DIENSTEN VAN DE EERSTE MINISTER
PROGRAMMATIE VAN HET WETENSCHAPSBELEID
Wetenschapsstraat 8
1040 BRUSSEL
BELGIE

SERVICES DU PREMIER MINISTRE
PROGRAMMATION DE LA POLITIQUE SCIENTIFIQUE
Rue de la Science, 8
1040 BRUXELLES
BELGIQUE

NATIONAAL ONDERZOEKS- EN ONTWIKKELINGSPROGRAMMA

LEEFMILIEU

WATER

PROGRAMME NATIONAL DE RECHERCHE ET DE DEVELOPPEMENT

ENVIRONNEMENT

EAU

PROJEKT ZEE
Eindverslag

PROJET MER
Rapport final

Boekdeel 10

HET SCHELDE ESTUARIUM

Volume 10

L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT

ENGELS I

PROJEKT ZEE

Eindverslag

PROJET MER

Rapport final

DIENSTEN VAN DE EERSTE MINISTER
PROGRAMMATIE VAN HET WETENSCHAPSBELEID
Wetenschapsstraat 8
1040 BRUSSEL
BELGIE

SERVICES DU PREMIER MINISTRE
PROGRAMMATION DE LA POLITIQUE SCIENTIFIQUE
Rue de la Science, 8
1040 BRUXELLES
BELGIQUE

NATIONAAL ONDERZOEKS- EN
ONTWIKKELINGSPROGRAMMA

LEEFMILIEU

WATER

PROGRAMME NATIONAL DE RECHERCHE
ET DE DEVELOPPEMENT

ENVIRONNEMENT

EAU

247368

PROJEKT ZEE
Eindverslag

PROJET MER
Rapport final

Boekdeel 10

HET SCHELDE ESTUARIUM

uitgevoerd door

Jacques C.J. NIHOUL en R. WOLLAST

Volume 10

L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT

édité par

Jacques C.J. NIHOUL en R. WOLLAST

Les estuaires, caractérisés par la zone de mélange des eaux douces et marines, constituent une voie de transition importante de nombreux et divers produits de l'activité humaine. Par leur nature même, les zones estuariennes présentent des caractéristiques physiques, chimiques et biologiques propres, dont les propriétés sont encore très mal connues.

Le transport, les modifications ou l'accumulation de substances polluantes dans un tel milieu n'ont fait l'objet jusqu'à présent que d'études restreintes et souvent contestables. La complexité d'un système estuarien nécessite en effet une coordination continue entre les différentes disciplines scientifiques concernées, mais aussi une investigation de longue haleine qu'exige l'extrême variabilité des conditions que l'on y rencontre.

L'étude de l'estuaire de l'Escaut, effectuée dans le cadre du modèle mathématique de la mer du Nord, constitue à ces égards un apport important. Elle montre le rôle prépondérant que joue la zone estuarienne dans les mécanismes de transport des polluants et des substances nutritives vers le milieu marin. Elle a permis d'autre part de mieux comprendre l'évolution de la qualité des eaux dans la zone estuarienne proprement dite.

Plusieurs conclusions originales se sont dégagées de ces études. Elles concernent notamment les mécanismes de sédimentation et d'envasement dans l'estuaire, les phénomènes de dégradation de la matière organique et leurs répercussions sur les couples d'oxydo-réduction, les phénomènes de nitrification et de dénitrification, la consommation de silice dissoute liée à l'eutrophisation, la mobilisation des métaux lourds, l'influence de la pollution thermique sur la qualité des eaux, etc.

Enfin, elle a permis d'effectuer une synthèse des phénomènes de transport, d'accumulation et de modification des espèces chimiques dans la zone estuarienne, présentée sous forme de bilans annuels.

Il ressort de ces bilans que la zone estuarienne agit comme un piège puissant, où les polluants s'accumulent sous forme de sédiments vaseux, prévenant ainsi leur transport vers la mer du Nord. Si cette situation est favorable au milieu marin, elle provoque par contre une dégradation sévère de la qualité des eaux de l'estuaire, en particulier dans la zone s'étendant en amont de la frontière hollandaise. La partie aval de l'estuaire se trouve par contre dans un état eutrophe qui se manifeste par une activité intense des diatomées. Celle-ci entraîne un déséquilibre de la distribution des substances nutritives qui pénètrent en mer et qui peut conduire à une modification de l'équilibre écologique du milieu marin.

L'estuaire de l'Escaut

édité par

Jacques C.J. NIHOUL en R. WOLLAST

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I - HYDRODYNAMIQUE ET TRANSPORTS DE SEDIMENTS DE L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT
par J.J. PETERS et A. STERLING

1.- Introduction 1
2.- Circulations d'eau et de sel dans les estuaires 2
3.- Circulations d'eau et de sel dans l'estuaire de l'Escaut 10
4.- Transports de sédiments dans l'estuaire de l'Escaut 38
5.- Conclusions 65

CHAPITRE II - MODELES D'UN ESTUAIRE PARTIELLEMENT STRATIFIE
Application à la circulation résiduelle et à l'étude de l'envasement dans l'Escaut
par Jacques C.J. NIHOUL et François C. RONDAY

1.- Introduction 71
2.- Les équations de Boussinesq 72
3.- Le modèle hydrodynamique tri-dimensionnel 74
4.- Les modèles bidimensionnels postulant la quasi-homogénéité transversale 80
5.- Les modèles intégrés sur la largeur 82
6.- Les modèles intégrés sur la profondeur 86
7.- Les modèles intégrés sur la section droite 88
8.- Modèle de la circulation résiduelle. Application à l'étude de l'envasement de l'Escaut 92
9.- Les modèles chimiques et écologiques 98

CHAPITRE III - PHYSICO-CHIMIE DE L'ESTUAIRE

Introduction 101

A.- Dégradation de la matière organique et processus d'oxydo-réduction dans l'estuaire de l'Escaut par G. BILLEN, J. SMITZ, M. SOMVILLE, R. WOLLAST

1.- Introduction 102
2.- Observations dans l'estuaire de l'Escaut 104
3.- Discussion et interprétation 117
4.- Modèle mathématique des processus d'oxydo-réduction 131

B.- Comportement de la silice dissoute dans l'estuaire de l'Escaut
par O. BECKERS et R. WOLLAST

1.- Introduction 153
2.- Caractérisation du processus de consommation de silice dans l'Escaut . . . 154
3.- Apport de silice dissoute par les sédiments 160
4.- Nature des processus de consommation de la silice 162
5.- Discussion des résultats 168

C.- Het gehalte aan karbonaten in de sedimenten van het Schelde-estuarium, de Ooster-Schelde en het Veerse Meer door S. WARTEL

1.- Inleiding 171
2.- Metoden 173
3.- Algemene verdeling van de karbonaten 173
4.- Verband tussen het karbonaatgehalte en de fraktie $< 44\ \mu$ 179
5.- Bespreking 187
6.- Besluiten 189

CHAPITRE IV - TRANSPORT ET ACCUMULATION DE POLLUANTS DANS L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT

par R. WOLLAST

1.- Introduction 191
2.- Estimation de la sédimentation dans l'estuaire 195
3.- Bilan de la matière organique 199
4.- Transfert des substances nutritives en mer du Nord 203
5.- Comportement des métaux lourds 210
6.- Conclusions 217

CHAPITRE V - EFFET DE LA TEMPERATURE DANS LES MODELES CHIMIQUES ET ECOLOGIQUES. IMPACT DES REJETS THERMIQUES

par G. BILLEN, I. ELSKENS et J. SMITZ

1.- Conséquences des effets thermiques sur le fonctionnement des écosystèmes aquatiques et sur la qualité de l'eau. Généralités 219
2.- Estuaire de l'Escaut 222
2.1.- Introduction 222
2.2.- Profil thermique 224
2.3.- Effet des rejets thermiques sur la qualité de l'eau 227
2.4.- Conclusions 236

Chapitre I

Hydrodynamique et transports de sédiments de l'estuaire de l'Escaut

par

J.J. PETERS et A. STERLING

1.- Introduction

L'estuaire de l'Escaut forme la branche la plus méridionale du delta constitué par les rivières Rhin, Meuse et Escaut. L'évolution naturelle de ce delta a été fortement influencée par de grands travaux tels que des endiguements, des coupures de bras et la dessalinisation d'une partie des lacs ainsi formés.

Depuis la coupure de la liaison vers l'Escaut oriental en 1867, il ne subsiste plus que deux exutoires de l'Escaut occidental vers la mer, à savoir le Scheur et l'Oostgat. L'embouchure du Rhin se trouve à 80 km au Nord.

L'étude de la mer du Nord et plus particulièrement du Southern Bight nécessite une bonne connaissance de la quantité et de la qualité des eaux amenées par l'Escaut, ainsi que de la limite entre la mer et l'estuaire.

Le bassin hydrographique de l'Escaut et de ses affluents couvre une superficie de 21.580 kilomètres carrés dans le nord-ouest de la France, l'ouest de la Belgique et le sud-ouest des Pays-Bas. Il ne fournit généralement que de faibles débits dont la détermination est difficile notamment en raison des fortes marées qui se propagent dans l'estuaire. Les faibles débits de rivière et les fortes marées font de l'Escaut un estuaire à bon mélange d'eau douce et d'eau de mer.

Les circulations d'eau et de sel dans la zone de mélange ont une forte influence sur le transport des matières en solution et en suspension au travers de l'estuaire.

2.- Circulations d'eau et de sel dans les estuaires

2.1.- Définition d'un estuaire

Suivant la classification de Pritchard (1952), l'Escaut se range parmi les estuaires de plaine côtière (*coastal plain estuaries*). Cameron et Pritchard (1963) définissent un estuaire comme "une eau côtière semi-fermée, en liaison libre avec la mer, dans laquelle l'eau de mer est diluée de façon mesurable avec les eaux de surface". Cette définition comporte trois aspects fondamentaux.

Le premier -"une eau côtière semi-fermée"- marque l'influence prépondérante du lit du fleuve sur les courants. La morphologie du fond et des rives est responsable de la turbulence du courant et des courants secondaires.

Le second -"en liaison libre avec la mer"- signifie que l'onde de marée pénètre librement dans l'estuaire.

Le troisième -"dans laquelle l'eau de mer est diluée de façon mesurable avec l'eau douce de surface"- signifie que cette dilution est responsable de l'existence de gradients de salinité, donc de densité. Ceux-ci déterminent les circulations d'eau très particulières dont l'influence sur les mécanismes de pollution sera examinée par après.

2.2.- Classification des estuaires

Les estuaires de plaine côtière présentent une très grande diversité selon les types de circulation d'eau et de stratification de salinité ou les mécanismes de mélange. Pritchard (1967) définit quatre groupes principaux : les estuaires à coin salé, estuaires à deux couches avec transport de sel par convection, estuaires partiellement stratifiés avec mélange vertical et estuaires homogènes. Ces derniers

peuvent être homogènes ou non latéralement. En fait, les estuaires font partie d'une série continue allant de l'estuaire à coin salé à l'estuaire homogène. Cette classification basée sur les stratifications verticales ne doit pas faire oublier l'importance des échanges latéraux dans les mécanismes de mélange.

L'intensité du mélange par dispersion turbulente des eaux douces avec l'eau de mer sera fonction de l'importance relative de l'apport d'eau douce, de l'énergie de marée et de la morphologie. Pour cette raison, Pritchard (1965 et 1967) définit un paramètre hydraulique et un paramètre géométrique qui facilitent le classement d'un estuaire dans l'une ou l'autre catégorie.

Le paramètre géométrique doit réfléter l'importance relative de la largeur et de la profondeur. En effet, le mélange par dispersion turbulente est plus intense dans un estuaire peu profond, constitué de préférence de chenaux multiples et de bancs ou d'îles. Vu la grande diversité de morphologie des estuaires, l'influence d'un tel facteur n'a pas encore pu être chiffrée. Dans un même estuaire, il est cependant intéressant d'analyser, par exemple, la variation suivant le profil en long du rapport entre la largeur moyenne et la profondeur moyenne.

Le paramètre hydraulique choisi par Pritchard est le rapport entre le volume d'eau remontant l'estuaire au travers d'une section transversale pendant le flot et le volume d'eau douce descendant l'estuaire vers la mer au travers de cette même section pendant un cycle de marée complet. Dans la suite du texte, ce paramètre sera appelé le rapport entre le "volume de flot" et le "volume d'eau douce". Lorsque ce rapport est petit (ordre de grandeur : unité), la stratification de salinité et les circulations d'eau sont approximativement celles d'un estuaire à coin salé. Lorsque ce rapport devient plus grand (ordre de grandeur de 10 à 100) l'estuaire a les caractéristiques d'un estuaire à mélange partiel. Lorsque ce rapport devient très grand (ordre de grandeur de 1000 ou plus) l'estuaire devient quasi homogène. Les types d'estuaires extrêmes, à coin salé ou homogène, n'existent qu'en théorie. Les exemples généralement choisis pour les illustrer sont

respectivement les estuaires du Mississipi (USA) et du Mersey (UK). Le chenal de Bristol, qui constitue l'estuaire de la rivière Severn (UK), dont les marées sont parmi les plus fortes du monde, est un bel exemple d'estuaire quasi homogène verticalement, mais non homogène latéralement (Dyer et Kirby, communication personnelle).

2.3.- Equations de mélange

De nombreux modèles simplifiés ont été imaginés pour résoudre des cas simples, à condition de disposer pour les étalonner de mesures en nombre suffisant. En effet, le manque de compréhension des mécanismes propres ne permet pas de calculer, *a priori*, les coefficients de transfert ou de dispersion turbulente.

L'équation générale de base, équation de convection-dispersion, a été établie par analogie avec l'équation de la diffusion moléculaire :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u\frac{\partial C}{\partial x} + v\frac{\partial C}{\partial y} + w\frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon_x \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\varepsilon_y \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon_z \frac{\partial C}{\partial z}\right)$$

dans laquelle C est la concentration du corps en solution ou en suspension; u, v, w sont les vitesses longitudinale, transversale et verticale; x, y, z sont les coordonnées longitudinale, transversale et verticale; ε_x , ε_y , ε_z sont les coefficients de diffusion longitudinale, transversale et verticale.

Dans l'équation de dispersion turbulente, les coefficients ε sont remplacés par des coefficients K .

Le modèle le plus simple et le plus utilisé pour les rivières naturelles est celui de Fick. On considère une vitesse moyenne $\overline{U}$ dans la section transversale et on suppose que les effets dus aux variations de cette vitesse dans la section transversale peuvent être résorbés dans le coefficient de dispersion longitudinale K_x ; et que les effets dus aux vitesses v et w des courants secondaires peuvent être résorbés dans les coefficients K_y et K_z . Dans ces hypothèses, l'équation devient :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} .$$

Une simplification supplémentaire consiste à supprimer les termes

$$K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \qquad \text{et} \qquad K_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} .$$

Un tel modèle a été utilisé par Wollast (1973)

$$Q'(x,t) = - A(x)\ K(x) \frac{\partial C(x,t)}{\partial x} + Q(x,t)\ C(x,t)$$

où $Q'(x,t)$ représente la résultante du transport de matière, $A(x)$ la section du fleuve au point χ , $K(x)$ le coefficient de dispersion turbulente au point χ , $Q(x,t)$ le débit d'amont et $C(x,t)$ la concentration moyenne dans la section de la substance considérée.

Bien que très simplifié, ce modèle est très utile pour décrire le profil en long de la salinité, pour déterminer les coefficients K_x et pour calculer la distribution de substances conservatrices ou non conservatrices.

Le calcul de

$$K(x) = \frac{Q(x)\ C(x)}{A(x) \dfrac{\partial C(x)}{\partial x}}$$

peut se faire à partir de mesures de profils en long de concentration de sel en régime stationnaire.

Les résultats obtenus [Wollast (1974)] montrent que les coefficients de dispersion turbulente K_x calculés varient le long de l'estuaire et ont une valeur allant de 100 à plus de 200 m^2/s (fig. 1a).

Le calcul des profils de salinité en appliquant la relation précédente donne une bonne concordance avec les mesures *in situ* (fig. 1b).

Ronday (1975) donne une explication pour les ordres de grandeurs et les variations de K_x dans l'estuaire.

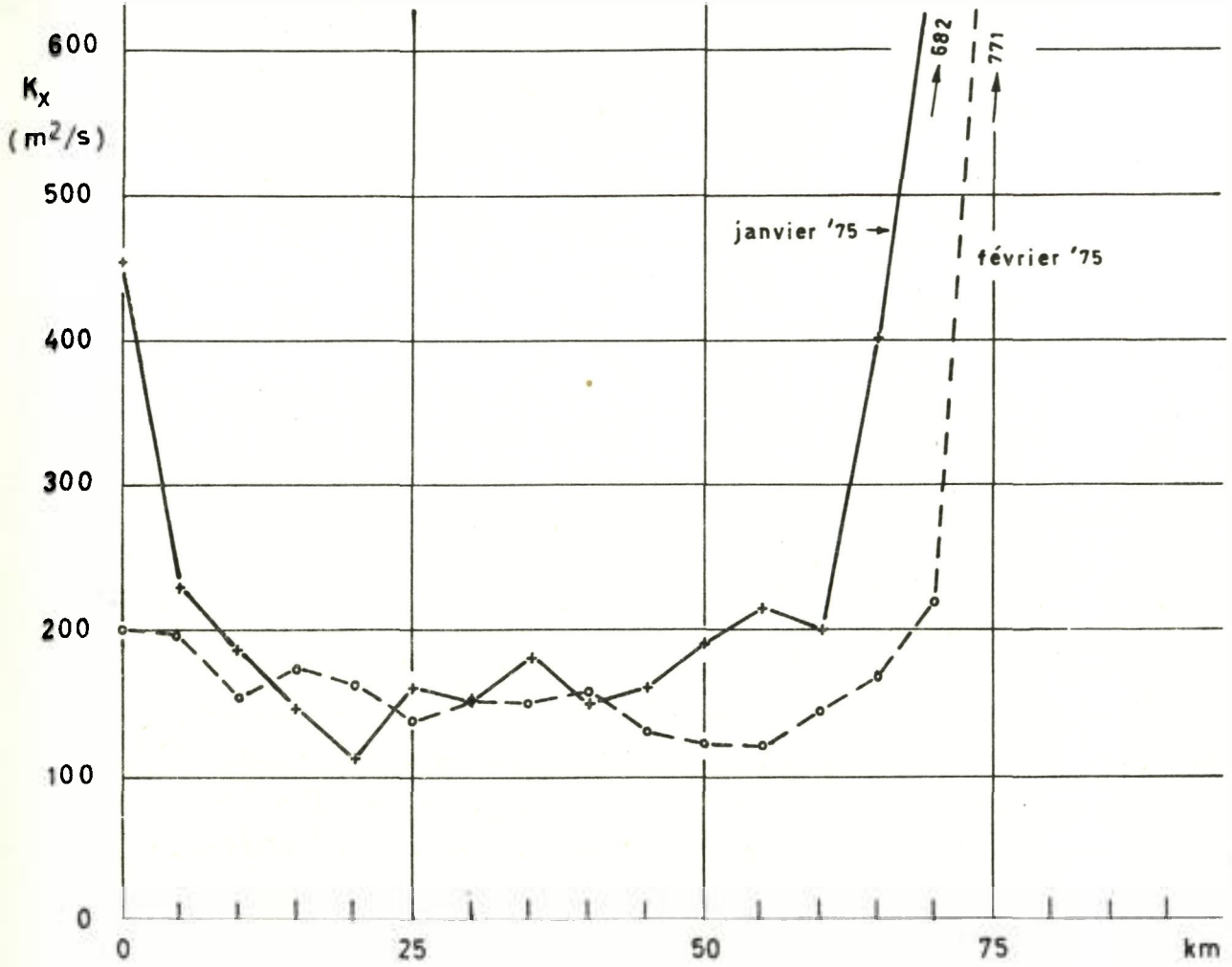


fig. 1b.
Calcul des profils longitudinaux de salinité

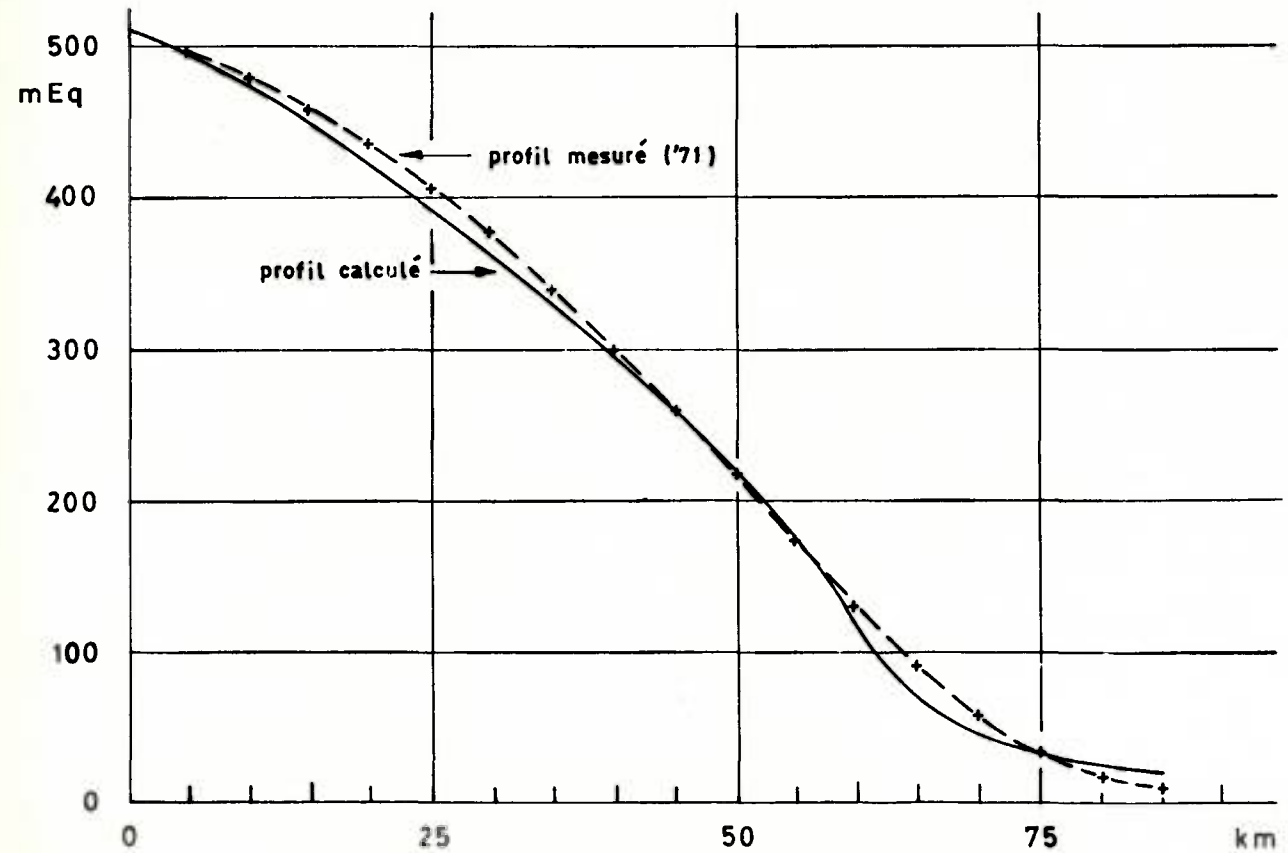


fig. 1a.
Calcul des coefficients de dispersion K_x

2.4.- Processus de mélange des différents types d'estuaires

Considérant la géométrie et les caractéristiques des écoulements d'un estuaire à mélange partiel tel que l'Escaut, il apparaît que les hypothèses de base des différents modèles de dispersion sont loin d'être respectées. La structure du champ de turbulence est mal connue et influencée par la géométrie complexe des estuaires. Les tourbillons engendrés par le lit de l'estuaire sont modifiés par la stratification de densité [Bowden and Howe (1963), Bowden and Proudman (1949)] . L'intensité du mélange des eaux dans l'estuaire est donc fonction :

- de l'irrégularité des sections transversales et de leur variation suivant l'axe longitudinal; ceci comprend la notion de zones "d'eaux mortes" ou "stagnantes";
- de la rugosité du fond;
- du degré de convection différentielle (lié aux deux points précédents);
- de l'intensité des courants dépendant de l'énergie de la marée;
- de l'importance de l'apport d'eau douce.

Les gradients de densité, dus au mélange imparfait des eaux, modifient le degré de convection différentielle longitudinale suivant la profondeur. Se basant uniquement sur des mesures de celui-ci ainsi que de la dispersion turbulente longitudinale et transversale, il est possible de classer les estuaires en fonction de l'intensité du transport de sel soit par convection (dû au courant principal), soit par dispersion turbulente. Les circulations d'eau qui en découlent apparaissent ainsi plus clairement. La classification qui suit diffère de celle de Pritchard car elle comporte plus de types, bien que la série, qui est continue, soit la même.

Les différents types d'estuaires ainsi que les gradients résiduels verticaux des vitesses et des salinités correspondants sont représentés à la figure 2.

- Estuaires à coin salé (fig. 2A) (*Salt wedge*).

En l'absence d'échanges entre l'eau douce de rivière et l'eau de mer, aucun phénomène de convection ou de dispersion turbulente ne peut être

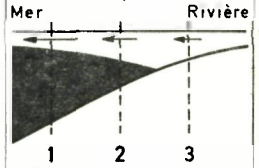
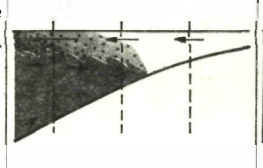
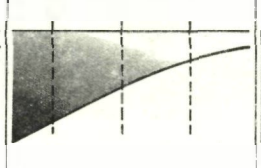
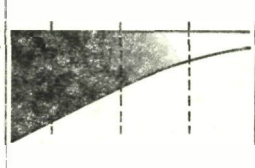
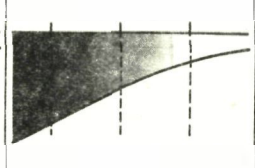
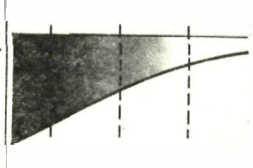
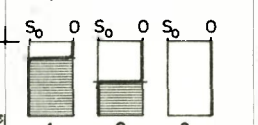
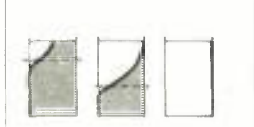
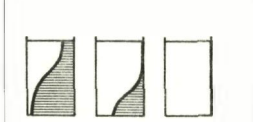
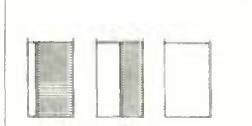
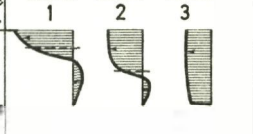
TYPES D'ESTUAIRES	A COIN SALE (écoulement à deux couches)	B COIN SALE AVEC ENTRAINEMENT	C STRATIFIE AVEC ENTRAINEMENT ET MELANGE	D A MELANGE PARTIEL	E A BON MELANGE	F HOMOGENE
Coupe longitudinale de l'estuaire						
Profils type de salinités résiduelles						
Profils type de vitesses résiduelles						
PROCESSUS DE CIRCULATION DU SEL						
Processus par "advection"						
-"advection" longitudinale	FAIBLE (uniquement dans la couche inférieure)	OUI (vers l'aval dans la couche supérieure, vers l'amont dans la couche inférieure)	OUI (vers l'aval dans la couche supérieure, vers l'amont dans la couche inférieure)	OUI (vers l'aval dans la couche supérieure, vers l'amont dans la couche inférieure)	OUI (principalement vers l'aval)	OUI (vers l'aval)
-"advection" verticale	FAIBLE (uniquement dans la couche inférieure)	OUI (vers le haut)	OUI (vers le haut)	OUI (vers le haut)	FAIBLE (vers le haut)	NON
Processus autres que par "advection"						
-mélange turbulent longitudinalement	NON	NON	FAIBLE (vers l'amont)	OUI (vers l'amont)	OUI (vers l'amont)	OUI (vers l'amont)
-mélange turbulent verticalement	NON	FAIBLE (uniquement dans la couche supérieure)	OUI	OUI	FAIBLE	NON
EQUATION DE CONSERVATION DU SEL (simplifiée et integrée sur la largeur)	NON	$\frac{\delta \bar{S}}{\delta t} = -\bar{u}\frac{\delta \bar{S}}{\delta x} - \bar{w}\frac{\delta \bar{S}}{\delta z}$ dans la couche supérieure ce terme est également significatif $+\frac{\delta}{\delta z}\left[K_z\frac{\delta \bar{S}}{\delta z}\right]$	$\frac{\delta \bar{S}}{\delta t} = -\bar{u}\frac{\delta \bar{S}}{\delta x} - \bar{w}\frac{\delta \bar{S}}{\delta z} + \frac{\delta}{\delta z}\left[K_z\frac{\delta \bar{S}}{\delta z}\right]$	$\frac{\delta \bar{S}}{\delta t} = -\bar{u}\frac{\delta \bar{S}}{\delta x} - \bar{w}\frac{\delta \bar{S}}{\delta z} + \frac{\delta}{\delta x}\left[K_x\frac{\delta \bar{S}}{\delta x}\right] + \frac{\delta}{\delta z}\left[K_z\frac{\delta \bar{S}}{\delta z}\right]$	$\frac{\delta \bar{S}}{\delta t} = -\bar{u}\frac{\delta \bar{S}}{\delta x} - \bar{w}\frac{\delta \bar{S}}{\delta z} + \frac{\delta}{\delta x}\left[K_x\frac{\delta \bar{S}}{\delta x}\right]$	$\frac{\delta \bar{S}}{\delta t} = -\bar{u}\frac{\delta \bar{S}}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta x}\left[K_x\frac{\delta \bar{S}}{\delta x}\right]$
PROCESSUS PHYSIQUES	Ecoulement de rivière Energie de marée négligeable	Ecoulement de rivière, modifié par les courants de marée	Ecoulement de rivière et mélange par les courants de marée	Faible écoulement de rivière et mélange par les courants de marée	Faible écoulement de rivière-Courants de marée prédominants	Ecoulement de rivière négligeable-Energie de marée intense
VOLUME DE FLOT / VOLUME D'EAU DOUCE	0	1	10	100	1000	∞
STRATIFICATION	DEUX COUCHES	FORTEMENT STRATIFIE		MODEREMENT STRATIFIE		HOMOGENE

fig 2

observé, à part une recirculation lente de la masse d'eau de mer sous-jacente à l'eau de rivière sous l'effet du frottement exercé par celle-ci.

- Estuaires à coin salé avec entraînement de sel par l'eau douce (fig. 2B) (*Two layer flow with entrainment*).

Le frottement de l'eau douce contre l'eau salée, et la turbulence interne aux deux couches près de l'interface provoque le transfert de particules d'eau salée dans l'eau douce et vice-versa. Les particules d'eau douce ne se mélangent pas dans la couche d'eau de mer, les courants et la turbulence y étant minimes. Elles remontent alors par différence de densité. Cependant, les particules d'eau salée captées par l'écoulement d'eau douce de la couche supérieure seront rapidement mélangées à cause de la turbulence (dispersion turbulente) et ainsi entraînées vers la mer (convection). Cet entraînement doit être nécessairement compensé par une convection d'eau salée de la couche inférieure vers la couche supérieure.

- Estuaires à écoulement stratifié avec entraînement et mélange (fig. 2C) (*Two layer flow with entrainment and mixing*).

Lorsque l'intensité des courants de marée de la couche d'eau inférieure est suffisante, il s'y crée des tourbillons au contact du fond. Contrairement au cas précédent l'eau douce va s'y mélanger à l'eau salée. L'homogénéisation se fait dans les deux couches dans le sens vertical (dispersion turbulente). L'entraînement de l'eau salée mélangée à l'eau de rivière est compensé par un apport d'eau de mer par la couche inférieure (convection).

- Estuaires à mélange partiel (fig. 2D) (*Partially stratified*).

Les courants de marée importants créent une forte turbulence interne, et donc une dispersion turbulente dans le sens vertical et longitudinal. Les différences de salinité dans le sens vertical diminuent, mais sont néanmoins responsables de phénomènes de convection dans les sens vertical et longitudinal.

- Estuaires à bon mélange (fig. 2E) (*Well mixed*)

L'apport d'eau douce est très faible et la turbulence interne engendrée par les forts courants de marée homogénéise les couches dans le sens vertical. Les gradients de salinité verticaux ne sont plus mesurables mais une stratification verticale des courants résiduels témoigne d'une faible convection verticale.

- Estuaires homogènes (Fig. 2F) (*Homogeneous*).

Dans ces estuaires, le transport de sel vers la mer par l'écoulement de rivière (convection) serait uniquement compensé par le transport de sel vers l'amont par transfert turbulent (dispersion turbulente).

Les stratifications de salinité et de courant résiduel sont donc liées au degré de mélange des eaux par dispersion turbulente puisque celui-ci détermine le degré de convection vertical.

3.- Circulations d'eau et de sel dans l'estuaire de l'Escaut

L'estuaire de l'Escaut a été longtemps classé parmi les estuaires à bon mélange [Codde (1951, 1958)]. En effet, le critère employé était l'absence de gradient vertical de salinité, les faibles différences de salinité observées occasionnellement étant attribuées aux techniques de prélèvement et de mesure.

Cependant, en 1934, dans un rapport du Rijkswaterstaat, la relation entre les stratifications de salinité et les stratifications des courants était déjà évoquée.

Au cours de la dernière décennie, des mesures plus approfondies ont fait apparaître plus clairement les stratifications de salinité [De Pauw and Peters (1973)] ainsi que les stratifications des courants [Peters (1974)].

Il est intéressant d'analyser *a priori* les facteurs influençant le mélange des eaux dans l'estuaire pour ensuite analyser les mesures qui permettent de l'estimer, bien que les recherches aient en pratique suivi le chemin inverse.

3.1.- Facteurs de mélange

Ceux-ci peuvent être classés en facteurs (ou paramètres) géométriques et facteurs (ou paramètres) hydrauliques.

3.1.1.- Paramètre géométrique

La morphologie de l'estuaire de l'Escaut fait actuellement l'objet d'une étude au Laboratoire de Recherches Hydrauliques. L'analyse d'une carte de l'estuaire permet de distinguer deux régions principales.

La première région, allant de l'embouchure à Walsoorden (± 40 km en amont de Vlissingen) (fig. 3), est constituée d'un système complexe de chenaux. Ceux-ci sont appelés "de flot" ou "de jusant" suivant que les mouvements d'eau y sont prépondérants au cours du flot ou du jusant. En fait, cette classification est parfois difficile à appliquer, par exemple dans le cas des chenaux "Middelgat" et "Gat Van Ossenisse" entre Terneuzen et Hansweert dans leur morphologie actuelle.

La seconde région, s'étendant de Walsoorden jusqu'à Gentbrugge (fig. 3), est caractérisée par un chenal principal bien formé avec parfois, à l'aval, des amorces de chenaux secondaires. La largeur de la section à marée haute diminue fortement à hauteur de la frontière belgo-néerlandaise, ce qui est très visible sur la carte (fig. 3).

L'évolution de la section mouillée de l'Escaut à mi-marée, marée haute et marée basse, sont semblables. Les lois exponentielles représentées à la figure 4 montrent clairement l'existence des deux zones précitées. Remarquons cependant que la zone amont peut également être subdivisée en quatre sous-zones, les discontinuités étant situées à hauteur des affluents principaux, le Rupel, la Durme et la Dendre.

Le rapport entre la largeur et la profondeur de la section mouillée, paramètre géométrique utilisé par Pritchard (1967) pour classifier les estuaires, varie fortement suivant le profil en long de l'estuaire et en fonction de l'état de la marée (fig. 5).

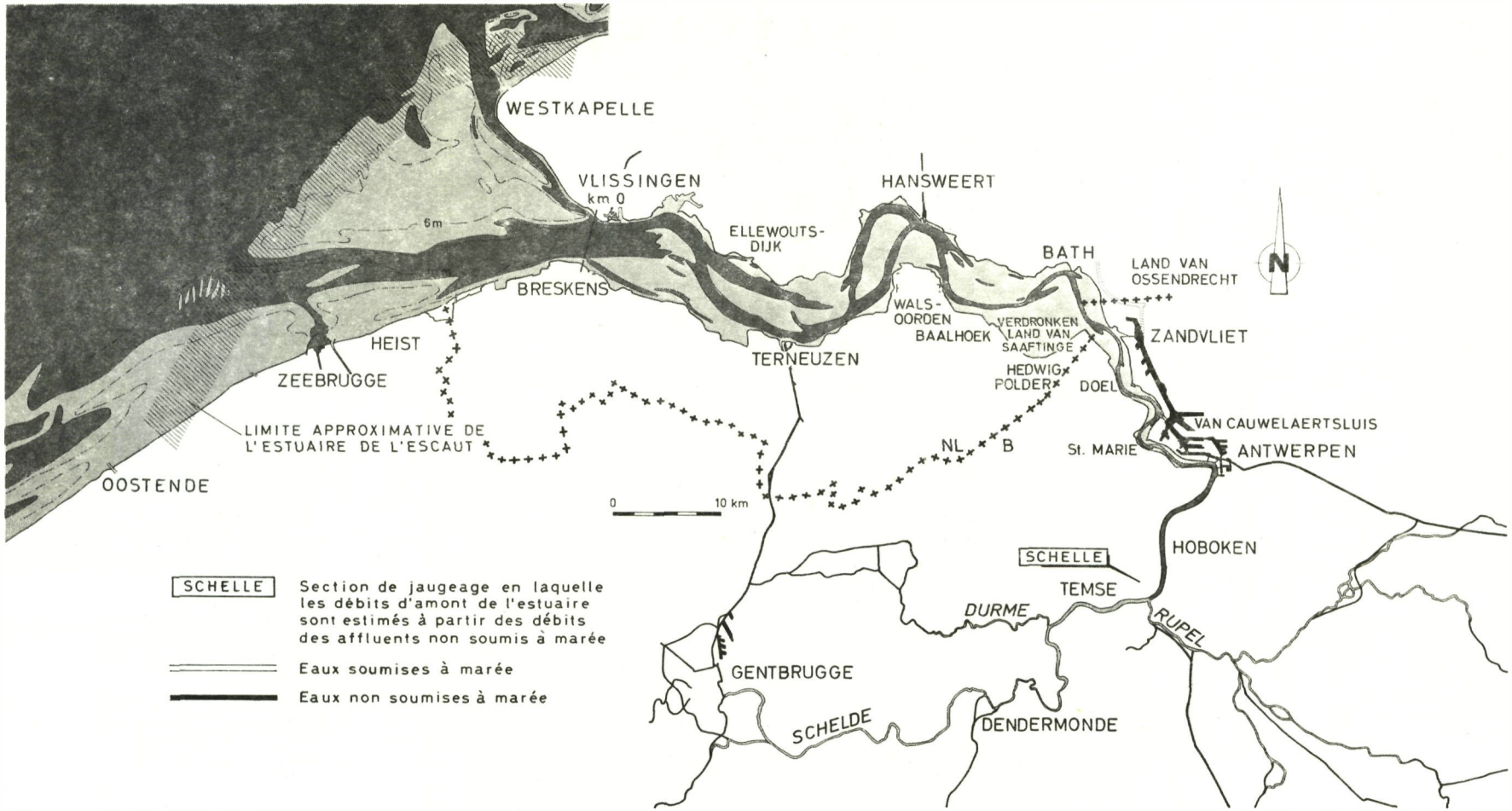

WESTKAPELLE
VLISSINGEN
km 0
6m
HANSWEERT
ELLEWOUTS-
DIJK
BATH
LAND VAN
OSSENDRECHT
N
BRESKENS
WALS-
OORDEN
BAALHOEK
VERDRONKEN
LAND VAN
SAAFTINGE
ZANDVLIET
HEIST
ZEEBRUGGE
TERNEUZEN
HEDWIG
POLDER
DOEL
VAN CAUWELAERTSLUIS
LIMITE APPROXIMATIVE DE
L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT
NL
B
St. MARIE
ANTWERPEN
OOSTENDE
0
10 km
SCHELLE
Section de jaugeage en laquelle
les débits d'amont de l'estuaire
sont estimés à partir des débits
des affluents non soumis à marée
Eaux soumises à marée
Eaux non soumises à marée
SCHELLE
HOBOKEN
TEMSE
DURME
RUPEL
GENTBRUGGE
SCHELDE
DENDERMONDE

fig 3

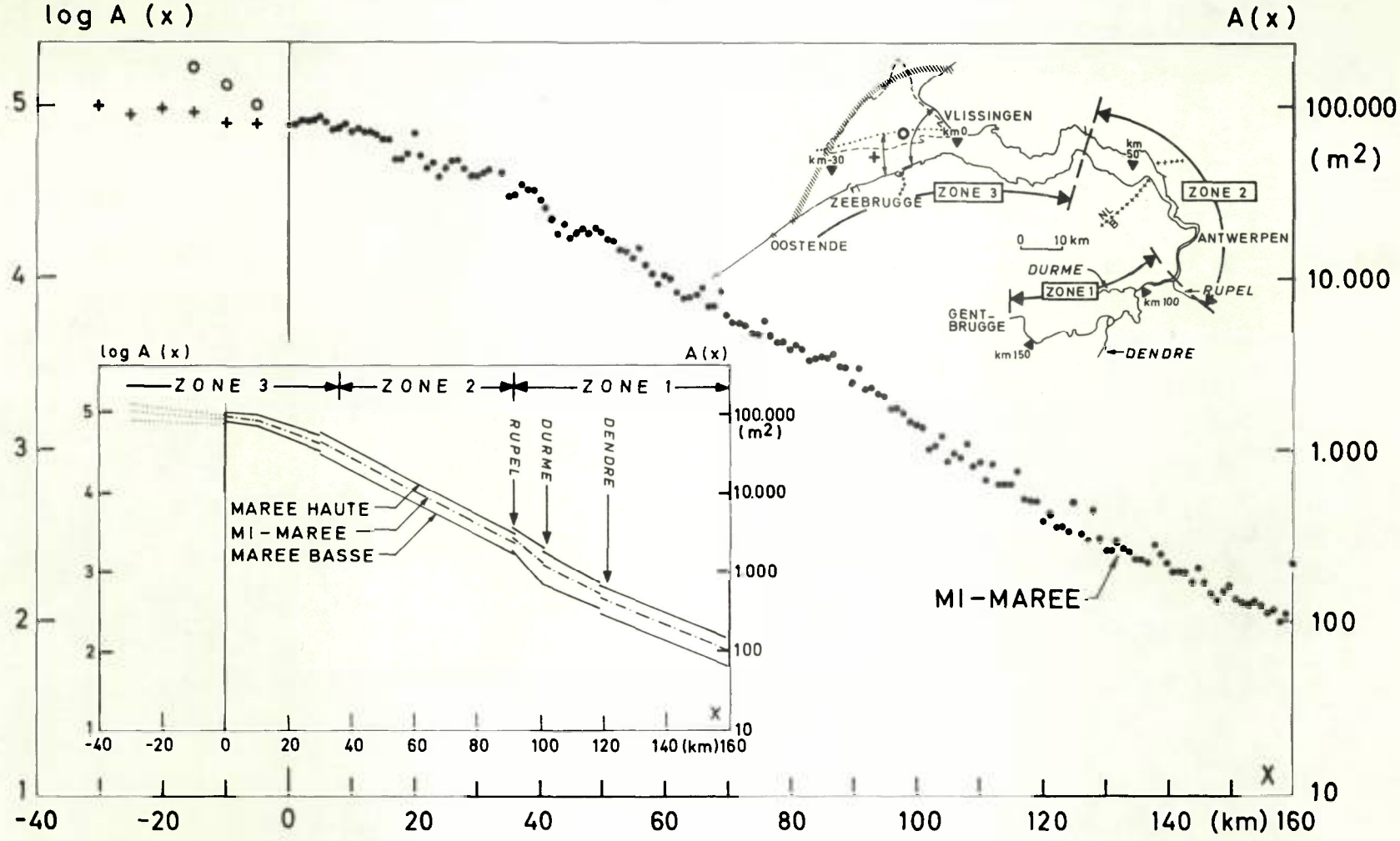


fig. 4.

Sections mouillées de l'Escaut (non compris les affluents)

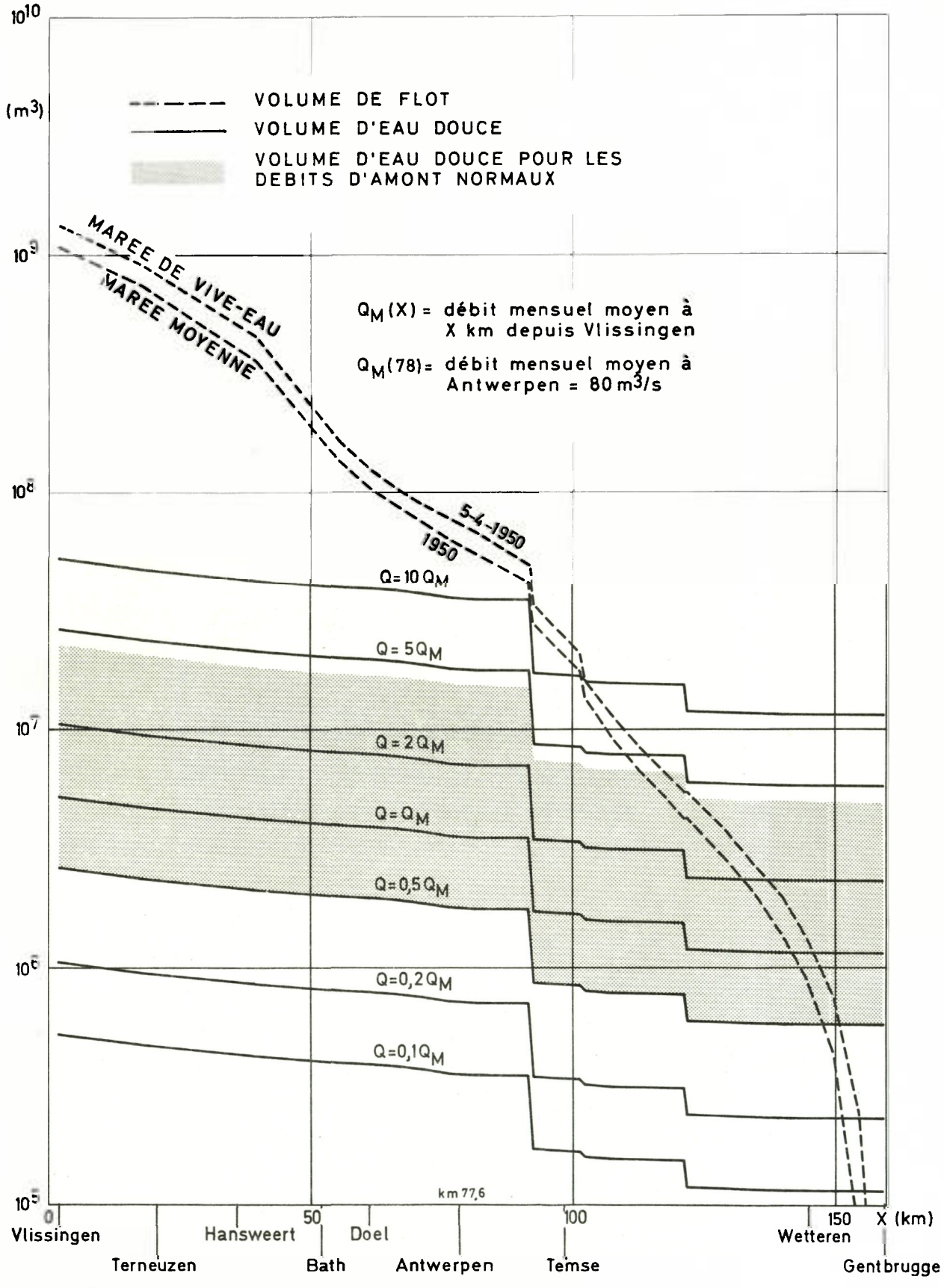

10^{10}
(m3)
10^9
10^8
10^7
10^6
10^5
VOLUME DE FLOT
VOLUME D'EAU DOUCE
VOLUME D'EAU DOUCE POUR LES DEBITS D'AMONT NORMAUX
MAREE DE VIVE-EAU
MAREE MOYENNE
$Q_M(X)$ = débit mensuel moyen à X km depuis Vlissingen
$Q_M(78)$ = débit mensuel moyen à Antwerpen = 80 m3/s
5-4-1950
1950
Q=10 Q_M
Q=5 Q_M
Q=2 Q_M
Q=Q_M
Q=0,5 Q_M
Q=0,2 Q_M
Q=0,1 Q_M
km 77,6
0
50
100
150
X (km)
Vlissingen
Terneuzen
Hansweert
Bath
Doel
Antwerpen
Temse
Wetteren
Gentbrugge

fig 5

Dans la zone à chenaux multiples, ce rapport oscille entre 100 et 1000 avec 450 comme valeur moyenne. Son évolution dans les 50 premiers kilomètres à partir de Vlissingen présente une allure périodique assez irrégulière. Ceci s'explique par la présence de nombreux bancs et hauts-fonds. Cette morphologie complexe est propice aux circulations d'eau autour des bancs et par dessus les bancs et favorise la création de zones "d'eaux mortes". Tous ces facteurs augmentent la dispersion turbulente et le mélange. A partir de Walsoorden (kilomètre 40 compté depuis Vlissingen), le rapport largeur sur profondeur diminue progressivement et devient fort régulier en amont de la frontière belgo-néerlandaise (± kilomètre 60) jusqu'au kilomètre 92, c'est-à-dire à l'embouchure du Rupel. En amont de ce point, ce rapport n'a plus beaucoup de signification dans notre étude puisque l'eau y est pratiquement douce. D'autre part la section est très petite à marée basse et le rapport peut devenir grand lorsque la profondeur devient minime. Juste en amont du Rupel, le rapport atteint plus ou moins la valeur 35 soit environ le dixième de la valeur trouvée dans la partie aval de l'estuaire.

3.1.2.- Paramètres hydrauliques

Les débits d'eau douce de l'Escaut maritime (ou débits d'amont) et de ses affluents sont assez bien connus en valeur relative pour la période des années 1959 à 1973 [Coen (1974)].

A Schelle, immédiatement en aval de l'embouchure du Rupel, le débit d'eau douce moyen est estimé à ± 80 m^3/s , ce qui correspond à un volume d'eau douce évacué par marée de 6 millions de m^3 . L'évolution du débit d'amont, entre Vlissingen et Gentbrugge est représentée à la figure 5 pour des débits à Schelle allant de 8 m^3/s à 800 m^3/s. Les débits mensuels à Schelle inférieurs à 40 m^3/s et supérieurs à 350 m^3/s peuvent être considérés comme exceptionnels.

Les volumes d'eau déplacés par les mouvements de marée sont moins bien connus. Les études concernant la géométrie de l'estuaire actuellement en cours permettront de faire prochainement des estimations plus précises des volumes de flot par la méthode de la cubature. Un tel calcul a déjà été réalisé en 1921.

