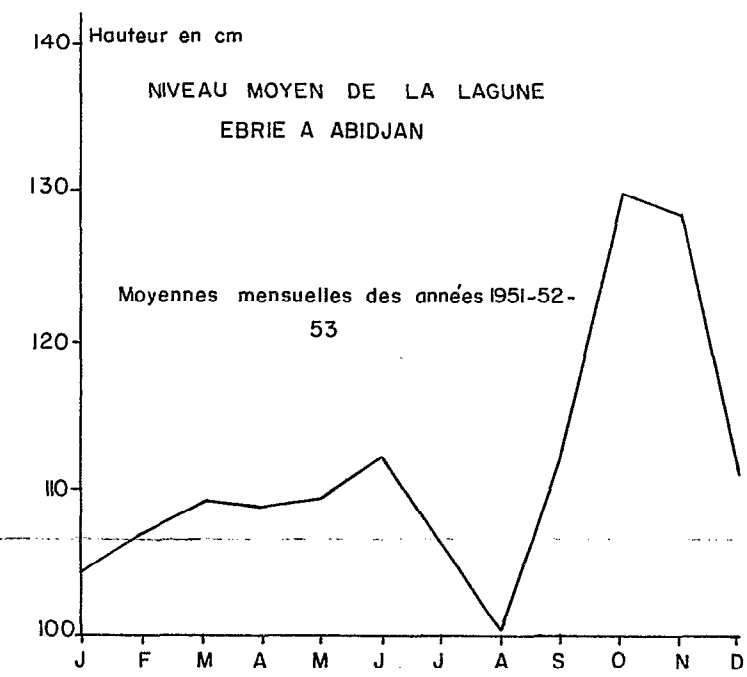


Fig. 109 Monthly mean level near Abidjan, after Vridi canal cutting.

Fig. 109 Variation du niveau moyen mensuel à Abidjan, après l'ouverture du canal de Vridi.