La marée à l'embouchure est constituée principalement par la marée lunaire semi-diurne (M_2) avec une période de douze heures vingt cinq minutes. L'amplitude croît de 4 m environ en mer à 5 m à Hemiksem, en amont d'Anvers, et diminue ensuite jusqu'à atteindre environ 2 mètres à Gentbrugge [Theuns and Coen (1973)]. Le volume d'eau pénétrant par la section transversale à Vlissingen, au cours du flot, ou "volume de flot", peut être estimé à 1 milliard de m^3 en moyenne. L'évolution du volume de flot, le long de l'estuaire, pour une marée moyenne de 1950 et pour la marée de vive eau du 5 avril 1950 est représentée à la figure 5.

Le paramètre hydraulique de l'Escaut, ou le rapport entre le "volume de flot" et le "volume d'eau douce" est représenté à la figure 6 en fonction de la distance depuis l'embouchure, du débit d'amont et de l'amplitude de marée.

A débit d'amont et amplitude de marée constants, ce rapport varie fortement entre l'embouchure et Gentbrugge. Pour un débit d'amont et une marée moyenne, il varie de 200 à Vlissingen (km 0) à 100 au km 35, juste en aval de Hansweert et à 10 aux environs du Rupel. En amont du Rupel, ce rapport descend vers 1 et même en dessous près de Gentbrugge. En un endroit, à débit constant, le paramètre hydraulique varie très peu avec l'amplitude de marée.

Par contre, les variations avec le débit, en un endroit et à amplitude de marée constante, sont fortes. Considérant des débits extrêmes possibles de 8 et 800 m^3/s , la même valeur de 20 se situerait respectivement à l'embouchure ($Q = 800\ m^3/s$) et en amont de la Dendre ($Q = 8\ m^3/s$) , soit plus de 100 kilomètres en amont de l'embouchure. En fait, les débits fluctuent généralement entre 30 et 350 m^3/s , ce qui correspond à la zone hachurée des figures 5 et 6. Les temps de séjour très longs de l'eau douce dans l'estuaire rendent l'interprétation du paramètre hydraulique malaisée lors des crues de l'Escaut et de ses affluents.

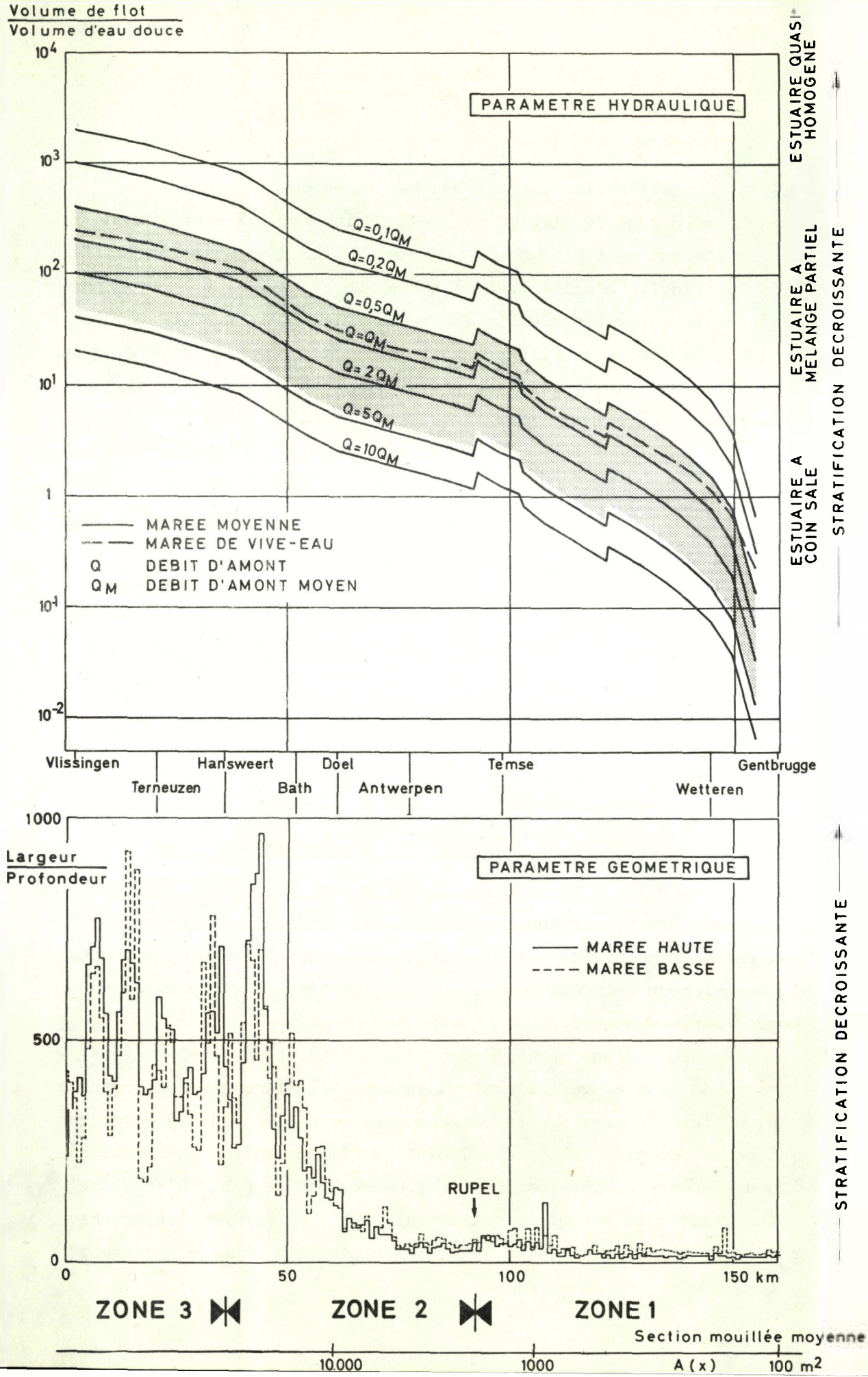

Volume de flot
Volume d'eau douce
PARAMETRE HYDRAULIQUE
ESTUAIRE QUASI HOMOGENE
ESTUAIRE A MELANGE PARTIEL
ESTUAIRE A COIN SALE
STRATIFICATION DECROISSANTE
Q=0,1QM
Q=0,2QM
Q=0,5QM
Q=QM
Q=2QM
Q=5QM
Q=10QM
MAREE MOYENNE
MAREE DE VIVE-EAU
Q DEBIT D'AMONT
QM DEBIT D'AMONT MOYEN
Vlissingen
Terneuzen
Hansweert
Bath
Doel
Antwerpen
Temse
Wetteren
Gentbrugge
Largeur
Profondeur
PARAMETRE GEOMETRIQUE
MAREE HAUTE
MAREE BASSE
RUPEL
STRATIFICATION DECROISSANTE
ZONE 3
ZONE 2
ZONE 1
Section mouillée moyenne
A (x)
m2
150 km

fig. 6.

3.1.3.- Classification des différentes zones de l'Escaut

Considérant la classification de Pritchard, il apparaît que la zone à chenaux multiples peut, pour des débits d'amont moyens et faibles, être définie comme bien mélangée. En effet, le paramètre hydraulique et le paramètre géométrique y sont élevés, le premier supérieur à 100 , le second oscillant aux alentours de 450 . En hiver, en cas de forte crue, cette zone peut cependant avoir les caractéristiques d'un estuaire à mélange partiel.

Entre Walsoorden et la frontière (du km 40 au km 60), zone de transition entre la zone à chenaux multiples et la zone à chenal unique, l'estuaire est pratiquement toujours à mélange partiel. Le paramètre hydraulique moyen se situe entre 100 et 30 tandis que le paramètre géométrique tombe rapidement en dessous de 200 .

Depuis la frontière jusqu'à l'embouchure du Rupel, les paramètres hydrauliques et géométriques indiquent un mélange partiel.

Nous appellerons zone 3 la zone à chenaux multiples, zone 2 les zones de transition et à chenal unique de Baalhoek au Rupel et zone 1 la zone de l'Escaut et de ses affluents en amont de l'embouchure du Rupel.

3.2.- Distribution de la salinité dans l'estuaire de l'Escaut

3.2.1.- Répartition longitudinale

Les stratifications de salinité dans l'Escaut étant faibles il est possible de tracer les distributions longitudinales de salinité. L'intrusion du sel dans l'estuaire est limitée par l'apport d'eau douce (débit d'amont).

Au cours d'une marée, le profil longitudinal se déplace vers l'amont du flot et vers l'aval au jusant. A la figure 7 sont représentés, à titre indicatif, les déplacements possibles déduits de mesures faites au cours de la période 1967-1973. Il apparaît d'une part, que les déplacements sont fortement influencés par le débit d'amont; d'autre part, il est clair que la salinité à Vlissingen n'approche qu'exceptionnellement celle de l'eau de mer. Les eaux se mélangent

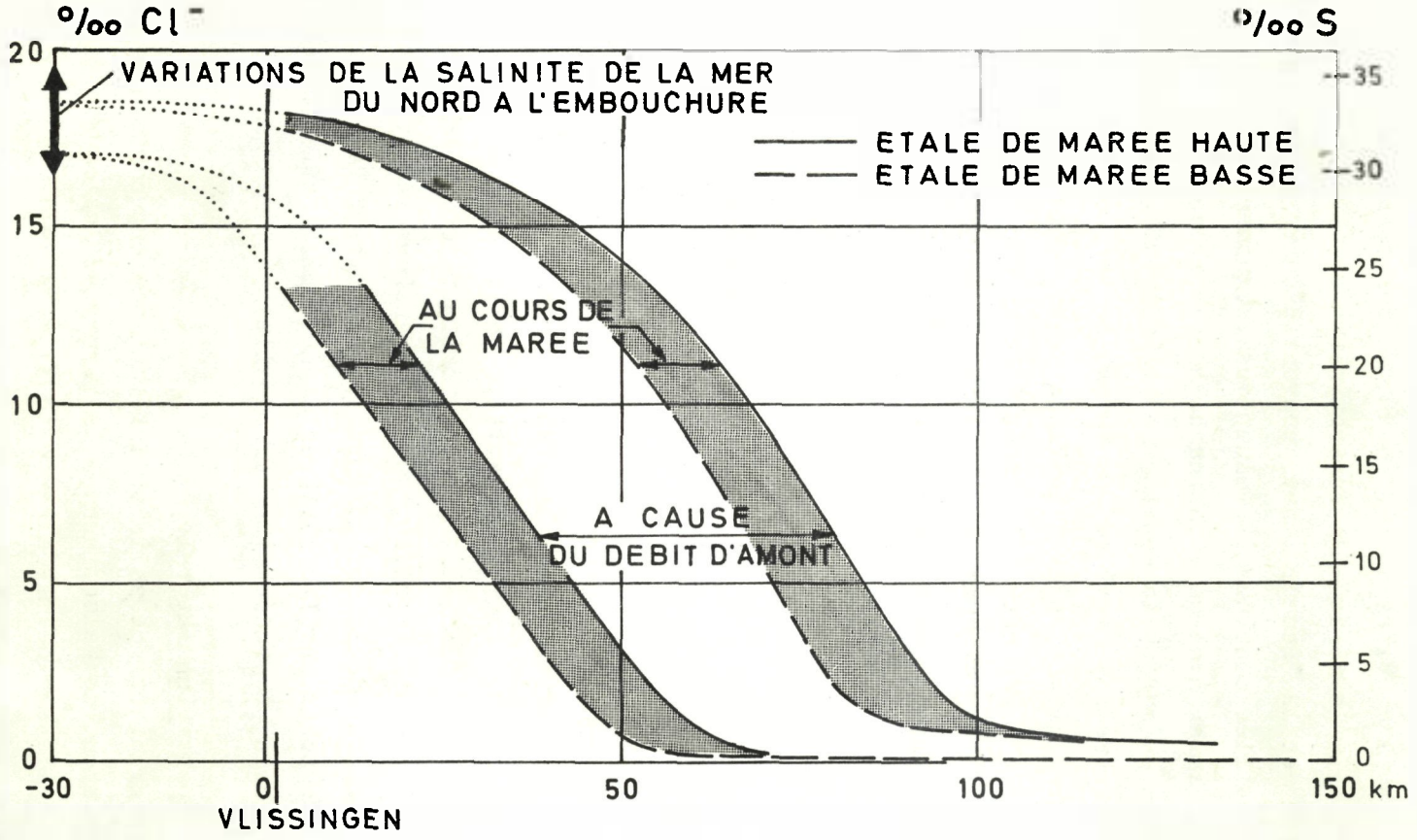

‰ Cl⁻
‰ S
VARIATIONS DE LA SALINITE DE LA MER DU NORD A L'EMBOUCHURE
ETALE DE MAREE HAUTE
ETALE DE MAREE BASSE
AU COURS DE LA MAREE
A CAUSE DU DEBIT D'AMONT
20
15
10
5
0
35
30
25
20
15
10
5
0
-30
0
50
100
150 km
VLISSINGEN

fig 7

encore en aval de Vlissingen (fig. 8). En supposant que dans l'embouchure de l'Escaut le mélange se fait principalement dans les chenaux "Wielingen" et le "Scheur", nous pouvons déduire de la figure 4 que la section mouillée continue à évoluer quasi exponentiellement jusqu'à environ 30 km en aval de Vlissingen. A partir de cet endroit le chenal pénètre en mer où la section mouillée tend brusquement vers des valeurs extrêmement élevées. Cependant la morphologie de la région de l'embouchure, située en aval de Vlissingen, et les courants très compliqués qu'on y rencontre, incitent à la prudence quant au choix de la limite de l'estuaire, tel qu'il a été défini au paragraphe 2.1.

Des résultats de mesures décrits dans les chapitres suivants tendent cependant à prouver que les eaux estuariennes sont évacuées vers le chenal "Wielingen" et que le chenal "Oostgat" serait, en quelque sorte, un chenal de flot. La salinité y est d'ailleurs, pour des débits moyens à faibles, proche de celle de l'eau de la mer du Nord dans cette région. Les mesures de vitesses effectuées dans la région de l'embouchure concordent avec les données des atlas courantographiques et tendent à confirmer cette hypothèse. La limite aval de l'estuaire pourrait être définie comme le lieu où, soit le gradient longitudinal de salinité est nul ($\frac{\partial S}{\partial x} = 0$) , soit la salinité égale celle de l'eau de mer ($S = S_0$). Ces deux critères sont à rejeter dans le cas de l'estuaire de l'Escaut. En effet, vu les dimensions relativement réduites de la partie sud de la mer du Nord, la salinité y varie fortement à cause des apports par les rivières et même par l'effet direct de la pluie (Tijssen, communication personnelle).

3.2.2.- Répartition latérale

Les gradients de salinité latéraux peuvent certainement être négligés en amont de Walsoorden. A la figure 9, les courbes isohalines relevées à l'étale de marée haute le 31 mars 1971 à hauteur de la frontière belgo-néerlandaise indiquent un faible gradient latéral. En aval de Walsoorden, le système de chenaux de flot et de jusant séparés par de grands bancs provoque des recirculations par dessus et autour de

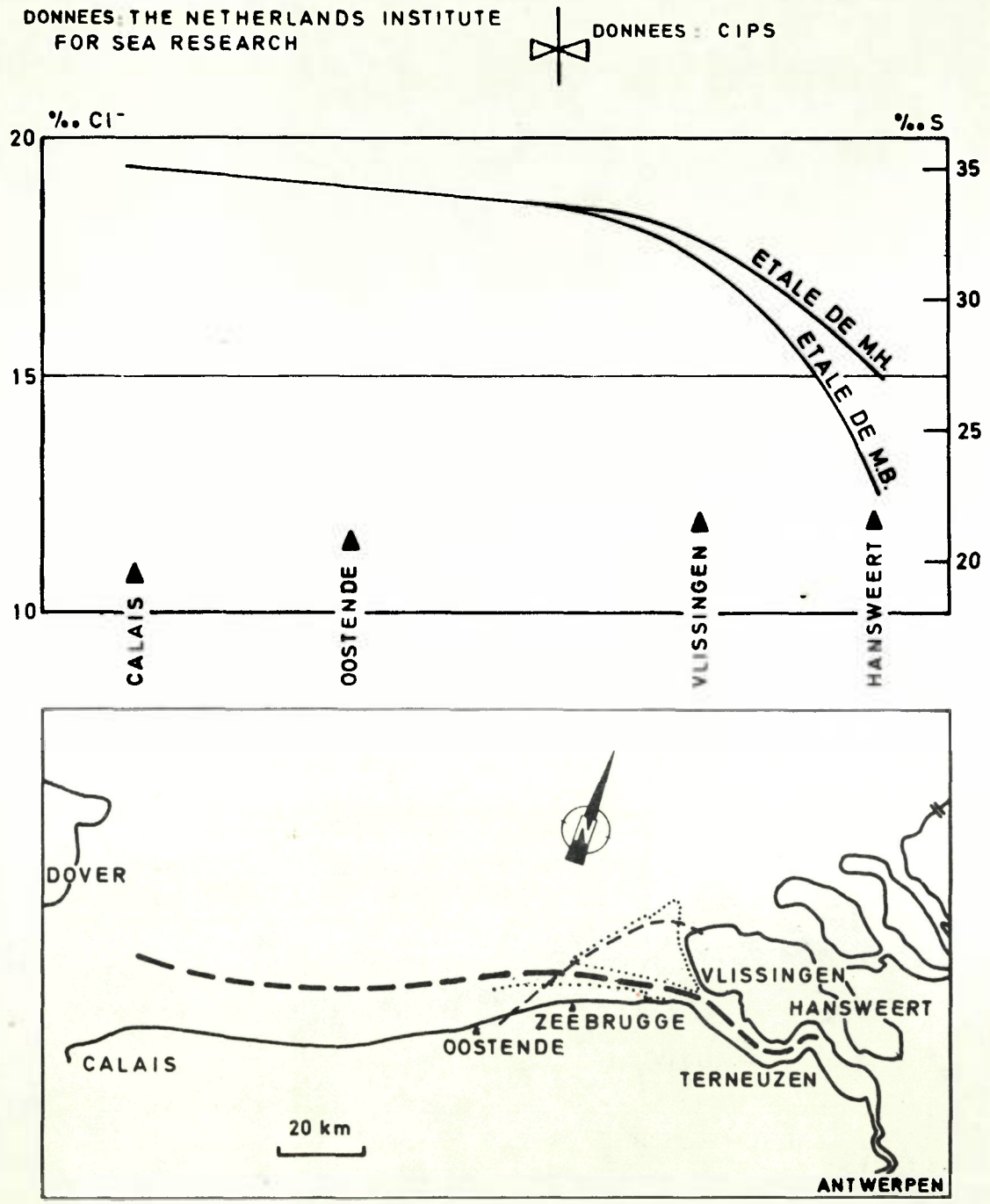


fig. 8.
Profil longitudinal de salinité entre Hansweert et le Pas de Calais en septembre 1973

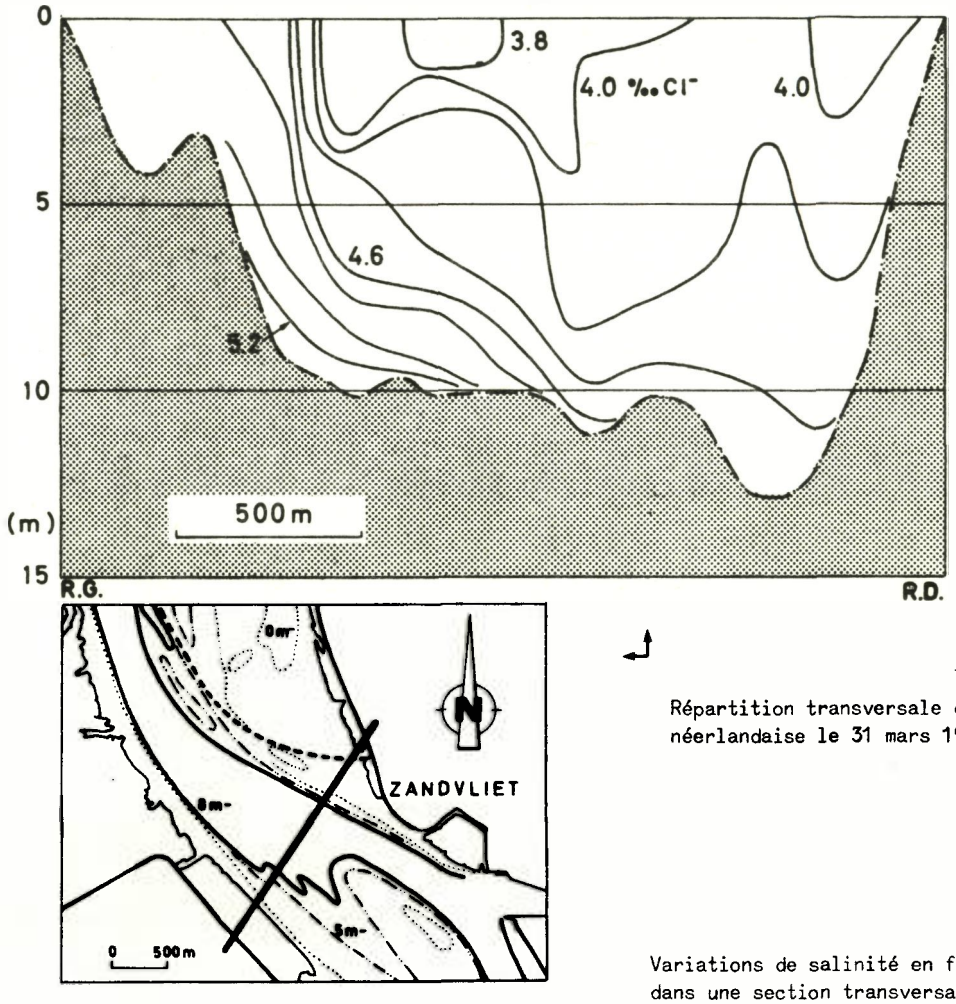
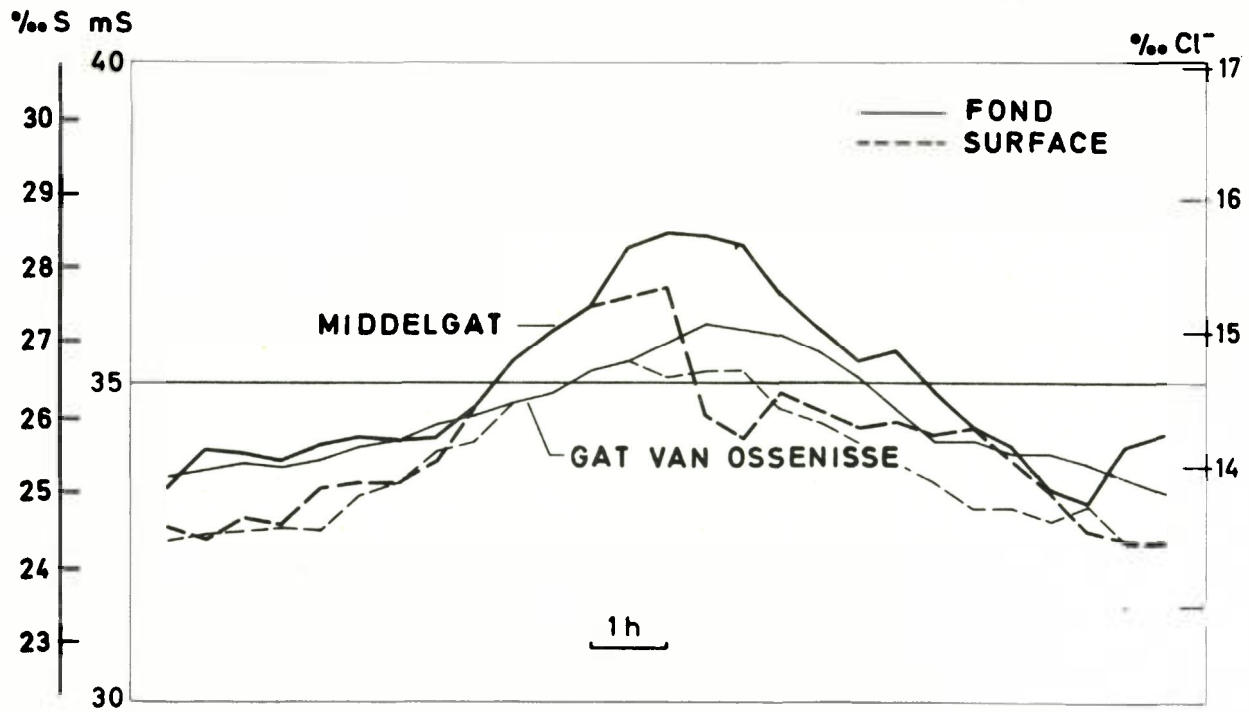


fig. 9.

Répartition transversale de salinité à la frontière belgo-néerlandaise le 31 mars 1971 à l'étale de marée haute.

fig. 10.

Variations de salinité en fonction de la marée (30 janvier 1973) dans une section transversale à deux chenaux.



ceux-ci, ce qui explique des différences de salinités observées quelquefois entre chenaux (fig.10) dans une même section transversale. Il est cependant difficile dans ces cas de définir celle-ci correctement.

3.2.3.- Répartition verticale

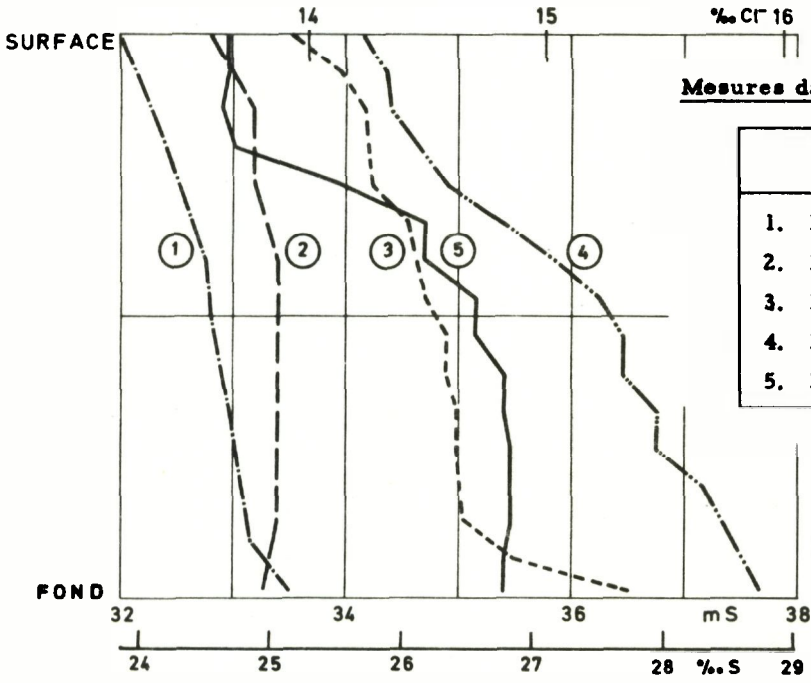
La stratification verticale de salinité est due aux différences de densité des eaux suite au mélange imparfait de celles-ci. Elle sera donc intimement liée aux facteurs de mélange définis plus haut, à savoir les facteurs géométriques et les facteurs hydrauliques, et varie avec le lieu, avec l'apport d'eau douce et avec le moment de la marée.

La salinité est normalement plus élevée au fond. Les variations sur la verticale au cours de la marée (fig. 11) ainsi que les variations de l'intensité de la stratification au cours d'un même cycle de marée (fig. 12) sont fort irrégulières.

Les différences entre la salinité de l'eau de surface et l'eau de fond est généralement inférieure à 1 ‰ S , avec des valeurs maxima pouvant aller jusqu'à 2 ‰ S au centre de la zone 2, à hauteur de la frontière belgo-néerlandaise. Au cours des campagnes de mesures nous avons observé localement des variations de la salinité moyenne de 8 ‰S au cours de la marée, ainsi que des valeurs du gradient longitudinal de salinité atteignant 0,75 ‰ S par km .

Les différences de salinité entre les deux rives sont maximales entre le km 40 (Walsoorden) et le km 60 (frontière belgo-néerlandaise). Au cours d'un cycle de marée cette différence est faible en moyenne, mais peut occasionnellement atteindre 4 ‰ S .

Nous avons adopté la valeur de 19,55 ‰ Cl^- pour la chlorinité de l'eau de mer, ce qui correspond à une salinité de 35,23 ‰ S , à une conductibilité électrique de 48 millisiemens et à une densité d'eau de 1,0249 . Les conductivités renseignées sur les figures sont mesurées à 18°C .



Mesures dans une section transversale au km 30 dans le Chenal Middelgat.

Lieu	Heure	Marée	Date	Position Longitude	Latitude
1. Middelgat	7h30	Flot	31. 1. 73	51°24'30" N	3°54'40" E
2. Middelgat	11h00	Flot	1. 2. 73	"	"
3. Middelgat	14h30	Jusant	31. 1. 73	"	"
4. Middelgat L. O.	15h30	Jusant	1. 2. 73	51°24'50" N	3°55'30" E
5. Middelgat	13h30	Jusant	30. 1. 73	51°24'30" N	3°54'40" E

fig. 11.

Exemples de profils verticaux instantanés de salinité

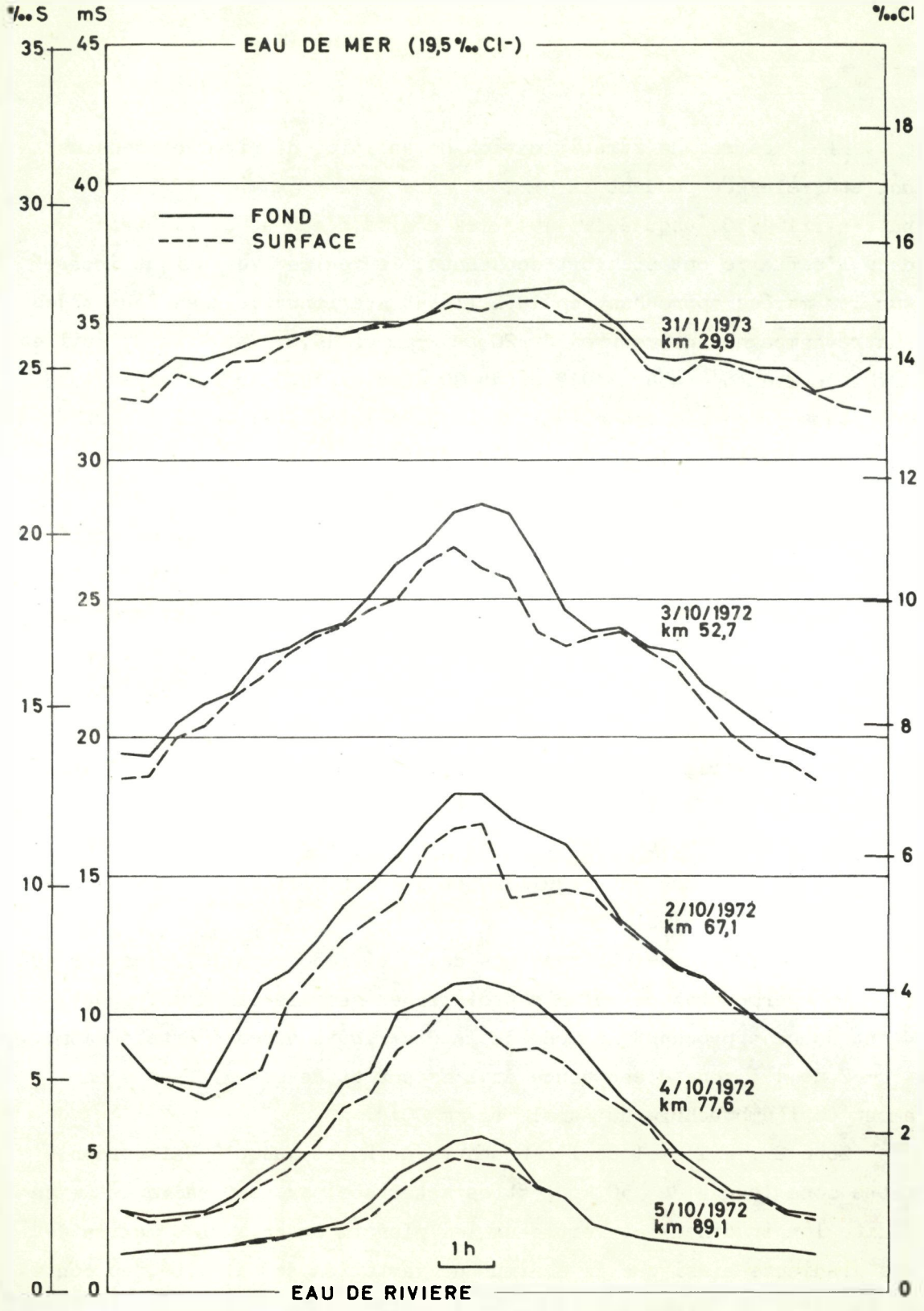


fig. 12.

Variations de salinité en fonction de la marée en différents endroits du profil longitudinal de l'Escaut

Les mesures de stratification de salinité décrites ci-dessous ont été relevées pendant la période mars 1972 - janvier 1973. Or depuis avril 1970 jusqu'à fin 1973 les débits d'eau douce pénétrant dans l'estuaire ont été fort constants, le régime hydraulique intégré sur les marées approchant en 1972 l'état stationnaire. Les débits des quatre campagnes de mesures du 20 au 23 mars 1972, du 24 au 27 juillet 1972, du 2 au 5 octobre 1972 et du 30 janvier 1973 au 2 février 1973 sont tous proches du mode (valeur la plus fréquente) de la distribution des débits de la période 1949-1973 (fig. 13).

Les gradients verticaux des salinités moyennes sur la marée peuvent être comparés entre eux au cours de cette période. Il est difficile de définir un paramètre caractérisant le degré de stratification. La différence entre les salinités de fond et de surface intégrée sur une marée ΔS a comme avantage d'être d'utilisation facile, mais comme désavantage de ne pas rendre la forme de la stratification (fig. 11) et de dépendre de la profondeur. Des mesures dans une même section transversale à Doel (km 61) ont montré que, même si la stratification varie de façon irrégulière, les différences de salinités moyennes entre fond et surface ΔS sont assez constantes lorsque l'apport d'eau douce est régulier, et que les différences dans le chenal sont très faibles.

Les différentes observations de la période mars 1972-janvier 1973 (fig. 14) permettent de définir trois zones dans le cas d'un apport d'eau douce approchant le mode de la distribution des débits d'amont.

- Zone 1 : zone d'eau douce de l'Escaut et de ses affluents en amont de l'embouchure du Rupel (± km 90) .

- Zone 2 : à l'aval de l'embouchure du Rupel jusqu'à Walsoorden. Cette zone longue de 50 km est caractérisée par des gradients de salinité longitudinaux et verticaux les plus importants. Les maxima de ces gradients ainsi que le maximum de variation de salinité, au cours de la marée, se situent près de la frontière belgo-néerlandaise, à hauteur du km 60 . Le mélange des eaux douces et des eaux salées y est typique d'un estuaire partiellement stratifié.

fig. 13.
Les débits mensuels de quatre campagnes de mesures en 1972 et 1973 comparés à la distribution des débits moyens mensuels de la période 1949-1973.

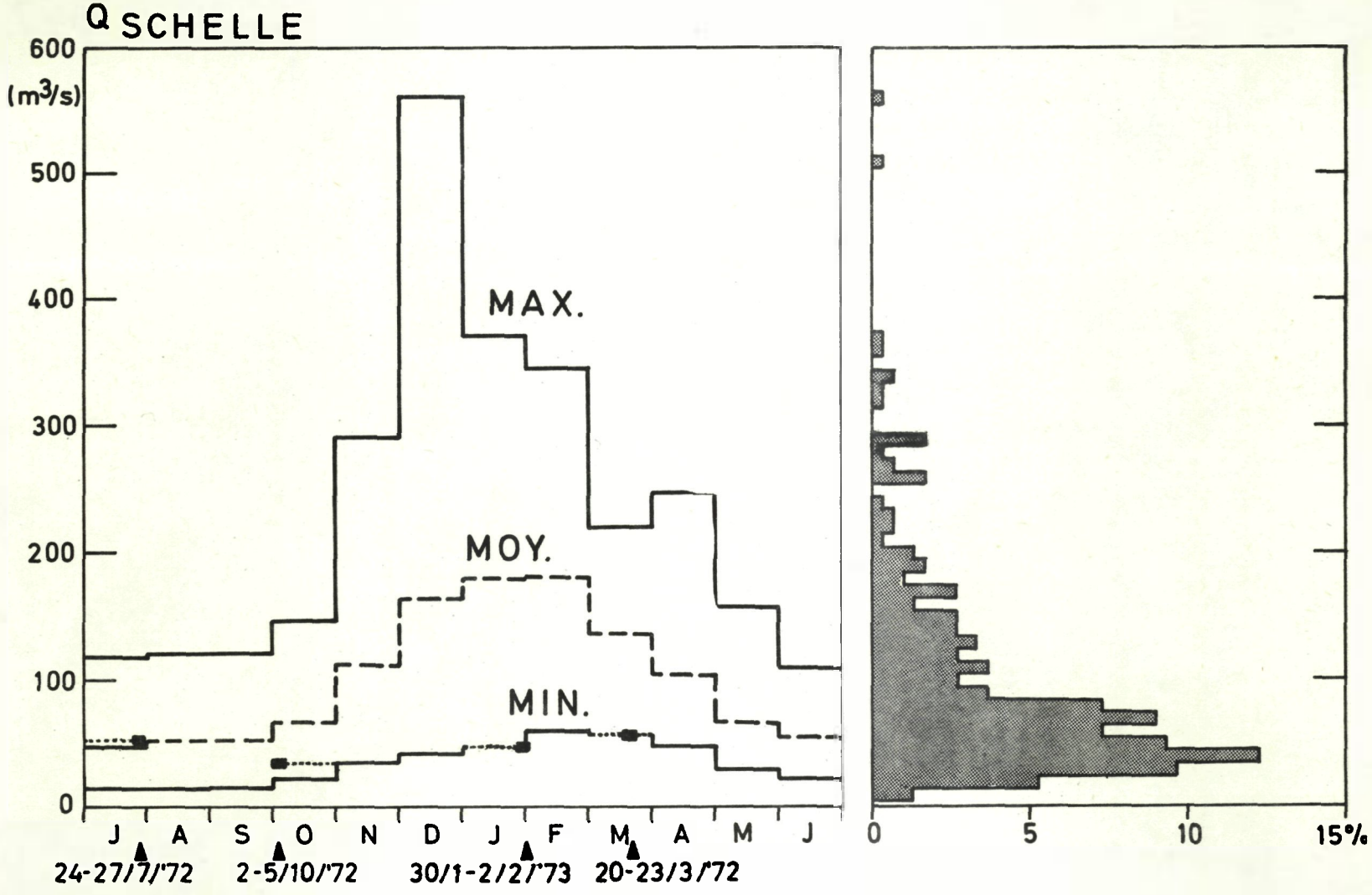

Q SCHELLE
600
(m3/s)
500
400
300
200
100
0
MAX.
MOY.
MIN.
J
A
S
O
N
D
J
F
M
A
M
J
24-27/7/'72
2-5/10/'72
30/1-2/2/'73
20-23/3/'72
0
5
10
15%

fig 13

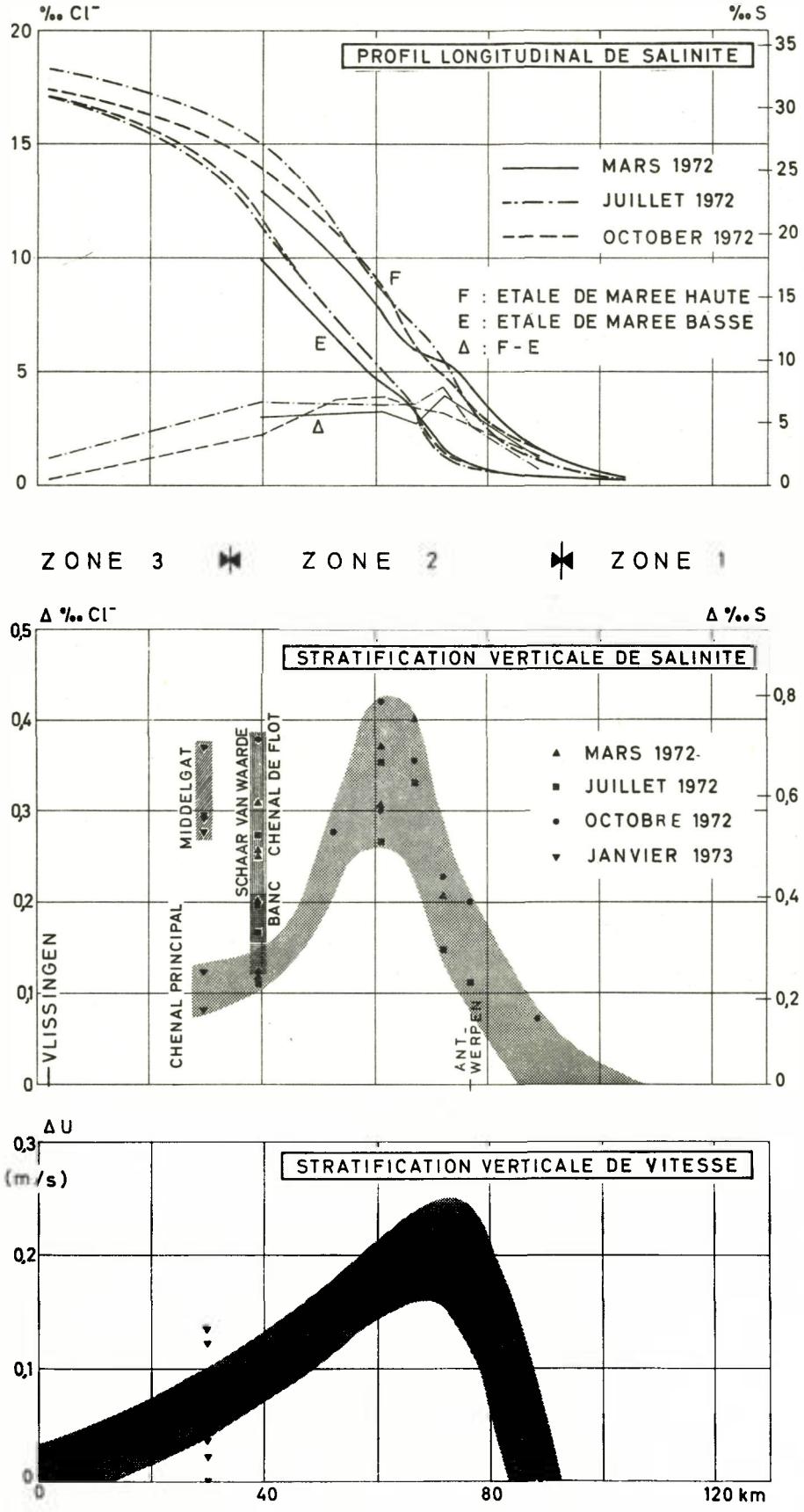

‰ Cl⁻
‰ S
PROFIL LONGITUDINAL DE SALINITE
MARS 1972
JUILLET 1972
OCTOBER 1972
F : ETALE DE MAREE HAUTE
E : ETALE DE MAREE BASSE
Δ : F - E
F
E
Δ
ZONE 3
ZONE 2
ZONE 1
Δ ‰ Cl⁻
Δ ‰ S
STRATIFICATION VERTICALE DE SALINITE
MARS 1972
JUILLET 1972
OCTOBRE 1972
JANVIER 1973
VLISSINGEN
CHENAL PRINCIPAL
MIDDELGAT
SCHAAR VAN WAARDE
BANC
CHENAL DE FLOT
ANT-WERPEN
ΔU
(m/s)
STRATIFICATION VERTICALE DE VITESSE
0
40
80
120 km

fig 14

- Zone 3 : située en aval de Walsoorden, cette zone à chenaux multiples et larges est caractérisée par des stratifications de salinité faibles, sauf dans les chenaux secondaires et autour des bancs de sable.

3.3.- Circulations d'eau dans l'estuaire de l'Escaut.

3.3.1.- Généralités

Dans les estuaires de plaine à mélange partiel tel que l'Escaut, caractérisés par de fortes marées et de faibles débits de la rivière, les déplacements d'eau, ou excursions, sont importants au cours des marées, de l'ordre d'une dizaine de kilomètres. Le déplacement résiduel après un cycle de marée n'atteint que le dixième de l'excursion, ce qui correspond à une vitesse de déplacement de l'eau, moyenne dans le temps et dans l'espace, d'un ordre de grandeur allant de moins d'un centimètre par seconde à l'embouchure à dix centimètres par seconde au Rupel.

L'ordre de grandeur des vitesses moyennes et maximales instantanées de flot et de jusant est respectivement de 0,7 m/s et 1,5 m/s . [Valcke *et al.* (1966)].

La profondeur des estuaires de plaine est généralement petite comparée aux largeurs et les stratifications verticales ont souvent été négligées.

Des études récentes ont montré l'importance des gradients verticaux de salinité, même très faibles, sur les circulations d'eau [Bowden (1967), Pritchard (1967)].

L'importance relative suivant la profondeur des transports de sel par convection ou par dispersion turbulente peut être mise en évidence à l'aide des gradients verticaux de vitesse [Schultz and Simons (1957)]. Dans un estuaire fortement stratifié, le mécanisme de transport par convection prime le mécanisme de dispersion turbulente et les gradients verticaux des vitesses sont faciles à mesurer. Il en va tout autrement dans les estuaires partiellement stratifiés à bon mélange tel que l'Escaut. Les mesures de vitesse sont alors très délicates à exécuter et à interpréter. Les notions de vitesse résiduelle (vitesse moyenne

d'évacuation d'une particule d'eau douce) et de vitesse résultante (vitesse mesurée en un point fixe et intégrée sur un cycle de marée) sont difficiles à saisir. Leur détermination par des mesures ou par des calculs doit se faire avec une extrême prudence. Cependant leur estimation à l'aide de mesures *in situ* est fondamentale pour le calcul, *a posteriori*, des différents coefficients intervenant dans les formules de mélange des eaux.

3.3.2.- Calcul de vitesses résultantes dans l'Escaut (fig. 15)

Au cours de la période déjà mentionnée allant de mars 1972 à janvier 1973, de nombreuses mesures de profils verticaux de vitesses instantanées en plusieurs points de l'estuaire et pendant des cycles de marée complets, ont permis de calculer certains profils verticaux de vitesses résultantes. Ces vitesses résultantes étaient très petites vu les faibles débits d'amont et les forts débits de marée. Un calcul sur un cycle de marée permet d'estimer les gradients verticaux de ces vitesses, mais pas leur grandeur absolue, car ils sont influencés par de nombreux facteurs tels que le lieu, la morphologie de la rivière, les changements d'amplitude de marée.

On peut cependant affirmer, sans trop de risques de se tromper, que la stratification des vitesses résultantes est la plus forte à l'amont de la zone 2, et diminue vers l'aval pour devenir très faible dans la zone 3, où elle peut cependant être encore relativement élevée dans certains chenaux secondaires (fig. 16). Ceci corrobore les observations de salinité et montre l'importance des recirculations entre chenaux de flot et de jusant sur les mécanismes de mélange dans la zone 3.

3.3.3.- Influence des crues de l'Escaut

Dans les estuaires réels, des conditions d'état stationnaire ne peuvent exister [Harleman et Thatcher (1974)]. L'utilisation de modèles mathématiques est basée sur des observations de terrain ou de laboratoire et l'emploi d'expressions empiriques rend difficile, ou même impossible, la prédiction des modifications des intrusions de sel dans l'estuaire en régime non stationnaire. Les conditions aux limites

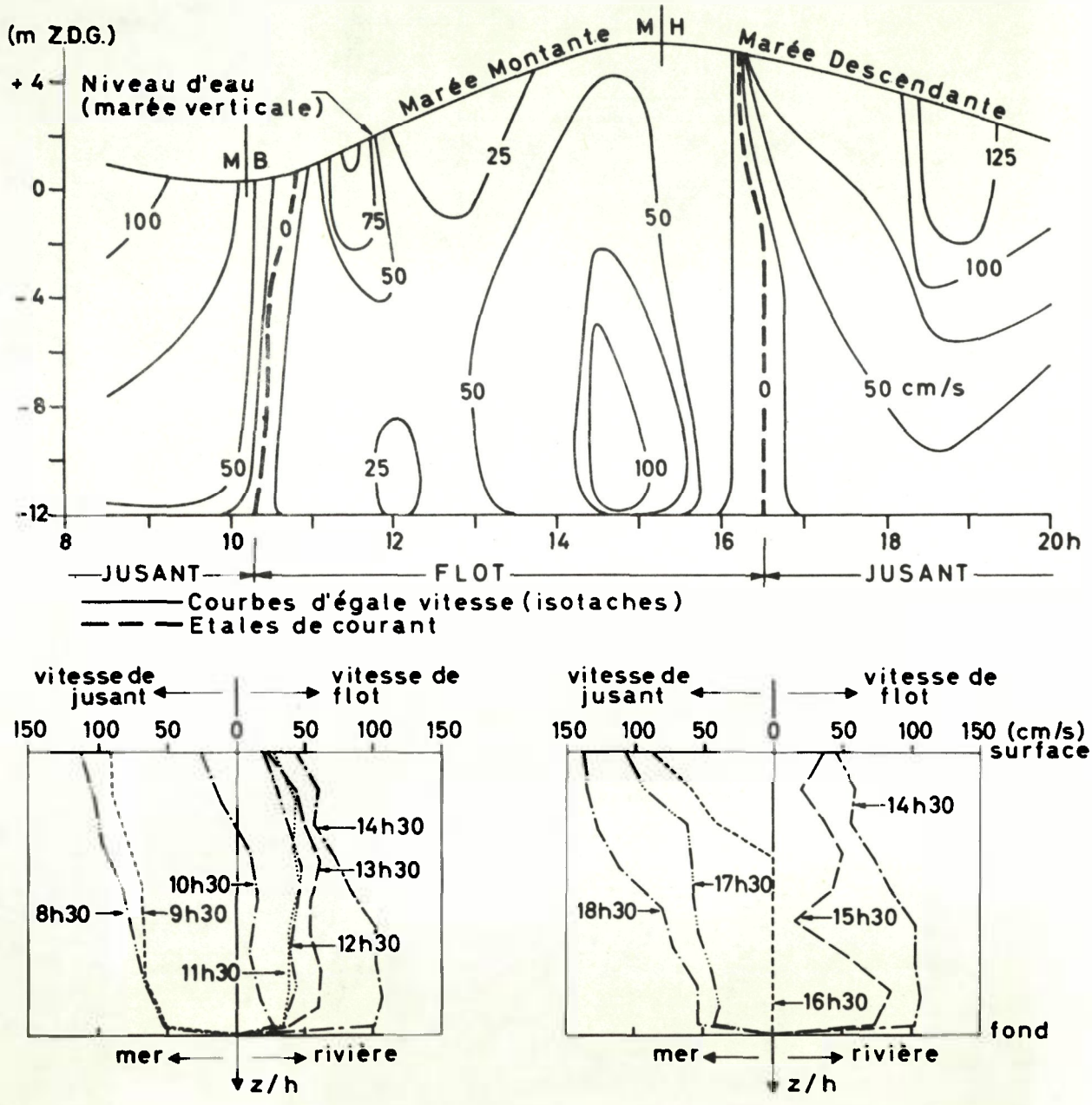


fig. 15.

Mesures des courants à hauteur de la frontière belgo-néerlandaise le 15 octobre 1970

Note : Toutes les hauteurs ont pour origine le zéro du Dépôt de la Guerre (Z.D.G.).

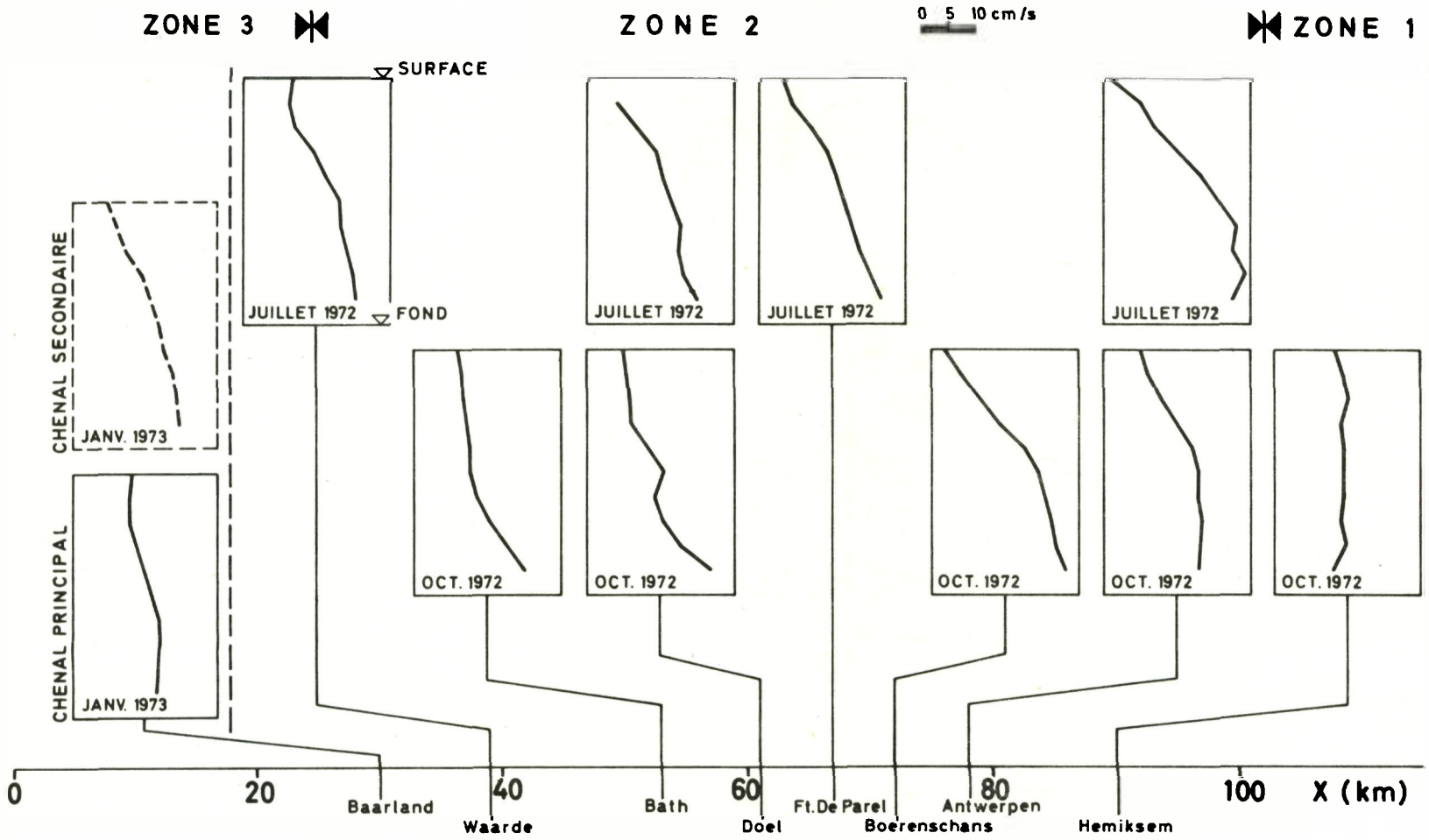


fig. 16.

Résultats de quelques calculs de stratification des courants résultants au cours de la période mars 1972 à janvier 1973.

sont, de ce point de vue, difficiles à définir. A titre d'illustration, pour l'Escaut, les variations de salinité à étale de marée haute à hauteur de Walsoorden (km 40) , limite amont de la zone 2, ont été portées en graphique en fonction du débit d'amont de la rivière (fig.17) [De Pauw and Peters (1973)].

Une étude du *Rijkswaterstaat, Studiedienst Vlissingen* [Bakker and Meulenberg (1974)] a également démontré la difficulté des prédictions de salinité à Vlissingen. Harleman et Thatcher (1974) montrent que les coefficients de dispersion longitudinale, calculés à partir des données de distributions de salinité à étale de marée haute, à étale de marée basse et intégrées sur la marée peuvent être fort différents. La plupart des recherches s'orientent actuellement vers l'utilisation de paramètres sans dimension (*estuary number, normalized stratification parameter, densimetric Froude number,* etc.).

En raisonnant physiquement, on peut supposer que la dispersion turbulente dans les estuaires étant en fait principalement un phénomène de transport par convection, ne peut varier aussi fortement que ne l'indiquent les variations des coefficients de dispersion turbulente, qui les caractérisent généralement. Un problème analogue se pose d'ailleurs dans l'étude de la dispersion dans les cours d'eau non soumis à marée. Il faut ici remettre en question la forme analytique de l'équation du bilan de sel. Des études récentes au Laboratoire de Recherches Hydrauliques [Michel (1974)] ont mis en évidence le rôle très important que peuvent jouer, dans le mécanisme de la dispersion turbulente, ce qu'on pourrait appeler l'effet de traînée. Un polluant introduit dans un cours d'eau tend à être capté par les zones "stagnantes" instables, qui forment en fait la rugosité et est relibéré progressivement vers le courant principal. Ce mécanisme combiné avec celui de la dispersion classique expliquerait l'allure asymétrique des courbes expérimentales relevées parfois sur terrain et en laboratoire dans lesquelles le nuage de polluant présente un front raide, mais s'étire progressivement. Dans les estuaires à mélange partiel, ce mécanisme tend à disperser très rapidement un polluant par le jeu du flot et du jusant. Ceci

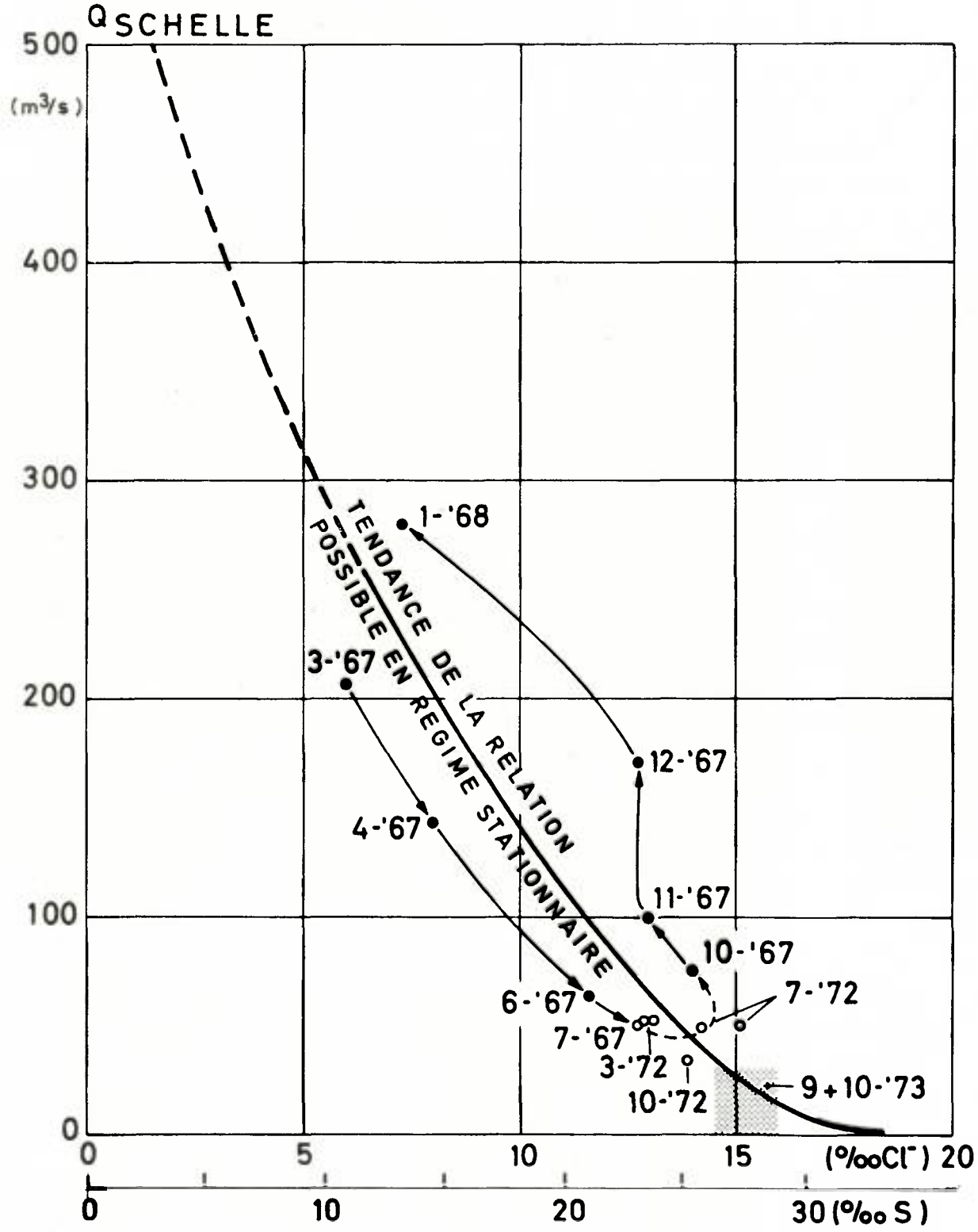

Q SCHELLE
500
(m³/s)
400
300
200
100
0
TENDANCE DE LA RELATION POSSIBLE EN REGIME STATIONNAIRE
1-'68
3-'67
4-'67
12-'67
11-'67
10-'67
7-'72
6-'67
7-'67
3-'72
10-'72
9+10-'73
0
5
10
15
(‰Cl⁻) 20
0
10
20
30 (‰ S)

fig. 17.

expliquerait les coefficients de dispersion turbulente longitudinale élevés déterminés expérimentalement dans l'estuaire de l'Escaut à l'aide du modèle de Fick.

L'influence de la géométrie sur les coefficients de dispersion turbulente avait déjà été discutée par Schijf et Schonfeld en 1953 dans les estuaires du delta Escaut-Rhin et par Okubo en 1973 pour les estuaires et baies en général.

L'effet d'une crue dans l'Escaut se marquera d'abord par une augmentation de la stratification, la dispersion turbulente dépendant principalement de l'énergie de marée. La circulation d'eau par convection longitudinale augmentera, et le temps de séjour de l'eau douce dans l'estuaire diminuera. Un tel effet a pu s'observer début février 1974 lorsque, après une augmentation rapide des débits d'eau douce, les matières solides en suspension furent évacuées vers la mer. Le maximum de turbidité se place vers l'aval (fig.18, 19). Cet effet a été encore plus net au cours de la crue de l'hiver 1974-1975.

Le temps de séjour peut être déduit de la mesure de la répartition de la concentration d'une substance dissoute inerte le long de l'estuaire en état stationnaire [Wollast (1973)]. A l'endroit x,

$$\tau_x = \frac{A(x)\ \Delta x\ (1 - \frac{S_x}{S_0})}{Q(x)}$$

$$= \frac{\text{quantité d'eau douce dans une section de longueur } \Delta x}{\text{débit d'amont}}$$

où S_x est la salinité en x et S_0 la salinité de l'eau à l'embouchure.

Le tableau donné par Wollast renseigne des temps de séjour assez courts près de l'embouchure jusqu'à une dizaine de kilomètres en amont de Vlissingen. Ceci peut s'expliquer par l'apport presque constant d'eau de mer par l'Oostgat. De même on comprend mieux les valeurs des coefficients de dispersion turbulente trouvées dans cette région. Un temps de séjour normal de l'eau douce dans l'estuaire en aval du Rupel est de 3 mois environ. En cas de crue prolongée, des temps de séjour de moins d'un mois sont possibles. En période d'étiage prolongé, l'eau douce n'est pratiquement plus évacuée.

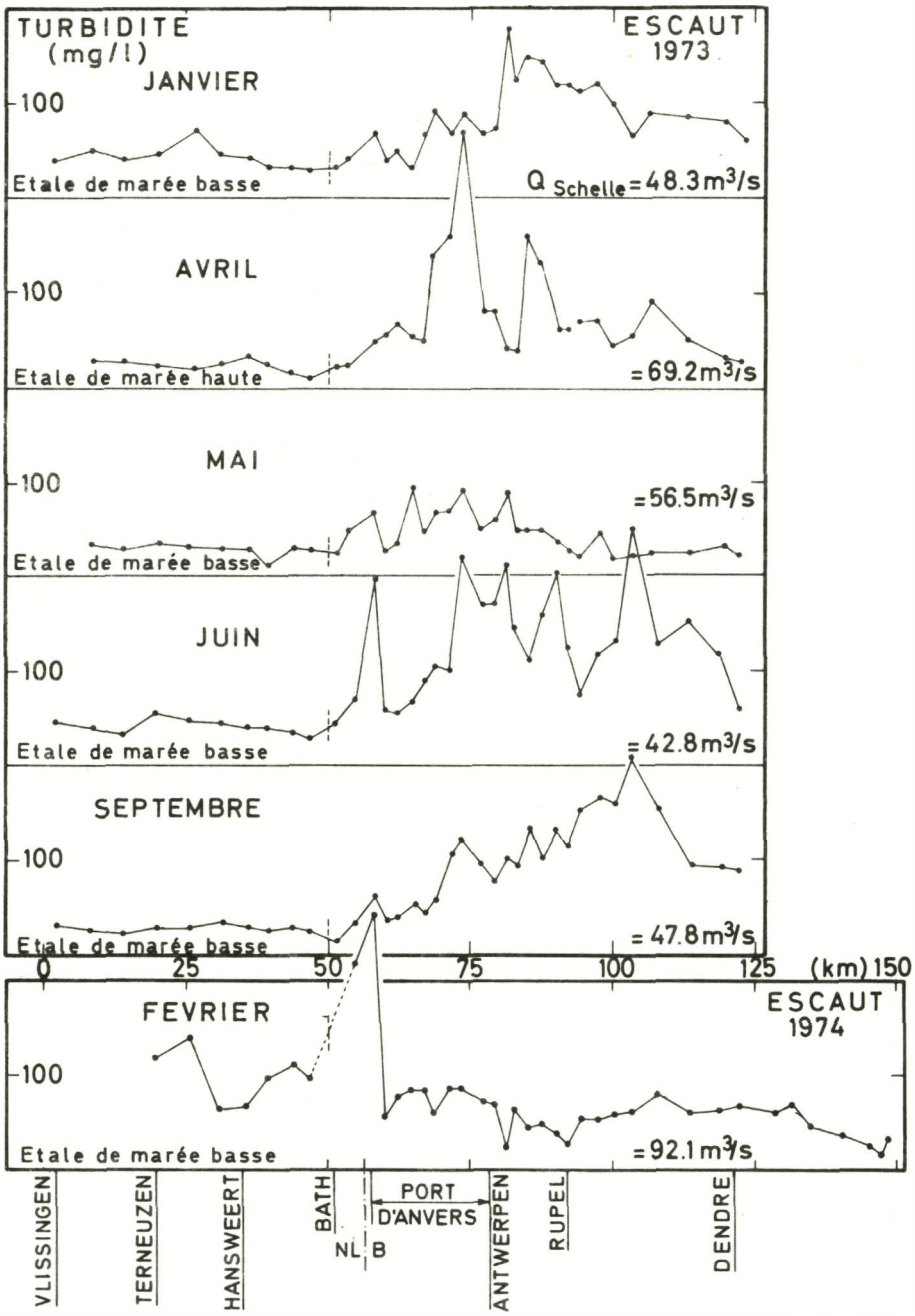


fig. 18.

Profils longitudinaux de turbidité

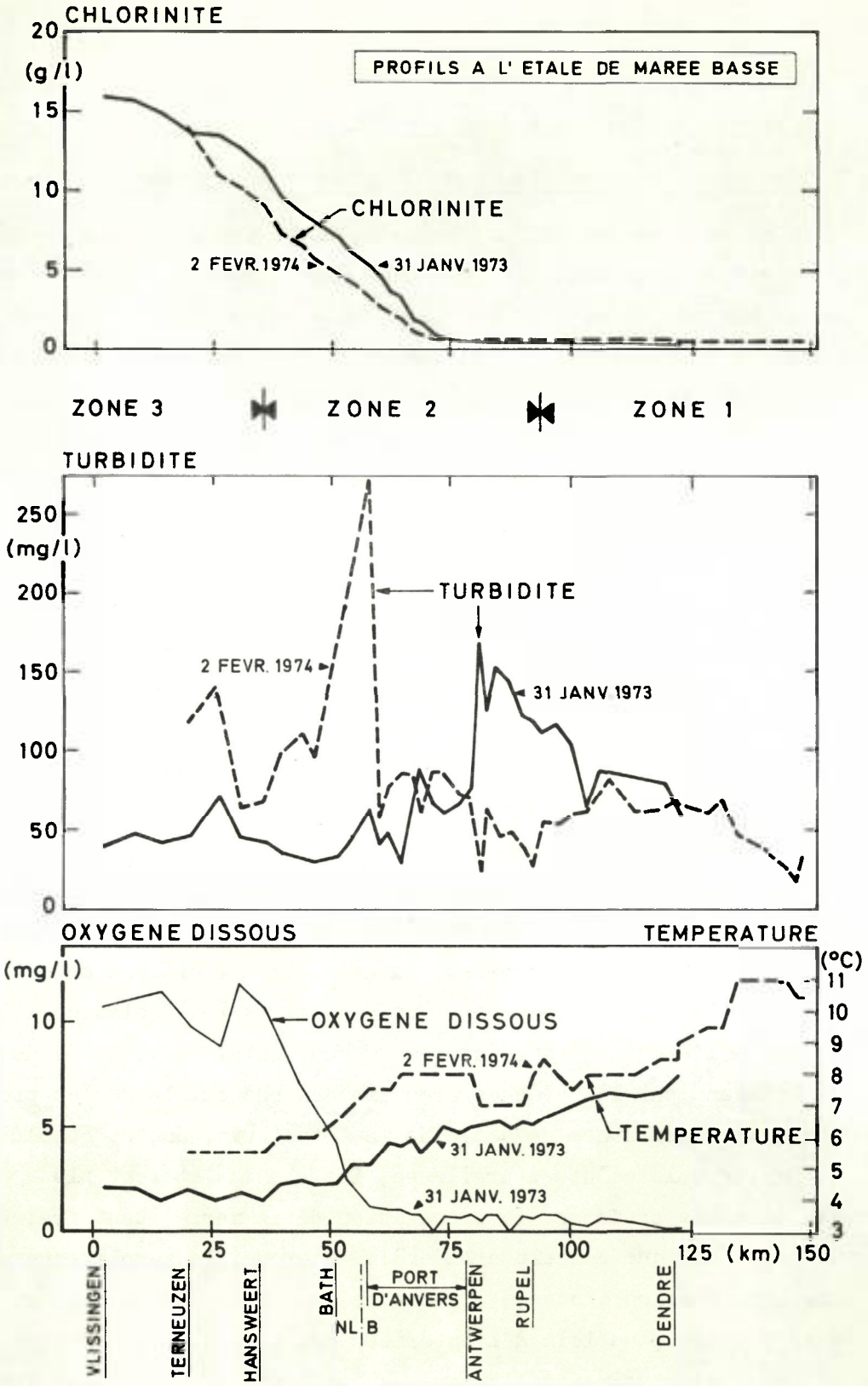


fig. 19.

Profils longitudinaux de chlorinité, turbidité, température et oxygène dissous

4.- Transports de sédiments dans l'estuaire de l'Escaut

4.1.- Historique et morphologie de l'estuaire de l'Escaut.

La côte de la mer du Nord qui s'étend du cap Blanc Nez jusqu'à l'Elbe était anciennement une côte de *wadden* (*Waddenkust*). Une rangée d'îles formées de dunes de sable (*waddeneilanden*) séparait la mer du Nord d'une mer intérieure ou secondaire appelée *Waddenzee*. Au sud, celle-ci était étroite à hauteur des Flandres et allait s'élargissant vers la Zélande. Les îles étaient séparées par des brêches qui laissaient passer les courants de marée (fig. 20, *cf.* p. 55). Elles étaient formées par les sables amenés sur les plages par les courants de marée et les courants de houle, et que le vent reprenait à marée basse pour former les dunes. L'orientation des vents prédominants a été un facteur déterminant pour la rapidité de l'ensablement des dunes. Du côté de la terre ferme, les *waddenzee*, mers intérieures remplies d'eau salée, étaient bordées d'une ceinture d'argile formée par des dépôts de particules fines amenées sous l'action de la houle. Derrière elles se formaient des *waddenzee* secondaires dont l'eau était douce.

Les ceintures de sable et les ceintures d'argile, patiemment établies par l'action de l'eau et du vent respectivement aux limites de la mer du Nord et des *wadden* ont été à de nombreuses reprises rompues au cours des marées tempêtes. La grandeur des brêches ouvertes était proportionnelle à la superficie des terres inondables et à la résistance à l'érosion des ceintures de sédiments. La violence du courant passant par les brêches creusait des chenaux larges et profonds derrière les dunes de sable de la Côte (Zwyn, Honte, Schelde, etc.). Derrière la ceinture argileuse, les chenaux étaient plus étroits et moins profonds, la propagation de la marée étant freinée. Lorsque le "col" que constitue la brêche s'érode, le remplissage de la zone d'inondation située à l'amont se fait plus facilement, et la marée se propage plus loin à l'intérieur des terres. Ce phénomène se produit dans l'estuaire de l'Escaut, où une ceinture argileuse juste au sud d'Anvers a été progressivement érodée. Il s'ensuit une augmentation du volume d'eau qui pénètre dans l'Escaut au flot par cette

ouverture, ce qui se répercute sur les érosions à l'aval. On appelle "dépression de marée" (*vlodkuil*) la partie du bassin où la marée haute n'atteint pas l'élévation possible s'il n'y avait pas de "col" trop étroit.

La figure 21 représente schématiquement ce phénomène. Les courbes de marée sont celles de l'Escaut, et la dépression de marée est actuellement à l'amont de ± 1 m aux marées moyennes et pourrait atteindre 1,5 m aux vives eaux.

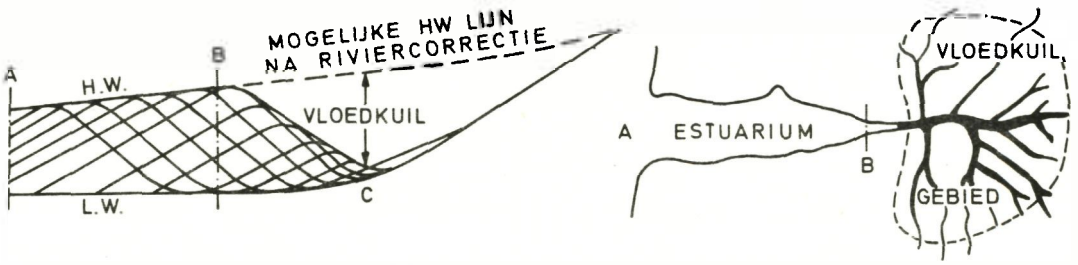
Les sédiments entraînés par les courants marins qui pénètrent dans les *waddenzee* par les brêches et les sédiments amenés par les rivières ont progressivement ensablé ces mers intérieures. Dans les régions des Flandres et de la Zélande, les apports de sédiments de l'Escaut et de ses affluents étaient faibles et ce furent les sédiments marins qui ensablèrent les *waddenzee*.

Nous décrirons plus loin les mécanismes de transport qui sont responsables des ensablements des bras de mer.

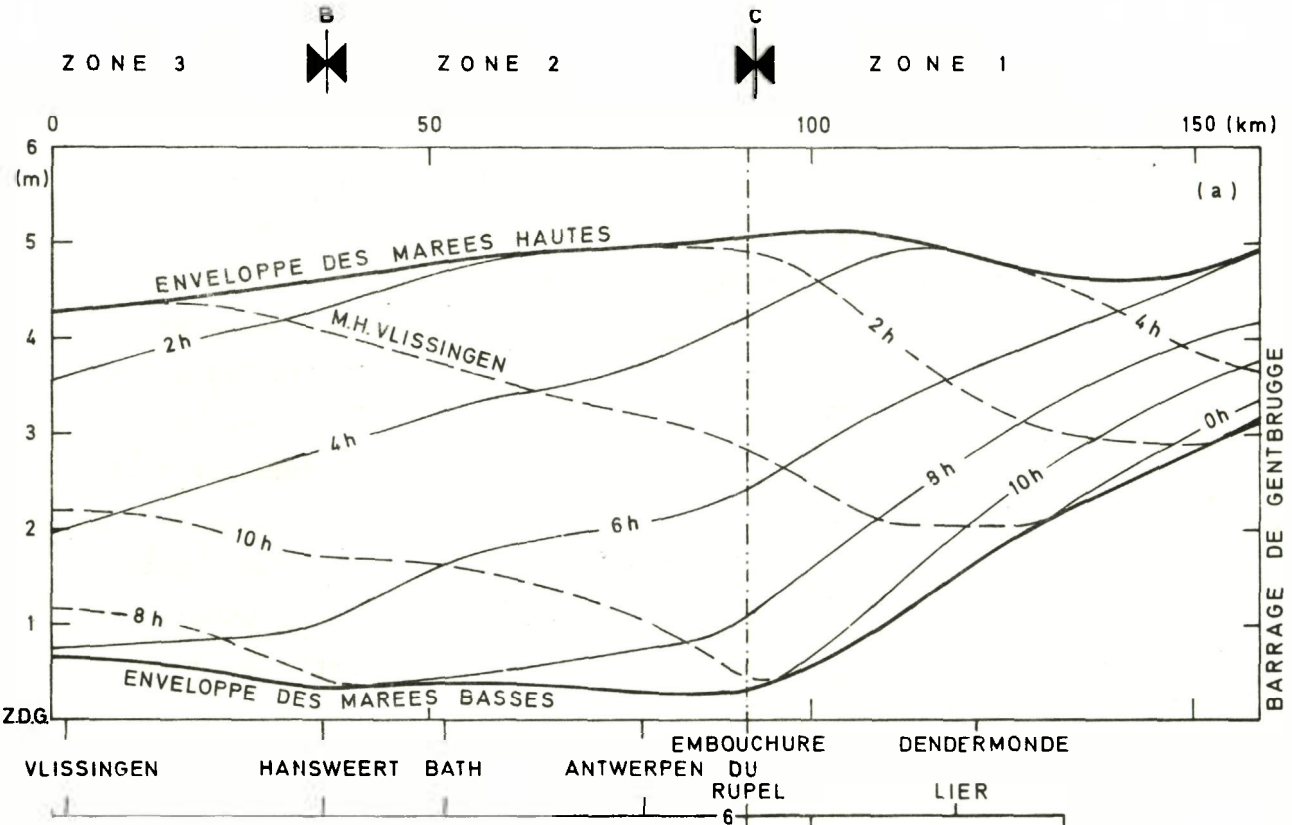
La côte des Flandres jusqu'à Ostende était assez bien protégée des marées tempêtes par les bancs de sable (Banc des Flandres) dans une mer peu profonde. L'action du vent dans cette partie de la mer du Nord est d'ailleurs moins forte, l'intensité du vent étant moindre et la mer moins large qu'au nord.

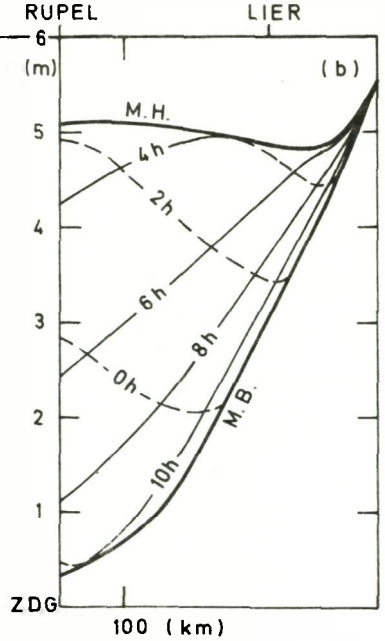
Les fortes marées dans le sud du Southern Bight ont creusé en Zélande des bras de mer larges, profonds et longs. Les marées tempêtes ont à plusieurs reprises modifié la morphologie de cette région, détruisant par endroits en une marée tempête ce que la mer avait patiemment construit.

Jusqu'au 19ème siècle, le delta Escaut-Meuse-Rhin était encore constitué de nombreuses îles séparées par des bras de mer parcourus par de nombreux chenaux. Suite à la marée tempête de 1953, un réseau de digues et de barrages construits dans le cadre du plan delta a achevé artificiellement l'établissement d'une côte continue de l'Escaut oriental au Rhin. Ce n'est qu'au nord de Den Helder que l'on retrouve encore des *waddenzee* derrière les îles Frisonnes.



Notion de "vloedkuil" d'après Van Veen





Application à l'estuaire de l'Escaut de la notion "dépression de marée" (vloedkuil) définie par VAN VEEN (VAN VEEN 1950) comme étant un territoire (ou une surface d'eau) où la marée ne peut pénétrer suffisamment, suite au rétrécissement qui forme une sorte de "col" trop étroit pour la région inondable (appelée poumon "boezem").

a) Profil en long suivant le cours naturel de l'Escaut.

b) Profil en long suivant le cours naturel du Rupel, Beneden Nete et Grote Nete

Courbes de marée moyenne de 1950 .

fig. 21.

De tous les bras de mer qui s'étaient formés dans les *waddenzee*, seuls quelques uns ont capté les eaux d'une rivière importante. Ainsi se créèrent notamment les estuaires de l'Escaut, du Rhin, de l'Eems et de la Weser. L'existence, à l'amont du bras de mer, d'un bassin hydrographique (sorte de poumon qui se remplit et se vide d'eau à chaque marée) contribue à entretenir le système de chenaux. Par contre, l'apport de sédiments d'origine continentale tend à ensabler ou à envaser les estuaires. Si l'apport est important et constitué de sables, l'estuaire se remplira progressivement à partir de l'amont pour former finalement un delta en mer. Si par contre l'apport est constitué de suspensions fines, l'estuaire tendra à s'envaser par un mécanisme que nous décrirons plus loin à un endroit déterminé par le mélange des eaux. C'est le cas de l'estuaire de l'Escaut. L'endroit où se produit l'envasement dépend de l'étendue du bras de mer et de la grandeur relative de l'action de la mer et de l'action de la rivière.

Dans les bras de mer se forment des systèmes de chenaux de flot et de jusant souvent très complexes.

Il est très difficile de définir un chenal de flot ou de jusant. En effet, le flot passe également par les chenaux de jusant et réciproquement. Un chenal de flot présente généralement un point haut ou seuil, dans sa partie amont où il rejoint le chenal de jusant. Le chenal de jusant est généralement plus profond et présente des seuils à l'aval, avant la jonction avec un chenal de flot.

On pourrait également faire la distinction sur la base de la direction des mouvements moyens de l'eau ou des sédiments sur des cycles de marée : vers l'amont pour le chenal de flot, vers l'aval pour le chenal de jusant. Le chenal de jusant présente des seuils plus bas que le chenal de flot. Sur une carte hydrographique, le chenal de jusant a un cours plus continu qui serpente d'une rive à l'autre. Van Veen l'appelle le tronc d'un arbre alors que les chenaux de flot en forment les branches. En Zélande, les bras de mer sont élancés et cet auteur les compare à des peupliers. En Frise, les bras de mer sont trapus et il les compare à des pommiers [Van Veen (1950)].

Le maximum de courant de flot se produit dans les estuaires peu avant marée haute au moment où les eaux passent en de nombreux endroits par dessus les bancs. On dirait que l'eau remonte l'estuaire en prenant le chemin le plus court. Au maximum de courant de jusant, l'eau emprunte le chenal de même nom qui se comporte comme un fleuve à méandres.

Avant de décrire l'évolution de l'estuaire de l'Escaut au cours des deux derniers siècles, voyons quels sont les mécanismes d'érosion, de transport et de dépôt qui interviennent dans celle-ci.

4.2.- Processus de transport de sédiments

4.2.1.- Types de transport

Suivant la nature des sédiments et l'importance des courants, les particules solides des sédiments seront transportées contre le fond ou dans la masse d'eau : ce sont les transports par charriage et en suspension.

Au cours d'une marée, des grains de sable seront soit à l'arrêt, soit transportés par charriage au voisinage des étales, lorsque les courants sont nuls ou très faibles. Aux forts courants de flot et de jusant, ils seront transportés par charriage ou en suspension.

Les particules solides les plus fines (limons et argiles) ont tendance à rester en suspension sous l'effet de la turbulence du courant.

La vitesse critique d'érosion ou de dépôt dépend notamment de la nature du sédiment et de la profondeur d'eau. Les courants nécessaires pour mettre en mouvement des sables sont généralement de loin inférieurs à ceux nécessaires pour éroder des argiles ou des vases consolidées. Par contre, de faibles courants peuvent entraîner des vases fraîchement déposées. Postma (1967) donne un diagramme des vitesses critiques d'érosion et de dépôt pour différents types de consolidation (fig. 22). Dans ce diagramme il n'est pas tenu compte de facteurs tels que tension de cisaillement, degré de turbulence, profondeur, forme de la section transversale, configuration du fond etc.. Ces facteurs jouent cependant un rôle non négligeable dans les processus d'érosion.

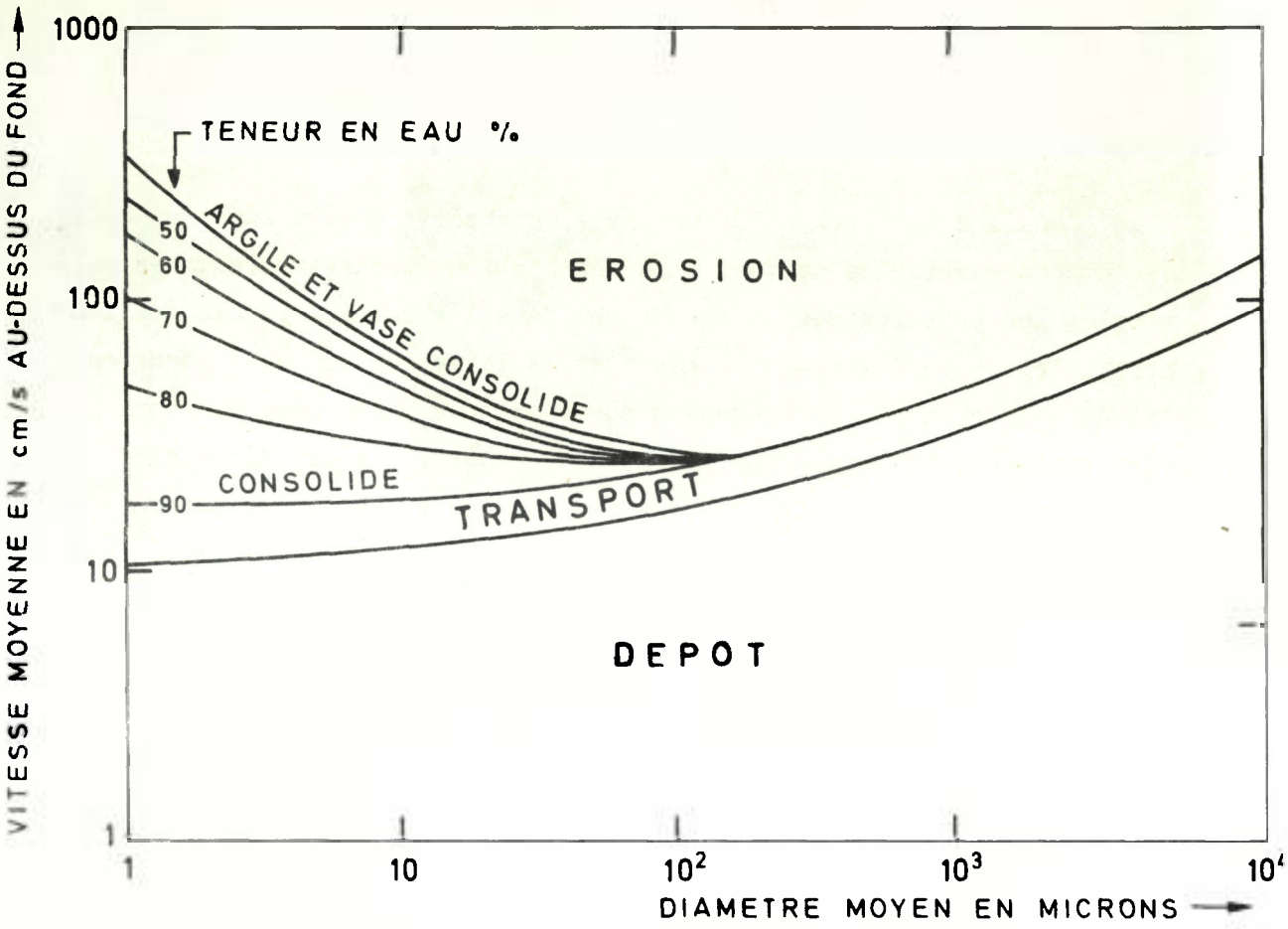


fig. 22.

Vitesse d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments cohésifs et non cohésifs [Postma (1967)]

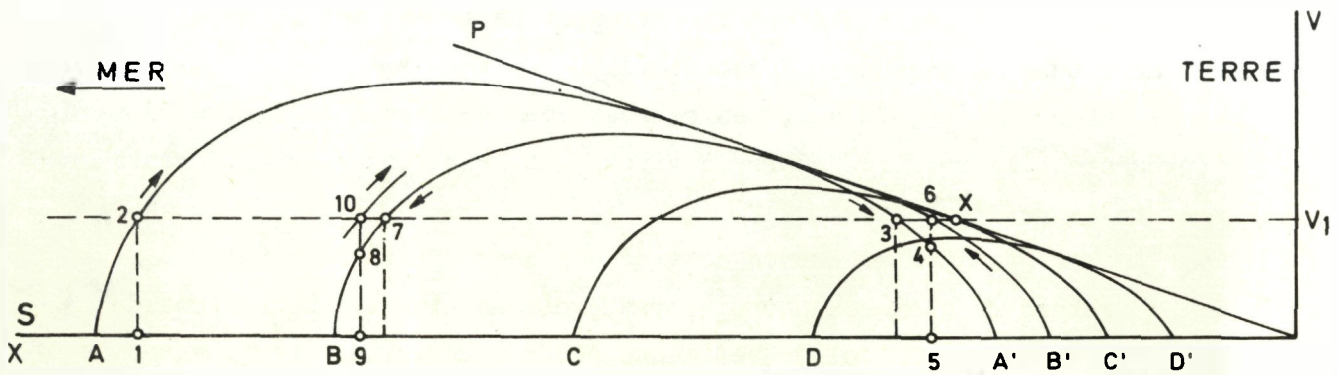


fig. 23.

Relation entre la vitesse et la distance pour un estuaire théorique permettant d'expliquer le classement longitudinal des sédiments [Postma (1967)].

4.2.2.- Classement transversal

Dans les rivières alluvionnaires, on observe généralement un classement des particules solides dans les sections transversales. Les particules les plus lourdes se retrouvent dans les chenaux tandis que les particules solides les plus légères et facilement mises en suspension ont plus de chance d'être amenées au-dessus des bancs immergés pour y être déposées. De même les *slikke* et les *schorre* des estuaires sont souvent constitués de vase ou de sable vasard. Cette action est renforcée par la turbulence des courants et l'évolution du delta depuis des siècles se marque par le creusement des chenaux dont les sédiments vont ensabler les bancs et rives.

4.2.3.- Classement longitudinal

- Transport par effets de retard

Van Straaten et Kuenen (1957) ont décrit des mécanismes (*settling lag* et *scour lag*) qui permettent d'expliquer que des sédiments peuvent remonter un estuaire.

Il est intéressant de décrire rapidement ces mécanismes. Les hypothèses de départ sont : (1) la vitesse du courant est la même dans tous les points de la section transversale; (2) la courbe de marée est une courbe sinusoïdale symétrique en chaque point; (3) les marées hautes et basses sont simultanées en chaque point; (4) la vitesse moyenne au cours de la marée décroît linéairement de la mer vers l'amont; (5) l'amplitude de marée est constante.

Dans ces hypothèses, les courbes représentées à la figure 23 représentent la relation entre la vitesse et la distance en différents endroits de l'estuaire.

Van Straaten et Kuenen considèrent deux effets de retard :

- retard de sédimentation : après avoir atteint les conditions de dépôt, la particule solide sédimente pendant un certain temps avant de s'immobiliser sur le fond (*settling lag*).
- retard de l'érosion : est dû à la différence entre la vitesse d'érosion et la vitesse de dépôt.

Nous n'expliquerons ici que le retard de sédimentation (*settling lag*) en considérant que le retard à l'érosion est nul. Le mécanisme de celui-ci est d'ailleurs semblable au premier.

Supposons la vitesse d'érosion et de dépôt égale à V_1 . Une masse d'eau à l'étale de marée basse en A (fig.23) se met en mouvement vers l'amont. En 1, elle atteint la vitesse V_1 et érode une particule solide qu'elle transporte jusqu'en 3, où la vitesse descend en dessous de V_1 . La particule sédimente en continuant vers l'amont et s'immobilise en 5. La masse d'eau continue jusqu'en A' (étale de marée haute). Au jusant, l'eau atteint le point 5 avec une vitesse inférieure à V_1 , trop faible pour éroder. La particule solide qui s'y trouve doit attendre que l'eau venant de B' (en amont de A') l'atteigne avec une vitesse V_1 pour être à nouveau érodée et transportée vers le point 7. A cause du retard de sédimentation la particule remonte l'estuaire jusqu'au point X. En amont de ce point, la vitesse de l'eau est toujours inférieure à la vitesse d'érosion. Le transport n'y est donc plus possible, sauf pour des particules ayant une vitesse d'érosion moindre. Ceci explique le classement longitudinal que l'on retrouve dans certains bras de mer sans apport d'eau douce important, par exemple dans les *waddenzee*.

- Transport dû à la déformation de la marée

Au cours de sa propagation dans un bras de mer, la marée va se déformer. En effet, la vitesse de propagation de l'onde étant fonction de la profondeur d'eau, la marée haute se progage plus vite que la marée basse qu'elle tend à rattraper. La durée du flot raccourcit et la durée du jusant s'allonge au fur et à mesure de la propagation vers l'amont. Si, comme dans le cours inférieur de l'estuaire de l'Escaut, l'apport d'eau douce reste négligeable comparé aux masses d'eau mises en mouvement par la marée, les débits de flot instantanés (ou volumes d'eau transportés au flot par unité de temps) seront plus élevés que les débits de jusant instantanés (ou volumes d'eau transportés au jusant par unité de temps).

D'autre part, la profondeur d'eau du maximum de jusant est plus faible qu'au maximum de flot. Il reste néanmoins que les vitesses instantanées maximum au flot sont généralement plus élevées qu'au jusant, et ce principalement dans les chenaux de flot, dans la partie centrale de l'estuaire où la marée est suffisamment déformée, mais où l'influence du débit d'amont n'est pas sensible.

Dans le chenal de jusant, il se peut que les vitesses de jusant l'emportent sur les vitesses de flot.

Ceci explique le classement longitudinal que l'on observe dans les estuaires.

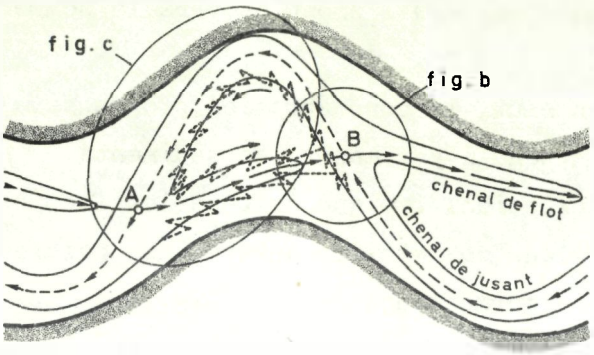
- Transport dans les systèmes de flot et de jusant

Sans tenir compte de la déformation de la marée, on peut expliquer un mouvement de rotation des sables que l'on observe autour des bancs qui séparent les chenaux de flot des chenaux de jusant. Van Veen (1950) avait déjà mis en évidence le rôle joué par le transport de sédiments, la formation des méandres et la turbulence induite par les défenses de rives.

Dans le système de chenaux représenté schématiquement à la figure 24a, les chenaux de flot forment des méandres à faible courbure, contrairement aux chenaux de jusant. Le chemin de A à B par le chenal de flot est plus court que par le chenal de jusant. Les différences de vitesse de propagation de la marée font que généralement se produisent au flot des courants d'égalisation par dessus les bancs du chenal de flot vers le chenal de jusant. Le courant s'étale vers l'amont du chenal de flot, déposant le sable au bord du talus du chenal de jusant (fig.24b). Ce sable a d'ailleurs tendance à y rester sous l'effet du courant hélicoïdal induit par le courant de flot qui débouche obliquement et près de la surface dans le chenal de jusant. Ces phénomènes expliquent la formation du seuil à l'extrémité amont du chenal de flot.

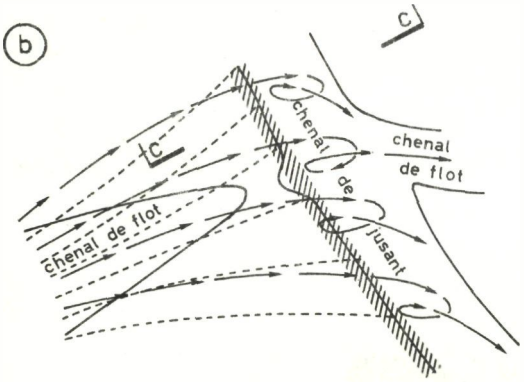
Au début du jusant, une partie du courant emprunte le chenal de flot, creusant souvent un embryon de chenal de jusant à sa partie amont. L'eau a tendance à se concentrer au fond du chenal, en y

(a)

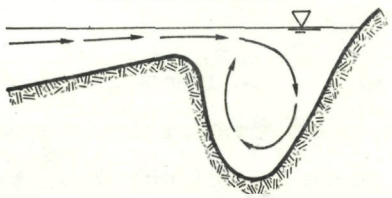


Recirculation des sédiments

(b)

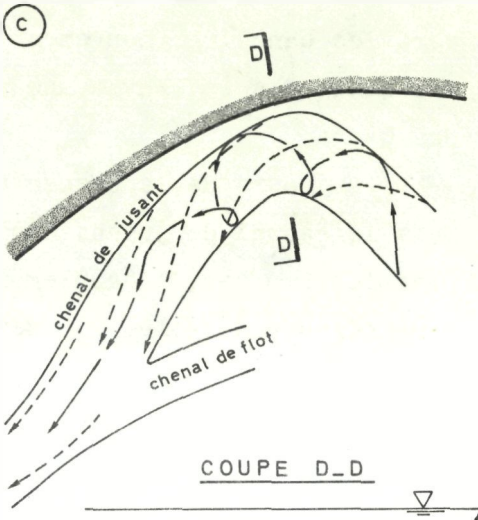


COUPE C_C

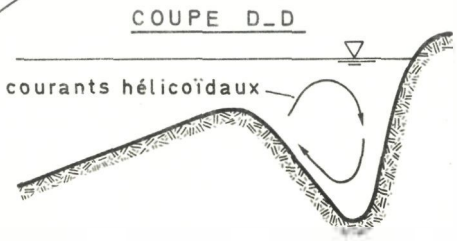


Mouvements d'eau et de sédiments au flot

(c)

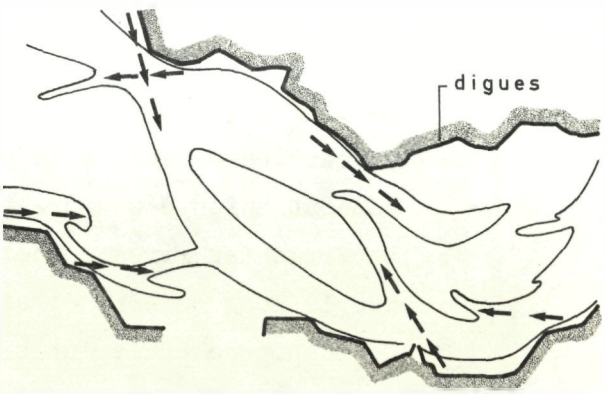


COUPE D_D



Mouvements d'eau et de sédiments au jusant

(d)



Influence des digues sur l'emplacement des chenaux

zone de dépot
trajectoire de particule solide
trajectoire de courant

ramenant une partie des sédiments qui seront repris au flot suivant vers les bancs. Le mouvement du sable dans le chenal de flot est donc en "dent de scie", avec une résultante vers l'amont et vers le sommet des bancs.

Au cours de la descente des eaux, la concentration progressive dans le chenal de jusant des eaux tend à y ramener les sédiments. Dans les courbes, l'écoulement hélicoïdal typique de tous les fleuves à méandres tend à les ramener le long de la rive convexe. Aux points d'inflexion du chenal de jusant se forment des seuils (fig.24c). Aux endroits de jonction des chenaux de flot et de jusant, qui correspondent d'ailleurs souvent avec ces points d'inflexion, un courant hélicoïdal du même type que celui décrit à l'extrémité du chenal de flot peut renforcer la formation du seuil.

Les déplacements des sables n'étant pas égaux dans les chenaux de flot et de jusant, les bancs de sable vont s'engraisser ou s'éroder par endroits et provoquer ainsi le mouvement des méandres comme pour les rivières alluvionnaires.

Ces mouvements peuvent être arrêtés par des rives non érodables, généralement des digues construites par l'homme à la limite du lit majeur. Les talus y deviennent très raides et l'écoulement plus turbulent.

Le chenal qui touche une telle rive ne peut souvent plus s'en éloigner car les ensablements y deviennent quasi impossibles à cause de la concentration des courants et de la forte turbulence.

La forme des rives a une grande influence sur les transports de sédiments le long du banc de sable à la rive opposée du chenal (fig. 24d). Ce phénomène également se retrouve dans les fleuves alluvionnaires sans marée.

4.2.4.- Processus d'envasement

Dans l'estuaire de l'Escaut, tout comme dans la plupart des estuaires de plaine à mélange partiel, une zone d'envasement se forme sous l'influence du mélange des eaux douces et salées.