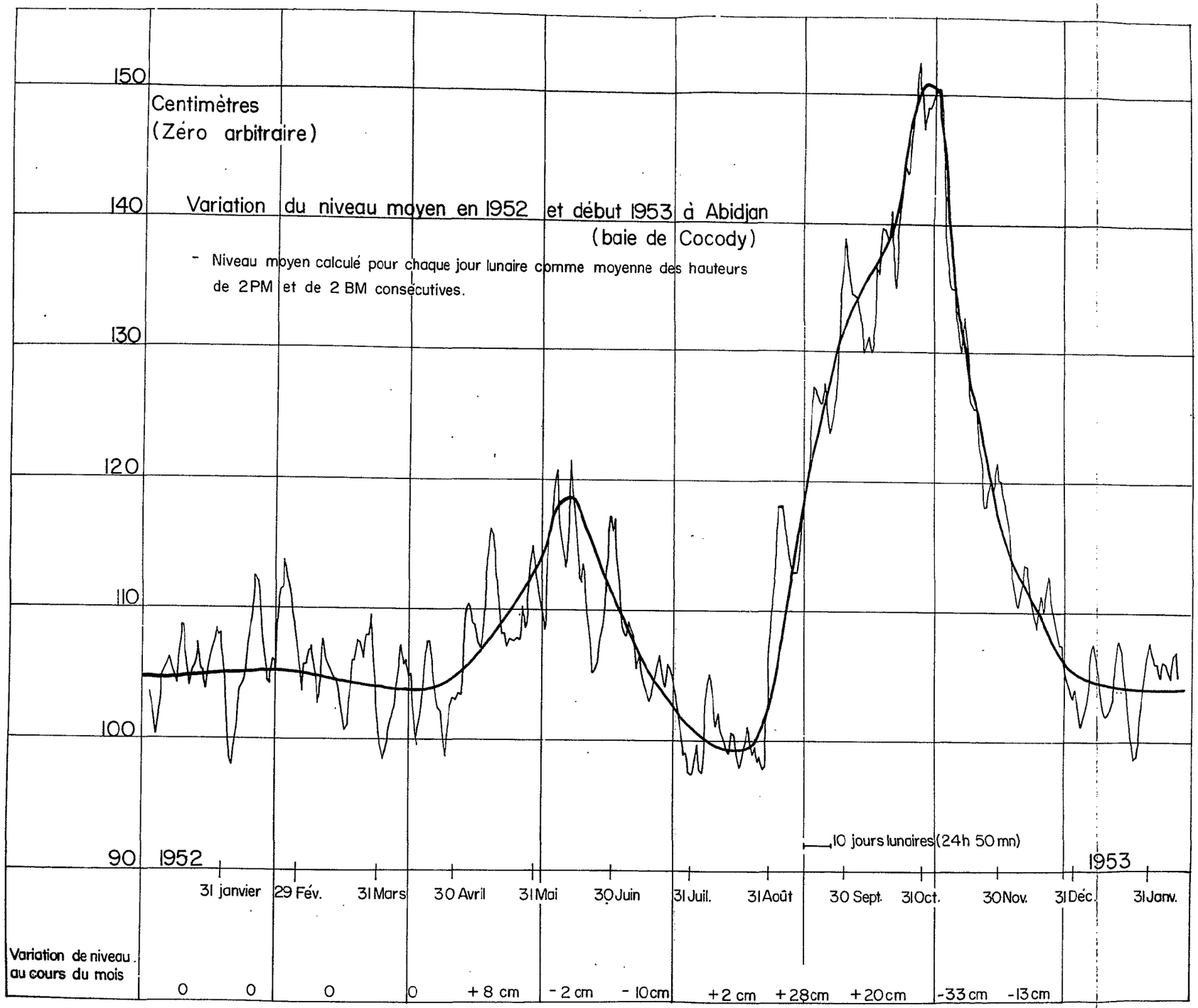
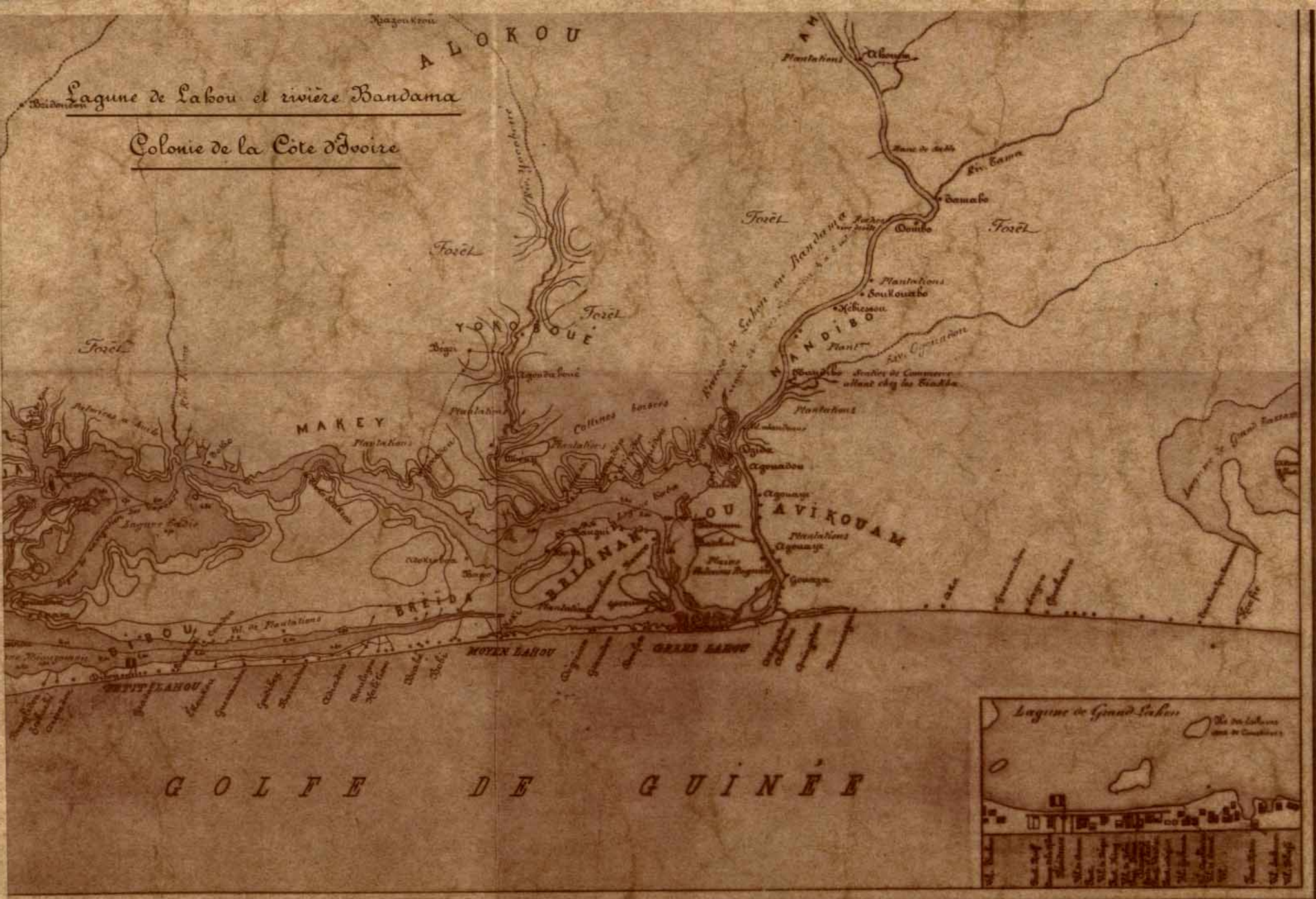


Fig. 110 Daily mean level near Abidjan in 1952.
Fig. 110 Variation du niveau moyen journalier à Abidjan en 1952.

Lagune de Labou et rivière Bandama

Colonie de la Côte d'Ivoire



Échelle Métrique (1/50,000)

Levés exécutés en 1892-1893.