Les suspensions fines amenées par les eaux de surface ont pour propriété de floculer lorsqu'elles pénètrent dans la zone d'eau saumâtre. Cette floculation augmente rapidement à partir d'une salinité de 1 ‰ S et se stabilise à 5 ‰ S . Les flocons ainsi formés sédimentent rapidement et sont alors transportés préférentiellement près du fond (fig. 25).

A l'amont, dans la zone d'eau douce, les sédiments en suspension, qui suivent environ les mouvements de l'eau, seront entraînés vers l'aval. Dans la zone de mélange, la stratification des courants résiduels provoque, principalement dans les chenaux, une diminution de ceux-ci près du fond. A l'aval de l'estuaire, où les courants résiduels moyens de la section transversale sont faibles, la stratification verticale de ceux-ci provoque près du fond un courant résiduel vers l'amont.

Il existera donc une région où les courants résiduels sont nuls près du fond. Les mesures en nature ont permis de localiser cette région à hauteur du port d'Anvers.

Les mesures montrent clairement l'effet de la stratification des courants et la remise en suspension (fig. 26) sous l'effet des courants de marée. La sédimentation vaseuse a été explicitée indirectement, en montrant qu'en général la turbidité diminue rapidement en aval de la zone vaseuse (fig. 27). Les traits interrompus représentent ce qu'on obtiendrait par simple dilution des eaux douces turbides par l'eau de mer relativement peu chargée de matières en suspension.

Une partie des sédiments en suspension est malgré tout entraînée vers la mer, et ce principalement lors des crues de l'Escaut; ils finissent par s'accumuler à l'embouchure dans la région du gyre où ils se déposent. L'existence de deux zones de haute turbidité, l'une à l'embouchure et l'autre près d'Anvers, avait déjà été constatée, notamment par Van Mierlo (1899), bien que l'explication qu'il en fournit ne soit pas satisfaisante :

"Le seul exemple que nous ayons sur la côte belge de dépôts de vase en "peine mer est devant Blankenberghe et Heyst. Il s'y dépose de la vase "noire et grise, ainsi que le renseignent les cartes de MM. Stessels

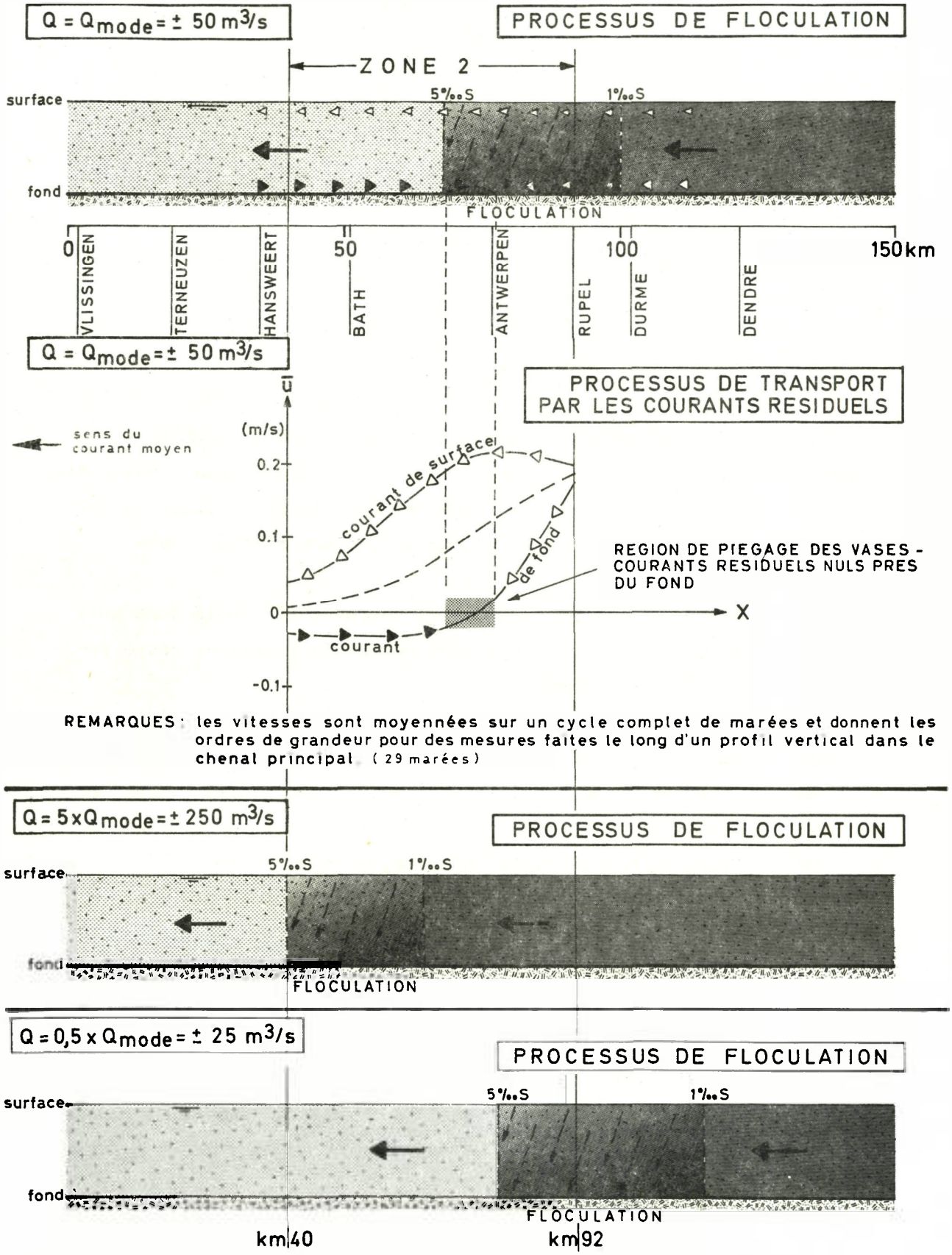

Q = Qmode = ± 50 m3/s
PROCESSUS DE FLOCULATION
ZONE 2
surface
fond
5‰S
1‰S
FLOCULATION
0
50
100
150km
VLISSINGEN
TERNEUZEN
HANSWEERT
BATH
ANTWERPEN
RUPEL
DURME
DENDRE
Q = Qmode = ± 50 m3/s
PROCESSUS DE TRANSPORT PAR LES COURANTS RESIDUELS
sens du courant moyen
(m/s)
0.2
0.1
0
-0.1
courant de surface
courant de fond
courant
X
REGION DE PIEGAGE DES VASES - COURANTS RESIDUELS NULS PRES DU FOND
REMARQUES : les vitesses sont moyennées sur un cycle complet de marées et donnent les ordres de grandeur pour des mesures faites le long d'un profil vertical dans le chenal principal (29 marées)
Q = 5xQmode = ± 250 m3/s
PROCESSUS DE FLOCULATION
surface
fond
5‰S
1‰S
FLOCULATION
Q = 0,5 x Qmode = ± 25 m3/s
PROCESSUS DE FLOCULATION
surface
fond
5‰S
1‰S
FLOCULATION
km 40
km 92

fig 25

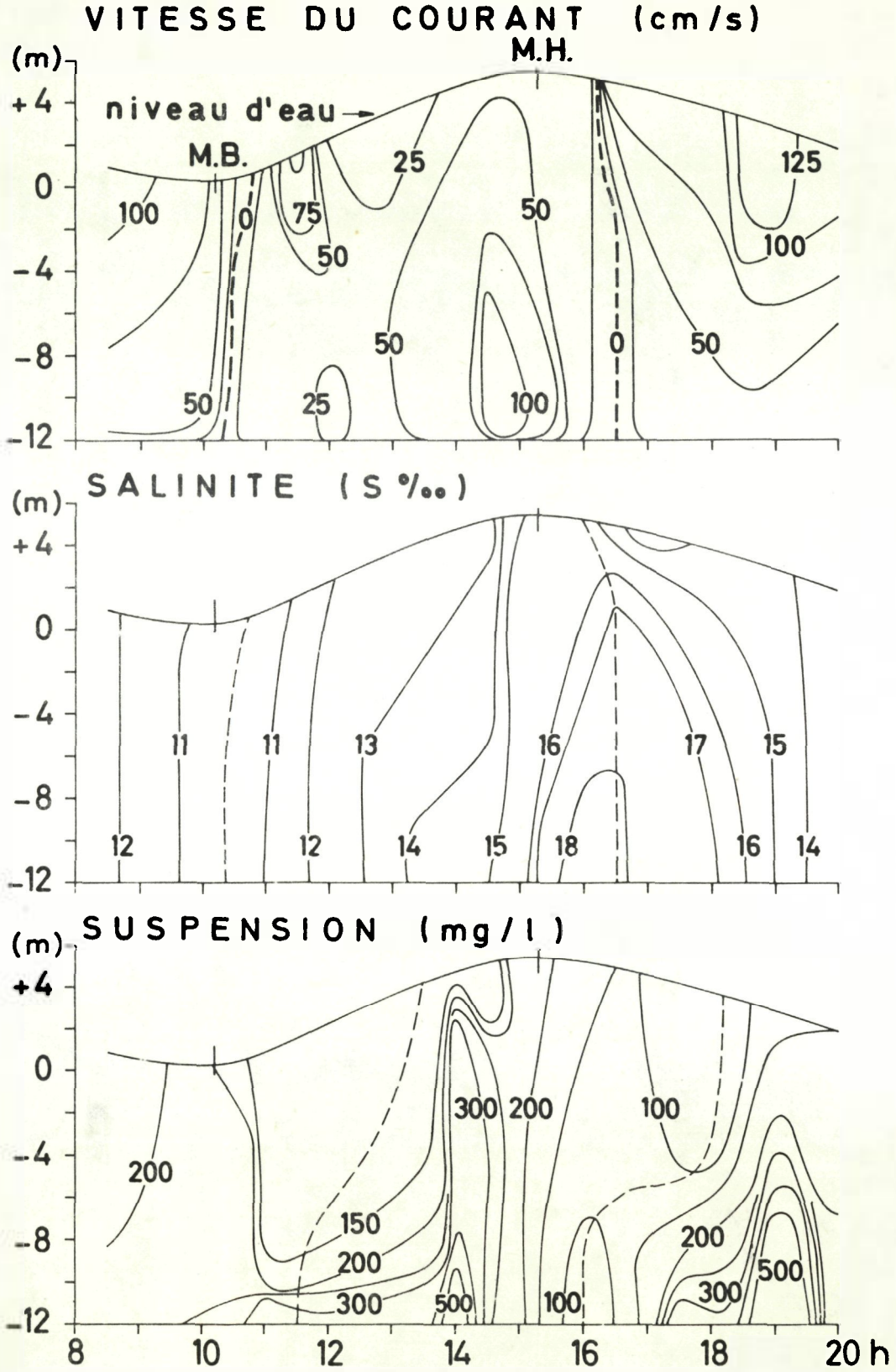


fig. 26.

Courbes d'égale vitesse, salinité et turbidité à hauteur de la frontière belgo-néerlandaise le 15 octobre 1970.

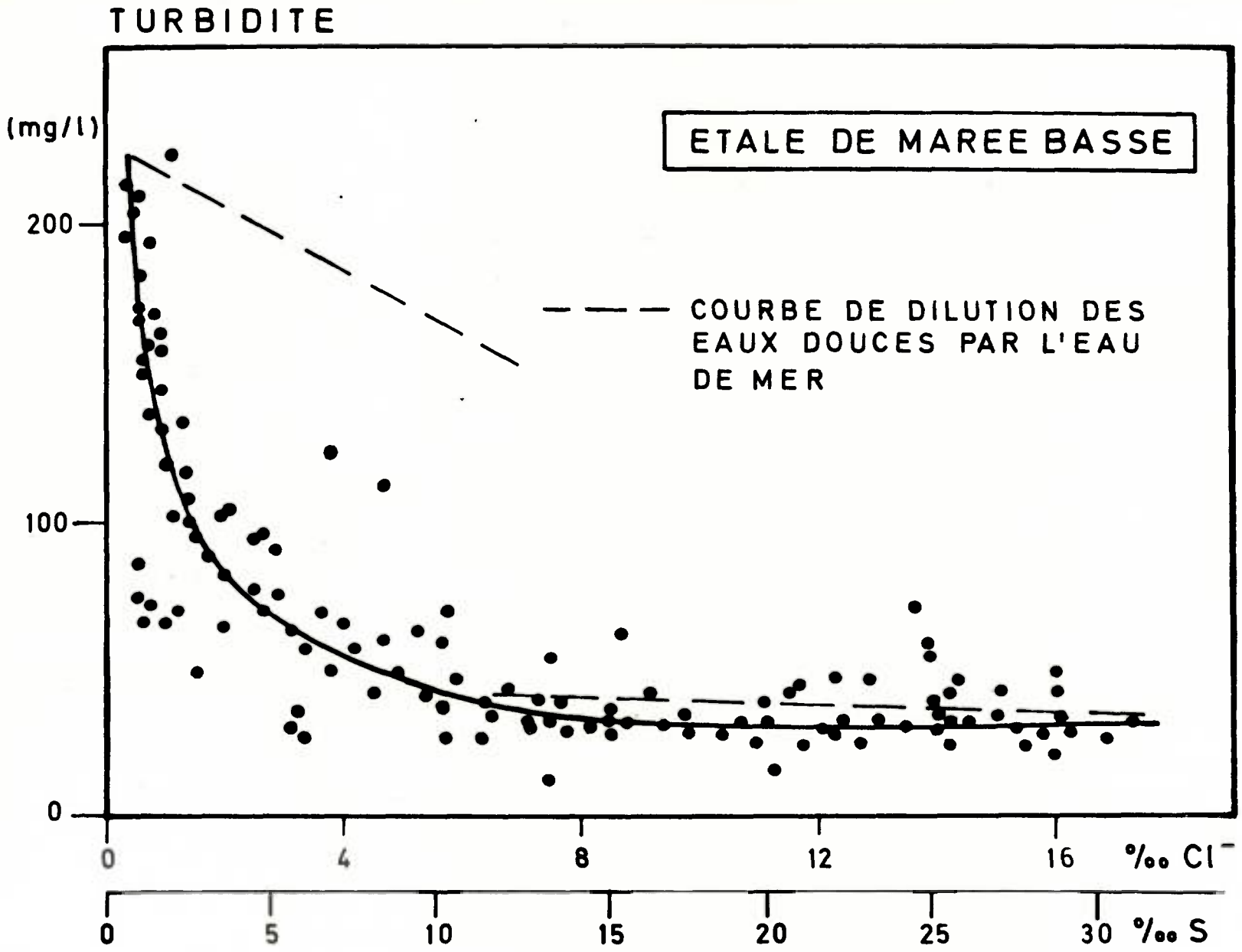


fig. 27.

Evolution de la turbidité en fonction de la salinité dans l'Escaut en 1972 et 1973

"et Petit; on trouve du sable vasard à l'ouest et de la vase à partir "de Blankenberghe. Nous verrons plus loin que ces dépôts résultent de "ce que c'est précisément en ces points que se forment les atterrisse- "ments provenant de la marche des alluvions fluviales vers la mer et "de la marche des alluvions maritimes vers l'est. Ces vases se dépo- "sent même sur la plage en couches légères, pourvu que le temps reste "calme pendant quelques jours; mais, à la première tempête, la plupart "sont enlevées et réemportées vers la pleine mer.

"Les vases sont particulièrement d'origine fluviale; mais la très "grande majorité est d'origine marine et formée des débris les plus "fins arrachés aux côtes d'Angleterre et de France. Il faut, en tout "état de cause, écarter pour l'Escaut l'hypothèse de vases fluviales "d'amont proprement dites, car, pour que ces vases puissent se former, "il faudrait que les eaux d'amont charriassent des dépôts limoneux con- "sidérables. Or, il n'en est rien. Les débits des affluents de l'Escaut "sont excessivement faibles et ne parviennent à la mer qu'après avoir "stationné quatorze ou quinze fois aux étales et s'être ainsi décanté. "Le peu de matière qu'elles ont pu contenir a donc eu facilement le "temps de se déposer.

"Et c'est ce qui arrive : à marée basse, les eaux, fort troubles "à Anvers et en amont, se clarifient lentement à mesure que l'on mar- "che vers l'aval, et à partir de Bath, elles sont déjà assez propres: "devant Terneuzen, elles sont limpides. Cette limpidité ne dure pas "longtemps, il est vrai, car à l'embouchure même l'eau est aussi trou- "ble que dans le cours supérieur".

4.3.- Analyse des évolutions de l'estuaire de l'Escaut (fig. 28).

Ce n'est que depuis la fin du 18ème siècle que de véritables cartes hydrographiques ont été dressées de l'estuaire de l'Escaut et de son embouchure. Notre but n'est pas de faire une description détaillée de l'évolution de l'estuaire au cours des derniers siècles, mais d'illustrer à l'aide de cette évolution les différents mécanismes de transport des sédiments que nous venons de décrire.

L'histoire du port de Bruges illustre l'évolution d'un bras de mer, le Zwyn, où l'apport d'eau douce était insuffisant pour entretenir un chenal de jusant. La montée de la mer (transgression dite dunkerquienne) au Moyen Age a donné lieu à des inondations graves, dont celles de 1170 et 1175 [Schramme (1904)] , à la suite desquelles Philippe d'Alsace fit construire une digue un peu en aval de Bruges en un endroit qui deviendra le village de Damme. Coiseau (1905) écrit :

"Du jour où la première caravelle talonna dans le Zwyn, la ques-"tion de Bruges, port de mer, fut posée. Ce fait semble s'être produit "vers 1460.

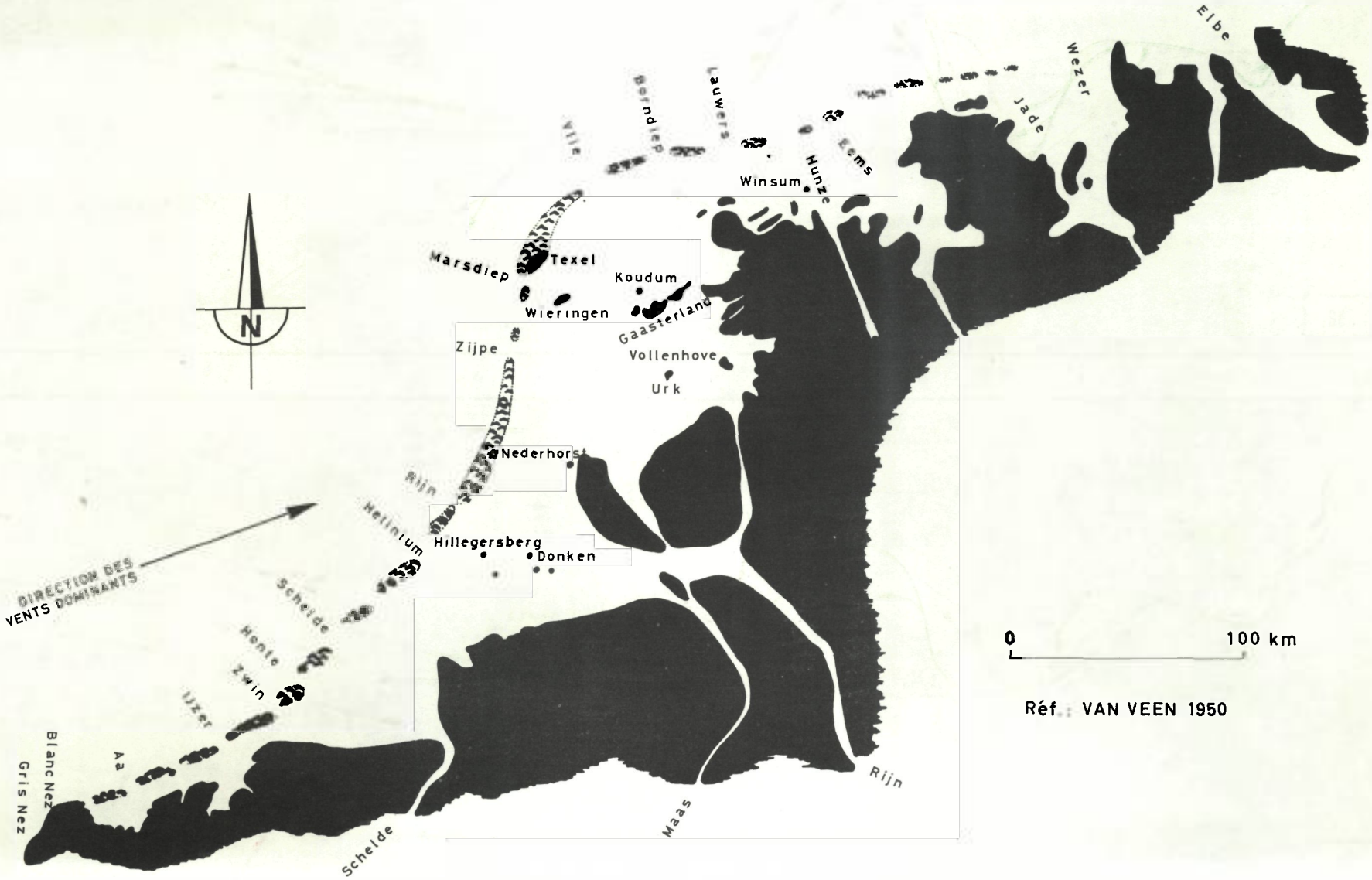
"Les autorités communales s'en émurent très sérieusement cepen-"dant ce n'est qu'en 1470 qu'une commission fut nommée pour examiner, "avec les techniciens, les moyens à employer pour apporter un remède "à un état si menaçant.

"Il est on ne peut plus intéressant, pour l'Ingénieur, de suivre "les travaux auxquels se sont livrés, sans succès du reste, ces "Géometers, Dyckmeisters (les Ingénieurs du temps) pour essayer de "maintenir à Bruges ses communications maritimes.

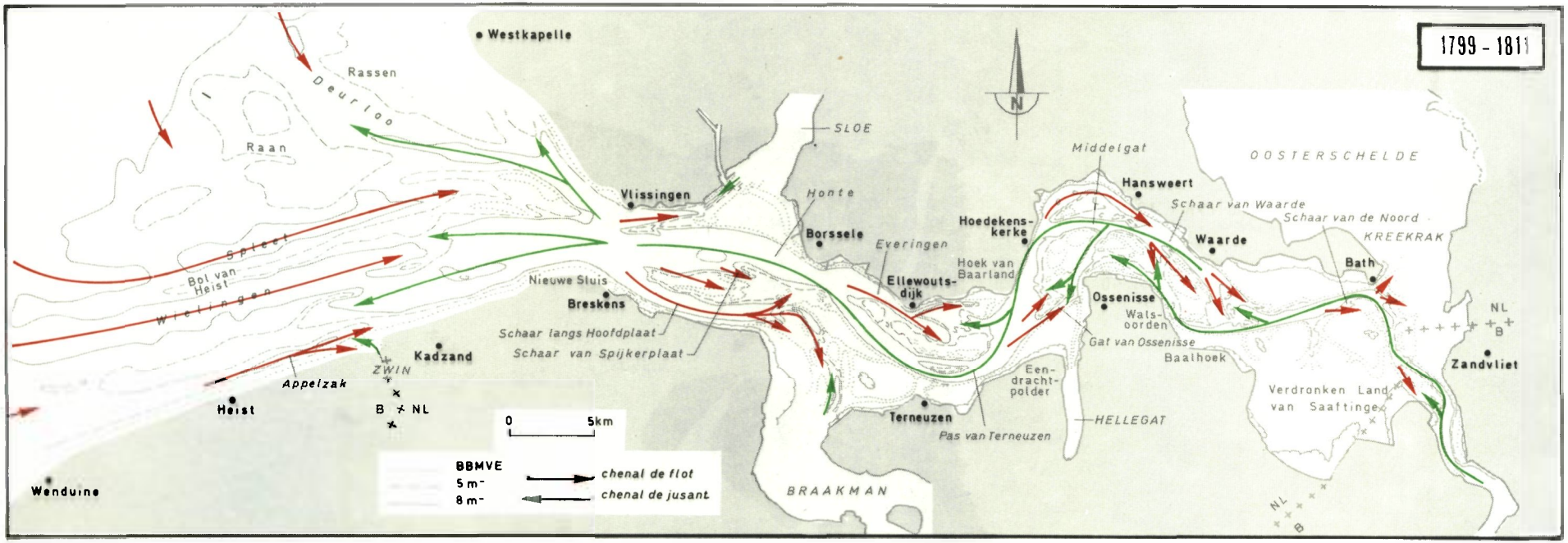
"La commission reconnut que la cause de l'ensablement devait "être attribuée à l'endiguement de nombreux polders avoisinant le "Zwyn entre les villes de Sam et de Sluys et entre les villes "d'Oostburg et de Sluys. La mer recouvrait à marée haute ces terrains "et faisait passer par le Zwyn une quantité considérable d'eau, aussi "bien à marée montante qu'à marée descendante; ces masses détermi-"naient un courant qui entretenait les profondeurs. Les endiguements "limitant de plus en plus la quantité d'eau entrant par le chenal, "celui-ci finit par être trop grand, et petit à petit perdit de sa "profondeur".

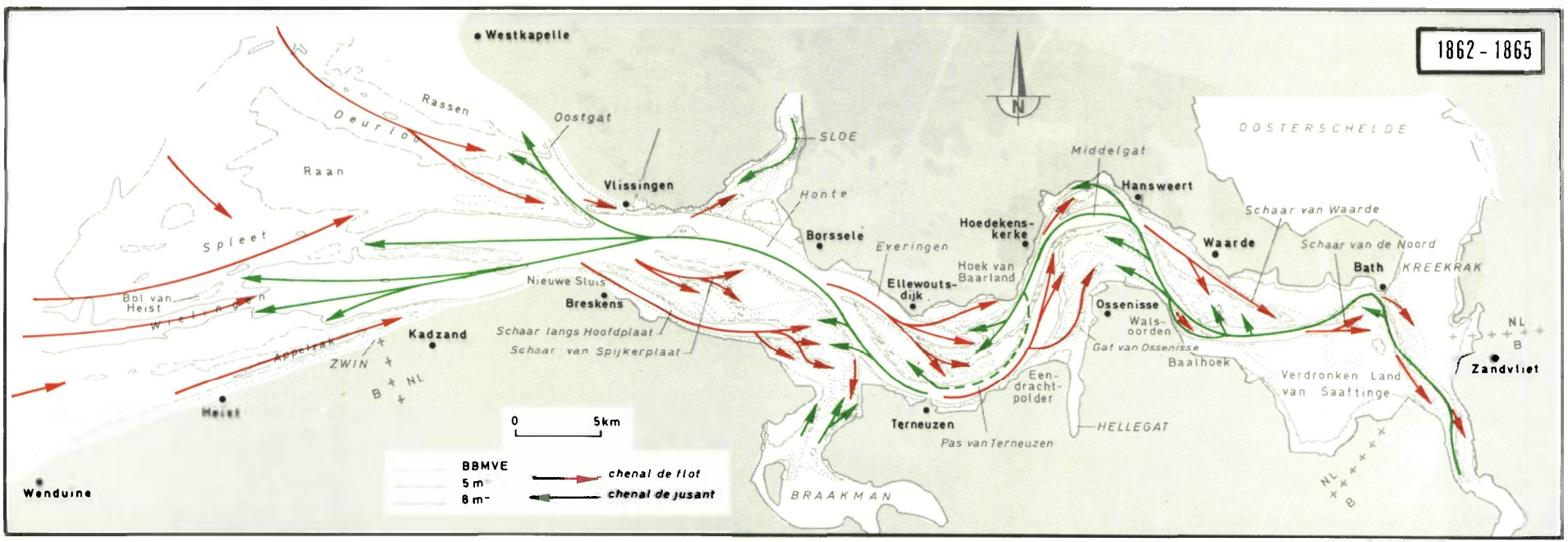
Il est probable que le danger d'inondation s'était accru par les atterissements naturels sur les polders et sur les bords des chenaux.

Les mêmes mécanismes de transport (classement transversal et longitudinal avec pour conséquence une diminution des surfaces de terres inondables) ont provoqué l'ensablement et l'envasement d'anciens bras de l'Escaut.



Représentation schématique des " waddenzee " à l'époque Romaine, selon VAN VEEN (VAN VEEN 1950).


1799 - 1811
Westkapelle
Rassen
Deurloo
Raan
Spleet
Bol van Heist
Wielingen
Vlissingen
SLOE
Honte
Borssele
Everingen
Middelgat
OOSTERSCHELDE
Hansweert
Schaar van Waarde
Schaar van de Noord
KREEKRAK
Hoedekens-kerke
Waarde
Bath
Hoek van Baarland
Ellewouts-dijk
Ossenisse
Wals-oorden
Gat van Ossenisse
Baalhoek
Nieuwe Sluis
Breskens
Schaar langs Hoofdplaat
Schaar van Spijkerplaat
Kadzand
ZWIN
Appelzak
Heist
B NL
Een-dracht-polder
Terneuzen
Pas van Terneuzen
HELLEGAT
Verdronken Land van Saaftinge
Zandvliet
NL
B
0
5km
Wenduine
BBMVE
5 m-
8 m-
chenal de flot
chenal de jusant
BRAAKMAN


1862 - 1865
Westkapelle
Rassen
Oostgat
Deurloo
Raan
Spleet
Bol van Heist
Wielingen
Vlissingen
SLOE
Honte
Borssele
Everingen
Middelgat
OOSTERSCHELDE
Hansweert
Schaar van Waarde
Schaar van de Noord
KREEKRAK
Hoedekens-kerke
Waarde
Bath
Hoek van Baarland
Ellewouts-dijk
Ossenisse
Wals-oorden
Gat van Ossenisse
Baalhoek
Nieuwe Sluis
Breskens
Schaar langs Hoofdplaat
Schaar van Spijkerplaat
Kadzand
ZWIN
Appelzak
Heist
B NL
Een-dracht-polder
Terneuzen
Pas van Terneuzen
HELLEGAT
Verdronken Land van Saaftinge
Zandvliet
NL
B
0
5km
Wenduine
BBMVE
5 m-
8 m-
chenal de flot
chenal de jusant
BRAAKMAN

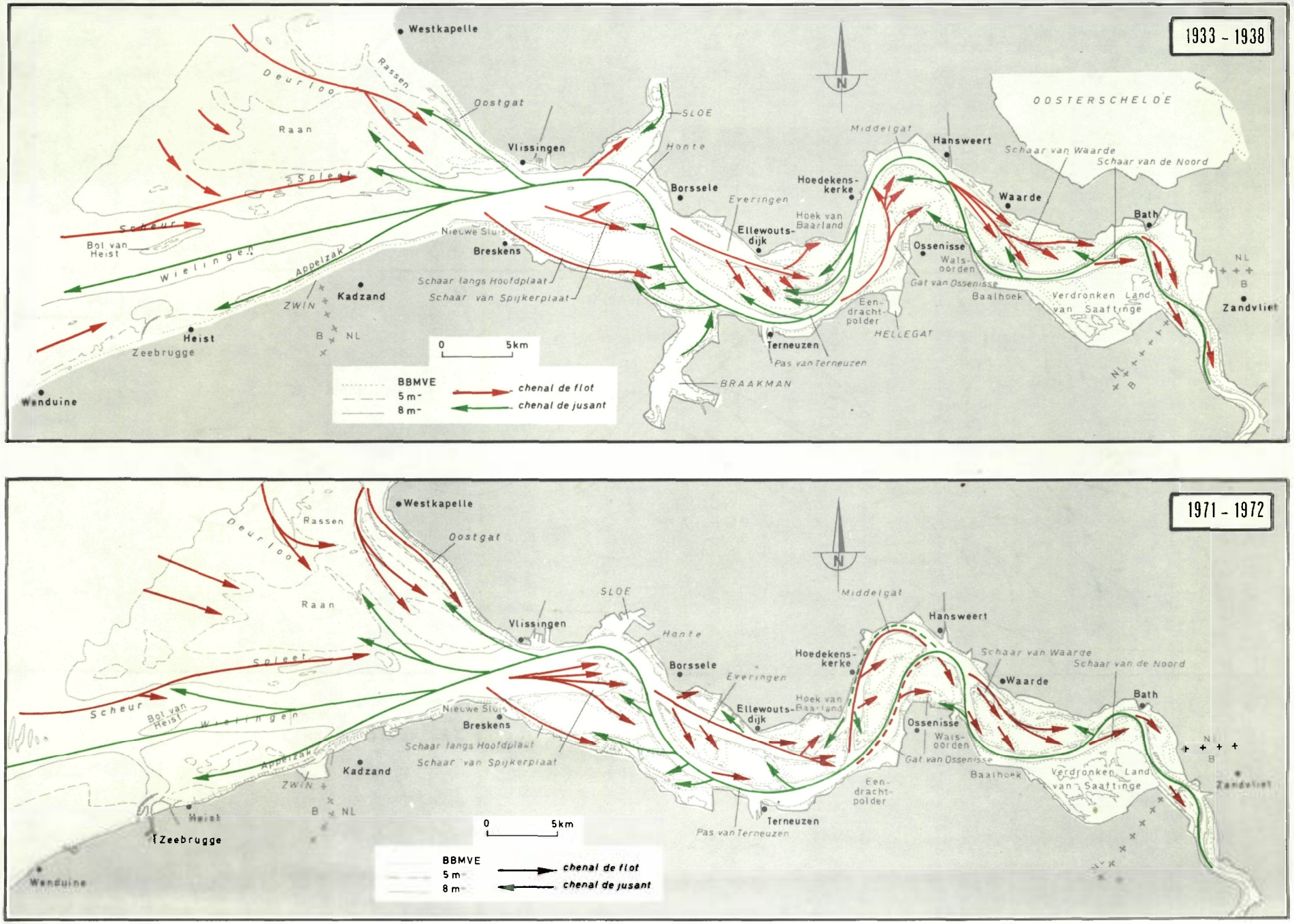
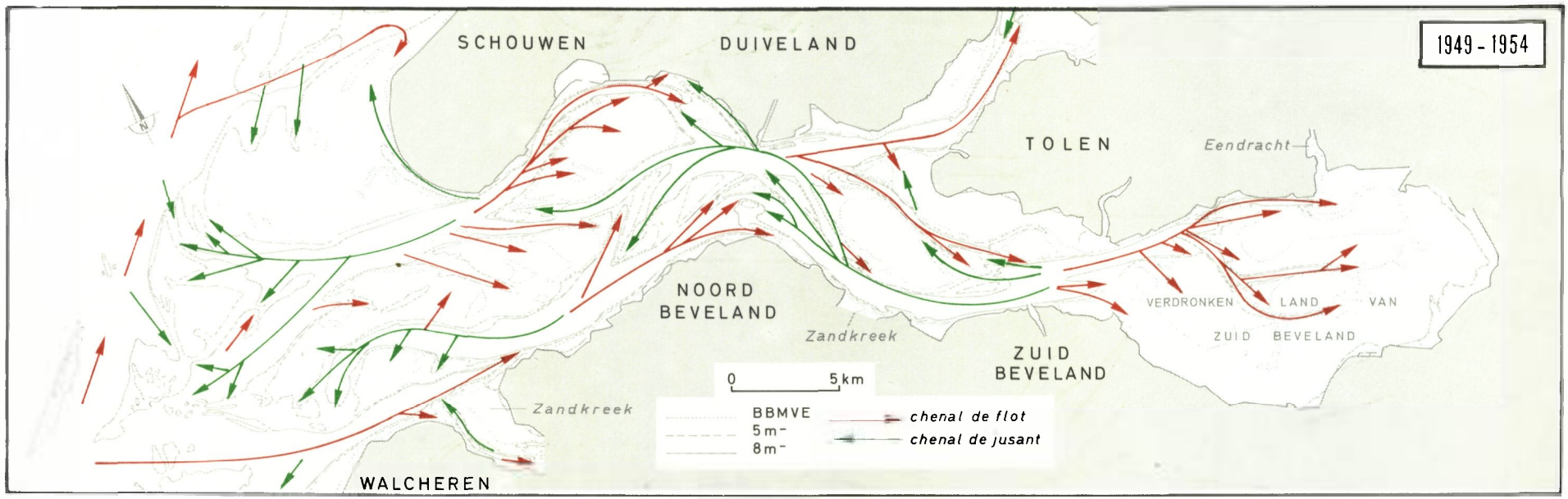


Fig. 28 - Evolution de l'estuaire de l'Escaut de 1800 à 1972.



Système de chenaux de flot et de jusant (Escaut oriental).

Van Mierlo (1899) écrit encore :

"Les dépôts de vases ne peuvent donc se former que dans des con-"ditions toutes spéciales; mais, une fois ces conditions remplies, les "dépôts se forment avec une rapidité inimaginable. Ainsi le Zwyn, qui "était encore un large bras de mer, fut fermé en 1872 et, en 1888 déjà, "je l'ai passé, à marée basse, à pied. Le bras oriental de l'Escaut "n'était pas sans importance lorsqu'il fut fermé, en 1867, puisqu'il y "passait 35.000.000 de mètres cubes d'eau par marée, et cependant "depuis les trente ans que le barrage est fait, les schorres de "Hinkelen Oord se sont élargis de 7500 mètres en moyenne, émergeant "environ 350 hectares de terres nouvelles, sans compter toutes les "parties très envasées qui sont encore couvertes par les eaux de marée "haute.

"De même encore le Braakman, fermé à l'amont par le Bakkersdam "et le Kapitalendam en 1788, mesurait plus de 7 kilomètres de largeur "à l'entrée au commencement de ce siècle, et possédait un chenal navi-"gable aussi large et aussi profond que l'Escaut devant Anvers. Actuel-"lement, il reste à peine 2.000 mètres entre les digues; déjà les "terres émergent de 2 mètres à marée basse, et il n'y a plus qu'un "étroit petit goulet où les barques des pêcheurs peuvent passer.

"On pourrait encore citer d'autres exemples d'envasement de cri-"ques et de bassins n'ayant qu'une seule issue libre vers la mer, mais, "au point de vue tout spécial qui nous occupe, il suffit de savoir que "tout espace de ce genre se comble très rapidement jusqu'au niveau de "marée basse ou un peu au-dessous; que l'envasement continue lentement "jusqu'au niveau des plus hautes mers; à ce moment, la surface se des-"sèche, il se forme une croûte superficielle assez solide et le banc de "vase devient schorre".

Sur les cartes constituées à partir des travaux de Van Veen (1950) pour l'Escaut en amont de Vlissingen et de Van Cauwenberghe (1966) pour l'embouchure de l'Escaut, on voit l'effet du classement transversal et longitudinal qui font que l'estuaire de l'Escaut en aval d'Anvers a tendance à s'ensabler et à s'envaser sur les bancs et les slikkes, mais que les chenaux deviennent en moyenne plus larges et plus profonds.

Dans la région de l'embouchure on constate une évolution du système de chenaux de flot et de jusant.

Le Deurloo qui était en 1800 un chenal de jusant sur une grande longueur, n'a plus cette fonction actuellement et forme avec l'Oostgat un chenal de flot, ce qui se confirme grâce aux mesures de salinité et de nutrients dont il sera question dans les chapitres suivants. Le Spleet par contre pendant cette même période tend à disparaître en tant que chenal de flot.

En 1800, les courants de jusant avaient tendance à s'étaler dans plusieurs directions en aval du col formé par la section Vlissingen-Breskens.

En 1937 par contre les eaux de l'Escaut étaient évacuées principalement par le Wielingen, qu'un chenal de flot parallèle, le Scheur, rejoignait derrière le Bol van Heist.

Actuellement, le chenal principal de flot et celui de jusant se confondent pour relier directement Vlissingen à la mer par le Scheur. Néanmoins il semble que les eaux de l'Escaut seraient évacuées préférentiellement le long de la côte. Le chenal dénommé Appelzak a les caractéristiques d'un chenal de jusant qui tend à se développer. Une des conséquences en est l'érosion des plages qui le longent.

C'est le guidage des courants, principalement au jusant qui détermine l'emplacement des chenaux et leurs évolutions. Celles-ci sont très complexes à analyser car les influences sont multiples et les effets des évolutions à un endroit se propagent à des vitesses différentes aussi bien vers l'amont que vers l'aval. Un rôle prépondérant est joué dans l'évolution des chenaux par la compétition entre l'action des courants de flot et l'action des courants de jusant.

En 1880, le chenal principal présente un tracé relativement régulier; il ne s'appuye que par endroits aux digues, notamment à Nieuwe Sluis (Rive Gauche), Borsele (Rive Droite), Eendrachtpolder (Rive Gauche), de Hoek van Baarland à Hoedekenskerke (Rive Droite), Waarde (Rive Droite), Bath (Rive Droite) et Zandvliet (Rive Droite), ceci pour la partie maritime du bras de mer (fig. 28).

L'action des courants au col de l'embouchure entre Nieuwe Sluis et Vlissingen s'y traduit par l'existence de plusieurs chenaux aussi bien en direction de l'aval que de l'amont. Des chenaux de flot longent la rive droite vers le Sloe et la rive gauche vers le Braakman. Un autre chenal de flot plus central (Schaar van Spijkerplaat) tend à se développer en direction de Ellewoutsdijk. Il est prolongé à partir du point d'intersection avec le chenal de jusant à hauteur de Borsele par un autre chenal de flot, le Everingen, qui éclate à l'amont en deux bras à la rencontre d'une amorce de chenal de jusant venant de Hoek van Baarland. Son bras septentrional coupe le chenal de jusant principal à Eendtrachtpolder où à nouveau s'amorce un chenal de jusant à hauteur de Ossenisse. Un chenal de flot prolonge le Middelgat le long de la rive droite de Hoedekenskerke à Hansweert. Les actions du flot se conjugent à partir de Hansweert dans le chenal qui longe la digue à Waarde, et qui rencontre l'action des courants de jusant venant de Bath. Ceux-ci se séparent entre le chenal principal et un chenal de jusant qui est défléchi à Walsoorden.

L'évolution de 1800 à 1976 (fig. 28) se marque par l'établissement de polders et la coupure de bras de l'Escaut, qui tendent à diminuer l'action des chenaux qui y mènent, tels les chenaux de flot au col de l'embouchure qui alimentent le Sloe et le Braakman (Schaar langs de Hoofdplaat). La construction des nouvelles digues plus proches du courant principal font que le chenal principal et les chenaux secondaires s'y appuyent progressivement.

Entre le col de l'embouchure et Hoek van Baarland, les chenaux n'ont pas changé de fonction.

Le méandre du chenal principal est plus prononcé et s'appuye de plus en plus aux rives. Les chenaux de flot Schaar van Spijkerplaat et Everingen se sont fortement développés, le premier s'étant raccourci et le second allongé du fait du déplacement du méandre Honte - Pas van Terneuzen vers l'aval aidé par la coupure du Braakman.

La coupure du Sloe et l'évolution des passes à l'aval du col de l'embouchure fait perdre actuellement de l'importance à la partie du chenal qui longe Vlissingen. Par le Schaar van Spijkerplaat se concentrent de fortes actions de flot et de jusant.

En amont de Hoek van Baarland s'est d'abord produit un développement de l'action du jusant le long de la rive droite entre Hoek van Baarland et Hansweert, aidée par la percée du chenal de jusant entre Walsoorden et Hansweert. L'action des rives défendues a ici encore été prépondérante. Parallèlement, l'action du courant de flot, liée à l'évolution déjà décrite à l'aval, a creusé un chenal qui s'appuye, rive gauche, à Eendrachtpolder et Ossenisse. La déformation du méandre du chenal de jusant entre Zandvliet et Hansweert a été influencée par la coupure du Kreekrak (mouvement du coude de Bath vers l'Ouest) et les travaux de correction à Walsoorden (mouvement du coude à Hansweert vers l'Est). Il s'en est suivi une déflection de l'action du courant du jusant vers le Sud, dans le chenal Gat van Ossenisse, au détriment du Middelgat. Actuellement cette évolution, qui a déplacé de grands volumes de sable, est dans une phase transitoire, l'action du courant de flot venant du Everingen, cherchant son chemin.

Le Schaar van Waarde, devenu après 1800 un grand chenal de flot, a perdu de son importance. L'évolution future dépendra des changements qui se produiront à hauteur de Hoek van Baarland-Eendrachtpolder. A hauteur de Bath, le Schaar van de Noord, était initialement formé par le courant de flot sortant du Schaar van Waarde. Les sables amenés par ce dernier ont augmenté la courbure du chenal de jusant par ensablement de la rive convexe. Actuellement le courant de flot qui entretient le Schaar van de Noord sort du chenal de jusant après avoir été défléchi sur les rives à l'aval de Baalhoek.

La figure 29 reproduit la situation actuelle des variations au long de l'estuaire des profondeurs et des niveaux moyens et des marées. On retrouve les différentes zones déjà décrites :

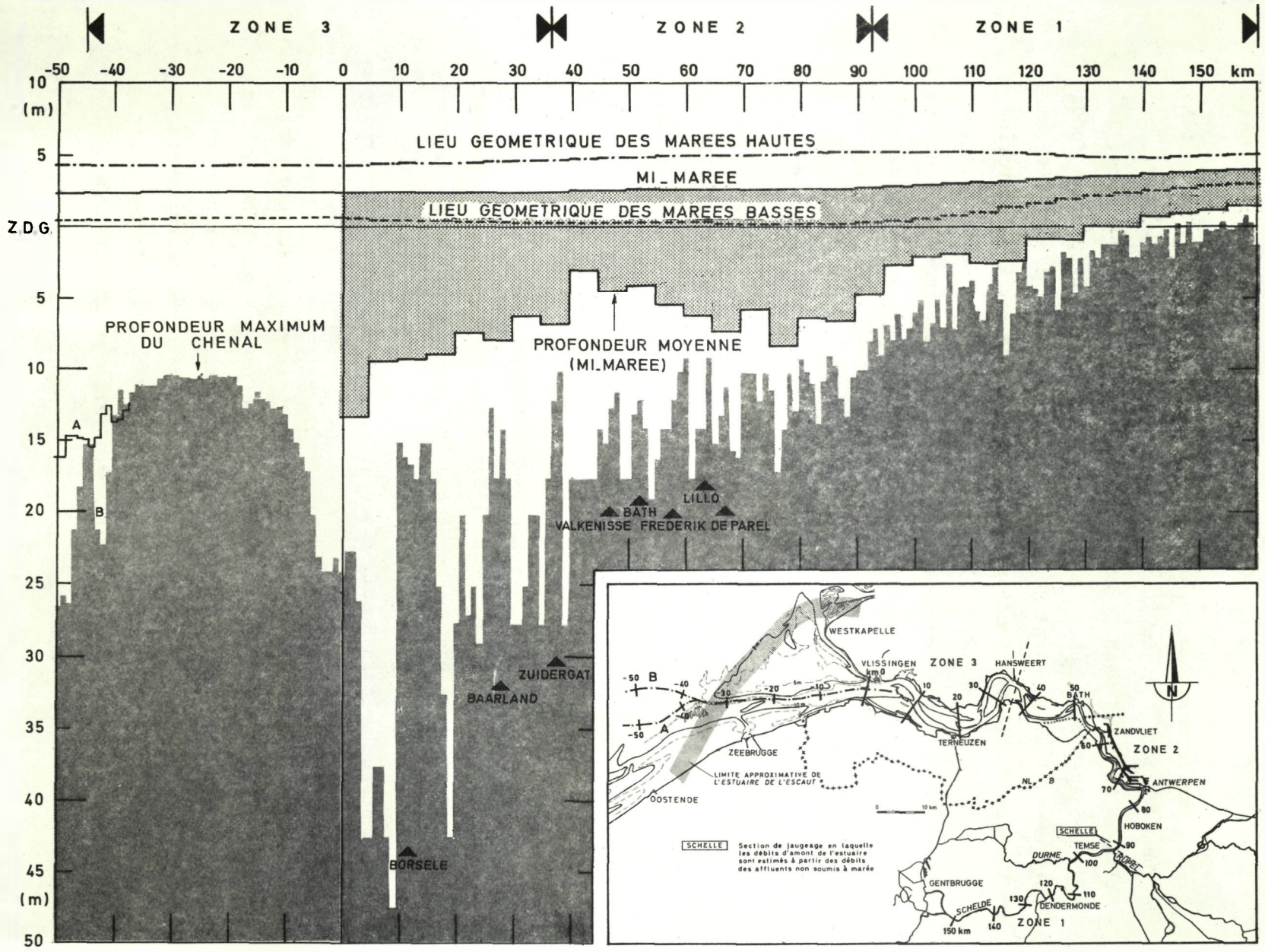

ZONE 3
ZONE 2
ZONE 1
-50 -40 -30 -20 -10 0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 km
10 (m)
5
ZDG
5
10
15
20
25
30
35
40
45 (m)
50
LIEU GEOMETRIQUE DES MAREES HAUTES
MI_MAREE
LIEU GEOMETRIQUE DES MAREES BASSES
PROFONDEUR MAXIMUM DU CHENAL
PROFONDEUR MOYENNE (MI_MAREE)
A
B
LILLO
BATH
VALKENISSE
FREDERIK DE PAREL
ZUIDERGAT
BAARLAND
BORSELE
WESTKAPELLE
VLISSINGEN
km 0
ZONE 3
HANSWEERT
BATH
ZANDVLIET
ZONE 2
TERNEUZEN
ZEEBRUGGE
LIMITE APPROXIMATIVE DE L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT
OOSTENDE
ANTWERPEN
HOBOKEN
SCHELLE
TEMSE
DURME
RUPEL
GENTBRUGGE
SCHELDE
DENDERMONDE
ZONE 1
150 km
N
SCHELLE Section de jaugeage en laquelle les débits d'amont de l'estuaire sont estimés à partir des débits des affluents non soumis à marée

fig 29

- la partie maritime du bras de mer de l'estuaire avec un système de chenaux de flot et de jusant bien développés (zone 3).
A l'ouest de Vlissingen le manque de concentration des courants, liés à une propagation complexe des marées, ainsi que la nature des fonds expliquent l'existence d'un grand seuil, le Scheur à l'extrémité aval de l'estuaire. L'approfondissement naturel de ce seuil est favorisé par des dragages intensifs. Les niveaux moyens de marée haute, mi-marée et marée basse, remontent du large vers Vlissingen. A l'est de Vlissingen jusqu'à Walsoorden, la concentration des courants de marée entretient des chenaux très profonds. L'amplitude de marée croît vers l'amont autour d'un niveau moyen quasi constant.

- la partie centrale de l'estuaire (zone 2).
La partie néerlandaise constitue ce qui reste de l'extrémité amont du bras de mer du delta où les ensablements et envasements des bancs et des rives se traduisent par la réduction de grandes surfaces inondables tel le Verdronken Land van Saaftinge. La diminution de l'importance des chenaux de flot se traduit par un relèvement rapide des profondeurs moyennes et maximales au passage de la zone 3 à la zone 2, et qui se marque également sur les niveaux d'eau à mi-marée. La partie belge constitue la transition de l'estuaire. Bien que les profondeurs du chenal navigable restent assez constantes, la profondeur moyenne est maximale à hauteur d'Anvers. L'amplitude de marée croît vers l'amont jusque près du Rupel, alors que le niveau d'eau à mi-marée reste quasi constant.

- la partie fluviale de l'estuaire (zone 1) est constituée par l'Escaut et ses affluents et se caractérise par une pente aussi bien pour les fonds que pour les niveaux d'eau à mi-marée correspondant au régime d'écoulement de rivière. L'amplitude de marée décroît vers l'amont. L'énergie de marée va se dissiper dans les différents affluents de l'Escaut pour être finalement arrêtée aux barrages.

Le cours de l'estuaire en amont de la frontière belgo-néerlandaise est assez bien stabilisé. Les envasements et la pollution sont les problèmes majeurs qui se posent surtout dans la région portuaire.

Dans le bras de mer, en aval de la frontière belgo-néerlandaise les évolutions des méandres continuent dans un lit très large. Des projet d'amélioration de l'accessibilité des ports de Zeebrugge et d'Anvers prévoient la construction d'ouvrages fixes, soit pour améliorer la navigabilité dans un méandre (projets d'amélioration du coude de Bath), soit pour améliorer l'accessibilité d'un port par la construction d'un avant-port (Zeebrugge).

Ces ouvrages vont modifier localement les transports de sédiments dans le système de chenaux de flot et de jusant du bras de mer, et changer les possibilités d'évolution des méandres. La conservation d'une route de navigation requiert une adaptation naturelle et continuelle de ceux-ci aux mouvements de sédiments. Une analyse des répercussions des travaux projetés sur l'évolution générale du bras de mer apparaît comme indispensable, de même que de l'influence sur le régime hydraulique, et par voie de conséquence sur les processus d'envasement et de pollution dans la partie centrale de l'estuaire.

5.- Conclusions

L'estuaire de l'Escaut appartient au groupe des estuaires de plaine à mélange partiel. Formé à partir de la jonction d'un grand bras de mer du delta zélandais avec le fleuve Escaut, son évolution a été déterminée principalement par l'action de la marée sur les transports de sédiments, les apports d'eau douce et de sédiments en provenance du bassin hydrographique étant relativement faibles.

On distingue trois zones ayant des caractéristiques différentes

La partie maritime du bras de mer (zone 3) longue de 70 kilomètres environ est le siège de transports de sédiments complexes par les systèmes de chenaux de flot et de jusant qui sont en pleine évolution. Les ensablements et les envasements des bras de mer tels le

Zwyn, le Sloe, le Brakman, le Hellegat et le Kreekrak, l'établissement de polders avec la construction de digues de protection contre les inondations ont eu pour conséquence le développement de chenaux profonds et larges séparés par de grands bancs de sable. Le mélange des eaux y est très bon, et les stratifications verticales de salinité et de courant sont faibles. Dans la région de l'embouchure l'action des courants de flot et de jusant tend à former un chenal unique le long de la rive gauche séparé de la haute mer par d'importants hauts-fonds.

La partie centrale de l'estuaire (zone 2) longue de 50 kilomètres environ, de Walsoorden au Rupel est le siège de circulations d'eau, de sel et de sédiments déterminées par un mélange des eaux moins intense. Les stratifications de sel et de courant et la floculation sont responsables de la formation d'une zone d'envasement à hauteur du port d'Anvers.

La partie fluviale de l'estuaire (zone 1) est constituée par l'Escaut et ses affluents en amont de l'embouchure du Rupel. Les évolutions de la partie maritime et de la partie centrale de l'estuaire, à savoir une concentration du flot dans les chenaux et une diminution du lit majeur par les atterrissements favorisent une plus grande et plus rapide pénétration de la marée.

La quantité de matières solides en suspension, entraînées par les eaux de surface du bassin hydrographique vers l'estuaire, a fortement augmenté au cours des dernières décennies à cause de l'activité humaine. L'utilisation d'engrais chimiques, les déboisements et l'utilisation plus intense et plus variée des terres arables ont provoqué une plus grande érosion de celles-ci. Le développement des réseaux d'égouts des villes et villages, dont les superficies ne font que croître et les travaux d'amélioration aux cours d'eau pour combattre les inondations ont accéléré l'évacuation de quantités croissantes de matières solides vers l'estuaire. De plus, la disparition de la technique qui consistait à amender les terres arables des polders en les inondant régulièrement pour permettre aux matières en suspension de s'y

déposer, et la réduction naturelle ou artificielle des surfaces inondables du lit majeur ont également contribué à l'augmentation des teneurs en matières solides maintenues en suspension dans l'estuaire.

Anciennement les grands temps de séjour de l'eau et l'action de la marée dans l'estuaire garantissaient un pouvoir d'auto-épuration suffisant dans la région d'envasement naturelle à hauteur d'Anvers.

Actuellement le pouvoir d'auto-épuration y est insuffisant et la vase intervient grandement par son influence sur la consommation d'oxygène dissous et le transport des métaux lourds. Ces problèmes sont discutés plus en détail dans les chapitres suivants.

Après le passage de la zone d'envasement de la partie centrale de l'estuaire, la qualité des eaux évacuées vers la mer s'améliore jusqu'à l'embouchure. A cet endroit, elles sont reprises dans le gyre mis en évidence dans les modèles mathématiques de circulation où le temps de séjour élevé favorise une sédimentation de vase.

De grands travaux d'aménagement de l'estuaire de l'Escaut ayant pour but l'amélioration de sa navigabilité et de l'accessibilité de ses ports sont projetés à Zeebrugge et à Bath au bord des deux principales zones d'envasement de l'estuaire, aux limites du bras de mer en pleine évolution.

Des études sont en cours pour estimer localement leur influence sur le transport des sédiments au voisinage des régions à aménager. Quelle sera l'influence sur l'évolution de la morphologie générale de l'estuaire de l'Escaut ? Les ouvrages fixes projetés modifieront le mouvement des méandres formés par les chenaux de flot et de jusant au moment où l'estuaire évolue rapidement en plusieurs endroits. Une étude de l'évolution de l'estuaire apparait par conséquent comme nécessaire, de même que de l'influence sur les processus de transport des polluants.

Références

Verslag over de in 1930, '31 en '32 op de Westerschelde verrichte metingen en waarnemingen, Rapport Rijkswaterstaat Nederland, 1934.

BAKKER, W.Th.J.N.P. and MEULENBERG, M., (1974). De Zoutgehalten in de Westerschelde en het mondingsgebied en de veranderingen ervan t.g.v. de deltawerken, Eerste bericht. Nota 74. 2 Maart 1974, Rijkswaterstaat-Directie Waterhuishouding en Waterbeweging-Studiedienst Vlissingen.

BOWDEN, K.F. and HOWE, M.R., (1963). Observations of turbulence in a tidal channel, *Jour. Fluid Mech.*, **17**, 271-284.

BOWDEN, K.F. and PROUDMAN, J., (1949). Observations on the turbulence fluctuations of a tidal current, *Proc. Roy. Soc.*, **A199**, 311-327.

BOWDEN, K.F., (1967). Circulation and Diffusion in Estuaries, in *Estuaries*, A.A.A.S., **84**, 15-36.

CAMERON, W.M. and PRITCHARD, D.W., (1963). *Estuaries*, in *The Sea*, (ed. M.N. Hill), Vol.2, John Wiley & Sons, N.Y., 306-324.

CODDE, R.E.L., (1951). Etude physico-chimique du Bassin Maritime de l'Escaut, *Bull. C. Etud., Recherch. Essais. Scient. Construc. Génie Civ. et Hydraul. Fluviale*, **V**, 333-342.

CODDE, R.E.L., (1958). Het verloop van het zoutgehalte in de Zeeschelde, *Revue - C - Tijdschrift*, **1** (6), 1-6.

COEN, I., (1974). Debieten van het Scheldebekken, Antwerpse Zeediensten, Ministère des Travaux Publics de Belgique.

COISEAU, M.L., (1905). *Les ports et le Canal Maritime de Bruges*, Mémoire de la Société des Ingénieurs civils de France.

DE PAUW, N. and PETERS, J.J., (1973). Contribution to the Study of the Salinity Distribution and Circulation in the Western Scheldt Estuary, Commission Interministérielle de la Politique Scientifique (CIPS).

DYER, K.R., (1973). *Estuaries : A Physical Introduction*, John Wiley & Sons, London.

HARLEMAN, D.R.F. et THATCHER, M.L., (1974). Longitudinal Dispersion and Unsteady Salinity Intrusion in Estuaries, *La Houille Blanche*, n° spécial, 1/2, 25-33.

MICHEL, D., (1974). *Modèle stochastique de dispersion turbulente dans les cours d'eau*, Mémoire de licence en Sciences, Institut de Physique, Université Libre de Bruxelles.

OKUBO, A., (1973). Effect of Shoreline Irregularities on Streamwise Dispersion in Estuaries and other Embayments, *Netherlands Journal of Sea Research*, 6(1-2), 213-224.

PETERS, J.J., (1972). Les transports de sédiments dans l'estuaire de l'Escaut, Laboratoire de Recherches Hydrauliques, Borgerhout-Anvers.

PETERS, J.J., (1974). Model voor de studie van de verontreiniging van het Scheldeestuarium, Symposium The Golden Delta 2, Pudoc.

POSTMA, H. (1967). *Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment*, in *Estuaries*, A.A.A.S., 83, 158-179.

PRITCHARD, D.W., (1952). Estuarine Hydrography, *Advan. Geophys.*, 1, 243-280.

PRITCHARD, D.W., (1955). Estuarine Circulation Patterns, *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, 81, 717.

PRITCHARD, D.W., (1967). *Observations of Circulation in Coastal Plain Estuaries*, in *Estuaries*, A.A.A.S., 83, 37-44.

RASMUSSEN, H. and HINWOOD, I.D., (1972, 1973). On Flow in Estuaries, 1972 - Part 1 : A critical Review of some Studies of Slightly Stratified Estuaries, Part II : A Slightly Stratified Turbulent Flow, *La Houille Blanche*, 5 - 1972, 377-407; 1973 - Part III : Derivation of General and Breath Integrated Models, *La Houille Blanche*, 4 - 1973, 319-337.

RONDAY, F., (1975). Etude de l'envasement et de la variation longitudinale du coefficient de diffusion dans des estuaires partiellement stratifiés, *Annales des Travaux Publics de Belgique*, 4 - 1975.

ROOVERS, P., (1966). Collector afvalwaters Noorderkempen. Natuurmetingen. Lozing Rhodamine B in Westerschelde, Rapport Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout-Antwerpen.

ROOVERS, P., (1968). Collector afvalwaters Noorderkempen. Lozing van Broom-82 in de Westerschelde, Rapport Waterbouwkundig Laboratorium, Borgerhout-Antwerpen.

SAYRE, W.W., (1973). Natural Mixing Processes in Rivers, in *Environmental Impact on Rivers, River mechanics*, 3, edited and published by H.W. Shen - 1973.

SCHIJF, J.B. and SCHONFELD, J.C., (1953). Theoretical Considerations on the Motion of Salt and Fresh Water, Proc. Minnesota Inst. Hyd. Convention, Joined Meeting I.A.H.R. and Hydraulics Division ASCE.

SCHULTZ, E.A. and SIMONS, D.B., (1957). Fresh Water-Salt Water Density Currents, a Major Cause of Siltation in Estuaries, 19th. Congress Intern. of Navig. London, Section II, Communication 3.

THEUNS, J. and COEN, I., (1973). Overzicht van de tijwaarnemingen in het Zeescheldebekken gedurende het tijdperk 1961-1970, *Tijds schrift der Openbare Werken van België*, 3, 139-222.

VALCKE et al., (1966). Stormvloeden op de Schelde, Ministerie van Openbare Werken, België.

VAN CAUWENBERGHE, C., (1966). Hydrographische analyse van de Scheldemonding ten oosten van de meridiaan 3°05' tot Vlissingen, *Het Ingenieursblad*, 17, 565-576.

VAN MIERLO, C.J., (1899). La carte lithologique de la partie méridionale de la Mer du Nord, *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 13, 219-265.

VAN STRAATEN, L.M.J.U. and KUENEN, P.H., (1957). Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea, *Geol. Mijnbouwk.*, 19, 329-354.

VAN VEEN, J., (1950). Eb- en vloedschaarsystemen in de Nederlandse getijwateren, *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, 67, 303-325.

WAIC, S.J., WOLLAST, R. and VANDERBORGHT, J.P., (1973). Propagation of a Local Instantaneous Pollutant Discharge in the Scheldt Estuary, Rapport interne, Université Libre de Bruxelles.

WOLLAST, R., (1973). Origine et mécanismes de l'envasement de l'estuaire de l'Escaut, Service d'Océanographie chimique, Institut de Chimie Industrielle, Université Libre de Bruxelles et Laboratoire de Recherches Hydrauliques - Borgerhout.

Chapitre II

Modèles d'un estuaire partiellement stratifié

APPLICATION A LA CIRCULATION RESIDUELLE ET A L'ETUDE DE L'ENVASEMENT DANS L'ESCAUT

par

Jacques C.J. NIHOUL et François C. RONDAY

1.- Introduction

La dynamique d'un estuaire comme celui de l'Escaut est profondément marquée par la stratification liée aux variations verticales, latérales et longitudinales de la salinité. Les équations hydrodynamiques tridimensionnelles sont, au départ, plus complexes que celles qui s'appliquent à une mer continentale peu profonde et bien mélangée.

La géométrie particulière du support (limité en largeur comme en profondeur et s'étendant essentiellement dans le sens du fleuve) permet cependant de simplifier considérablement les équations et de concevoir des modèles à deux ou une dimension en intégrant sur la largeur et (ou) sur la profondeur. Ces modèles simplifiés diffèrent souvent d'un estuaire à l'autre; des caractéristiques particulières du fleuve déterminant les effets importants et ceux qui peuvent être négligés.

On discute dans ce chapitre les modèles applicables à l'Escaut. Les simplifications faites sont basées sur une étude d'ordres de grandeur suggérés par la banque de données existant actuellement et sont susceptibles d'être revues si la confrontation des modèles avec les observations révélait d'autres préséances.

2.- Les équations de Boussinesq

Dans le cas d'un estuaire partiellement stratifié, on peut admettre les hypothèses de Boussinesq selon lesquelles :

i) l'équation de continuité peut être remplacée par la condition d'incompressibilité

(1) $$\nabla.\mathbf{u} = 0 \ ;$$

ii) la masse spécifique de l'eau peut être prise égale à la valeur constante de référence ρ_m dans tous les termes, sauf dans la force de pesanteur où $\rho - \rho_m$ est multiplié par g qui est considérablement plus grand que les accélérations verticales typiques du fluide;

iii) la poussée :

(2) $$b = g \frac{\rho - \rho_m}{\rho_m}$$

satisfait à l'équation de conservation d'un scalaire passif.

Autrement dit, si a est la valeur moyenne de b (sur une période de temps de l'ordre de la minute de manière à écrémer les fluctuations turbulentes homogènes) et si λ est la diffusivité turbulente (correspondant à la fréquence de coupure) :

(3) $$\frac{\partial a}{\partial t} + \nabla.\mathbf{u}a = \nabla.(\lambda \nabla a) \ .$$

Cette équation est le résultat d'une série d'hypothèses qu'on peut résumer comme suit : la poussée est, dans l'ordre d'importance, fonction de la salinité, de la température, de la turbidité et de la pression et les variations de masse spécifique étant faibles, on peut les représenter par les premiers termes d'un développement en série de Taylor des variations de ces paramètres.

On peut négliger l'influence de la pression

$$\rho^{-1} \frac{\partial \rho}{\partial p} \sim 10^{-5} \ .$$

Salinité, température et turbidité satisfont chacune, dans le cadre de l'équation (1) à une équation de conservation avec, éventuellement, des coefficients de diffusion moléculaire différents, mais vraisemblablement des coefficients de dispersion turbulente suffisamment voisins pour que

les trois équations puissent être combinées linéairement pour produire une unique équation de conservation pour b .

Les sources de volume (source de chaleur par exemple suite à des réactions chimiques, source de turbidité suite au déversement de produits de dragage) sont négligeables. L'essentiel des apports extérieurs se fait aux frontières de l'estuaire (rejets thermiques d'une centrale à la berge, échanges avec l'atmosphère) et ceux-ci interviennent dans les conditions aux limites et non dans l'équation de conservation.

Dans le cadre des hypothèses de Boussinesq, le champ de vitesse u du fluide satisfait à l'équation (l'axe vertical e_3 pointant vers le haut)

$$(4) \qquad \frac{\partial u}{\partial t} + \nabla.uu + 2\,\Omega \wedge u = -\nabla q - a\,e_3 + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu \frac{\partial u}{\partial x_3}\right)$$

On a négligé d'emblée la dispersion horizontale due à la turbulence "propre" (homogène et isotrope) car, les distances caractéristiques de variations horizontales étant beaucoup plus grandes que les distances verticales, cet effet est toujours négligeable devant la dispersion turbulente verticale. Il existe cependant une importante dispersion horizontale mais elle est le fait de courants irréguliers et variables et est cachée, dans l'équation (4) dans le terme d'advection.

On a posé

$$(5) \qquad q = \frac{p}{\rho_m} + g\,x_3$$

où p est la pression.

Si r_a est la masse spécifique du "constituant α" c'est-à-dire soit la masse par unité de volume d'un traceur approprié, soit la masse par unité de volume d'un compartiment (salinité, biomasse du phytoplancton, ...) soit la masse par unité de volume d'un élément choisi dans un compartiment donné (azote dissous, teneur en mercure du zooplancton, ...) la conservation de la masse permet d'écrire pour r_a l'équation

$$(6) \qquad \frac{\partial r_a}{\partial t} + \nabla.ur_a = Q_a + I_a + \sigma_a \frac{\partial r_a}{\partial x_3} + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\kappa \frac{\partial r_a}{\partial x_3}\right)$$

où Q_a et I_a représentent respectivement le taux de production (ou destruction) de α par agents extérieurs (déversements) et interactions internes, σ_a est la vitesse de migration verticale (comptée positivement dans le sens de la sédimentation), κ la diffusivité turbulente verticale (la dispersion horizontale proprement turbulente étant directement négligée).

On note que (3) peut être considéré comme un cas particulier de cette équation, dans (3) également la dispersion horizontale proprement turbulente peut être négligée et le membre de droite se réduit à $\frac{\partial}{\partial x_3}(\nu \frac{\partial a}{\partial x_3})$.

3.- Le modèle hydrodynamique tri-dimensionnel

Les équations (1), (3) et (4) constituent un système de cinq équations scalaires pour les variables u_1 , u_2 , u_3 , q et a .

Il est commode de choisir un système d'axes "quasi rectangulaires" où l'axe des x_1 est tangent à la ligne moyenne du fleuve, l'axe des x_2 transversal et l'axe des x_3 vertical vers le haut.

Dans les tronçons rectilignes, ces axes sont les axes rectangulaires classiques et les équations (1), (3) et (4) s'écrivent :

$$\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0 \tag{7}$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 a) + \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 a) + \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 a) = \frac{\partial}{\partial x_3}(\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}) \tag{8}$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_1) + \frac{\partial}{\partial x_2}(u_1 u_2) + \frac{\partial}{\partial x_3}(u_1 u_3) + 2(\Omega_2 u_3 - \Omega_3 u_2) = -\frac{\partial q}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3}(\nu \frac{\partial u_1}{\partial x_3}) \tag{9}$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_2) + \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 u_2) + \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 u_2) + 2(\Omega_3 u_1 - \Omega_1 u_3) = -\frac{\partial q}{\partial x_2} + \frac{\partial}{\partial x_3}(\nu \frac{\partial u_2}{\partial x_3}) \tag{10}$$

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_3) + \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 u_3) + \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 u_3) + 2(\Omega_1 u_2 - \Omega_2 u_1)$$

(11)

$$= -\frac{\partial q}{\partial x_3} - a + \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu \frac{\partial u_3}{\partial x_3}\right)$$

Dans les coudes, ces équations doivent être corrigées pour tenir compte de la rotation du système d'axes.

Il est raisonnable de penser, cependant, que le rayon de courbure R est toujours beaucoup plus grand que la longueur caractéristique ℓ_2 des variations transversales et la plupart des termes correctifs peuvent être négligés [par exemple, dans l'équation (7), on peut négliger un terme $\frac{u_2}{R}$ vis-à-vis de $\frac{\partial u_2}{\partial x_2} \sim \frac{u_2}{\ell_2}$].

En se limitant aux termes les plus importants, on voit facilement que les corrections peuvent se résumer à ajouter, à la composante verticale de la rotation de la terre, une rotation de vitesse angulaire $-\frac{v_c}{R}$ où v_c est la vitesse circonférentielle[1].

On posera

$$f = 2\,\Omega_3 - \frac{v_c}{R} \qquad (12)$$

Pour une vitesse v_c de l'ordre de 1 m/s et un rayon de courbure de l'ordre de 10 km ,

$$\frac{v_c}{R} \sim 10^{-4}\ s^{-1} .$$

La correction ne modifie donc pas l'ordre de grandeur de f

$$2\,\Omega_1 \sim 2\,\Omega_2 \sim 2\,\Omega_3 \sim 10^{-4}\ s^{-1} .$$

Dans les tronçons rectilignes, R est infini et la correction disparaît.

On peut estimer les ordres de grandeur des différents termes des équations (7) à (11) pour différentes valeurs des variables dans la gamme des valeurs observées dans l'Escaut. On constate que certains termes sont toujours beaucoup plus petits que les autres et peuvent être négligés.

---

1. On peut prendre pour v_c la vitesse axiale moyenne sur la section droite affectée du signe + ou du signe - selon le sens du coude.

On peut le montrer très simplement en considérant un cas typique. Soient en unités MKS [Jäger (1973)] :

$$u_1 \sim 1 \; ; \quad u_2 \sim 3 \times 10^{-2} \; ; \quad u_3 \sim 3 \times 10^{-4} \; ; \quad a \sim 10^{-1}$$

les valeurs caractéristiques des composantes de la vitesse et de la poussée et

$$\ell_1 \sim 3 \times 10^{4} \; ; \quad \ell_2 \sim 10^{3} \; ; \quad \ell_3 \sim 10 \; ; \quad t_c \sim 10^{4} \sim f^{-1}$$

des longueurs caractéristiques des variations spatiales selon x_1, x_2 et x_3 et un temps caractéristique des variations temporelles. Le nombre de Richardson :

$$(13) \qquad Ri = \frac{\frac{\partial a}{\partial x_3}}{\| \frac{\partial u}{\partial x_3} \|^2}$$

est une mesure de la stratification verticale. Avec les valeurs données plus haut, on trouve :

$$Ri \sim 1 \; .$$

La séparation entre les variables moyennes u, a et leurs fluctuations turbulentes homogènes (dont on ne souhaite conserver que leur effet global de dispersion sans les étudier en détail) est effectuée en intégrant sur une période de temps τ de l'ordre d'une ou deux minutes $(\tau \sim 10^2)$.

Selon la théorie de Kolmogorov, on globalise ainsi tous les tourbillons de dimensions inférieures à

$$(14) \qquad \ell_\tau \sim \varepsilon^{1/2} \; \tau^{3/2}$$

(où ε est le taux de transfert d'énergie turbulente).

En l'absence de stratification, il y correspond une viscosité turbulente :

$$(15) \qquad \nu_0 \sim \varepsilon \; \tau^2 \; .$$

Dans des eaux stratifiées, la viscosité turbulente ν et la diffusivité turbulente λ sont fonctions du nombre de Richardson. On peut écrire [Munk et Anderson (1948)] :

(16) $$\nu = \frac{\nu_0}{(1 + 10\ Ri)^{1/2}}$$

(17) $$\lambda = \frac{\nu_0}{(1 + 3{,}33\ Ri)^{3/2}} .$$

Le taux de transfert de l'énergie turbulente ε est typiquement de l'ordre de $10^{-6}\ m^2\ s^{-3}$, dans une mer continentale peu profonde à fortes marées. Dans l'estuaire, les contraintes latérales et les irrégularités marquées du fond contribuent à intensifier la turbulence et donc à augmenter la valeur de ε ($\varepsilon \sim 10^{-5}$) .

Pour un nombre de Richardson de l'ordre de 1 , on obtient :

$$\nu \sim 3 \times 10^{-2}$$

$$\lambda \sim 10^{-2} .$$

Ces valeurs sont en bon accord avec les observations [Bowden (1965), Fischer (1972)].

Examinant l'ordre de grandeur des différents termes des équations (7) à (11), on peut faire les constatations suivantes :

i) les trois termes de l'équation (7) sont du même ordre de grandeur

$$\frac{\partial u_1}{\partial x_1} \sim \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \sim \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \sim 3 \times 10^{-5} ;$$

ii) les termes d'advection sont du même ordre de grandeur dans chacune des équations :

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 a) \sim \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 a) \sim \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 a) \sim 3 \times 10^{-6}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_1) \sim \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 u_1) \sim \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 u_1) \sim 3 \times 10^{-5}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_2) \sim \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 u_2) \sim \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 u_2) \sim 10^{-6}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 u_3) \sim \frac{\partial}{\partial x_2}(u_2 u_3) \sim \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 u_3) \sim 10^{-8}$$

iii) les termes de diffusion turbulente sont de l'ordre de

$$\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda \frac{\partial}{\partial x_3}\right) \sim 10^{-5}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu \frac{\partial u_1}{\partial x_3}\right) \sim 3 \times 10^{-4}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu \frac{\partial u_2}{\partial x_3}\right) \sim 10^{-5}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu \frac{\partial u_3}{\partial x_3}\right) \sim 10^{-7} \ ;$$

iv) les termes de Coriolis et de courbure de la ligne du fleuve sont de l'ordre de :

$$2\,\Omega_2 u_3 - f\,u_2 \sim -\,f\,u_2 \sim 3 \times 10^{-6}$$

$$f\,u_1 - 2\,\Omega_1 u_3 \sim f\,u_1 \sim 10^{-4}$$

$$2\,\Omega_1 u_2 - 2\,\Omega_2 u_1 \sim 10^{-4} \ ;$$

v) les dérivées temporelles sont de l'ordre de :

$$\frac{\partial a}{\partial t} \sim 10^{-5} \quad ; \quad \frac{\partial u_1}{\partial t} \sim 10^{-4}$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} \sim 3 \times 10^{-6} \quad ; \quad \frac{\partial u_3}{\partial t} \sim 3 \times 10^{-8} \ .$$

Ces chiffres ne sont évidemment qu'illustratifs et chaque terme peut varier selon des circonstances locales ou occasionnelles (par exemple $f\,u_1$ évalué à 10^{-4} est évidemment beaucoup plus petit au moment du renversement de la marée, des particularités du lit du fleuve peuvent engendrer des vitesses transversales plus importantes, ...).

On convient cependant que lorsqu'il existe au moins un facteur 100 entre les valeurs caractéristiques de deux termes, le plus petit peut être négligé, ses valeurs extrêmes n'excédant vraisemblablement jamais quelques pourcents du plus grand sur une distance ou un intervalle de temps significatifs.

Dans ces conditions, dans l'équation (11), tous les termes évalués (maximum 10^{-7}) sont totalement négligeables devant la poussée a ($\sim 10^{-1}$) . Celle-ci doit donc être équilibrée par $\frac{\partial q}{\partial x_3}$, soit

$$a = -\frac{\partial q}{\partial x_3} \ . \qquad (18)$$

Dans l'équation (10), il semble raisonnable de négliger les termes non-linéaires d'advection ($\sim 10^{-6}$) devant $f\,u_1$ ($\sim 10^{-4}$) et la diffusion verticale ($\sim 10^{-5}$). La dérivée temporelle ($\sim 3 \times 10^{-6}$) pourrait éventuellement être négligée en première approximation. En réalité, l'intérêt de cette équation est essentiellement de permettre d'apprécier l'importance du gradient transversal de pression.

(19) $$\frac{\partial q}{\partial x_2} \lesssim 10^{-4} .$$

Dans l'équation (9), les effets de rotation de la terre et de courbure du fleuve ($\sim 3 \times 10^{-6}$) peuvent être négligés vis-à-vis de la diffusion verticale ($\sim 3 \times 10^{-4}$). Les autres termes doivent être conservés et il en est de même de tous les termes des équations (8) et (7).

Afin d'estimer le gradient longitudinal de pression, il est avantageux d'écrire q sous la forme :

(20) $$q = q_\ell + q_v + q_t$$

où q_ℓ est la moyenne de q sur la section droite de l'estuaire et ne dépend que de t et x_1 ; q_v est la moyenne de la différence $q - q_\ell$ sur la largeur et ne dépend que de t, x_1 et x_3 ; q_t enfin est la différence $q - q_\ell - q_v$ fonction de t, x_1, x_2 et x_3.

Substituant dans (18) et (19), on obtient :

$$\frac{\partial q_t}{\partial x_2} \lesssim 10^{-4} \; ; \quad q_t \lesssim 10^{-1}$$

$$a = -\frac{\partial q_v}{\partial x_3} - \frac{\partial q_t}{\partial x_3} \sim -\frac{\partial q_v}{\partial x_3}$$

car le second terme du membre de droite est au moins 10 fois plus petit que a. Celui-ci est donc équilibré par le premier terme. On a donc :

$$q_v \sim O(\ell_3 a) \sim 1 .$$

Pour estimer q_ℓ, on peut se baser sur la valeur de q à la surface libre :

(21) $$q = \frac{p_a}{\rho_m} + g\,\zeta$$

où ζ est l'élévation de la surface.

Pour des élévations de l'ordre du mètre,

$$q_\ell \sim 10 \; ; \quad \frac{\partial q}{\partial x_1} \sim \frac{\partial q_\ell}{\partial x_1} \sim 3 \times 10^{-4} \; .$$

Ce terme est donc comparable à la diffusion verticale $(\sim 3 \times 10^{-4})$, à la dérivée temporelle $(\sim 10^{-4})$ et aux termes d'advection qui, cumulés, atteindraient également cet ordre de grandeur.

En résumé, les équations d'un modèle hydrodynamique tridimensionnel pourraient s'écrire :

(22) $$\nabla.\mathbf{u} = 0 \; ;$$

(23) $$a = - \frac{\partial q}{\partial x_3} \; ;$$

(24) $$\frac{\partial a}{\partial t} + \nabla.\mathbf{u}\, a = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}\right) \; ;$$

(25) $$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \nabla.\mathbf{u}\, u_1 = - \frac{\partial q}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu \frac{\partial u_1}{\partial x_3}\right) \; ;$$

(26) $$\frac{\partial u_2}{\partial t} + f\, u_1 = - \frac{\partial q}{\partial x_2} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu \frac{\partial u_2}{\partial x_3}\right) \; .$$

Ces équations forment un système complet pour les cinq inconnues u_1 , u_2 , u_3 , a , q .

4.- Les modèles bidimensionnels postulant la quasi-homogénéité transversale

Dans les premiers modèles mathématiques d'estuaires, il était traditionnel de supposer une homogénéité transversale suffisamment bien établie pour pouvoir négliger dans les équations tous les termes contenant des dérivées par rapport à x_2 [*e.g.* Pritchard (1967)].

Ces termes, dans les équations (22), (24) et (25) contenant également la vitesse transversale u_2 , cette hypothèse revient à

considérer que, dans la section précédente, soit la vitesse u_2 a été surestimée, soit la longueur ℓ_2 a été sous-estimée.

Si tel est le cas, l'équation (22) se réduit à :

$$\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = 0 \tag{27}$$

et il est possible d'introduire une fonction de courant telle que

$$u_1 = \frac{\partial \psi}{\partial x_3} ; \tag{28}$$

$$u_3 = - \frac{\partial \psi}{\partial x_1} \tag{29}$$

et de réduire le système des équations hydrodynamiques aux trois équations :

$$a = - \frac{\partial q}{\partial x_3} \tag{30}$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} + \frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial a}{\partial x_1} - \frac{\partial \psi}{\partial x_1} \frac{\partial a}{\partial x_3} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3} \right) \tag{31}$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t \, \partial x_3} + \frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3 \, \partial x_1} - \frac{\partial \psi}{\partial x_1} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = - \frac{\partial q}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\nu \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} \right) \tag{32}$$

pour les trois variables ψ , a , q ; cette dernière étant considérée également comme une fonction de t , x_1 et x_3 uniquement.

L'équation (26) est ignorée, dans ce type de modèle, puisqu'elle fait intervenir des variables devenues sans intérêt u_2 et q_t .

En examinant cependant cette équation, on s'aperçoit que dans le cas de l'Escaut, ces modèles simplifiés doivent être pris avec énormément de réserve.

En effet, le terme $f u_1$, atteignant des valeurs de 10^{-4} et devant être équilibré par un autre terme au moins si ℓ_2 est plus grand (un ordre de grandeur, au moins) que 10^3 , il faut soit que q_t soit plus important ($q_t \sim 1$ au lieu de 10^{-1}), soit que u_2 soit plus grand. Dans le premier cas, q_t intervient à part entière dans des équations comme (23) et il n'est pas possible de considérer que q ne dépend pas de x_2 . Dans le second cas, l'augmentation de u_2 compensant celle de ℓ_2 , il est vraisemblable que les termes contenant $\frac{\partial u_2}{\partial x_2}$ ou $u_2 \frac{\partial}{\partial x_2}$ ne puissent plus être négligés.

Le modèle simplifié resterait valable si u_2 était petit ($u_2 \ll 3 \times 10^{-2}$) mais les observations semblent indiquer que, dans l'estuaire de l'Escaut, il est loin d'en être ainsi à plusieurs endroits.

5.- Les modèles intégrés sur la largeur

Si on ne s'intéresse pas, au premier chef, aux variations transversales, il est intéressant d'intégrer les équations d'évolution d'une berge à l'autre et d'étudier l'évolution longitudinale et verticale de grandeurs moyennes ou intégrées sur la largeur.

Soient

$$x_2 = D(x_1, x_3) \tag{33}$$

$$x_2 = -\Delta(x_1, x_3) \tag{34}$$

les équations des berges.

Celles-ci n'étant pas perméables, elles doivent constituer des surfaces de courants.

$$u_1 \frac{\partial D}{\partial x_1} + u_3 \frac{\partial D}{\partial x_3} = u_2 \qquad \text{en} \quad x_2 = D \tag{35}$$

$$u_1 \frac{\partial \Delta}{\partial x_1} + u_3 \frac{\partial \Delta}{\partial x_3} = -u_2 \qquad \text{en} \quad x_2 = -\Delta\ . \tag{36}$$

Soient

$$V_1 = L\,\overline{u}_1 = \int_{-\Delta}^{D} u_1\, dx_2 \tag{37}$$

$$V_3 = L\,\overline{u}_3 = \int_{-\Delta}^{D} u_3\, dx_2 \tag{38}$$

$$A = L\,\overline{a} = \int_{-\Delta}^{D} a\, dx_2 \tag{39}$$

où une barre désigne une valeur moyenne sur la largeur et

$$L = \Delta + D\ . \tag{40}$$

Désignant par $\sim$ les déviations par rapport à la moyenne, on écrit :

(41) $$u_1 = \bar{u}_1 + \tilde{u}_1$$

(42) $$u_3 = \bar{u}_3 + \tilde{u}_3$$

(43 $$a = \bar{a} + \tilde{a} \ .$$

Intégrant l'équation (22) de $-\Delta$ à D, on obtient :

$$\int_{-\Delta}^{D} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3}\right) dx_2 + [u_2]_D - [u_2]_\Delta$$

$$= \frac{\partial V_1}{\partial x_1} - [u_1]_D \frac{\partial D}{\partial x_1} - [u_1]_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_1} + \frac{\partial V_3}{\partial x_3} - [u_3]_D \frac{\partial D}{\partial x_3}$$

$$- [u_3]_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_3} + [u_2]_D - [u_2]_{-\Delta}$$

$$= \frac{\partial V_1}{\partial x_1} + \frac{\partial V_3}{\partial x_3} = 0 \ ;$$

les termes soulignés se détruisent en vertu de (35) et (36).

Intégrant l'équation (24) de $-\Delta$ à D, on a :

$$\int_{-\Delta}^{D} \left[\frac{\partial a}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(u_1 a) + \frac{\partial}{\partial x_3}(u_3 a)\right] dx_2 + [u_2 a]_D - [u_2 a]_\Delta$$

$$- \int_{-\Delta}^{D} \left(\frac{\partial}{\partial x_3} \lambda \frac{\partial}{\partial x_3}\right) dx_2$$

$$= \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1} \int_{-\Delta}^{D} u_1 a \, dx_2 - [u_1 a]_D \frac{\partial D}{\partial x_1} - [u_1 a]_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_1}$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x_3} \int_{-\Delta}^{D} u_3 a \, dx_2 - [u_3 a]_D \frac{\partial D}{\partial x_3} - [u_3 a]_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_3} + [u_2 a]_D$$

(45) $$- [u_2 a]_\Delta - \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda \frac{\partial A}{\partial x_3}\right) + \frac{\partial}{\partial x_3}\left[\lambda \left(a_D \frac{\partial D}{\partial x_3} + a_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_3}\right)\right]$$

$$+ \left[\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}\right]_D \frac{\partial D}{\partial x_3} + \left[\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}\right]_\Delta \frac{\partial \Delta}{\partial x_3}$$

$$= \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} V_1 A) + \frac{\partial}{\partial x_1} \int_{-\Delta}^{D} \tilde{u}_1 \tilde{a} \, dx_2 + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} V_3 A)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x_3} \int_{-\Delta}^{D} \tilde{u}_3 \tilde{a} \, dx_3 - \frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda \frac{\partial A}{\partial x_3}\right)$$

$$= 0 \ ,$$

les termes soulignés s'éliminant en vertu de (35) et (36) et les quatre derniers termes étant négligeables devant $\frac{\partial}{\partial x_3}(\lambda \frac{\partial A}{\partial x_3})$. En effet :

$$\frac{\partial}{\partial x_3}(\lambda \frac{\partial A}{\partial x_3}) \sim 0(\frac{\lambda a L}{\ell_3^2}) \sim 10^{-2}$$

tandis que, par exemple :

$$[\lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}]_0 \quad \frac{\partial D}{\partial x_3} \sim 0(\frac{\lambda a}{\ell_3} \frac{\partial D}{\partial x_3}) \sim 10^{-4} .$$

En admettant un maximum de 10 mètres de variation de L sur la profondeur.

Par un raisonnement analogue, en intégrant (25), on obtient :

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} V_1 V_1) + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} V_1 V_3) + \frac{\partial}{\partial x_1} \int_{-\Delta}^{0} \tilde{u}_1 \tilde{u}_1 \, dx_2$$

(46) $$+ \frac{\partial}{\partial x_3} \int_{-\Delta}^{0} \tilde{u}_1 \tilde{u}_3 \, dx_2$$

$$= - L \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_3}(\nu \frac{\partial V_1}{\partial x_3}) .$$

On a tenu compte de ce que, q_t étant négligeable, on pouvait faire $q \sim \bar{q}$. Cette simplification est issue de (26) qui pour le reste n'est plus utile dans le modèle intégré.

Intégrant (23), il vient, avec la même approximation :

(47) $$A = - L \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_3} .$$

On voit apparaître dans (45) et (46) les intégrales des produits des déviations autour de la moyenne. L'observation révèle que ces termes (dont la structure rappelle celle des tensions de Reynolds) sont responsables d'une dispersion longitudinale et verticale semblable à une dispersion turbulente mais considérablement plus efficace.

Sur le modèle de la diffusion turbulente, on pose :

(48) $$\frac{\partial}{\partial x_1} \int_{-\Delta}^{0} (- \tilde{u}_1 \tilde{a}) \, dx_2 = \frac{\partial}{\partial x_1}(\Lambda_1 \frac{\partial A}{\partial x_1})$$

$$(49)\quad \frac{\partial}{\partial x_3}\int_{-\Delta}^{0}(-\tilde{u}_3\tilde{a})\,dx_2+\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\lambda\frac{\partial A}{\partial x_3}\right)=\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\Lambda_3\frac{\partial A}{\partial x_3}\right)$$

$$(50)\quad \frac{\partial}{\partial x_1}\int_{-\Delta}^{0}(-\tilde{u}_1\tilde{u}_1)\,dx_2=\frac{\partial}{\partial x_1}\left(N_1\frac{\partial V_1}{\partial x_1}\right)$$

$$(51)\quad \frac{\partial}{\partial x_3}\int_{-\Delta}^{0}(-\tilde{u}_1\tilde{u}_3)\,dx_2+\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\nu\frac{\partial V_1}{\partial x_3}\right)=\frac{\partial}{\partial x_3}\left(N_3\frac{\partial V_1}{\partial x_3}\right)$$

où N_1 , N_3 , Λ_1 , Λ_3 sont de nouvelles diffusivités.

Selon les observations, [*e.g.* Ronday (1975)][1]:

$$N_1 \sim 10^2 \text{ à } 10^3\ m^2/s\ ; \qquad \Lambda_1 \sim 10^2\ m^2/s$$

$$N_3 \sim 10^{-2} \text{ à } 10^{-3}\ m^2/s\ ; \qquad \Lambda_3 \sim 10^{-2}\ m^2/s\ .$$

L'équation (44) suggère d'introduire une fonction ψ telle que

$$(52)\quad V_1=\frac{\partial\psi}{\partial x_3}$$

$$(53)\quad V_3=-\frac{\partial\psi}{\partial x_1}$$

L'équation (44) est alors identiquement satisfaite. Les équations (45), (46), (47) s'écrivent :

$$(54)\quad \frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x_1}\left(L^{-1}\frac{\partial\psi}{\partial x_3}A\right)-\frac{\partial}{\partial x_3}\left(L^{-1}\frac{\partial\psi}{\partial x_1}A\right)=\frac{\partial}{\partial x_1}\left(\Lambda_1\frac{A}{\partial x_1}\right)+\frac{\partial}{\partial x_3}\left(\Lambda_3\frac{\partial A}{\partial x_3}\right)$$

$$(55)\quad \frac{\partial^2\psi}{\partial t\,\partial x_3}+\frac{\partial}{\partial x_1}\left(L^{-1}\frac{\partial\psi}{\partial x_3}\frac{\partial\psi}{\partial x_3}\right)-\frac{\partial}{\partial x_3}\left(L^{-1}\frac{\partial\psi}{\partial x_3}\frac{\partial\psi}{\partial x_1}\right)=-L\frac{\partial\bar{q}}{\partial x_1}+\frac{\partial}{\partial x_1}\left(N_1\frac{\partial^2\psi}{\partial x_1\,\partial x_3}\right)+\frac{\partial}{\partial x_3}\left(N_3\frac{\partial^2\psi}{\partial x_3^2}\right)$$

$$(56)\quad A=-L\frac{\partial\bar{q}}{\partial x_3}$$

1. N_1 , N_3 , Λ_1 et Λ_3 ne sont en général pas constants le long de l'estuaire. Il faut les regarder comme des paramètres de commande à déterminer par des réflexions théoriques et des exercices de simulation alimentés par la banque de données.

Ces équations constituent un système complet pour les trois variables ψ , A et $\overline{q}$.

6.- Les modèles intégrés sur la profondeur

La simplicité des modèles intégrés sur la largeur était en grande partie le résultat des hypothèses qui s'étaient avérées possibles sur les variations latérales de q .

Il est naturel de penser à complèter les informations fournies par un modèle de ce type par celles que peut apporter un modèle intégré sur la profondeur et faisant apparaître la distribution latérale du champ de vitesse.

Malheureusement, l'intégration sur la profondeur tend à masquer les effets de la stratification verticale qui joue dans le champ de pesanteur, un rôle beaucoup plus important que la stratification transversale et on peut se demander si les informations que l'on gagne sur les courants transverses compensent celles que l'on perd sur les courants de gravité.

Il faut dire également que les modèles bidimensionnels obtenus par intégration sur la profondeur sont plus compliqués que les modèles bidimensionnels obtenus par intégration sur la largeur. On a vu en effet que ces derniers admettaient toujours une fonction de courant permettant de réduire de 1 le nombre de variables. Ceci n'est vrai, dans les modèles intégrés sur la profondeur, que dans le cas stationnaire.

En effet, si $x_3 = \zeta$ et $x_3 = -h$ représentent les équations de la surface et du fond respectivement, on doit avoir :

$$(57) \qquad \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x_1} + u_2 \frac{\partial \zeta}{\partial x_2} = u_3 \qquad \text{en} \qquad x_3 = \zeta$$

$$(58) \qquad u_1 \frac{\partial h}{\partial x_1} + u_2 \frac{\partial h}{\partial x_2} = - u_3 \qquad \text{en} \qquad x_3 = - h \ .$$

Définissant :

$$U_1 = \int_{-h}^{\zeta} u_1 \, dx_3 \tag{59}$$

$$U_2 = \int_{-h}^{\zeta} u_2 \, dx_3 \tag{60}$$

et intégrant (22) de $-h$ à ζ, on obtient :

$$\begin{aligned} &\int_{-h}^{\zeta} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2}\right) dx_3 + [u_3]_{\zeta} - [u_3]_{-h} \\ &= \frac{\partial U_1}{\partial x_1} - [u_1]_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x_1} - [u_1]_{-h} \frac{\partial h}{\partial x_1} + [u_3]_{\zeta} + \frac{\partial U_2}{\partial x_2} \\ &\qquad - [u_2]_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x_2} - [u_2]_{-h} \frac{\partial h}{\partial x_2} - [u_3]_{-h} \\ &= \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \frac{\partial U_2}{\partial x_2} \\ &= 0 \end{aligned} \tag{61}$$

en faisant usage de (57) et (58).

Dans des estuaires bien mélangés et suffisamment larges pour qu'on s'intéresse aux distributions et aux vitesses transversales, il peut être intéressant de joindre au modèle intégré sur la largeur, un modèle intégré sur la profondeur en faisant l'approximation $a \sim 0$.

Ce modèle est alors le même pour l'estuaire et pour la mer continentale peu profonde. Il est décrit en détail ailleurs [Nihoul (1975)] et n'est pas repris ici.

On peut aller plus loin si on possède suffisamment d'information sur la distribution verticale de a (par exemple, le profil est connu expérimentalement ou bien on peut remplacer a par sa valeur moyenne, quitte à diviser la hauteur d'eau en plusieurs couches). Sans cela, l'intégration sur la profondeur transformant les équations aux dérivées partielles en équations intégrales (parce que

$$q = \frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta + \int_{x_3}^{\zeta} a \, dx_3 \,),$$

la simplification qu'elle apporte, en réduisant les dimensions du problème, devient illusoire et le modèle bidimensionnel intégré sur la profondeur cesse d'être compétitif avec le modèle à trois dimensions.

7.- Les modèles intégrés sur la section droite

L'intégration sur la section droite efface le détail des variations verticales et transversales et pour des modèles intégrés de cette façon, il est suffisant d'écrire :

$$q = \frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta \tag{62}$$

où ζ est considéré comme une fonction de t et x_1 seulement et où p_a est la pression atmosphérique moyenne sur la surface d'élévation ζ .

Les équations (22), (24) et (25) peuvent se mettre sous une forme commune.

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla.\mathbf{u}\, m = \nabla.\omega \tag{63}$$

où

$$m = 1 \quad , \quad \omega = 0 \quad \text{dans (22)},$$

$$m = a \quad , \quad \omega = \lambda \frac{\partial a}{\partial x_3} e_3 \quad \text{dans (24)},$$

$$m = u_1 \quad , \quad \omega = -\left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right) e_1 + \nu \frac{\partial u_1}{\partial x_3} e_3 \quad \text{dans (25)}.$$

Si on désigne par v la vitesse moyenne sur la section droite et par v' la déviation autour de cette moyenne, (63) peut s'écrire :

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla.v\, m + \nabla.v'\, m = \nabla.\omega \ . \tag{64}$$

Soit Ω un volume "transporté par le courant moyen v" de base $\mathcal{S}$ et d'épaisseur Δx dans le sens de l'écoulement (fig. 1).

Intégrant sur ce volume, on a par définition :

$$\int_\Omega \left(\frac{\partial m}{\partial t} + \nabla.vm\right) d\Omega = \frac{d}{dt} \int_\Omega m\, d\Omega = \frac{d}{dt} \left(\Delta x \int m\, d\mathcal{S}\right) \tag{65}$$

$$\sim \frac{d}{dt} (\Delta x\, m\, \mathcal{S}) = \Delta x \frac{d}{dt} (m\mathcal{S}) + m\mathcal{S} \frac{d\Delta x}{dt}$$

tenant compte de ce que Δx étant choisi petit, m varie peu sur une distance Δx et notant m la moyenne de m sur la section droite.

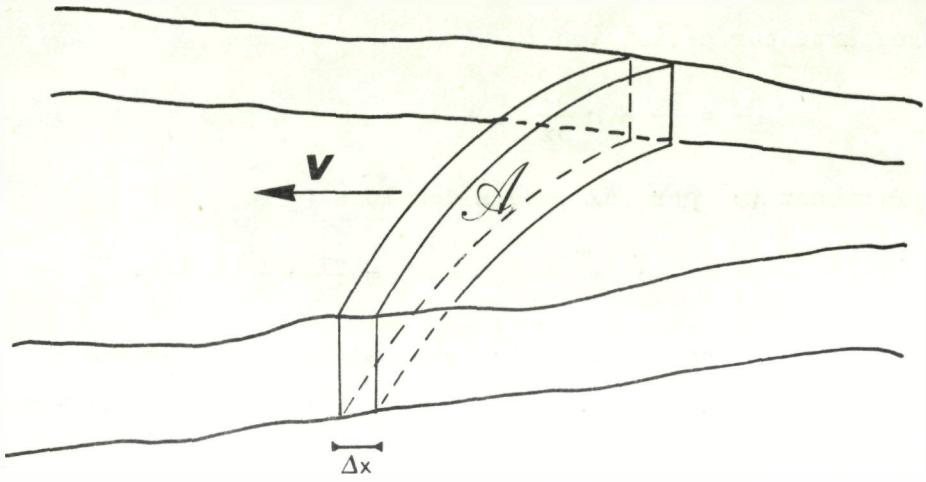


fig. 1.

D'autre part, Σ étant la surface totale englobant Ω :

$$(66) \qquad \int_{\Omega} \nabla.\omega \, d\Omega = \int_{\Sigma} \omega.d\Sigma = \phi_n + \frac{\Delta\phi}{\Delta x} \Delta x$$

où ϕ_n représente le flux du vecteur ω à travers la surface latérale et $\Delta\phi$ la différence des flux sur les sections droites en x et $x + \Delta x$.

De la même façon :

$$(67) \qquad \int_{\Omega} \nabla.(-\nu' m) \, d\Omega = \int_{\Sigma} (-\nu' m).d\Sigma = \psi_n + \frac{\Delta\psi}{\Delta x} \Delta x$$

ψ_n est le flux du vecteur $(-\nu' m)$ à travers la surface latérale et $\Delta\psi$ la différence entre les flux sur les sections droites en x et $x + \Delta x$.

Intégrant (64) en tenant compte de (65), (66) et (67), on obtient :

$$(68) \qquad \Delta x \frac{d}{dt} (m \mathcal{A}) + m \mathcal{A} \frac{d\Delta x}{dt} = \phi_n + \psi_n + \frac{\Delta\phi}{\Delta x} \Delta x + \frac{\Delta\psi}{\Delta x} \Delta x .$$

Δx étant petit, on a :

$$\frac{d\Delta x}{dt} \sim \frac{\partial v}{\partial t}\Delta x \ , \quad \frac{\Delta\phi}{\Delta x} \sim \frac{\partial \phi}{\partial x} \ , \quad \frac{\Delta\psi}{\Delta x} \sim \frac{\partial \psi}{\partial x} \ .$$

D'autre part, par définition :

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v\,\frac{\partial}{\partial x} \ .$$

Divisant (9) par Δx , on a dès lors

$$(69) \qquad \frac{\partial}{\partial t}(m\,\mathcal{A}) + \frac{\partial}{\partial x}(v\,m\,\mathcal{A}) = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} + \hat{\phi}_n + \hat{\psi}_n$$

où $\hat{\phi}_n$ et $\hat{\psi}_n$ sont les flux latéraux par unité de longueur.

Appliquant (69) aux équations (22), (24) et (25), on obtient :

i) pour (22) :

$$m = m = 1 \ , \quad m' = 0 \ , \quad \phi = 0 \ , \quad \psi = 0 \ ,$$

$$(70) \qquad \frac{\partial \mathcal{A}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(v\,\mathcal{A}) = 0 \ ;$$

ii) pour (24) :

$$m = a \ , \quad \omega = \lambda \frac{\partial a}{\partial x_3}\,\mathbf{e}_3 \ ,$$

$$(71) \qquad \psi = \int_{\mathcal{A}} (-\,v'\,m')\,d\mathcal{A} = \Lambda \frac{\partial}{\partial x_1}(a\,\mathcal{A})$$

(en tenant compte de l'effet dispersif de ψ associé à la moyenne sur la section droite du produit des déviations et en paramétrisant ce terme sur le modèle de la dispersion turbulente à l'aide d'une "diffusivité équivalente $\Lambda \sim 10^2\ m^2/s$)

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \ , \quad \hat{\phi}_n = 0 \ , \quad \hat{\psi}_n = 0$$

(en observant que ω n'a pas de composante suivant x , en admettant que la poussée est essentiellement liée à la salinité et en négligeant les échanges de sel avec l'atmosphère, les berges et le fond).

Par conséquent,

$$(72) \qquad \frac{\partial}{\partial t}(a\,\mathcal{A}) + \frac{\partial}{\partial x}(v\,a\,\mathcal{A}) = \frac{\partial}{\partial x}\left[\Lambda \frac{\partial}{\partial x}(a\,\mathcal{A})\right] \ ;$$

iii) pour (25) :

$$m = u_1 \ , \quad m = v \ ,$$

$$\omega = - \left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right) e_1 + \nu \frac{\partial u_1}{\partial x_3} e_3$$

(73) $$\psi = \int_{\mathscr{A}} (- v' \, v') \, d\mathscr{A} = N \frac{\partial}{\partial x_1} (v \, \mathscr{A})$$

(en raisonnant comme précédemment et en introduisant une viscosité équivalente $N \sim 10^2$ à 10^3 m^2/s).

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = - \frac{\partial}{\partial x} \left[\mathscr{A} \left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right)\right]$$

$$\hat{\phi}_n + \hat{\psi}_n = \tau_s - \tau_b - \left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right) \frac{\partial \mathscr{A}}{\partial x}$$

(en introduisant les tensions moyennes τ_s et τ_b sur la surface d'une part, les berges et le fond d'autre part et en tenant compte du fait que si la surface $\mathscr{A}$ varie entre x et $x + \Delta x$, la surface latérale n'est pas un cylindre de génératrices parallèle à e_1 et il y a un flux latéral de $\left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right) e_1$.

Par conséquent,

(74) $$\frac{\partial}{\partial t} (v \, \mathscr{A}) + \frac{\partial}{\partial x} (v \, v \mathscr{A}) = - \mathscr{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p}{\rho_m} + g\zeta\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[N \frac{\partial}{\partial x} (v \, \mathscr{A})\right] .$$

On a, par ailleurs,

(75) $$\mathscr{A} = \mathscr{S} + \zeta L$$

où $\mathscr{S}$ est la section droite "géométrique" du fleuve lorsque $\zeta = 0$.

Comme $\mathscr{S}$ est considérablement plus grand que ζL , on peut remplacer $\mathscr{A}$ par $\mathscr{S}$ dans tous les termes, sauf dans :

$$\frac{\partial \mathscr{A}}{\partial t} = L \frac{\partial \zeta}{\partial t} .$$

Les équations deviennent alors

(76) $$L \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\mathscr{S} \, v) = 0$$

(77) $$\frac{\partial}{\partial t} (\mathscr{S} \, v) + \frac{\partial}{\partial x} (\mathscr{S} \, v \, v) = - \mathscr{S} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p_a}{\rho_m} + g\zeta\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[N \frac{\partial}{\partial x} (v \, \mathscr{S})\right]$$

(78) $$\frac{\partial}{\partial t} (\mathscr{S} \, a) + \frac{\partial}{\partial x} (\mathscr{S} \, v \, a) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\Lambda \frac{\partial}{\partial x} (\mathscr{S} \, a)\right] .$$

Ces équations forment un système complet pour les variables ζ , v et a [ζ et v peuvent être déterminés au préalable par (76) et (77) et substitués dans (78) pour déterminer a]. Les coefficients de mélange longitudinal N et Λ ne sont évidemment pas nécessairement constants tout au long de l'estuaire. En réalité, ils doivent être regardés comme des paramètres de commande à déterminer par des réflexions théoriques et des exercices de simulation alimentés par la banque de données.

8.- Modèle de la circulation résiduelle. Application à l'étude de l'envasement de l'Escaut

La circulation résiduelle peut être définie comme la circulation moyenne sur une période de temps suffisamment longue pour éliminer les oscillations de marées et les courants transitoires dus aux coups de vent.

Elle est liée essentiellement au débit du fleuve et aux courants de gravité associés à la stratification. On peut la décrire par un modèle bidimensionnel intégré sur la largeur.

Si V_1 , V_3 et A représentent respectivement les intégrales de u_1 , u_2 et a sur la largeur, on peut écrire, en vertu de (44), (45) et (46) :

$$\frac{\partial V_1}{\partial x_1} + \frac{\partial V_3}{\partial x_3} = 0 \tag{79}$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} V_1 A) + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} V_3 A) = \frac{\partial}{\partial x_1}(\Lambda_1 \frac{\partial A}{\partial x_1}) + \frac{\partial}{\partial x_3}(\Lambda_3 \frac{\partial A}{\partial x_3}) \tag{80}$$

$$A = - L \frac{\partial \bar{a}}{\partial x_3} \tag{81}$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} V_1 V_1) + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} V_1 V_3) = - L \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_1}(N_1 \frac{\partial V_1}{\partial x_1}) + \frac{\partial}{\partial x_3}(N_3 \frac{\partial V_1}{\partial x_3}) \tag{82}$$

Si $<>$ désigne une moyenne sur un temps θ couvrant plusieurs marées et si

(83) $$U_i = \langle V_i \rangle \qquad i = 1,2$$

(84) $$V_i = U_i + W_i \qquad i = 1,2$$

(85) $$B = \langle A \rangle$$

(86) $$A = B + C$$

(87) $$\pi = \langle \overline{q} \rangle \ ,$$

on a, intégrant les équations (79) à (82) sur θ (et supposant θ suffisamment long pour négliger la contribution de la dérivée temporelle) :

(88) $$\frac{\partial U_1}{\partial x_1} + \frac{\partial U_3}{\partial x_3} = 0$$

(89) $$\frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} U_1 B) + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} U_3 B) = \frac{\partial}{\partial x_1}\{\Lambda_1 \frac{\partial B}{\partial x_1} + L^{-1} \langle - W_1 C \rangle\} + \frac{\partial}{\partial x_3}\{\Lambda_3 \frac{\partial B}{\partial x_3} + L^{-1} \langle - W_3 C \rangle\}$$

(90) $$\frac{\partial}{\partial x_1}(L^{-1} U_1 U_1) + \frac{\partial}{\partial x_3}(L^{-1} U_1 U_3) = - L \frac{\partial \pi}{\partial x_1} + \frac{\partial}{\partial x_1}\{N_1 \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + L^{-1} \langle - W_1 W_1 \rangle\} + \frac{\partial}{\partial x_3}\{N_3 \frac{\partial U}{\partial x_3} + L^{-1} \langle - W_3 W_1 \rangle\}$$

(91) $$B = - L \frac{\partial \pi}{\partial x_3} \ .$$

On constate que la moyenne des termes quadratiques donne, une nouvelle fois, deux contributions; la première constituée par le produit des moyennes, la seconde par la moyenne du produit des fluctuations. Cette seconde contribution participe à la dispersion et s'ajoute aux actions de la turbulence et de l'effet cisaillant. En première approximation, on peut paramétriser l'ensemble des actions dispersives, sur le modèle de dispersion turbulente, en introduisant de nouveaux coefficients de dispersion K_1 , K_3 , M_1 , M_3 tels que

$$\Lambda_1 \frac{\partial B}{\partial x_1} + L^{-1} <- W_1 C> = K_1 \frac{\partial B}{\partial x_1} \tag{92}$$

$$\Lambda_3 \frac{\partial B}{\partial x_3} + L^{-1} <- W_3 C> = K_3 \frac{\partial B}{\partial x_3} \tag{93}$$

$$N_1 \frac{\partial U_1}{\partial x_1} + L^{-1} <- W_1 W_1> = M_1 \frac{\partial U_1}{\partial x_1} \tag{94}$$

$$N_3 \frac{\partial U_1}{\partial x_3} + L^{-1} <- W_3 W_1> = M_3 \frac{\partial U_1}{\partial x_3} \tag{95}$$

avec, d'après les observations (MKS) [*e.g.* Ronday (1975)]:

$$K_1 \sim 10^2 \; ; \quad K_3 \sim 10^{-2} \; ; \quad M_1 \sim 10^3 \; ; \quad M_3 \sim 10^{-1} \; .$$

En réalité, K_1 , K_3 , M_1 et M_3 doivent être regardés comme des paramètres de commande à déterminer par inspection de la base de donnée. Ce sont, en général, des fonctions de x_1 . On peut les supposer, en première instance, indépendantes de x_3 .

Si ℓ_1 et ℓ_3 désignent des longueurs caractéristiques des variations horizontales et verticales du champ de vitesse, on doit avoir, en vertu de (88) :

$$\frac{U_1}{\ell_1} \sim \frac{U_3}{\ell_3} \; .$$

Dans l'équation (90), les termes de gauche sont de l'ordre de :

$$\frac{L^{-1} U_1 U_1}{\ell_1} \; .$$

Le second terme du membre de droite est, utilisant (94), de l'ordre de

$$\frac{M_1 U_1}{\ell_1^2}$$

tandis que le dernier terme du membre de droite, en vertu de (95), est de l'ordre

$$\frac{M_3 U_1}{\ell_3^2} \; .$$

Prenant [Ronday (1975)],

$$\ell_3 \sim 10 \; ; \quad \ell_1 \sim 10^4 \; ; \quad L^{-1} U_1 \sim 10^{-2}$$

on voit que le terme de dispersion verticale est 100 à 1000 fois plus grand que les termes d'advection et de dispersion horizontale et doit être, par conséquent, équilibré par $- L \frac{\partial \pi}{\partial x_1}$.

Une simplification semblable n'est pas, en général, possible dans l'équation (89) qui ne contient pas de terme analogue au gradient de pression et où le terme de dispersion verticale est comparativement beaucoup moins important; les gradients verticaux de salinité étant considérablement moins marqués que les gradients verticaux de vitesse.

L'équation (88) permet l'introduction d'une fonction de courant résiduelle ψ_0 telle que :

$$U_1 = \frac{\partial \psi_0}{\partial x_3} \tag{96}$$

$$U_3 = - \frac{\partial \psi_0}{\partial x_1} \; . \tag{97}$$

Eliminant U_1 , U_3 et B , on obtient :

$$\frac{\partial \psi_0}{\partial x_3} \frac{\partial^2 \pi}{\partial x_1 \, \partial x_3} - \frac{\partial \psi_0}{\partial x_1} \frac{\partial^2 \pi}{\partial x_3^2} = \frac{\partial}{\partial x_1} \{K_1 \frac{\partial}{\partial x_1} (L \frac{\partial \pi}{\partial x_3})\} + \frac{\partial}{\partial x_3} \{K_3 \frac{\partial}{\partial x_3} (L \frac{\partial \pi}{\partial x_3})\} \tag{98}$$

$$\frac{\partial}{\partial x_3} (M_3 \frac{\partial^2 \psi_0}{\partial x_3^2}) = L \frac{\partial \pi}{\partial x_1} \; . \tag{99}$$

Les équations (98) et (99) constituent un système complet pour les variables ψ_0 et π . Dans ces équations L , K_1 , K_3 et M_3 doivent être regardés comme des paramètres de commande à déterminer par réflexions théoriques et exercices de simulation fondés sur la base de donnée.

La figure 2 montre, par exemple, la variation selon x_1 du coefficient de dispersion longitudinale K_1 calculé à partir des résultats expérimentaux de Wollast. L'allure générale de la courbe a été interprétée théoriquement par Ronday (1975).

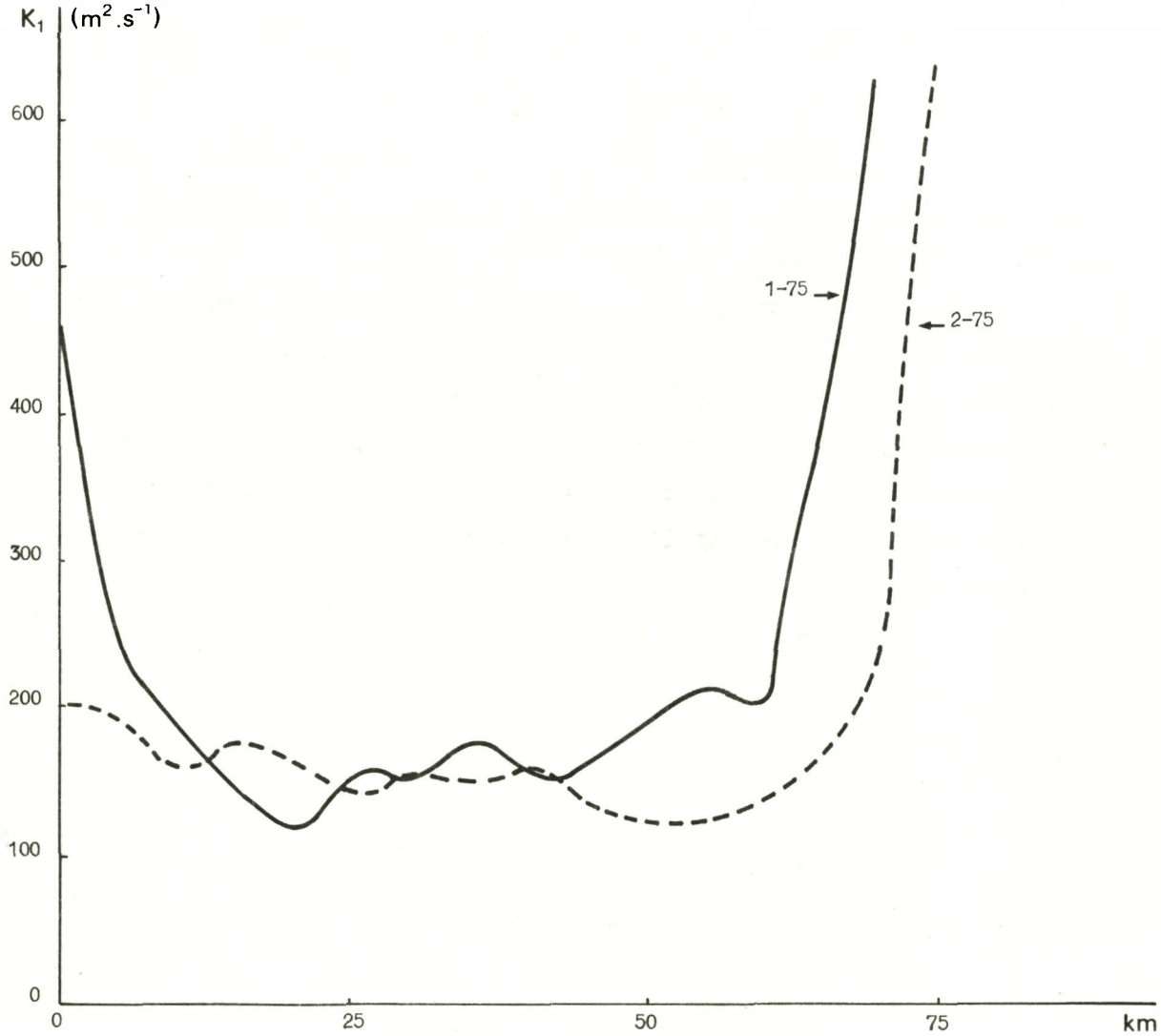


fig. 2.

La figure 3 représente, pour un tronçon de l'Escaut allant du Ruppel à la mer, les lignes d'égales vitesses horizontales calculées par le modèle dans le cas d'un débit égal à quatre fois le débit d'étiage.

Les courants sont exprimés en mètres par seconde. La courbe en traits d'axes (notée n = 4) indique la ligne de courant résiduel nul pour ce débit. On constate sur l'échelle de salinité imprimée sur la

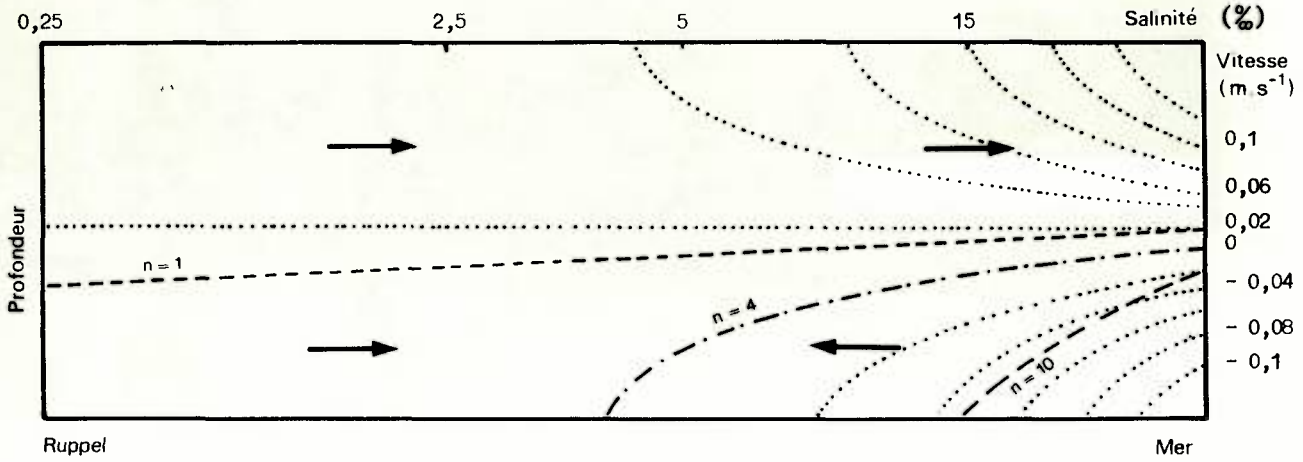


fig. 3.

partie supérieure du diagramme (et correspondant au même débit) que le courant résiduel s'annule au fond à l'endroit où une salinité de quelques ‰ est observée.

C'est pour cette valeur que la floculation des suspensions se produit. Celles-ci précipitent par conséquent dans une région où le charriage est négligeable et s'accumulent ainsi au point de sédimentation.

A titre de référence, deux courbes en traits interrompus, notées $n = 1$ et $n = 10$, indiquent les lignes de courant nul pour des débits respectivement égaux au débit d'étiage et à 10 fois celui-ci.

L'échelle de salinité est évidemment décalée de façon correspondante et la zone de précipitation paraît se déplacer avec la région où le courant de fond s'annule.

Lorsque le débit augmente ou diminue et revient à des valeurs typiques, $n \sim 4$, les courants de fond aux endroits du dépôt correspondant à $n = 1$ et $n = 10$ sont opposés et tendent comme le montrent les flèches sur la figure à ramener les sédiments fraîchement déposés dans la zone médiane.

Ceci explique l'accumulation des dépôts sédimentaires vaseux dans une région de l'Escaut relativement limitée.

9.- Les modèles chimiques et écologiques

L'équation (6) n'a pas été discutée. En réalité, elle se traite exactement comme l'équation pour la poussée avec cette différence qu'il faut tenir compte des termes de sources Q_a , d'interactions I_a , de sédimentation $\sigma_a \frac{\partial r_a}{\partial x_3}$ et des transferts aux frontières (selon la nature de r_a , il peut y avoir des apports atmosphériques ou des échanges avec les sédiments de fond, par exemple).

Ces contributions additionnelles éventuelles doivent être paramétrisées dans chaque cas particulier.

Dans le cas de traceurs passifs ou semi-passifs comme la silice dissoute (pour laquelle il suffit d'introduire, dans les équations, un

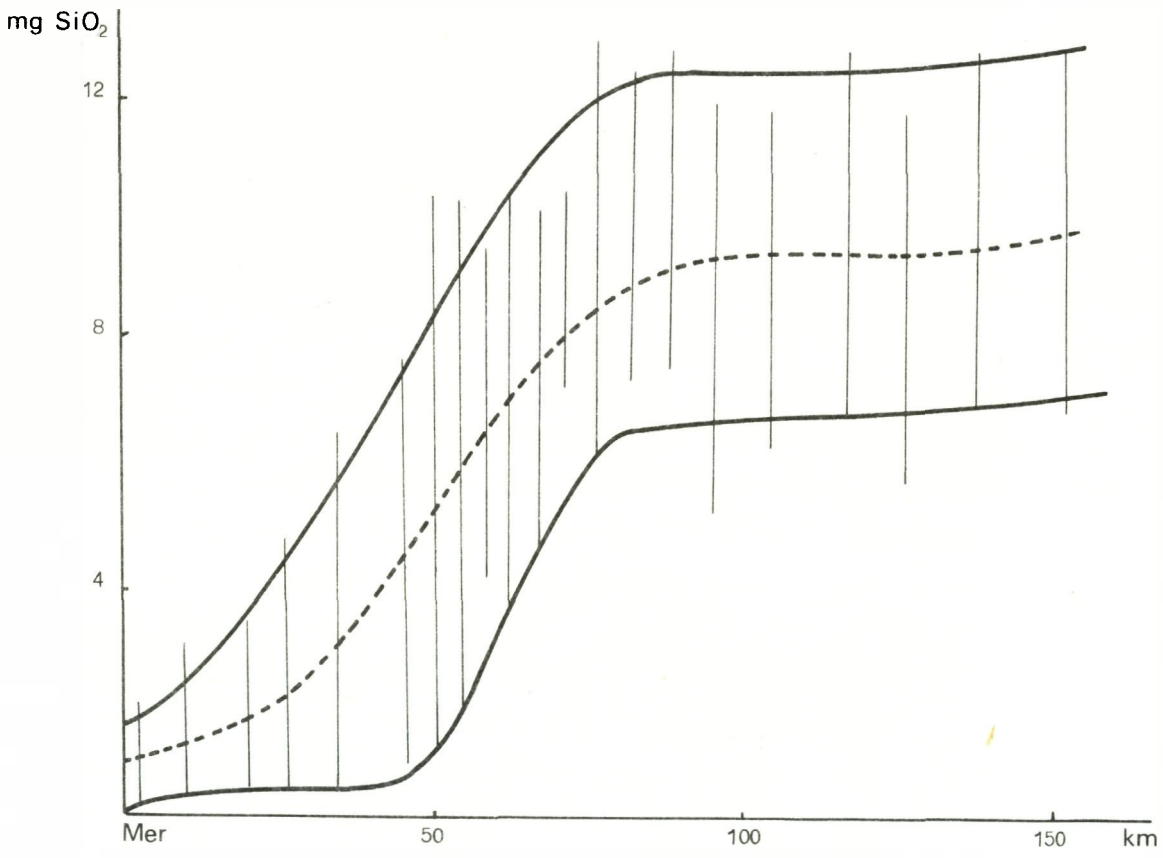


fig. 4.

terme de consommation par les diatomées et, dans les conditions aux limites — apparaissant dans les équations intégrées sur la section droite — un terme d'apport latéral), les équations écrites pour la poussée sont adaptées sans difficulté.

La figure 4 [Wollast (1973)] montre par exemple les profils longitudinaux de silice dissoute dans l'estuaire de l'Escaut calculés dans trois situations caractéristiques : hiver (courbe supérieure), été (courbe inférieure) et une situation moyenne (courbe intermédiaire), à l'aide d'un modèle intégré sur la section droite. Les barres verticales représentent les variations locales observées.

Références

BOWDEN, K.F., (1965). *J. Fluid Mech.*, 21, 83.

FISCHER, H.B., (1972). *J. Fluid Mech.*, 53, 671.

JÄGER, Ph., (1973). Programme national sur l'environnement physique et biologique, Projet Mer, Rapport N19 (compilé d'après Stormvloeden op de Schelde, 1966, Ministerie van Openbare Werken, vol. II, IV, V).

MUNK, W.H. and ANDERSON, E.R., (1948). *J. Mar. Res.*, 7, 276.

NIHOUL, J.C.J., (1975). *Modelling of Marine Systems*, Elsevier Publ., Amsterdam.

PRITCHARD, D.W., (1967). *Estuaries*, AAAS Publ., U.S.A.

RONDAY, F.C., (1975). *Annales des Travaux Publics de Belgique*, 4, 1.

WOLLAST, R., (1973). *in* Math. Modelsea, (1973). Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, E19.

Chapitre III

Physico-chimie de l'estuaire

INTRODUCTION

L'estuaire se caractérise par des modifications profondes des propriétés physico-chimiques du milieu, liées au mélange des eaux douces d'origine continentale et de l'eau de mer. Ces modifications entraînent à leur tour une série de transformations des espèces chimiques, qui affecte leur distribution.

D'autre part, les caractéristiques hydrodynamiques du fleuve se traduisent par des temps de séjour extrêmement élevés des eaux douces et des substances qu'elles transportent, dans la zone estuarienne. Il en résulte des phénomènes d'accumulation locale et des temps de réaction fort longs qui permettent aux substances de subir des transformations profondes, même si elles évoluent lentement.

L'influence des variations de salinité a déjà fait l'objet d'une description dans le premier chapitre de ce volume. Nous nous consacrerons plus particulièrement ici à décrire l'évolution de la matière organique et des substances nutritives qui lui sont associées, telles que les diverses formes de l'azote et de la silice.

On montre d'autre part, que les processus liés aux transformations de la matière organique, se répercutent sur d'autres substances telles que les métaux lourds.

A.- DEGRADATION DE LA MATIERE ORGANIQUE ET PROCESSUS D'OXYDO-REDUCTION DANS L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT

par

G. BILLEN, J. SMITZ, M. SOMVILLE, R. WOLLAST

1.- Introduction

L'apport de matière organique exogène dans les milieux aquatiques, par l'activité microbiologique qu'elle stimule directement ou indirectement, est un des facteurs les plus importants de modification des conditions physico-chimiques de ces milieux.

La plupart des modèles mis au point pour décrire la pollution des rivières par les rejets de matière organique ne diffèrent pas fondamentalement du modèle initialement proposé par Streeter et Phelps (1925), dont les hypothèses de base peuvent être résumées de la façon suivante :

a) La vitesse de dégradation de la matière organique (activité hétérotrophe) est supposée du premier ordre par rapport à la concentration en matière organique.

b) L'effet de la pollution est décrit seulement en terme de concentration en oxygène dissous, laquelle est déterminée par un bilan entre la consommation d'oxygène par l'activité hétérotrophe (supposée exclusivement aérobie) d'une part, et la réaération par l'atmosphère d'autre part.

Avec certains amendements introduits par d'autres auteurs (des temps de latence ont été introduits pour tenir compte de la cinétique de la prolifération bactérienne, après un rejet de matière organique, la nitrification a été prise en considération dans le bilan d'oxygène, etc.), ce type de modèle a fourni des résultats satisfaisants dans certains cas favorables [Downing (1962)]. Cependant, beaucoup de nos rivières et de nos estuaires sont dans un état si avancé de pollution

que les hypothèses de base de Streeter et Phelps ne peuvent plus leur être appliquées :

a) La charge organique est souvent si importante qu'elle ne constitue plus le facteur limitant de l'activité hétérotrophe. L'hypothèse d'une cinétique du premier ordre pour la dégradation de la matière organique est donc dans ces cas irréaliste.

b) L'oxygène est fréquemment entièrement épuisé et un rôle important est joué dans l'activité hétérotrophe par les respirations anaérobies (utilisation d'autres oxydants que l'oxygène pour l'oxydation de la matière organique). Dès lors, un bilan complet d'oxydo-réduction est nécessaire, plutôt qu'un simple bilan d'oxygène pour décrire l'effet de la pollution et la cinétique de l'autoépuration.

A certains égards, les processus bactériens qui se déroulent dans les rivières ou les estuaires hautement pollués ressemblent plus à ceux qui se déroulent dans les bassins stratifiés [Richards (1965)] ou dans les sédiments [Thorstenson (1970)] qu'à ceux décrits par le modèle classique de Streeter et Phelps.

L'Escaut, par l'importance de la charge organique qu'il reçoit par son cours amont, par le Rupel et par la ville d'Anvers, et par les temps de séjour très longs des masses d'eau dans sa zone estuarienne, est certainement très éloigné de la rivière idéale décrite par Streeter et Phelps. L'oxygène fait défaut presque en permanence dans la zone amont de l'estuaire, et des potentiels rédox très bas (jusqu'à - 100 mV) peuvent y être atteints.

Nous présenterons tout d'abord quelques observations réalisées dans l'estuaire de l'Escaut concernant les processus microbiologiques et les changements d'oxydo-réduction qu'ils engendrent. Nous discuterons ces observations en terme de thermodynamique et de cinétique des processus impliqués. De cette discussion sortiront les principes d'un modèle permettant de simuler de façon simple l'ensemble des processus d'oxydo-réduction dans l'estuaire : nous en présenterons les résultats et en discuterons les limitations.

2.- Observations dans l'estuaire de l'Escaut

2.1.- Activité hétérotrophe

2.1.1.- Méthode de mesure de l'activité hétérotrophe

L'activité bactérienne hétérotrophe dans les eaux naturelles est généralement estimée par mesure de la vitesse initiale de consommation de l'oxygène dans un échantillon non dilué. Cette méthode n'est forcément pas applicable dans les milieux anaérobies.

Romanenko (1964) a été le premier à mesurer l'activité hétérotrophe tant en aérobiose qu'en anaérobiose, par incorporation de bicarbonate-^{14}C à l'obscurité. La méthode repose sur le fait qu'une partie du carbone métabolisé par les bactéries hétérotrophes provient de la fixation anaplérotique de CO_2 . Cette fraction était supposée être de 4 % par Romanenko; Sorokin (1965) a montré sur cultures pures de bactéries hétérotrophes que ce rapport peut varier entre 1,5 et 8 % selon l'espèce et le substrat organique utilisé; des valeurs jusqu'à 30 % sont mêmes mentionnées pour certaines bactéries sulfato-réductrices. Overbeck (1974) a montré d'autre part que ce rapport est aussi fonction de l'état de croissance des bactéries en culture. En dépit de cette variabilité, nous avons décidé d'utiliser l'incorporation de bicarbonate marqué à l'obscurité comme une mesure semi-quantitative de l'activité bactérienne hétérotrophe.

Les incubations ont été réalisées soit en tubes ouverts, soit en bouteille Winkler étanches à l'air. Les deux méthodes fournissent des résultats très semblables, sauf dans le cas d'eaux très réductrices (Eh < 100 mV), où l'incorporation mesurée en tube ouvert est environ 2 à 3 fois plus importante qu'en bouteille fermée. Cette différence est probablement due à une stimulation artificielle des métabolismes aérobies par réaération de l'eau dans les tubes ouverts. Dans ces cas, seule la mesure réalisée en bouteille fermée a été considérée.

Il a été montré, par l'usage d'inhibiteurs spécifiques de la nitrification, que l'incorporation de bicarbonate par les bactéries nitrifiantes autotrophes constituait moins de 15 % de l'incorporation biologique totale dans l'eau de l'Escaut. Ceci est probablement aussi

le cas pour les autres métabolismes autotrophes se déroulant dans l'estuaire, de telle sorte que l'incorporation de bicarbonate peut être considérée en bonne approximation comme due essentiellement à l'activité hétérotrophe.

Dans un petit nombre de cas, l'activité hétérotrophe globale a également été estimée en suivant pendant 4 jours l'augmentation de la concentration en bicarbonate dans des échantillons d'eau incubés en bouteille Winkler à température *in situ* et à l'obscurité. Les résultats sont donnés dans le tableau 1.

Tableau 1

Comparaison de deux méthodes pour évaluer l'activité hétérotrophe totale
Estuaire de l'Escaut, mai 1974

Station	Activité hétérotrophe totale mesurée par la production de HCO_3^-	Incorporation anaplérotique de HCO_3^-	Fraction du métabolisme carboné total provenant du HCO_3^-
km 80	1,8 µmoles/ℓ.h	0,17 µmoles/ℓ.h	9,4 %
km 100	3,6 µmoles/ℓ.h	0,24 µmoles/ℓ.h	6,6 %

2.1.2.- Résultats

Une série de profils longitudinaux de l'activité hétérotrophe dans l'estuaire de l'Escaut, mesurés à diverses saisons sont représentés dans la figure 1. De façon générale, des activités très importantes se présentent en amont, puis chutent brutalement entre le km 60 et le km 70 , c'est-à-dire lorsque la salinité atteint des valeurs de 2 à 4 gCl^-/ℓ . Ceci permet de distinguer dans l'estuaire de l'Escaut deux zones bien délimitées : l'une en amont, avec de hautes activités hétérotrophiques, l'autre en aval, avec des activités hétérotrophiques beaucoup plus faibles.

Dans les deux zones, la valeur absolue de l'incorporation de bicarbonate présente d'importantes variations saisonnières. Pour chaque croisière, la valeur moyenne de l'incorporation de bicarbonate dans la zone amont a été portée en graphique en fonction de la température moyenne dans la figure 2. La dépendance observée peut être décrite approximativement

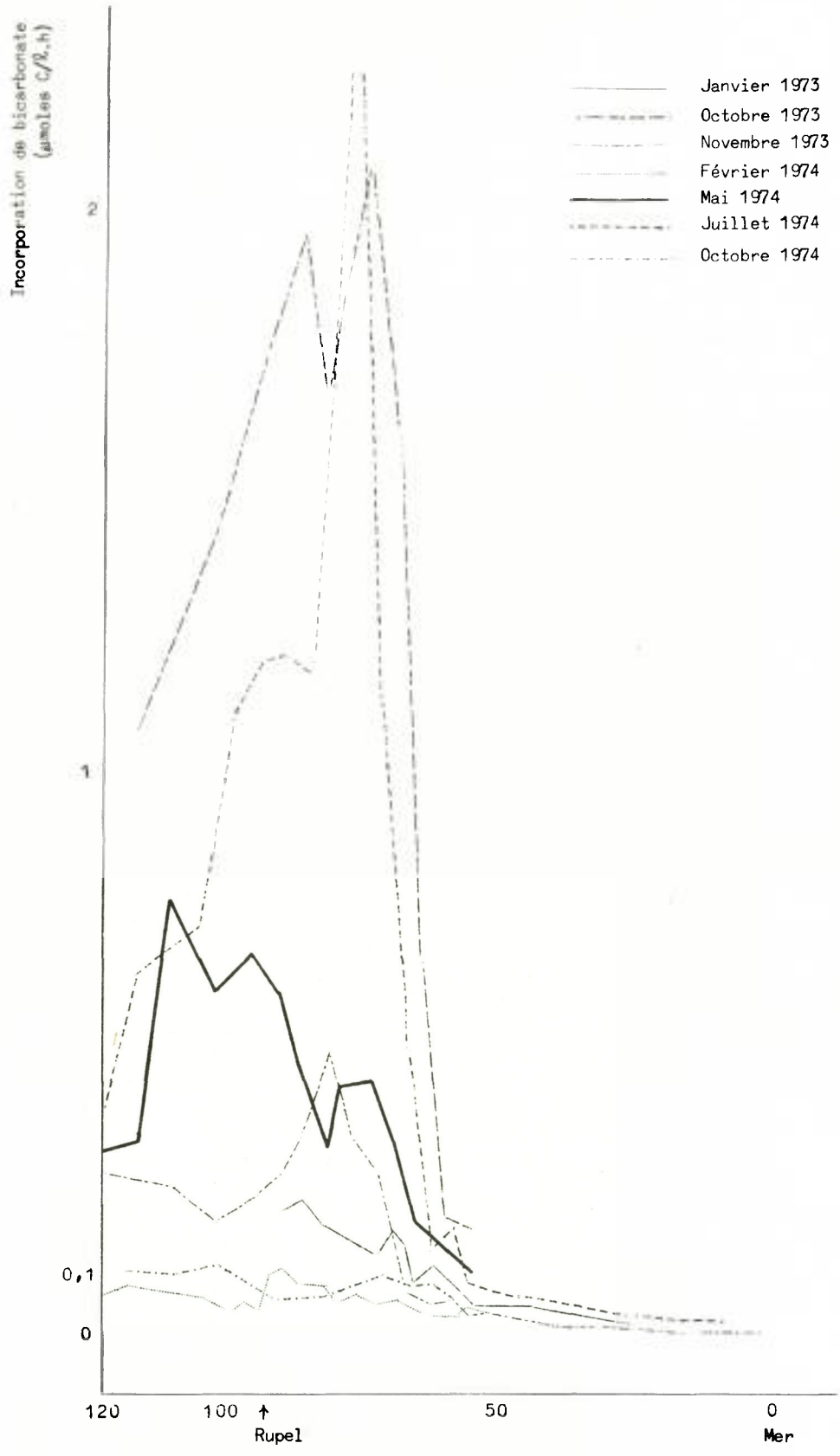


fig. 1.

Profils longitudinaux de l'incorporation de bicarbonate à l'obscurité

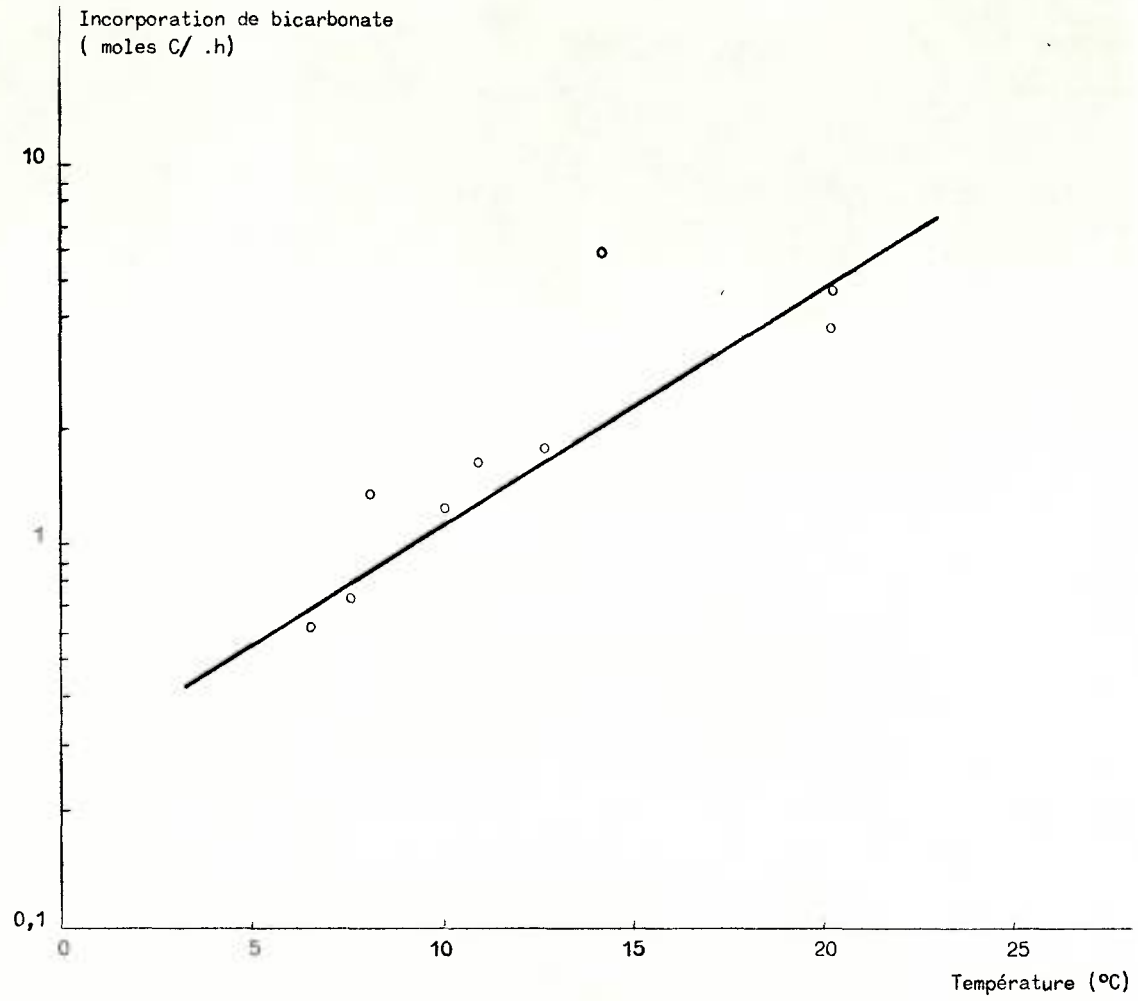


fig. 2.

Relation entre l'activité moyenne d'incorporation de bicarbonate à l'obscurité dans la zone Rupel-Anvers et la température de l'eau.

par la relation :

$$\frac{I(t)}{I(t')} = 10^{\frac{t-t'}{16}} .$$

Cette dépendance reflète à la fois l'effet direct de la température sur le métabolisme individuel des bactéries (effet physiologique), les modifications quantitatives et qualitatives des populations bactériennes de

saison à saison (effet sociologique) et les variations consécutives éventuelles de la fraction du métabolisme carboné provenant de l'incorporation de bicarbonate.

2.2.- Distribution longitudinale des propriétés oxydo-réductrices

2.2.1.- Mesure du potentiel rédox à l'électrode de platine

Le potentiel développé à la surface d'une électrode de platine plongée dans une eau naturelle donne une idée de la disponibilité globale

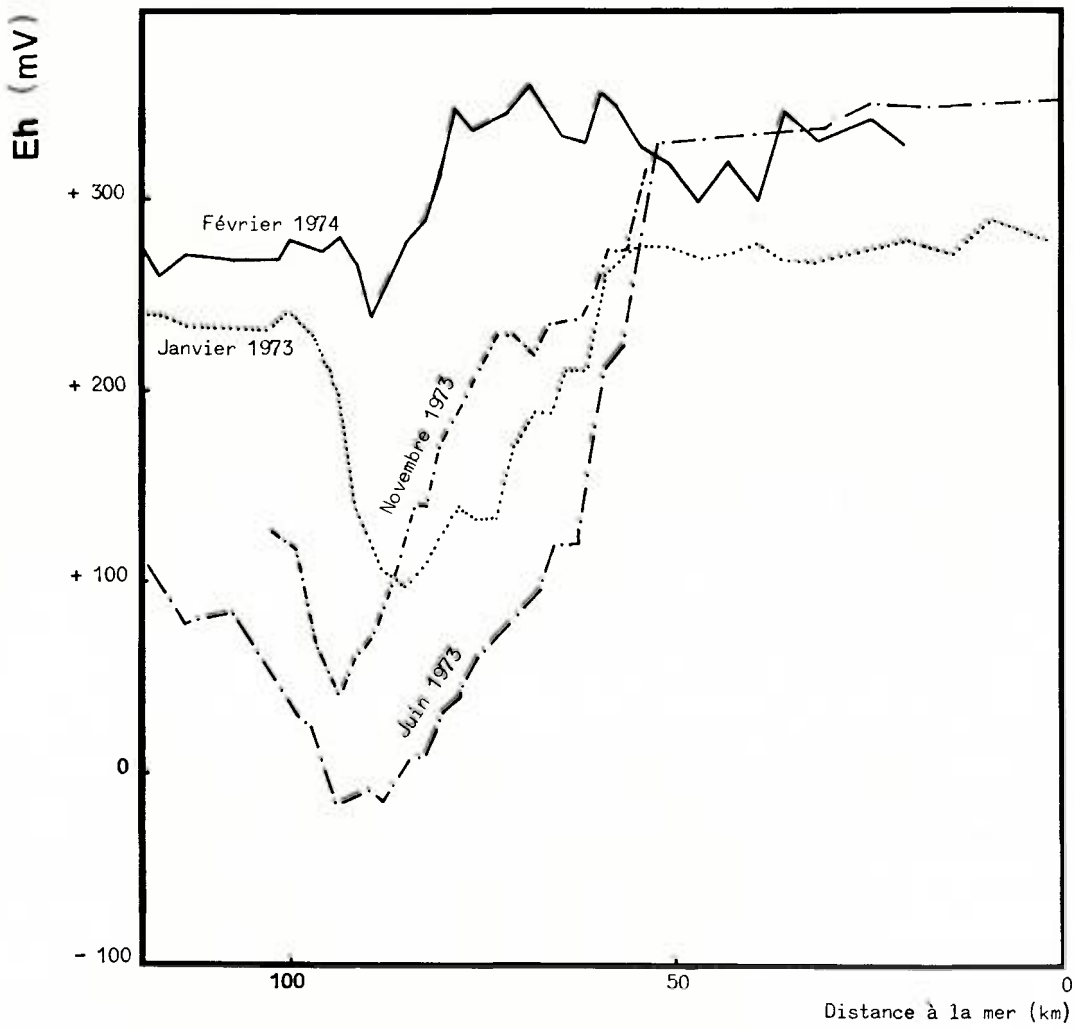


fig. 3.

Profils longitudinaux du potentiel rédox mesuré à l'électrode de platine dans l'estuaire de l'Escaut.

en oxydant de ce milieu. Toutefois, il ne constitue pas en général la valeur thermodynamique du potentiel rédox, pour des raisons liées essentiellement à la cinétique des échanges électroniques à la surface de l'électrode [voir par exemple Stumm (1966), Breck (1972), ...]. C'est pourquoi les résultats de cette mesure ne peuvent être interprétés de

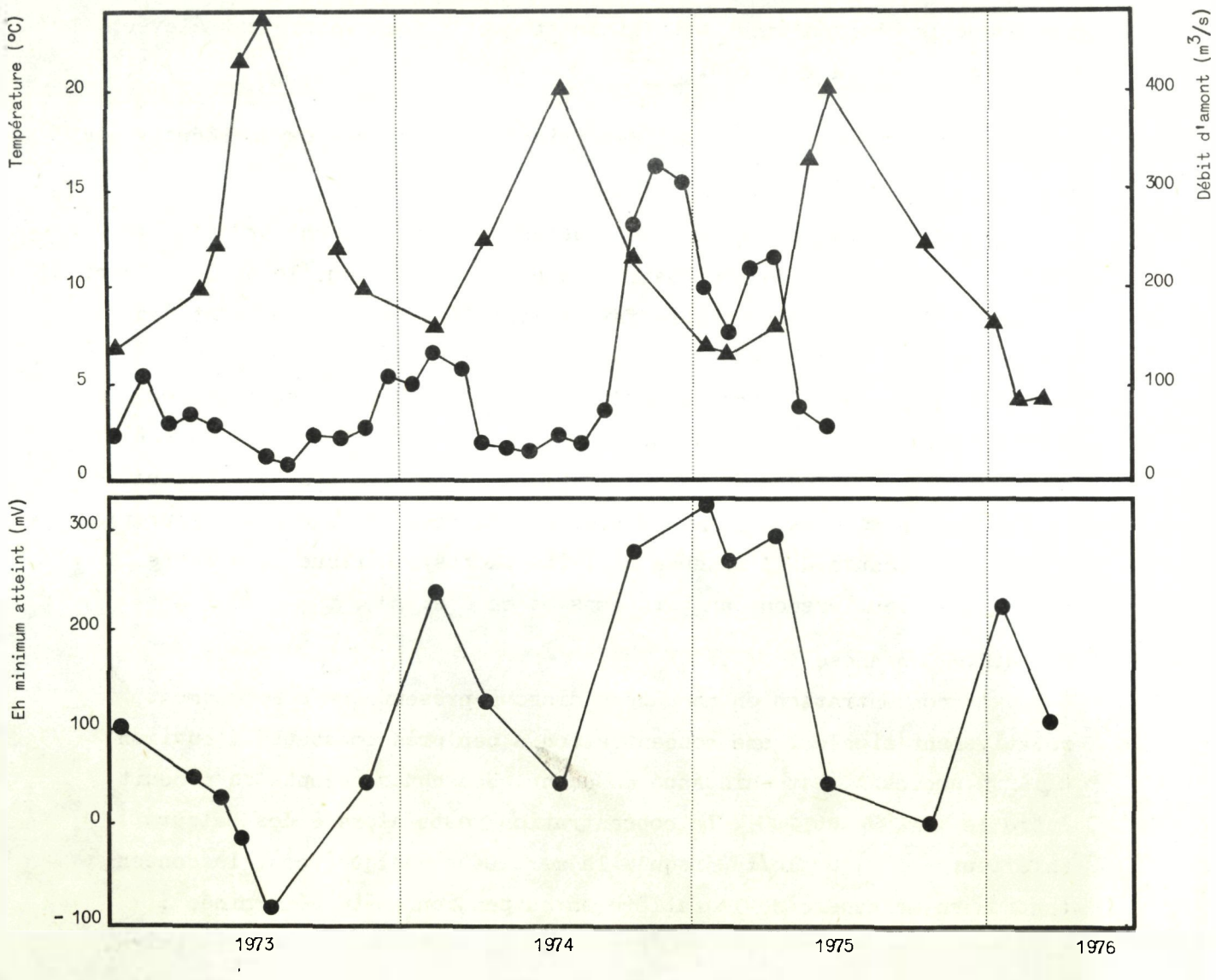


fig. 4.

Variations saisonnières de la température (moyenne Rupel-Doel), du débit d'amont à Schelle (moyennes mensuelles fournies par les Antwerpse Zeediensten) et du potentiel minimum atteint entre le Rupel et Doel.

façon quantitative. Ils fournissent cependant un bon index semi-quantitatif des propriétés rédox de l'eau, utile aux fins de comparaisons.

Quelques profils typiques du potentiel rédox en fonction de la distance à la mer sont représentés dans la figure 3. Le Eh diminue dans la zone Dendermonde-Anvers, puis remonte progressivement jusqu'à des valeurs de 300-400 mV , caractéristiques des eaux aérées. La valeur minimale atteinte dans la partie amont de l'estuaire est d'autant plus basse que le débit d'amont est faible et que la température est élevée, comme le montre la figure 4.

2.2.2.- Comportement individuel des principales espèces oxydo-réductrices

2.2.2.1.- Oxygène

La concentration en oxygène dissous est généralement très faible dans la partie amont de l'estuaire; ce n'est que lorsque le débit d'amont est important et la température faible, que l'oxygène est présent à des concentrations supérieures à 50 µmoles/ℓ . Vers les km 50 à 60 commence la remontée progressive de l'oxygène. Celle-ci est rejetée d'autant plus en aval par rapport au profil de salinité que le potentiel rédox atteint en amont est bas (fig. 5). Dans la zone aval de l'estuaire, la saturation est généralement atteinte. Parfois même, une sursaturation s'installe à cause de l'intense activité photosynthétique dans cette région, particulièrement au printemps et en été.

2.2.2.2.- Manganèse

La concentration en manganèse dissous présente un comportement relativement simple : une concentration à peu près constante d'environ 4 à 9 µmoles/ℓ est maintenue en amont. Une chute abrupte se produit entre le km 55 et 40 . La concentration reste alors à des valeurs inférieures à 1 µmole/ℓ jusqu'à la mer. Dans quelques cas, la concentration en manganèse de la matière en suspension a été déterminée : elle varie entre 400 et 700 ppm dans la partie amont de l'estuaire, et entre 1400 et 2400 ppm dans la partie aval. Comme le montre la figure 6, la disparition du manganèse de la phase soluble est simultanée à l'augmentation de concentration dans la phase solide et l'explique

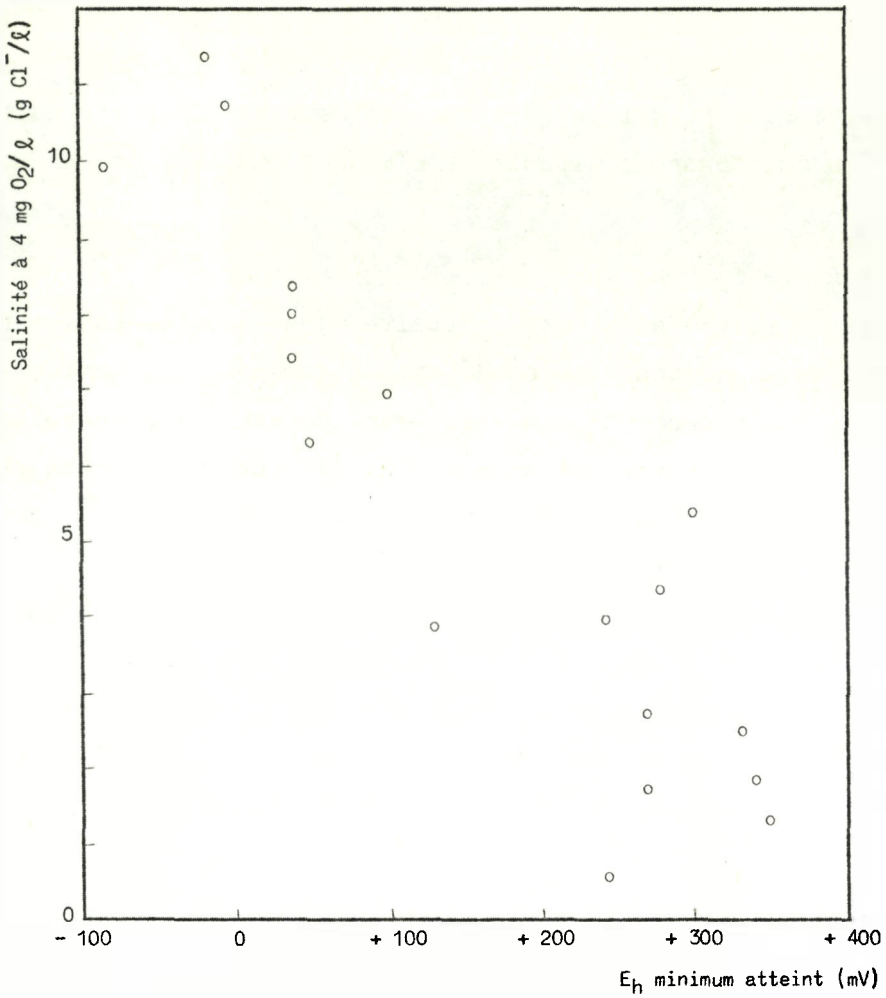


fig. 5.

Position de la zone de réoxygénation par rapport au profil de salinité de l'estuaire de l'Escaut. Le niveau 4 mg O_2/ℓ est atteint à des salinités d'autant plus élevées que le potentiel redox minimum atteint entre le Rupel et Doel est plus bas.

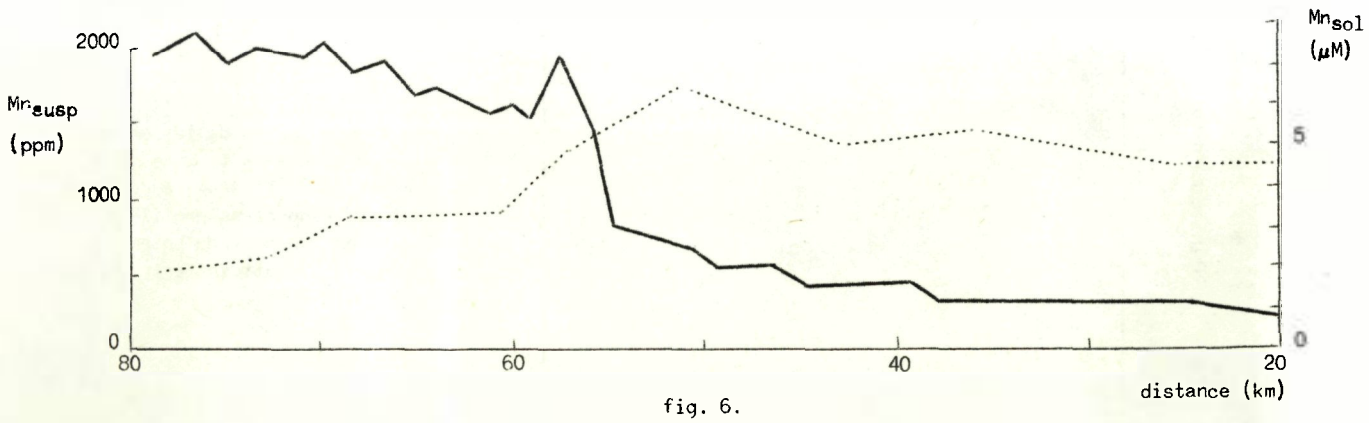


fig. 6.

Profil longitudinal de la concentration en manganèse dissous dans l'eau de l'Escaut et de la teneur en manganèse de la matière en suspension. Les deux échelles ont été choisies de telle sorte que pour des turbidités égales à celle réalisée aux alentours du km 60, elles expriment toutes deux la même quantité par litre d'eau.

quantitativement, ce qui suggère que les deux phénomènes résultent de l'oxydation du manganèse dissous (Mn^{++}) en oxyde de manganèse iv, insoluble.

2.2.2.3.- Azote minéral

Dans la partie amont de l'estuaire, les nitrates et les nitrites (ces derniers en concentrations dépassant rarement 20 µmoles/ℓ) ne sont présents qu'en automne et en hiver. Leur concentration décroît rapidement vers l'aval. Au printemps et en automne, ils sont totalement absents de cette partie de l'estuaire. Aux environs du km 60 ou 70, la concentration en nitrates augmente brusquement, atteint des valeurs de 100 à 200 µmoles/ℓ vers les km 20 ou 30, puis diminue à nouveau jusqu'à l'embouchure. Le point où débute la remontée des nitrates peut être défini avec précision sur les profils longitudinaux de concentration : il est rejeté d'autant plus en aval par rapport au profil de salinité que les processus réductifs dans la zone amont sont plus intenses, comme l'indique la figure 7.

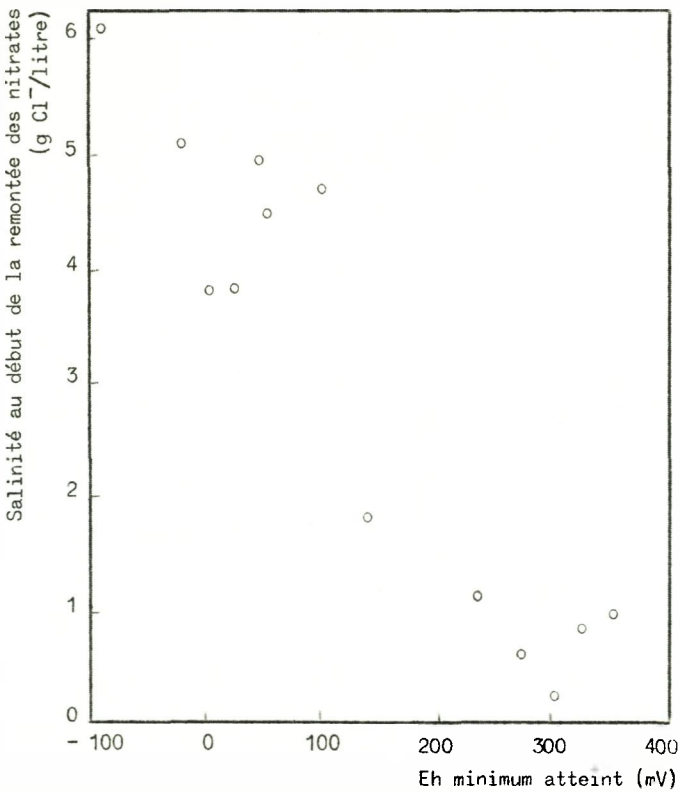


fig. 7.

Position du début de la remontée des nitrates dans la zone de récupération de l'estuaire de l'Escaut par rapport au profil de salinité en fonction du potentiel rédox minimum atteint entre le Rupel et Doel.

L'ammonium est toujours présent en concentrations appréciables, même dans la partie aval de l'estuaire : il varie entre 500 à 800 µmoles/ℓ en amont et 100 à 10 µmoles/ℓ en aval. En hiver, lorsque le prélèvement d'azote par le phytoplancton est négligeable, la somme nitrate plus ammonium est conservative (fig. 8), ce qui indique que la production de nitrate est due à l'oxydation de l'ammonium au sein des masses d'eau.

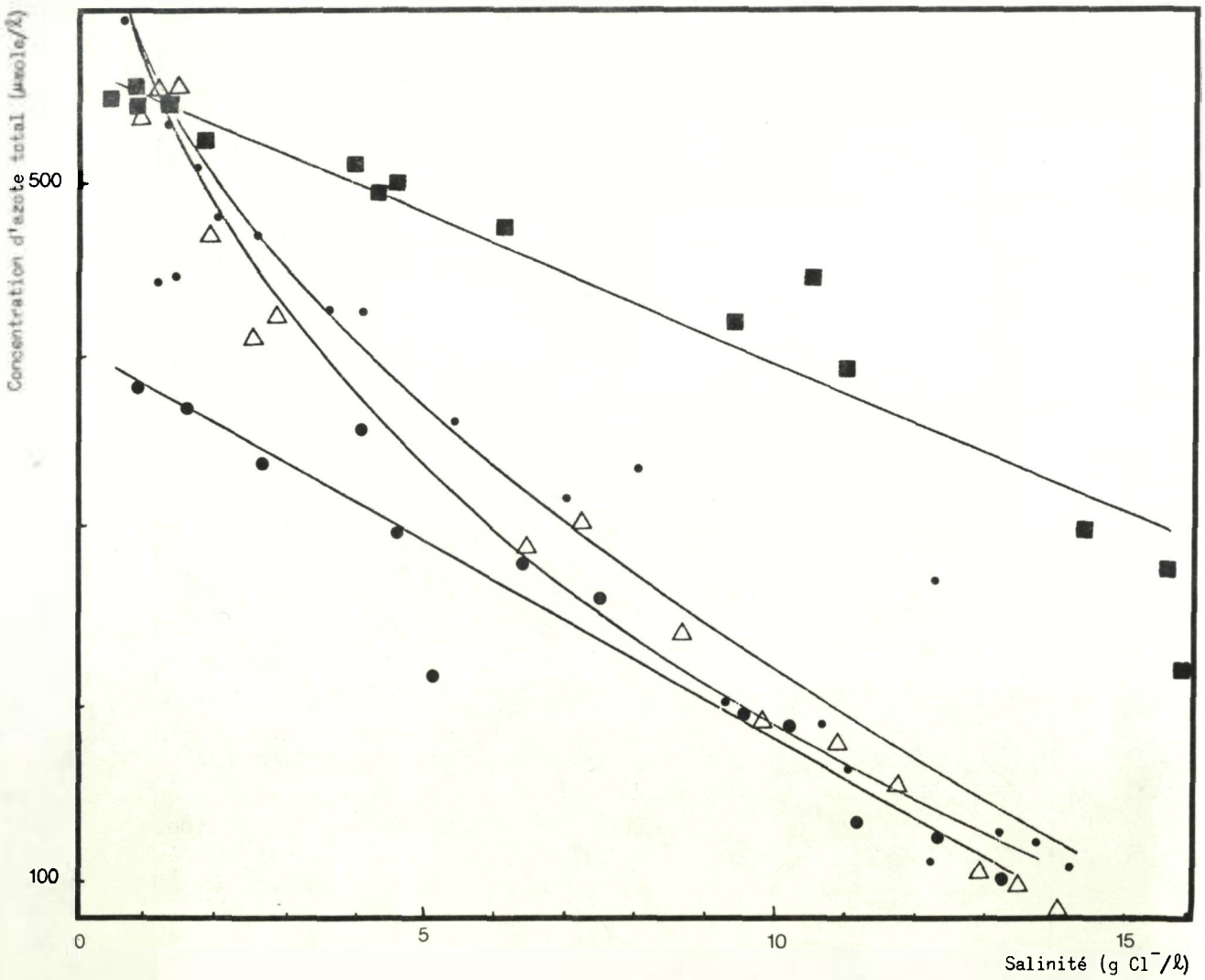


fig. 8.

Concentration d'azote minéral total en fonction de la salinité pour les mois de janvier (■), février (●), mai (△) et juin (•) 1975. Les points obtenus pour janvier et février se répartissent sur une droite, c'est-à-dire que la somme $NO_2^- + NO_3^- + NH_4^+$ est conservative. Les courbes obtenues pour mai et juin montrent qu'il y a une consommation.

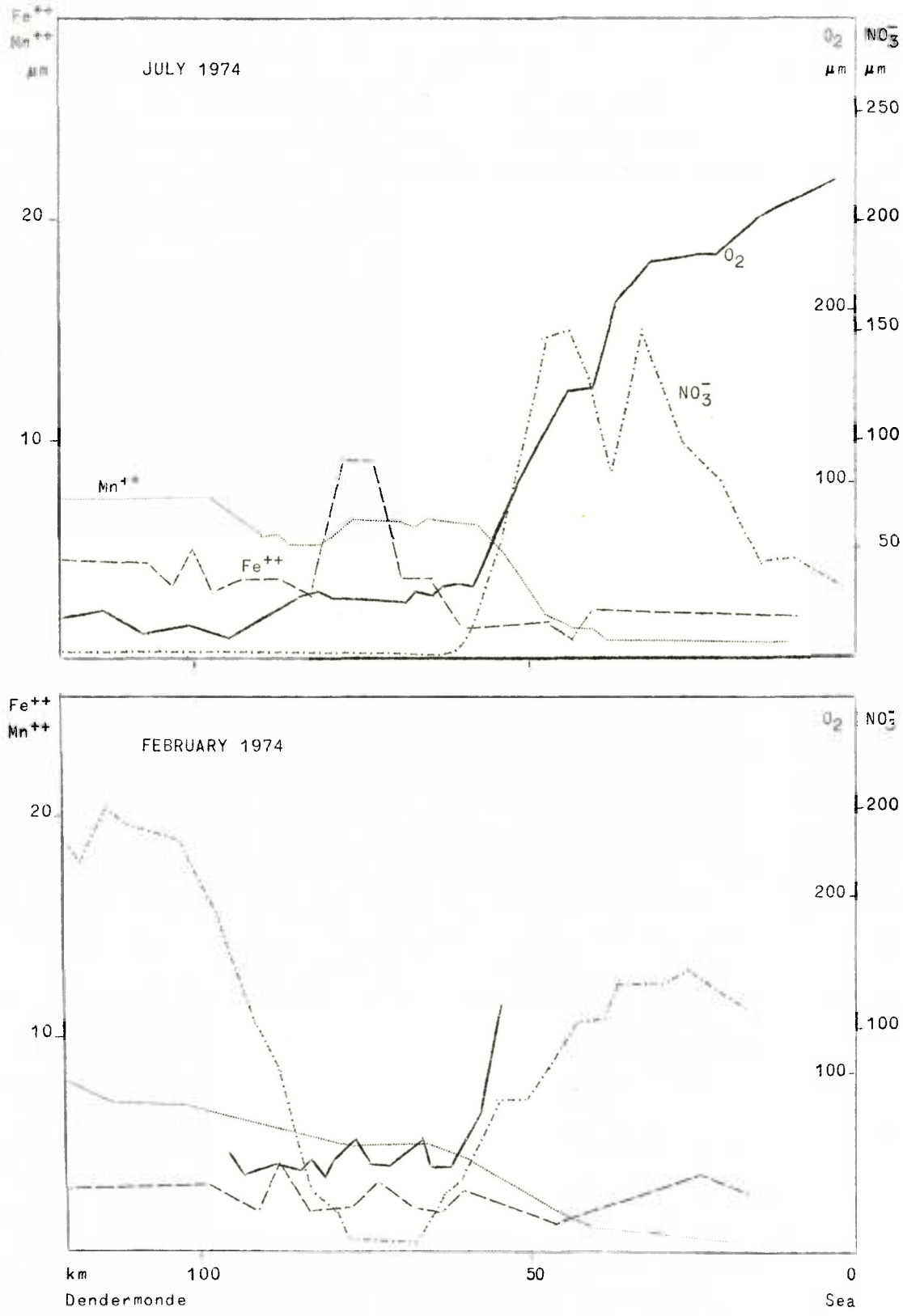

JULY 1974
Fe^{++}
Mn^{++}
µm
O_2
µm
NO_3^-
µm
20
10
250
200
150
100
50
O_2
NO_3^-
Mn^{++}
Fe^{++}
FEBRUARY 1974
km
100
50
0
Dendermonde
Sea

fig. 9.

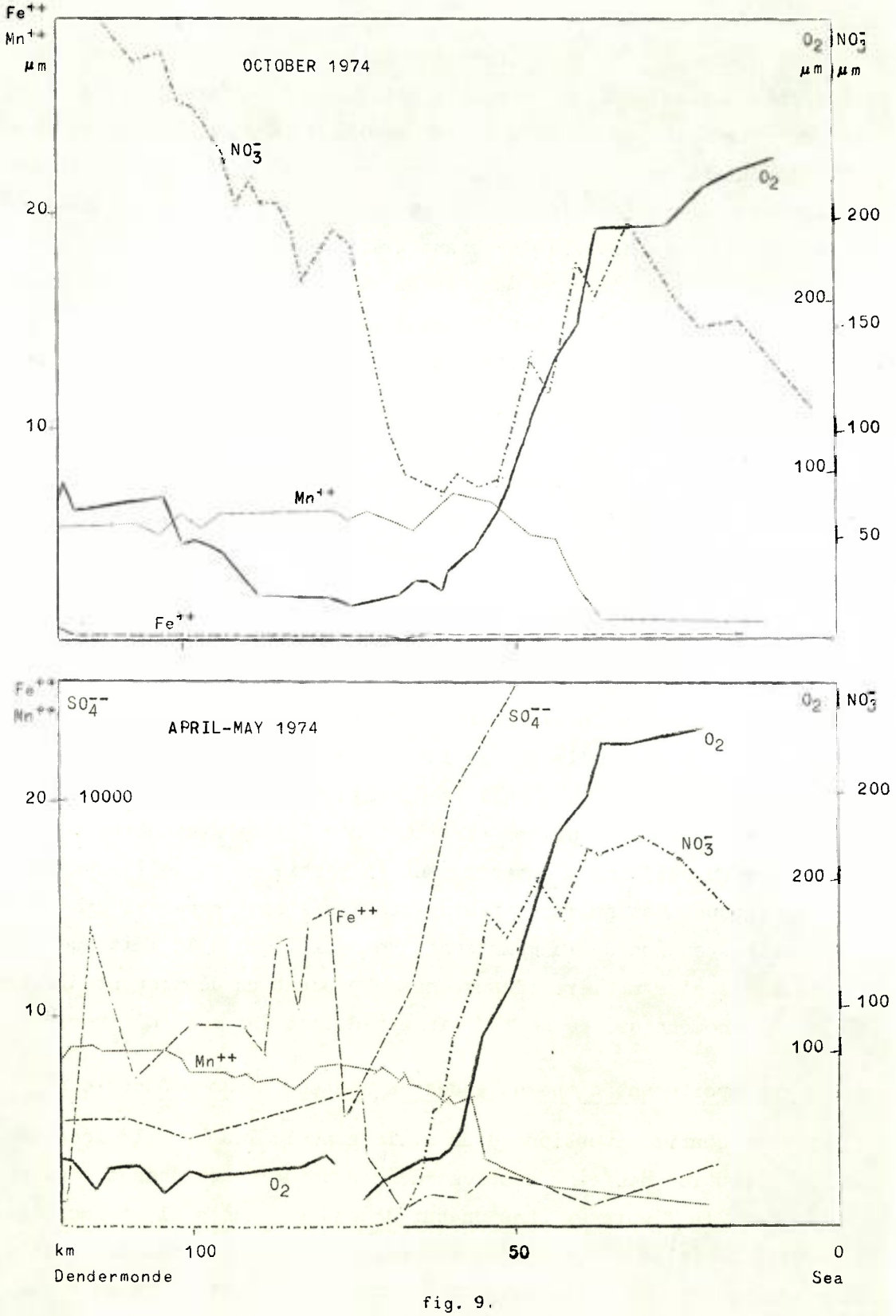

Fe++
Mn++
µm
OCTOBER 1974
O2
NO3-
µm
µm
NO3-
O2
20
10
200
200
150
100
100
50
Mn++
Fe++
Fe++
Mn++
SO4--
APRIL-MAY 1974
O2
NO3-
20
10000
SO4--
O2
200
NO3-
200
Fe++
100
10
Mn++
100
O2
km
100
50
0
Dendermonde
Sea

fig. 9.

2.2.2.4.- Fer

En automne et en hiver, les concentrations en fer dissous sont extrêmement faibles tout au long de l'estuaire. Au printemps et en été, des concentrations de l'ordre de 10 µmoles/ℓ sont atteintes en amont, puis s'annulent vers le km 70. Le contenu en fer de la matière en suspension est assez élevé (entre 2 et 4 %), de sorte que la quantité de fer en solution est faible devant celle en suspension et qu'aucune variation de teneur dans la matière en suspension ne peut s'observer comme dans le cas du manganèse. Les transitions rédox entre Fe^{++} et Fe^{+++} sont facilement observables par les changements de coloration de la matière en suspension de gris-noir à brun. Les points où se produisent ces transitions correspondent étroitement aux points où le fer dissous apparaît ou disparaît. Dans la partie amont de l'estuaire, la disparition du fer dissous, sans changement de couleur simultané de la matière en suspension correspond probablement à la formation de sulfures de fer insolubles.

2.2.2.5.- Composés du soufre

Le comportement des sulfates est dominé par le mélange des eaux douces pauvres en sulfates (environ 2 mmoles/ℓ) dans l'eau de mer riche en sulfate (28 mmoles/ℓ) ; l'évolution de la concentration des sulfates est donc essentiellement parallèle à celle de la chlorinité. Cependant, pendant les mois de printemps et d'été, une légère diminution de la concentration en sulfates s'observe dans la partie amont de l'estuaire. A la même époque, des sulfures peu cristallisés sont présents dans la matière en suspension de la même zone, comme l'indique le fait que l'acidification de cette matière en suspension produit un dégagement distinct d'H_2S , phénomène qui ne se produit pas durant les mois d'hiver.

2.2.3.- Comportement d'ensemble des substances oxydo-réductrices

Pour quatre situations d'un cycle annuel, les profils longitudinaux de concentration des cinq couples rédox considérés ci-dessus sont représentés dans la figure 9. Dans un but de clarté, une seule forme (soit l'oxydant, soit le réducteur) a été représentée, bien que des données, au moins partielles, existent concernant l'autre forme. On voit que,

d'amont en aval, les oxydants sont successivement réduits dans l'ordre O_2 , Mn^{++++}, NO_3^- , Fe^{+++} , SO_4^{--} , puis régénérés dans l'ordre inverse, le stade ultime de cette régénération étant la réapparition de l'oxygène dissous. Ces résultats permettent également de définir deux zones dans l'estuaire : une zone de réduction en amont, où la salinité est inférieure à 2 g Cl^-/ℓ , et une zone d'oxydation en aval. Ces deux zones correspondent étroitement à celles distinguées sur base de l'activité hétérotrophe : la zone de réduction est caractérisée par une haute activité hétérotrophe, la zone d'oxydation est sujette à une activité hétérotrophe plus faible et à une réaération plus importante, à la fois par diffusion de l'oxygène atmosphérique et par mélange avec l'eau de mer non polluée.

Les processus de réduction dans la zone amont sont poussés beaucoup plus loin en été qu'en hiver : en février 1974, seuls l'oxygène et les nitrates sont utilisés, ni du fer réduit, ni des sulfures ne sont produits. En mai et en juillet 1974, tous les nitrates sont déjà utilisés avant le km 120 et du fer réduit et des sulfures sont produits massivement. La situation en octobre 1974 est fort semblable à celle de février, mais la réduction des nitrates n'y est pas complète. Ces variations saisonnières sont à mettre en relation avec celles, décrites plus haut, de l'activité hétérotrophe.

3.- Discussion et interprétation

3.1.- Le concept de titration rédox de l'eau de l'Escaut par l'activité microbiologique

Les résultats mentionnés ci-dessus sont facilement interprétés par le modèle général suivant. L'eau de l'Escaut est fortement polluée dans son cours amont par d'importants apports de matière organique. Ces apports provoquent une intense prolifération des bactéries hétérotrophes, dont l'activité, au moins au printemps et en hiver, est de loin supérieure à la capacité de réaération de la rivière. En conséquence, l'oxygène est rapidement épuisé et d'autres oxydants sont utilisés pour la respiration anaérobie de la matière organique. Ce processus peut être décrit par la réaction globale :

(1) $CH_2O + H_2O \rightarrow CO_2 + 4\,H^+ + 4\,e^-$

couplée à la réduction de l'un des oxydants présents dans le milieu : O_2 , Mn^{++++}, NO_3^- , Fe^{+++} , SO_4^{--} . Aucune accumulation de composés organiques incomplètement oxydés n'ayant été observée dans l'estuaire de l'Escaut, les processus de fermentations ne doivent pas être pris en considération dans un bilan global.

Vers le km 60, une chute brutale de l'activité hétérotrophe s'observe. Cette chute peut s'expliquer par l'effet de l'augmentation de salinité qui provoque

i) la floculation de la matière en suspension et de la matière organique et sa sédimentation [Wollast (1973)] et

ii) l'inhibition de l'activité des bactéries d'eau douce.

D'autre part, à partir du même endroit approximativement, l'*input* d'oxygène est augmenté, tant par réaération atmosphérique (élargissement de l'estuaire) que par mélange avec l'eau de mer. Une phase de récupération débute alors, qui régénère les oxydants utilisés précédemment. Ce processus peut être représenté par la réaction suivante :

(2) $4\,e^- + O_2 + 4\,H^+ \rightarrow 2\,H_2O$

couplée à l'oxydation d'un réducteur présent dans le milieu : sulfures, Fe^{++}, NH_4^+ , Mn^{++} . Comme il sera discuté plus loin, plusieurs de ces réactions d'oxydation ne sont pas spontanées mais doivent être catalysées par des microorganismes autotrophes.

D'un point de vue chimique, ce modèle général est équivalent à deux titrations rédox successives de l'eau de l'Escaut :

i) en amont, une titration des oxydants par la matière organique menée par l'activité hétérotrophe, avec comme conséquence une diminution du potentiel rédox;

ii) en aval, une titration des réducteurs par l'oxygène, menée par la réaération et les métabolismes autotrophes, avec pour conséquence l'augmentation du potentiel rédox.

Ce concept de titration rédox dans les milieux naturels a déjà été utilisé par Sillèn (1965) pour déduire l'évolution de l'atmosphère et de la croûte terrestre depuis l'état réducteur primitif jusqu'à l'état oxydé

actuel, et par Thorstenson (1970) pour interpréter l'évolution de la composition chimique de l'eau interstitielle des sédiments récents à différents stades d'enfouissement.

3.2.- Thermodynamique et cinétique des processus rédox dans l'estuaire de l'Escaut

Avant de développer un traitement détaillé de l'ensemble des processus qui se déroulent dans l'estuaire, un bref aperçu de la cinétique de la thermodynamique des réactions de chaque couple rédox impliqué doit être donné.

3.2.1.- Le système oxygène-eau

L'activité microbiologique est bien sûr le facteur le plus important qui affecte le comportement de l'oxygène dans les eaux naturelles. L'oxygène est utilisé comme oxydant pour l'oxydation hétérotrophe de la matière organique; c'est ce processus qui cause la déplétion de l'oxygène dans la zone amont de l'estuaire. L'eau est oxydée en oxygène pour la réduction du CO_2 en matière organique par les organismes photosynthétiques; c'est ce processus qui cause la sursaturation en oxygène dissous dans la partie aval de l'estuaire au printemps et en été.

L'interconversion purement chimique de l'oxygène en eau est également importante car elle contrôle la valeur effective du potentiel rédox dans les eaux oxygénées. Ce contrôle a été discuté en détail par Sato (1960) et Breck (1972). Les deux auteurs ont souligné le fait que la réduction de l'oxygène est un processus en plusieurs étapes dans lesquelles le peroxyde d'oxygène est un intermédiaire :

(3) $$O_2 + 2\,H^+ + 2\,e^- \rightleftharpoons H_2O_2$$

(4) $$H_2O_2 + 2\,H^+ + 2\,e^- \rightarrow 2\,H_2O\ .$$

Le premier de ces processus est rapide; le second, qui implique la rupture d'une liaison O-O est très lent. Une certaine concentration d'H_2O_2, non négligeable peut donc s'accumuler dans les eaux naturelles oxygénées. Un grand nombre d'espèces chimiques (dont les formes oxydées du fer et du manganèse) réagissent facilement avec H_2O_2 en le

redécomposant en O_2 et en empêchant une oxydation plus poussée de la solution par la réaction (4). L'état stationnaire ainsi établi entre O_2 et H_2O_2 est le mode effectif de contrôle du potentiel rédox dans les milieux aérés, au moins en ce qui concerne les réactions purement chimiques. La relation de Nernst pour l'équilibre entre O_2 et H_2O ,

$$Eh = 1{,}23 - 0{,}059\ pH + 0{,}015 \log pO_2 ,$$

doit dès lors être remplacée par celle de la réaction (3),

$$Eh = 0{,}682 - 0{,}059\ pH + 0{,}030 \log \frac{pO_2}{H_2O_2} .$$

La concentration de régime de H_2O_2 qui apparaît dans cette relation a été estimée par Sato et Breck à 10^{-6} et 10^{-11} moles/ℓ respectivement, ce qui donne

(Sato) $Eh = 0{,}862 - 0{,}059\ pH + 0{,}030 \log pO_2$,

(Breck) $Eh = 1{,}012 - 0{,}059\ pH + 0{,}030 \log pO_2$.

3.2.2.- Le système manganèse

La figure 10 montre, en termes de Eh et de pH , les zones de stabilité thermodynamique des formes du manganèse, dans un milieu de la composition générale de l'eau de l'Escaut à Anvers (km 80). On voit que MnO_2 est la phase solide stable, insoluble, aux potentiels rédox supérieurs à 500 mV , tandis que $MnCO_3$ est stable aux potentiels inférieurs à 500 mV , avec une concentration d'équilibre de plus de 10 µmoles/ℓ en Mn^{++} dissous aux pH inférieurs à 7,8 . A des potentiels notablement plus bas, MnS devient la phase solide stable; sa solubilité reste relativement élevée.

La cinétique de l'oxydation et de la réduction purement chimiques du manganèse a été discutée en détail par Stumm et Morgan (1970). La réduction de MnO_2 par les sulfures ou par divers composés organiques procède relativement vite en milieu synthétique. L'intervention directe de microorganismes hétérotrophes dans ce même processus a été démontrée également dans les milieux naturels [Troshanov (1964), cité par Kuznetsov (1975)]. La vitesse de l'oxydation chimique de Mn^{++} dans les eaux oxygénées est fortement dépendante du pH. Elle n'est mesurable (sur une période

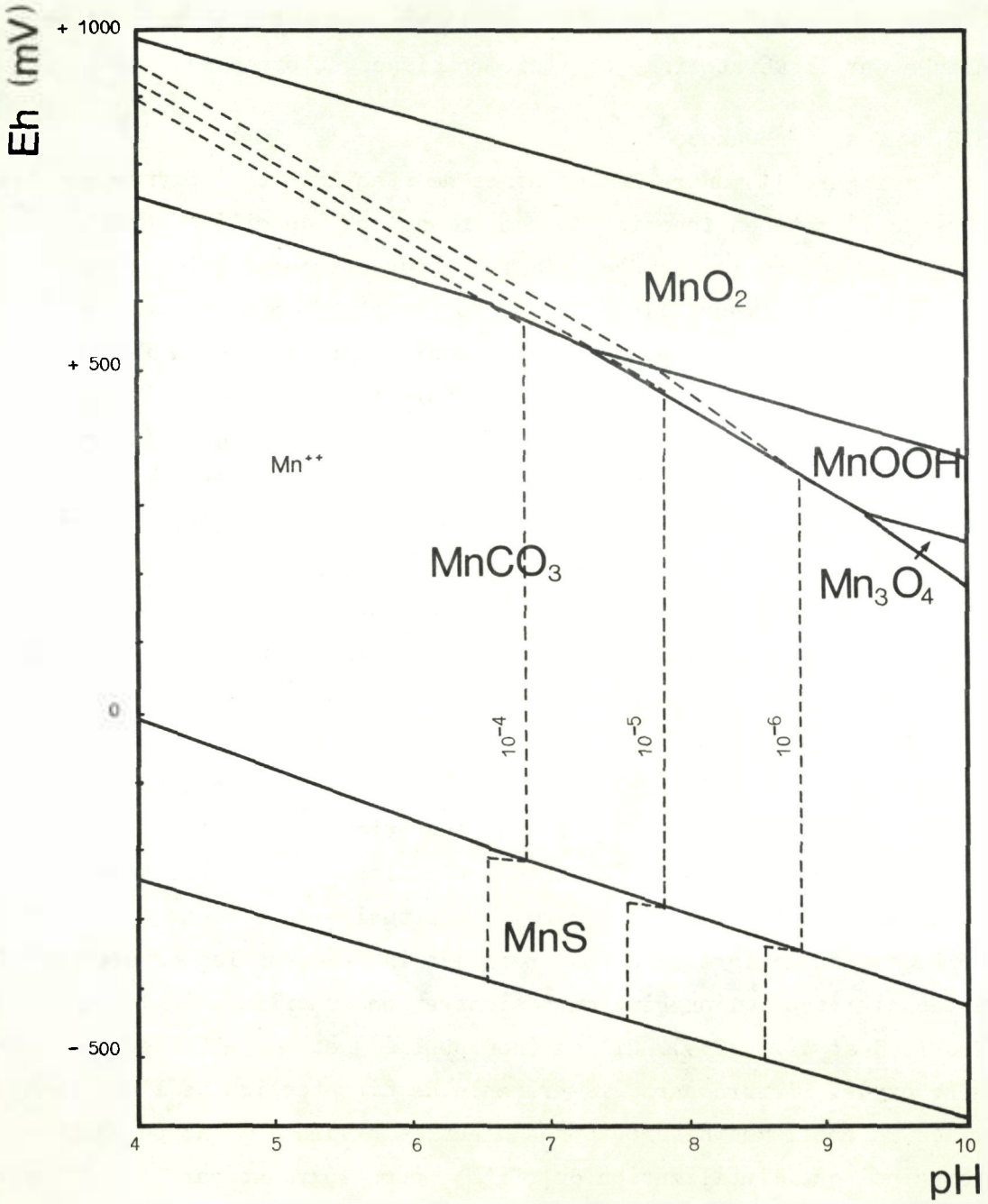


fig. 10.

Diagramme de stabilité thermodynamique des diverses formes du manganèse dans un milieu de la composition moyenne de l'eau de l'Escaut à Anvers (Carbonates totaux : 5 mmoles/ℓ ; soufre total : 2 mmoles/ℓ).

de quelques jours) qu'aux pH supérieurs à 8,5 . L'oxydation rapide du Mn^{++} observée dans l'estuaire de l'Escaut y est donc probablement réalisée par le métabolisme de microorganismes autotrophes.

3.2.3.- Le système azote

La figure 11 montre les domaines de stabilité thermodynamique des formes de l'azote en fonction du Eh et du pH du milieu. Dans la figure 11a, toutes les espèces possibles ont été considérées dans les calculs; dans la figure 11b, NO_3^- , NO_2^- et NH_4^+ ont été considérées comme métastables par rapport à N_2 , pour rendre compte du fait que cette forme n'est pas facilement accessible à l'activité biologique.

En fait, les interconversions purement chimiques des différentes formes de l'azote sont extrêmement lentes et tout le comportement de l'azote dans les milieux naturels est contrôlé par l'activité microbiologique. Il est cependant frappant de voir l'accord entre les domaines de présence effective des nitrates et nitrites avec leur domaine de stabilité thermodynamique (fig. 12), la différence de 70 mV observée entre la frontière des deux domaines pouvant s'expliquer par les difficultés de mesure du Eh au moyen d'une électrode de platine dans les milieux naturels. Cet accord résulte de certaines contraintes d'ordre thermodynamique imposées à l'activité bactérienne.

La dénitrification (réduction hétérotrophe des nitrates en N_2) qui caractérise la zone réductrice de l'estuaire de l'Escaut, se produit en présence de matière organique mais est inhibée par les oxydants meilleurs que les nitrates : l'oxygène en concentration supérieure à 1 ppm [Wheatland *et al.* (1959), Billen (non publié)] et peut-être aussi le manganèse oxydé. D'autre part, la présence de nitrates inhibe l'utilisation par les métabolismes hétérotrophes d'autres oxydants moins puissants : c'est ainsi que l'utilisation du Fe^{+++} comme oxydant par les bactéries hétérotrophes est empêchée par les nitrates [(Ottow (1968)], ainsi que la sulfato-réduction [Salek *et al.* (1964), Vamos (1958), Billen (non publié)]. De la sorte, la dénitrification doit être complète avant que d'autres types de métabolismes hétérotrophes n'entrent en jeu et ne diminuent le potentiel rédox du milieu.

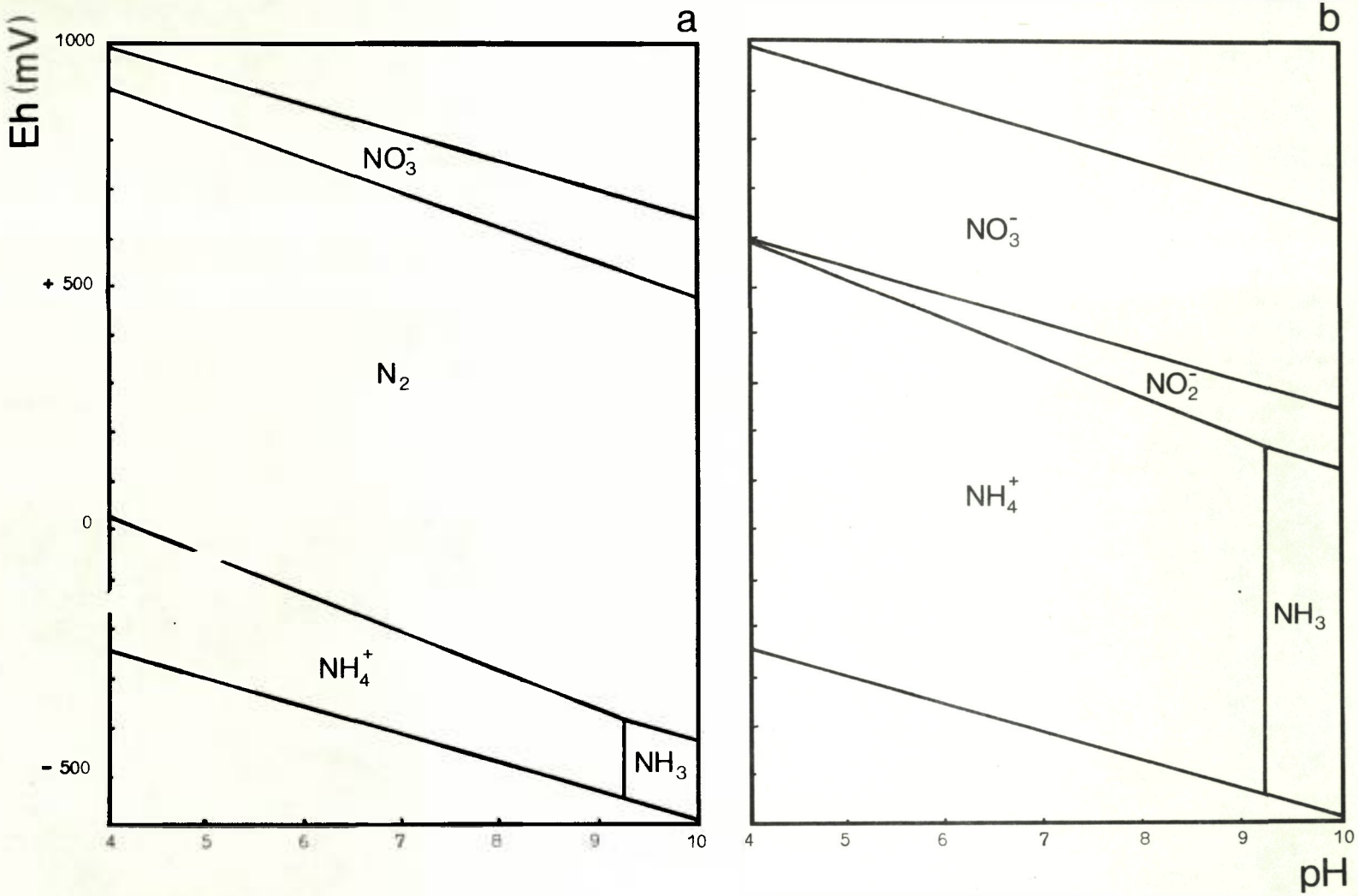


fig. 11.

Diagramme de stabilité thermodynamique des formes de l'azote
a) incluant N_2 ,
b) n'incluant pas N_2 .

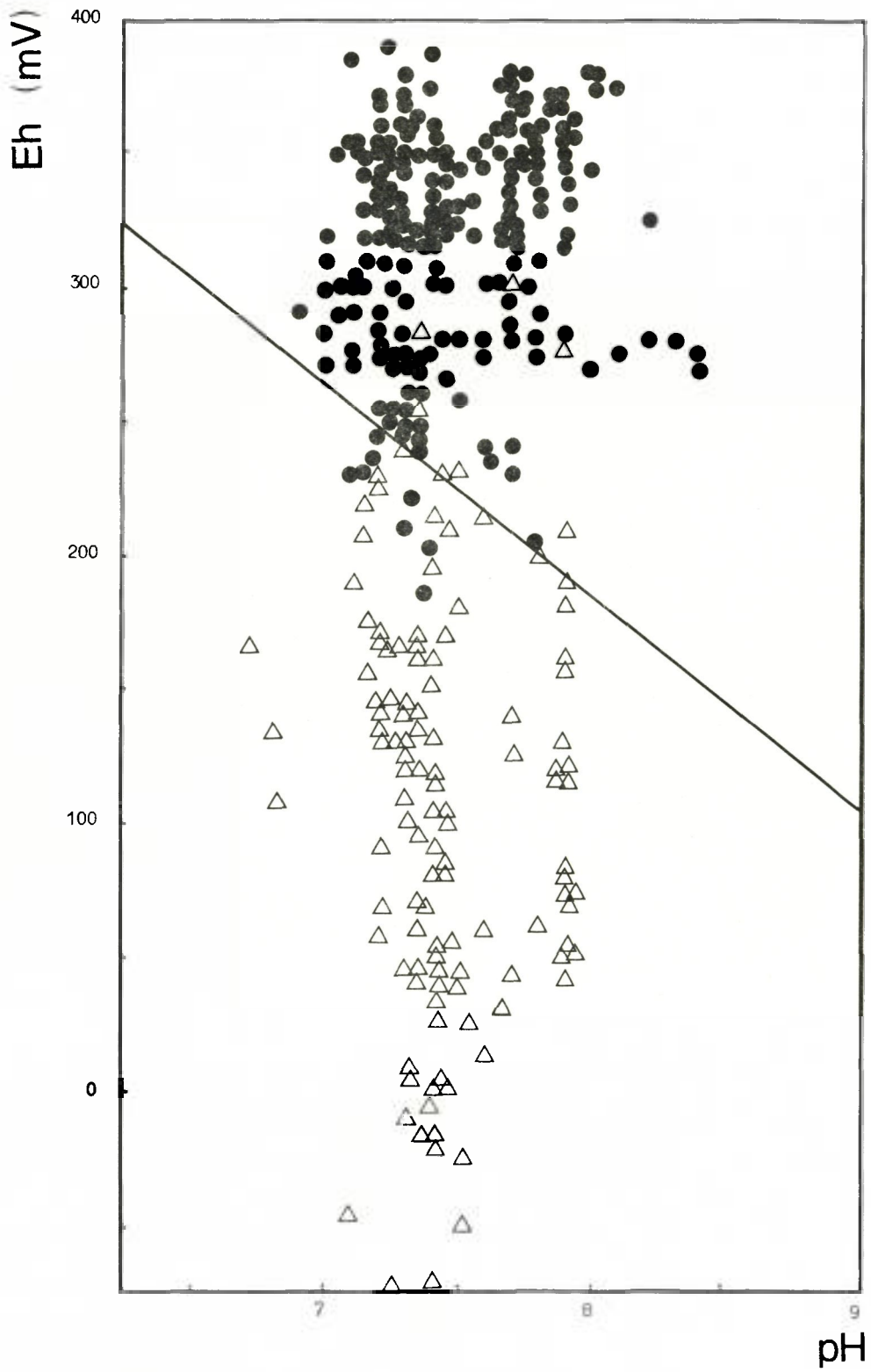


fig. 12.

Domaines de présence et d'absence des nitrates dans l'eau de l'Escaut

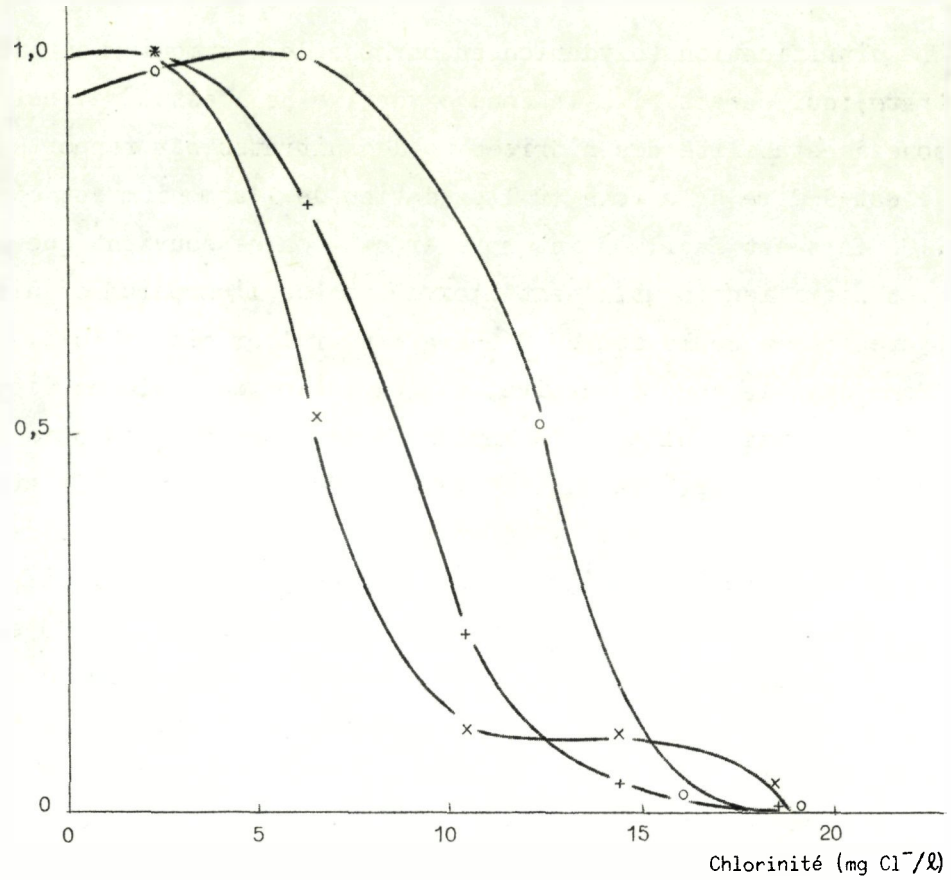


fig. 13.

Activité relative de cultures de bactéries nitreuses en fonction de la chlorinité. Les cultures ont été obtenues par enrichissement en milieu d'eau douce (2 mg Cl^-/ℓ) [a et b] ou d'eau salée (19 mg Cl^-/ℓ) [c], à partir d'eau prélevée respectivement au km 2 (a), km 92 (b) et km 2 (c).

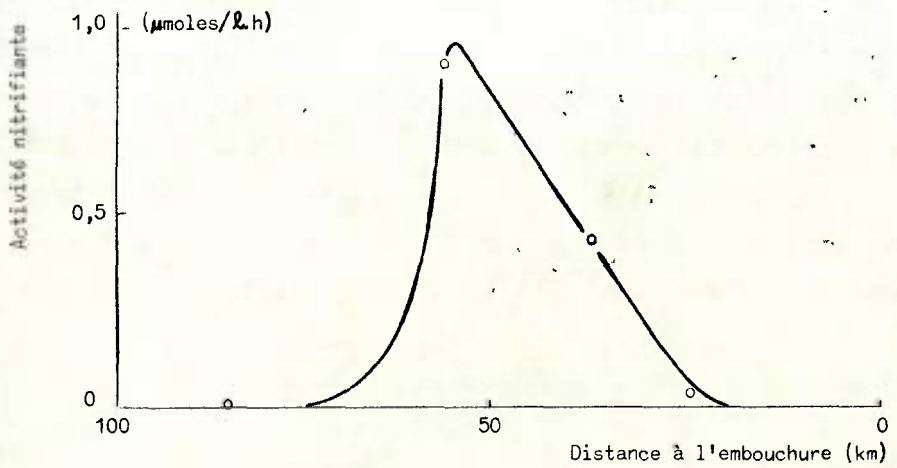


fig. 14.

Quelques valeurs d'activité nitrifiante mesurée <u>in situ</u> en octobre 1975 dans l'estuaire de l'Escaut.

La nitrification (oxydation autotrophe de l'ammonium en nitrite et en nitrate) qui caractérise la zone oxydative de l'estuaire est limitée à la zone de stabilité des nitrites et des nitrates par rapport à l'ammonium, c'est-à-dire à la zone où l'oxydation de l'ammonium est exoénergétique. Ce fait est facile à interpréter si l'on se souvient que les bactéries nitrifiantes utilisent l'oxydation de l'ammonium en nitrites et en nitrates comme seule source d'énergie pour leur métabolisme.

Même dans la zone oxydative, à l'exception de quelques situations hivernales exceptionnelles, l'ammonium reste cependant toujours présent en concentrations appréciables, ce qui indique que la nitrification n'est jamais complète. Ceci est dû à la limitation de la vitesse de croissance des organismes nitrifiants. Les comptages comparatifs en milieu salé et en milieu d'eau douce [Billen (1975), Somville (1975)] montrent que les populations de bactéries nitrifiantes de l'estuaire de l'Escaut sont des populations d'eau douce, et qu'aucune population halophile ne se développe, ni dans l'estuaire, ni dans les eaux côtières. La rivière charrie, d'amont en aval, des organismes nitrifiants d'eau douce, probablement d'origine terrigène. Ces organismes ne manifestent ni croissance, ni activité dans la zone amont, à cause des conditions rédox défavorables. Lorsque le Eh critique est atteint, la nitrification débute immédiatement, d'où le caractère très brusque de la remontée des nitrates. Toutefois, la croissance de ces organismes d'eau douce est rapidement limitée par l'augmentation de la salinité. Une courbe typique d'activité nitrifiante d'une population isolée à partir de l'eau de l'Escaut, en fonction de la salinité est donnée dans la figure 13. Les populations de bactéries nitrifiantes sont donc diluées dans l'eau de mer plus vite qu'elles ne peuvent croître par division. La réalité de cette interprétation est confirmée par des mesures directes *in situ* de l'activité nitrifiante dans l'estuaire de l'Escaut (fig. 14)

3.2.4.- Le système fer

Un diagramme de stabilité thermodynamique pour les composés du fer, calculé pour la composition générale de l'eau de l'Escaut à Anvers, est représenté dans la figure 15. Pour établir ce diagramme, certaines espèces métastables ont été considérées à la place des espèces stables thermodynamiquement pour des raisons cinétiques. Ainsi, l'hydroxyde ferrique amorphe $Fe(OH)_3$ a été considéré à la place de l'hématite, parce que la première forme apparaît spontanément la première et n'est que très lentement convertie dans la seconde [Garrels et Christ (1965)]. Pour les mêmes raisons, la mackinawite (FeS) et la greigite (Fe_3S_4) ont été considérées plutôt que la pyrite ou la pyrrhotite [Berner (1967, 1971)], les premiers minéraux ayant été identifiés comme les plus importants constituants des sulfures de fer fraîchement précipités dans les sédiments récents [Berner (1967), Doyle (1968)].

On voit sur le diagramme de la figure 15 que le fer particulaire existe sous forme d'hydroxyde ferrique aux potentiels supérieurs à 120 mV à pH 7 , sous forme de sidérite entre 120 et - 190 mV , sous forme de mackinawite en dessous de - 190 mV . Le fer dissous n'apparaît à des concentrations supérieures à 10 µmoles/ℓ qu'entre 230 et - 190 mV, sous forme d'ion ferreux.

La réduction des composés ferriques en composés ferreux peut se produire spontanément. Le rôle direct des bactéries hétérotrophes dans ce processus et l'ubiquité de ces organismes ferro-réducteurs est cependant bien établie. L'oxydation spontanée des ions ferreux par l'oxygène est très rapide aux pH supérieurs à 6 [Stumm et Lee (1961)]. Il est dès lors difficile d'établir l'existence de l'oxydation biologique du Fe^{++} en milieu neutre, bien que des bactéries ferro-oxydantes existent et que leur rôle dans les milieux naturels très acides, où l'auto-oxydation du fer est très lente, ait été parfaitement démontrée [Mulder (1964), Brock (1966)].

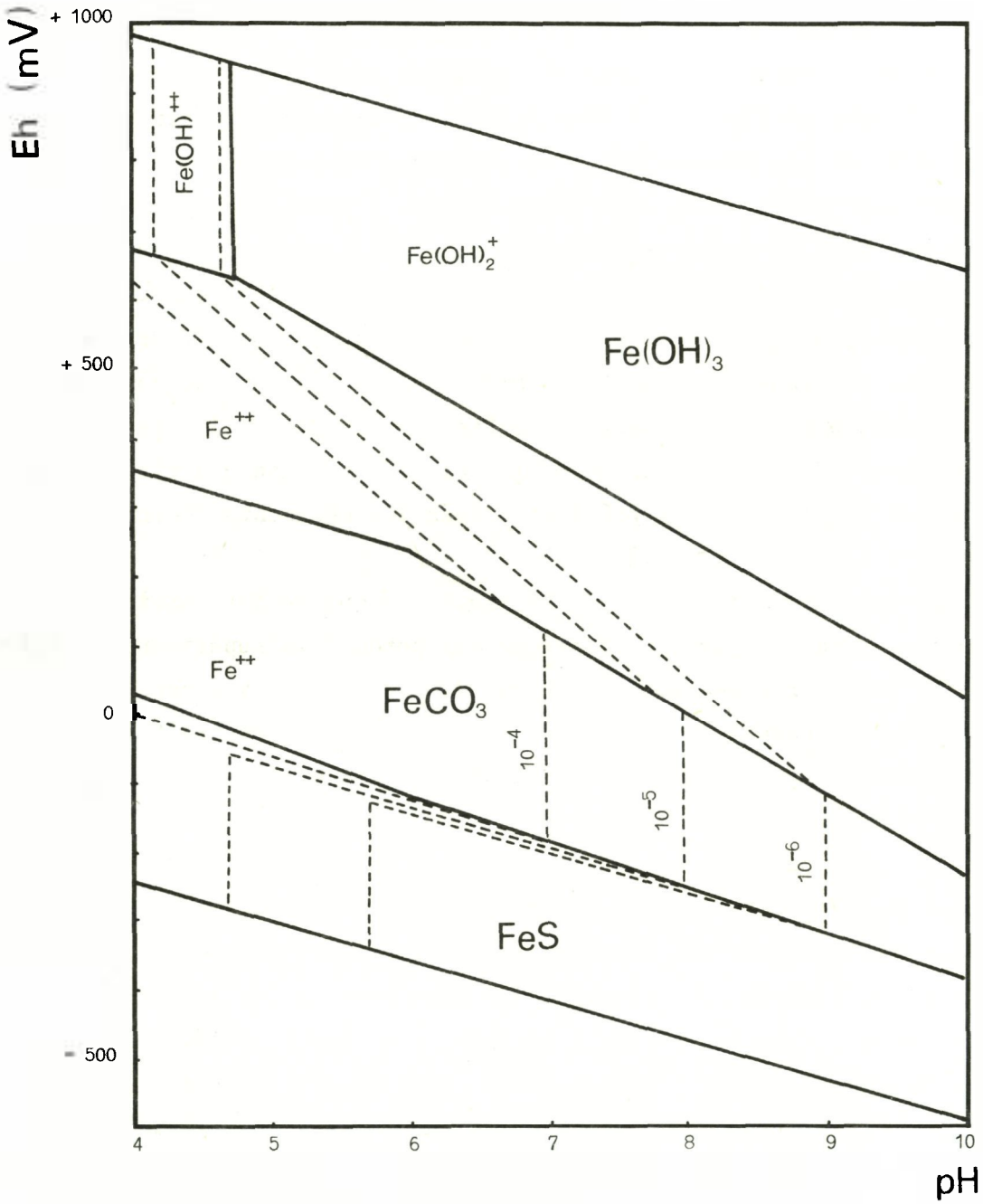


fig. 15.

Diagramme de stabilité thermodynamique du fer dans un milieu de la composition moyenne de l'eau de l'Escaut à Anvers.

3.2.5.- Le système sulfate-sulfure

Le processus de réduction des sulfates est exclusivement le résultat de l'activité de bactéries hétérotrophes utilisant les sulfates comme accepteur final d'électron dans la respiration de la matière organique. Le processus est inhibé en présence d'oxygène et de nitrates [Salek *et al.* (1964)]. Dans l'Escaut, les sulfures produits sont en grande partie précipités sous forme de sulfures métalliques insolubles, de sorte que des concentrations importantes de sulfures dissous ne se rencontrent jamais.

L'oxydation des sulfures dissous ou amorphes dans les eaux aérées est un processus spontané rapide. Il peut aussi être catalysé par des microorganismes autotrophes.

3.3.- Modèle d'équilibre interne pour l'évolution de l'eau de l'Escaut

Les considérations thermodynamiques et cinétiques qui précèdent ont été résumées dans un diagramme Eh-concentration calculé pour une valeur déterminée du pH (la valeur choisie a été 7,5 , étant donné que l'eau de l'Escaut voit son pH varier d'environ 7 en amont jusqu'à 8 en aval) [figure 16].

Si un équilibre interne était réalisé dans l'eau de l'Escaut entre tous les processus rédox décrits ci-dessus, l'évolution de l'eau de l'Escaut depuis l'amont jusqu'à la mer, pourrait être décrite par la figure 16, en considérant que le Eh décroît dans la zone amont sous l'influence des métabolismes hétérotrophes (et donc jusqu'à des valeurs plus basses en été qu'en hiver) et remonte dans la zone aval sous l'influence de la réaération. La comparaison directe avec les profils expérimentaux de la figure 9 montre que cette hypothèse d'équilibre interne des couples rédox minéraux considérés plus haut permet en effet d'expliquer au moins les traits généraux de l'évolution de la composition de l'eau de l'Escaut. Le désaccord le plus important réside dans le fait que la nitrification n'est pas complète avant la remontée de l'oxygène, ceci à cause de la dynamique particulière des populations de bactéries nitrifiantes dans l'estuaire. A ceci près, il est remarquable de voir comme l'eau de l'Escaut reste proche de l'équilibre thermodynamique sous l'influence des processus

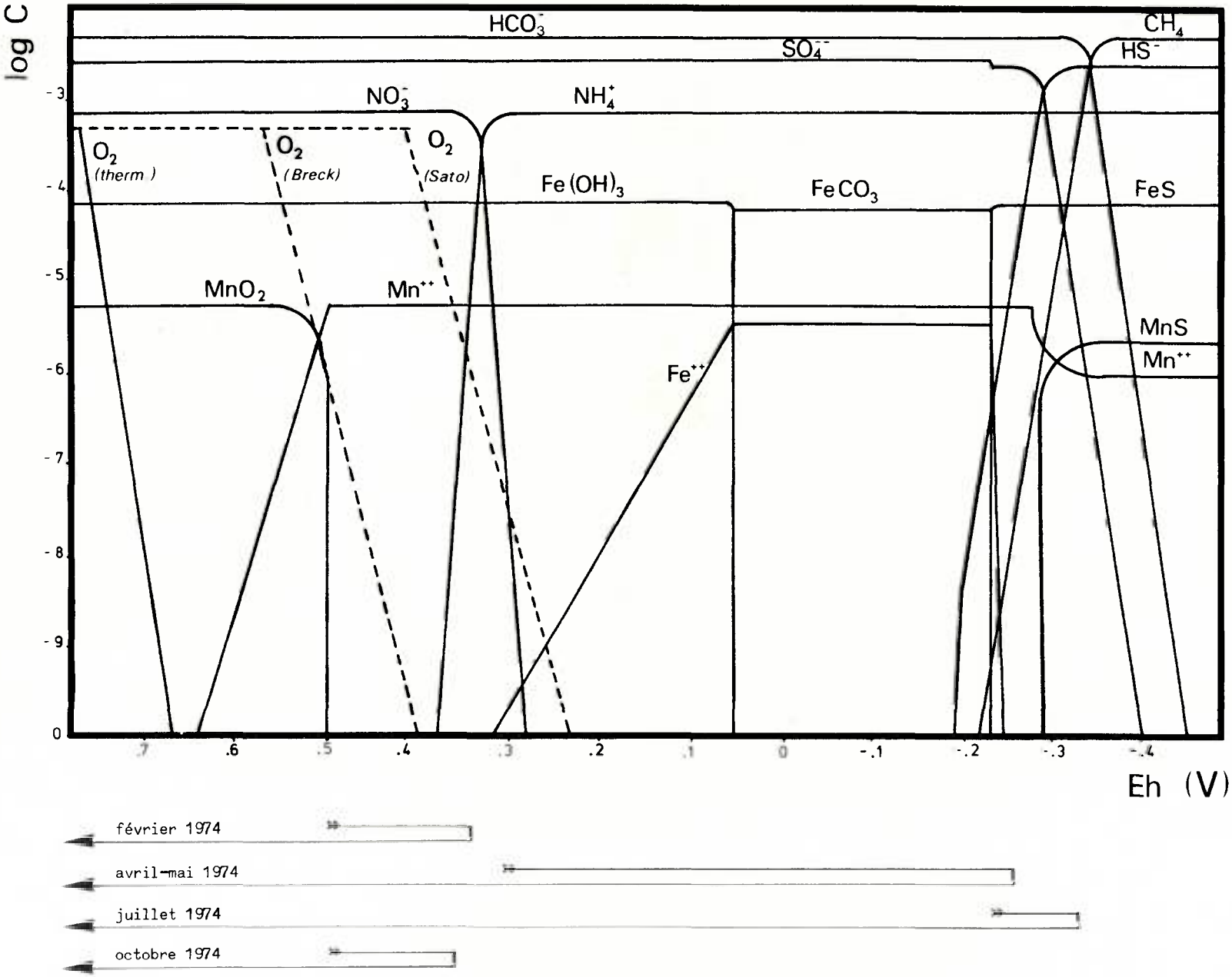


fig. 16.

Diagramme concentration-Eh pour l'eau de l'Escaut à Dendermonde à pH 7,5

biologiques et chimiques. C'est cette observation qui servira de base pour la simulation mathématique de l'évolution de la composition de l'eau de l'estuaire que nous présentons dans le paragraphe suivant.

4.- Modèle mathématique des processus d'oxydo-réduction

4.1.- Principe

Etant donnée une série de conditions aux limites (composition de l'eau à Dendermonde et à l'embouchure), nous nous proposons de calculer l'évolution des concentrations des formes oxydées $X_i(s,t)$ et réduites $Y_i(s,t)$ des cinq couples rédox présents dans l'eau de l'Escaut (oxygène, manganèse, nitrates et ammonium, fer, sulfates et sulfures), à partir :

(i) de l'activité hétérotrophe bactérienne totale. Celle-ci est estimée à partir de la mesure de l'incorporation de bicarbonate marqué à l'obscurité par la relation

$$H(s,t) = \alpha \times (\text{incorporation de bicarbonate})$$

où $H(s,t)$ est le flux d'électron correspondant à l'activité bactérienne et α est traité comme un paramètre ajustable, étant donnée l'incertitude existant *a priori* sur sa valeur qui peut différer de saison à saison.

(ii) d'une hypothèse d'équilibre thermodynamique interne, selon laquelle les transitions rédox provoquées par le flux d'électron $H(s,t)$ sont en équilibre l'une par rapport à l'autre, selon les équations discutées plus haut :

(a) $4\ e^- + O_2 + 4\ H^+ \rightleftharpoons 2\ H_2O$

(b) $8\ e^- + NO_3^- + 10\ H^+ \rightleftharpoons NH_4^+ + 3\ H_2O$ (en aval)

$5\ e^- + NO_3^- + 6\ H^+ \rightleftharpoons \frac{1}{2}\ N_2 + 3\ H_2O$ (en amont)

(c) $2\ e^- + MnO_2 + 4\ H^+ \rightleftharpoons Mn^{++} + 2\ H_2O$

(d) $1\ e^- + Fe(OH)_3 + 3\ H^+ \rightleftharpoons Fe^{++} + 3\ H_2O$

$Fe^{++} + HCO_3^- \rightleftharpoons FeCO_3 + H^+$

(e) $8\ e^- + SO_4^{--} + Fe^{++} + 8\ H^+ \rightleftharpoons FeS + 4\ H_2O$

c'est-à-dire que les cinq relations de Nernst correspondantes sont vérifiées simultanément :

(a) $Eh = 0{,}862 - 0{,}059\ pH + 0{,}030 \log pO_2$

(b) $Eh = 0{,}882 - 0{,}074\ pH + 0{,}007 \log \frac{NO_3^-}{NH_4^+}$

(c) $Eh = 1.229 - 0{,}118\ pH - 0{,}029 \log Mn^{++}$

(d) $Eh = 1{,}057 - 0{,}118\ pH - 0{,}059 \log Fe^{++}$

$\log Fe^{++} - \log HCO_3^- + pH = -0{,}286$ pour $-0{,}215 < Eh < 0{,}053$

(e) $Eh = 0{,}298 - 0{,}059\ pH + 0{,}007 \log (Fe^{++}.SO_4^{--})$.

Cette hypothèse revient à considérer que les bactéries n'utilisent jamais dans leur métabolisme producteur d'énergie que la demi-réaction rédox la plus favorable énergétiquement et qu'aucune limitation d'ordre cinétique ne s'oppose à la réalisation instantanée de l'équilibre thermodynamique du système constitué par les cinq couples rédox considérés. Certaines limitations cinétiques peuvent cependant être introduites dans le modèle. Certaines le sont d'emblée par le choix d'une équation de Nernst correspondant à l'équilibre d'espèces métastables plutôt que les espèces thermodynamiquement stables mais peu réactives (cas de l'oxygène, des hydroxydes de fer III, etc.). D'autres limitations cinétiques, liées à l'activité bactérienne, peuvent être introduites dans une seconde étape de calcul, comme il sera discuté en détail pour le cas de la nitrification.

4.2.- Cas d'un équilibre thermodynamique interne

4.2.1.- Procédure de calcul

Si $X(s,t)$ représente une concentration moyenne sur la section, l'équation de conservation peut s'écrire

(1) $$\frac{\partial}{\partial t} X + u \frac{\partial}{\partial s} X = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial s} (A K \frac{\partial}{\partial s} X) + P - C$$

où t est le temps, s la coordonnée longitudinale suivant l'axe du fleuve, u la vitesse, A la section de l'estuaire, K le coefficient de diffusion, P et C des termes de production et consommation.

Pour l'estuaire de l'Escaut, les expressions de $u(s,t)$, $A(s,t)$ et $K(s,t)$ sont données par les modèles hydrodynamiques de Wollast (1973) ou de Ronday (1975).

Si $\nabla\!\!\!/\Delta$ représente l'opérateur "hydrodynamique"

$$\nabla\!\!\!/\Delta \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial s} - \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial s} \left(AK \frac{\partial}{\partial s}\right) , \tag{2}$$

on peut écrire pour chaque oxydant X_i une équation du type

$$\nabla\!\!\!/\Delta\ X_i(s,t) = P_i(s,t) - C_i(s,t) \qquad (i = 1,5) \tag{3}$$

où P_i et C_i sont des fonctions production et consommation (inconnues). Pour chaque forme réduite Y_i , on a

$$\nabla\!\!\!/\Delta Y_i(s,t) = - P_i(s,t) + C_i(s,t) . \qquad (i = 1,5) \tag{4}$$

La résolution du problème passe alors par la définition d'une variable associée

$$F(s,t) = \sum_{i=1}^{5} \nu_i\ X_i(s,t) \tag{5}$$

où les ν_i sont les coefficients stoechiométriques des électrons dans les réactions (a) à (e) .

L'opérateur $\nabla\!\!\!/\Delta$ étant linéaire, on a

$$\nabla\!\!\!/\Delta F(s,t) = \Sigma\ \nu_i P_i - \Sigma\ \nu_i C_i \tag{6}$$

avec pour condition aux limites

$$[F]_{amont} = \Sigma\ \nu_i\ [X_i]_{amont} \tag{7}$$

$$[F]_{mer} = \Sigma\ \nu_i\ [X_i]_{mer} \tag{7'}$$

Dans l'équation (6) qui constitue un bilan global d'oxydo-réduction, la somme des termes de consommation $\Sigma\ \nu_i\ C_i$ est en fait le flux total d'électrons $H(s,t)$ dû à l'activité bactérienne, tandis que la somme des termes de production $\Sigma \nu_i P_i$ se réduit à la réaération (à exprimer en flux d'électrons). On peut estimer la réaération par une relation du type

$$K\ (X_{i_{sat}} - X_i) \tag{9}$$

ce qui permet d'écrire finalement

$$(10) \qquad \nabla\Delta F(s,t) = \nu_1 K (X_{1_{sat}} - X_1) - H(s,t)$$

La discrétisation spatio-temporelle des équations permet d'obtenir des équations matricielles tridiagonales, qui sont calculées par des algorithmes de récurrence très performants [Adam et Runfola (1971), Adam (1975)]. Comme l'équation (10) contient explicitement la concentration en oxygène, l'expression

$$(X_{1_{sat}} - X_1)$$

est calculée soit en utilisant la valeur de X_1 aupas de temps précédent (si X_1 varie lentement), soit par un schéma de calcul itératif.

Le flux total d'électron H imposé au système doit ensuite être partagé entre les différentes voies chimiques et biologiques représentées par les réactions (a) à (e). Dans l'hypothèse d'un équilibre thermodynamique interne, ce partage est régi par les cinq équations simultanées entre le potentiel rédox Eh et les couples (x_i, y_i)

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{\nu_i F} \log \frac{x_i}{y_i}$$

qui peuvent se représenter par des fonctions linéaires par morceaux sur un diagramme semi-logarithmique (fig. 16).

Connaissant $F(s,t)$, solution de (10), la détermination des différentes concentrations x_i peut se faire grâce à ces relations de la façon suivante.

La construction complète du diagramme d'équilibre exige la connaissance des valeurs maximum que les différents constituants peuvent atteindre.

Ceci peut être résolu par l'introduction de quatre variables Z_i définies par

$$(12) \qquad Z_i \equiv X_i + Y_i \qquad (i = 2,5)$$

qui, vu (3) et (4), sont des variables "conservatives" (hydrodynamiquement), c'est-à-dire que

$$(13) \qquad \nabla\Delta Z_i = 0 \qquad (i = 2,5)$$

avec des conditions aux limites déduites de (7).

Les quatre équations (13) permettent de déterminer les $Z_i(s,t)$, qui constituent l'enveloppe des *valeurs maximum* pour $X_i(s,t)$ [et donc pour $Y_i(s,t)$] .

La *valeur minimum* de concentration de chaque oxydant est prise égale à 10^{-6} moles/ℓ , ce qui, dans la représentation logarithmique, peut être considéré comme une approximation de la concentration zéro.

A partir des valeurs minimum et maximum, on peut alors, *pour chaque oxydant* X_i , diviser l'intervalle de variation du potentiel rédox en trois domaines, séparés par des limites $E_{A_i}(s,t)$ et $E_{B_i}(s,t)$ pour

$$Eh \geq E_{A_i} \qquad X_i = Z_i$$

$$E_{B_i} < Eh < E_{A_i} \qquad Eh = a_i + b_i \log \frac{X_i}{Z_i - X_i}$$

$$Eh \leq E_{B_i} \qquad X_i = 10^{-6} \ (\sim 0) \ .$$

Localement, ceci permet donc de fixer une configuration pour le diagramme d'équilibre thermodynamique et, en chaque point, de calculer la distribution des X_i de manière univoque.

En résumé, la procédure séquentielle suivante est suivie à chaque pas de temps :

1) solution des 4 équations (13) pour les $Z_i(s,t)$ $(i = 2,5)$;

2) à partir des équations d'équilibre interne et des Z_i $(i = 2,5)$, calcul des limites $E_{A_i}(s,t)$ et $E_{B_i}(s,t)$;

3) calcul de la variable

$$F(s,t) = \Sigma \ \nu_i \ X_i(s,t)$$

à partir de (10) et des conditions aux limites (7) [X_1 étant supposé connu] ;

4) inversion de la relation implicite

$$F(s,t) = \Sigma \ \nu_i X_i = f_{L_A, L_B}(E)$$

qui permet de calculer $Eh(s,t)$ et les concentrations X_i via les relations

$$Eh = \ell_i(X_i, Z_i) \ ;$$

5) retour éventuel au point (3) pour un schéma de calcul itératif (calcul de X_1).

4.2.2.- Résultats

La figure 17 représente le résultat de la simulation des profils longitudinaux de février, avril, juillet et octobre 1974 à l'étale de marée basse, calculé en utilisant le modèle hydrodynamique stationnaire de Wollast (1973) et la procédure exposée ci-dessus. La comparaison avec les profils expérimentaux (figure 9) montre que la tendance générale de l'évolution de la composition de l'eau est bien reproduite par la simulation.

Les valeurs utilisées pour cette simulation sont respectivement de 100 pour février , 50 pour mai , 25 pour juillet et 70 pour octobre 1974, ce qui correspond à une fraction du métabolisme carboné total incorporée sous forme de bicarbonate de 4 , 8 , 15 et 6 % respectivement. Ces valeurs sont compatibles avec les quelques déterminations expérimentales de cette fraction (9,4 et 6,6 % en mai 1974, voir tableau 1) et leur évolution saisonnière cadre bien avec l'observation selon laquelle les bactéries anaérobies, les sulfato-réductrices en particulier, dont le rôle relatif dans l'activité hétérotrophe est plus grand en été, incorporent plus activement le bicarbonate que les bactéries aérobies.

Si la tendance générale de l'évolution de la composition de l'eau est bien reproduite par la simulation, la zone d'augmentation du NO_3^- est cependant déplacée vers l'amont, et la zone de restauration de l'oxygène est reportée en aval. Ceci est évidemment la conséquence de l'hypothèse d'équilibre interne, qui impose notamment que l'oxygène ne peut réapparaître que si le NH_4 et le Mn^{++} sont complètement oxydés. Pour expliquer l'allure des profils observés, des limitations de la cinétique des réactions doivent être considérées : la vitesse des réactions chimiques et biologiques impliquées ne permet pas d'atteindre l'équilibre chimique entre les différents couples d'oxydo-réduction.

Ceci est particulièrement vrai pour l'oxydation de l'ammonium en nitrates, qui, comme nous l'avons signalé plus haut, n'est jamais complète dans l'estuaire. En fait, dans la simulation présentée dans la figure 17, il est déjà tenu compte implicitement de ce fait, de façon d'ailleurs assez peu élégante, en prenant comme concentration en ammonium à la

limite amont une valeur correspondant seulement à la fraction appelée à être nitrifiée de la concentration réelle mesurée à Dendermonde. Dans le paragraphe suivant, nous introduisons de façon plus rigoureuse une limitation cinétique sur la nitrification.

4.3.- Limitation cinétique de la nitrification

Comme expliqué plus haut, le caractère incomplet de la nitrification s'explique par la dynamique particulière des populations de bactéries nitrifiantes. Un profil typique de l'activité nitrifiante relevé expérimentalement a été représenté dans la figure 14 : l'activité, nulle dans la partie amont de l'estuaire, augmente brusquement à l'endroit où est atteint le potentiel rédox critique, puis diminue lorsque la salinité augmente, pour s'annuler vers 10 mg Cl/ℓ.

Une première étape pour rendre compte de cette limitation cinétique consiste à introduire dans le modèle d'équilibre, de façon semi-empirique, une valeur limite de l'activité nitrifiante, basée sur l'allure des profils observés d'activité nitrifiante. Une seconde étape consiste à bâtir un modèle déterministe complet de la dynamique des populations de bactéries nitrifiantes et de leur activité, modèle qui peut être couplé au modèle précédent.

4.3.1.- Introduction semi-empirique d'une nitrification maximale

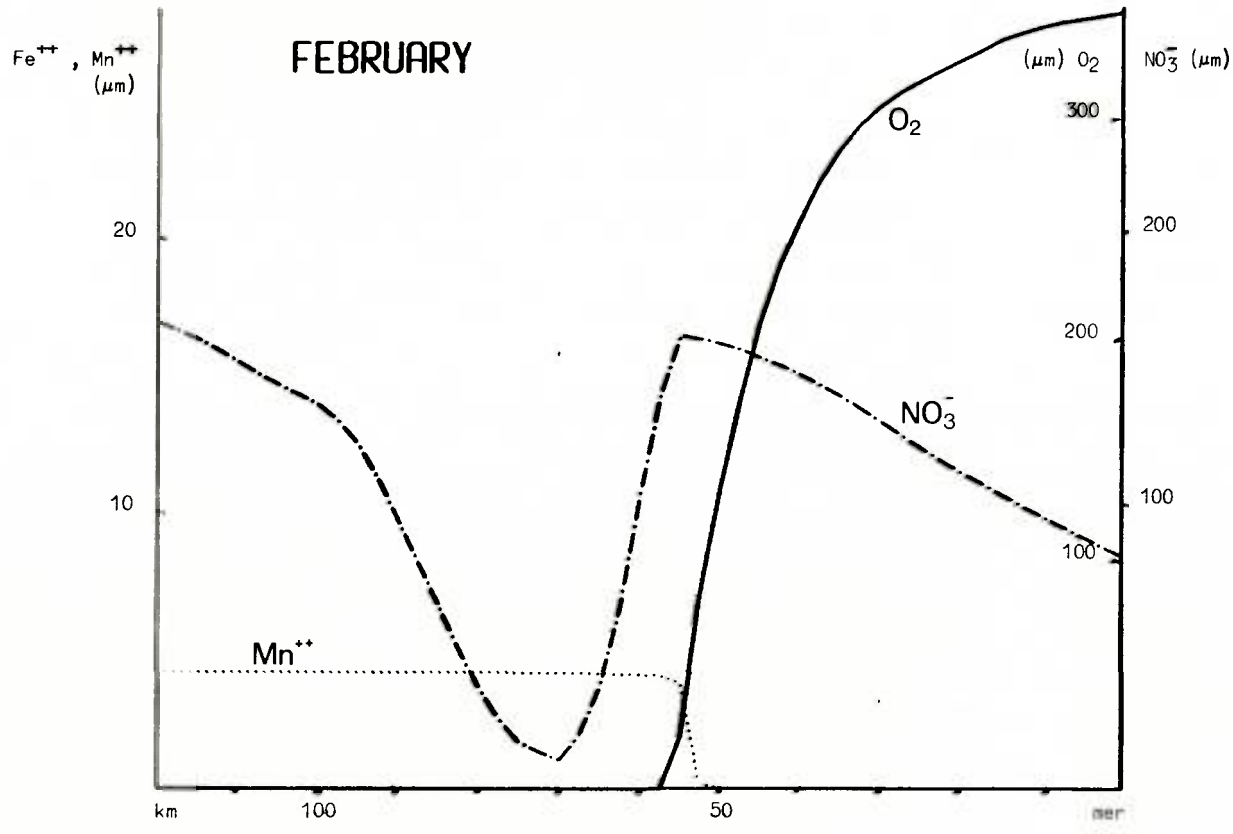
L'hypothèse d'équilibre thermodynamique a permis de calculer une première estimation des différentes concentrations, en particulier la concentration en nitrates $X_3(s,t)$. En remplaçant $X_3(s,t)$ dans l'équation (3), on peut alors déterminer numériquement la *fonction de commande* $f(s,t)$ qui détermine l'évolution de X_3 , c'est-à-dire telle que

$$\nabla\Delta X_3 = f(s,t) \qquad (14)$$

et on a évidemment

$$f(s,t) = P_3(s,t) - C_3(s,t) \ .$$

On constate que cette fonction f est négative dans la première partie de l'estuaire, positive dans la seconde partie. Comme on peut le


FEBRUARY
Fe++ , Mn++ (μm)
(μm) O2
NO3- (μm)
O2
NO3-
Mn++
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50

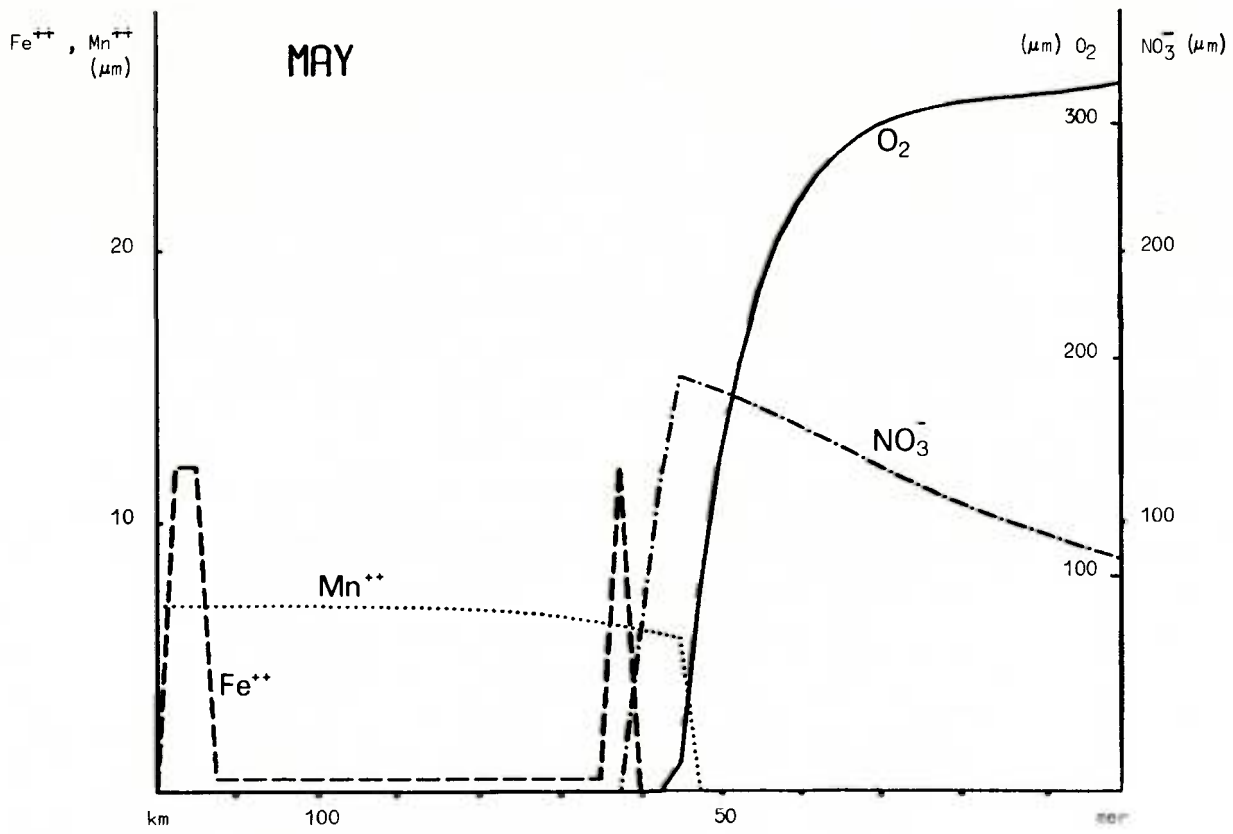
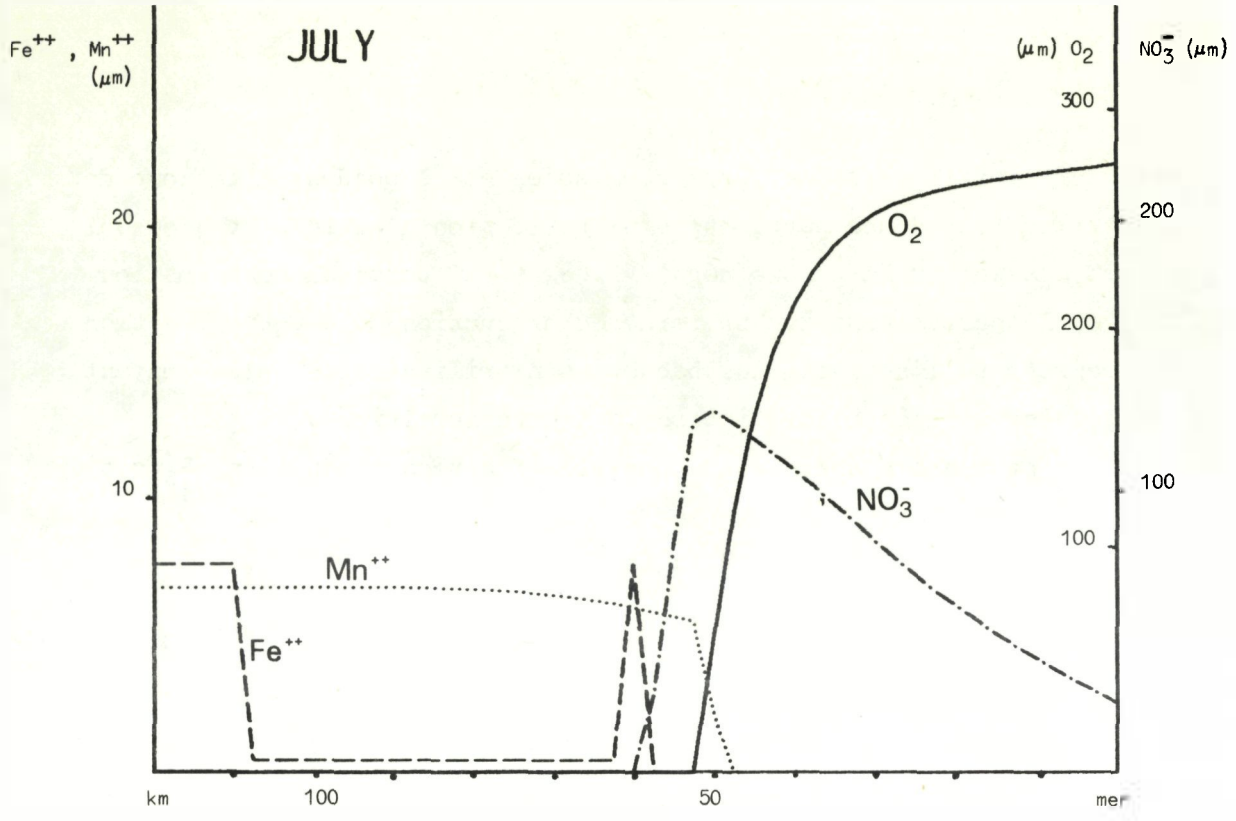

MAY
Fe++ , Mn++ (μm)
(μm) O2
NO3- (μm)
O2
NO3-
Mn++
Fe++
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50

fig. 17.



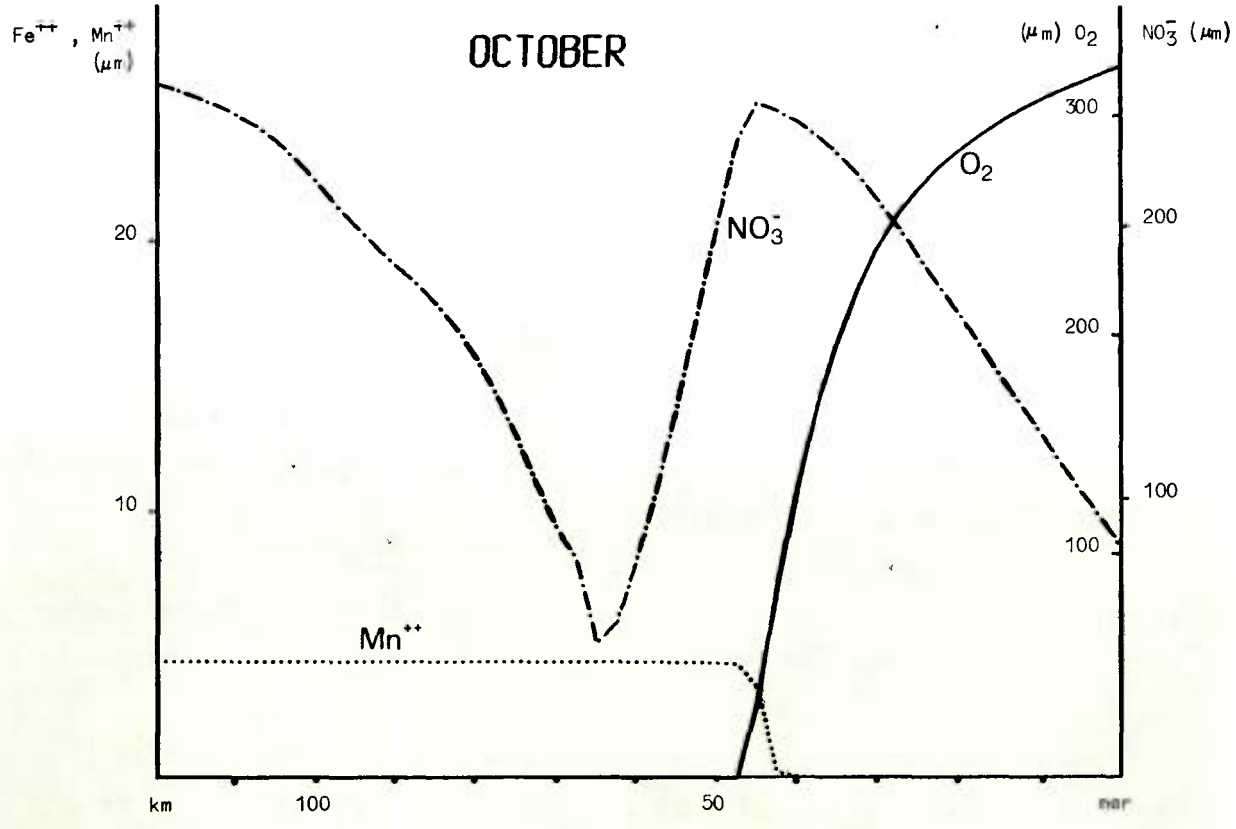


fig. 17.

Simulation de profils longitudinaux de février, mai, juillet et octobre 1974 selon l'hypothèse d'équilibre thermodynamique interne.

vérifier expérimentalement, ces deux zones correspondent à la zone de dénitrification d'une part, et de nitrification d'autre part ; ce qui permet d'associer la partie négative de f au terme de consommation C_3 , et la partie positive au terme de production P_3 . Cette fonction P_3 représente l'activité des bactéries nitrifiantes calculée suivant l'hypothèse de l'équilibre interne, et donc surestimée.

On peut alors définir une nouvelle fonction-production $P_3^*(s,t)$ qui vaut

$$P_3^*(s,t) = \begin{cases} P_3(s,t) & \text{si } P_3 \leq L_3 \\ L_3(s,t) & \text{si } P_3 > L_3 \end{cases}$$

où $L_3(s,t)$ est une fonction seuil semi-empirique à laquelle, sur base du profil expérimental d'activité nitrifiante de la figure 14, on donne la forme suivante :

$$L_3(s,t) = \begin{cases} \gamma(t)\ (s_0 - s) & \text{si } s \leq s_0 \\ 0 & \text{si } s > s_0 \end{cases}$$

s_0 étant le point où la salinité atteint 10 mgCl/ℓ , que l'on peut déterminer à partir du profil de salinité calculé.

On a donc une nouvelle fonction de commande

$$f^*(s,t) = P_3^*(s,t) - C_3(s,t)$$

En intégrant l'équation (3) avec cette nouvelle fonction de commande f^* , on obtient une solution X_3 qui tient compte du comportement physiologique des bactéries en fonction de la salinité. La valeur de γ est ajustée pour que le profil calculé corresponde aux concentrations en nitrates mesurées dans l'estuaire.

Les fonctions de commande modifiées f^* sont représentées à la figure 18 et les valeurs de l'activité nitrifiante ainsi déterminées sont compatibles avec les quelques mesures expérimentales directes de la nitrification.

Les concentrations des autres oxydants sont alors recalculées à partir de l'hypothèse d'équilibre interne, la concentration en nitrate étant cette fois imposée (donc hors-équilibre).

La procédure séquentielle suivante est maintenant suivie à chaque pas de temps :

1) à 4) comme dans le modèle d'équilibre thermodynamique;

5) construction de la fonction limitante L_3 ; calcul de la fonction de commande f et de la fonction modifiée f^* ;

6) intégration de (3), ce qui détermine X_3^* ;

7) inversion de la relation

$$F(s,t) = \Sigma \nu_i X_i = f_{L_A, L_B}(Eh)$$

X_3^* étant imposé.

Les résultats obtenus avec cette procédure sont beaucoup plus proches de la réalité comme le montrent les profils de la figure 19 et leur comparaison avec les profils expérimentaux de la figure 9.

4.3.2.- Modèle déterministe de la nitrification

Un modèle bactériologique de la nitrification doit passer par la détermination de l'évolution de la biomasse B des organismes nitrifiants. Celle-ci est régie par l'équation :

$$\nabla\Delta B = K B - M B$$

où K et M sont respectivement les coefficients de croissance et de mortalité.

Le coefficient de croissance est une fonction de la température, de la salinité, de la concentration en ammonium Y_3 et du Eh :

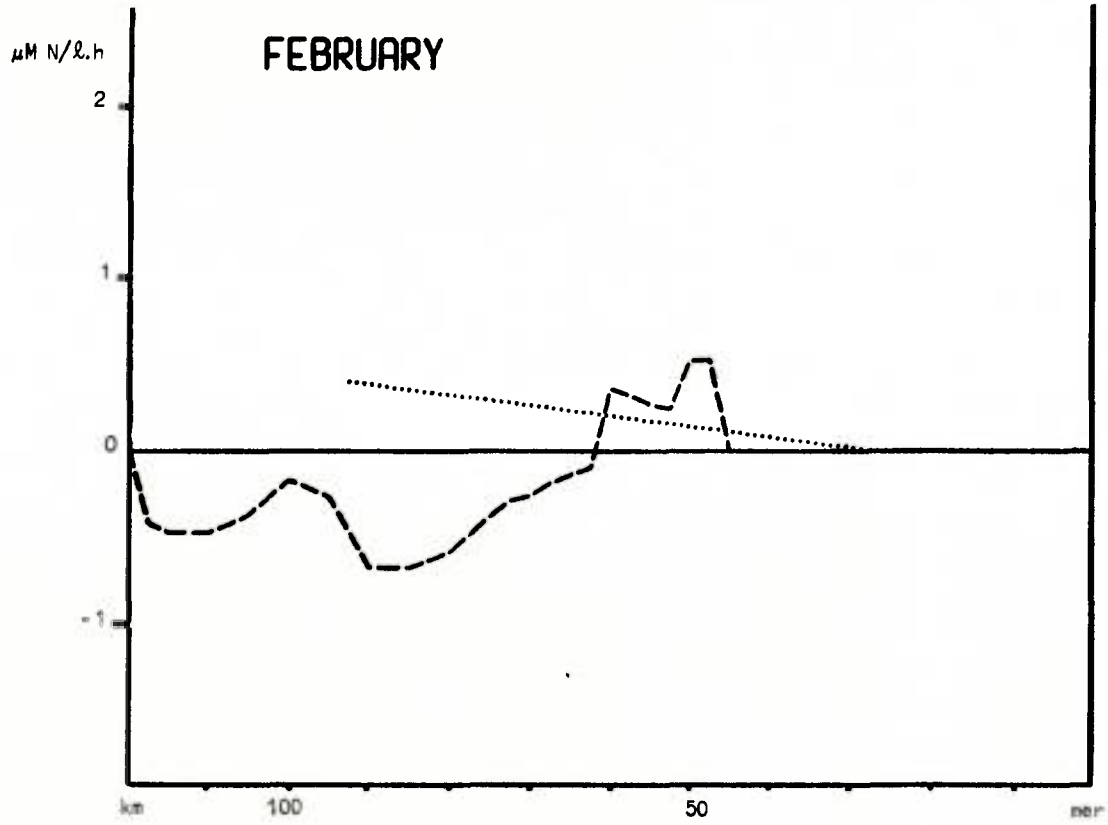
$$K = k \times f_1(T) \times f_2([Cl]) \times f_3(Y_3) \times (Eh)$$

où k est la constante optimale de croissance; f_1 , f_2 , f_3 ayant une valeur unitaire pour les valeurs optimales de T , de Cl^- et de Y_3 respectivement.

Selon la revue de Painter (1970), k varie entre $2\ 10^{-5}$ et $5\ 10^{-6}\ s^{-1}$.

Carlucci et Strickland (1968) ont déterminé que la température optimale pour les bactéries nitreuses en culture pure est de 28 °C , le Q_{10} valant 3 , de sorte que

$$f_1 = 10^{\frac{T - 28}{15}} \qquad (0 < T < 28\ °C) .$$



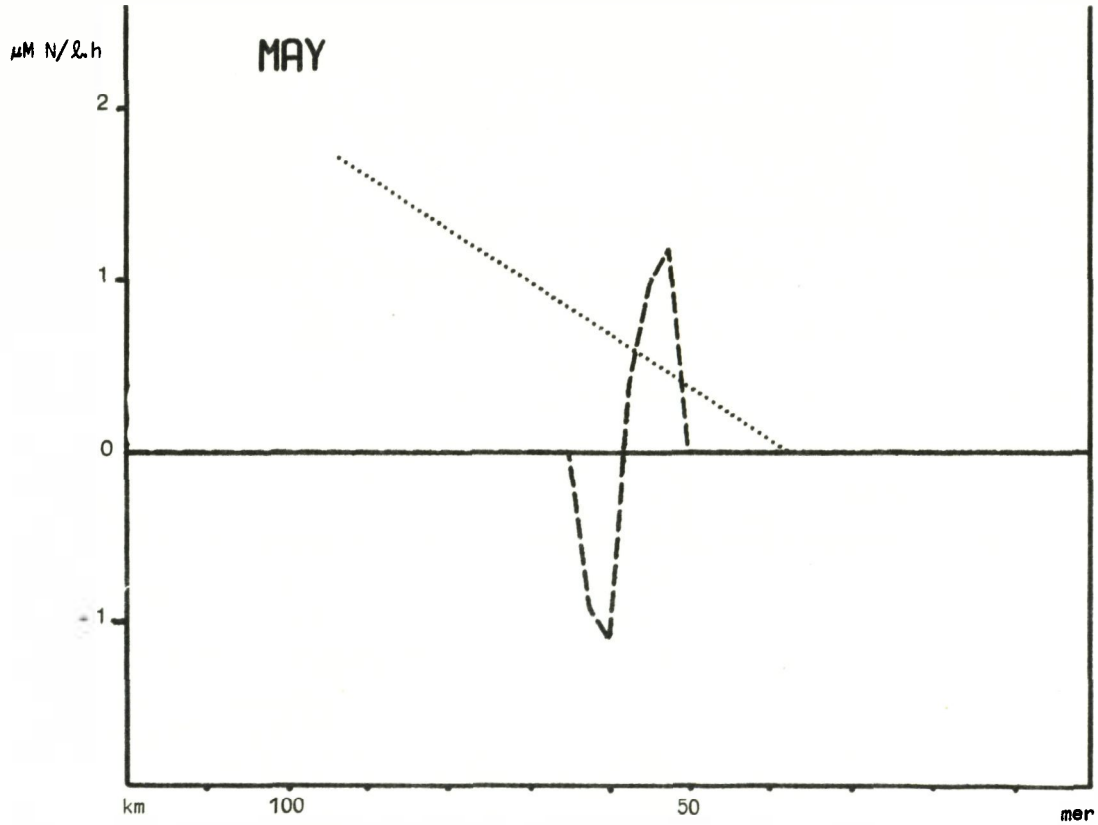
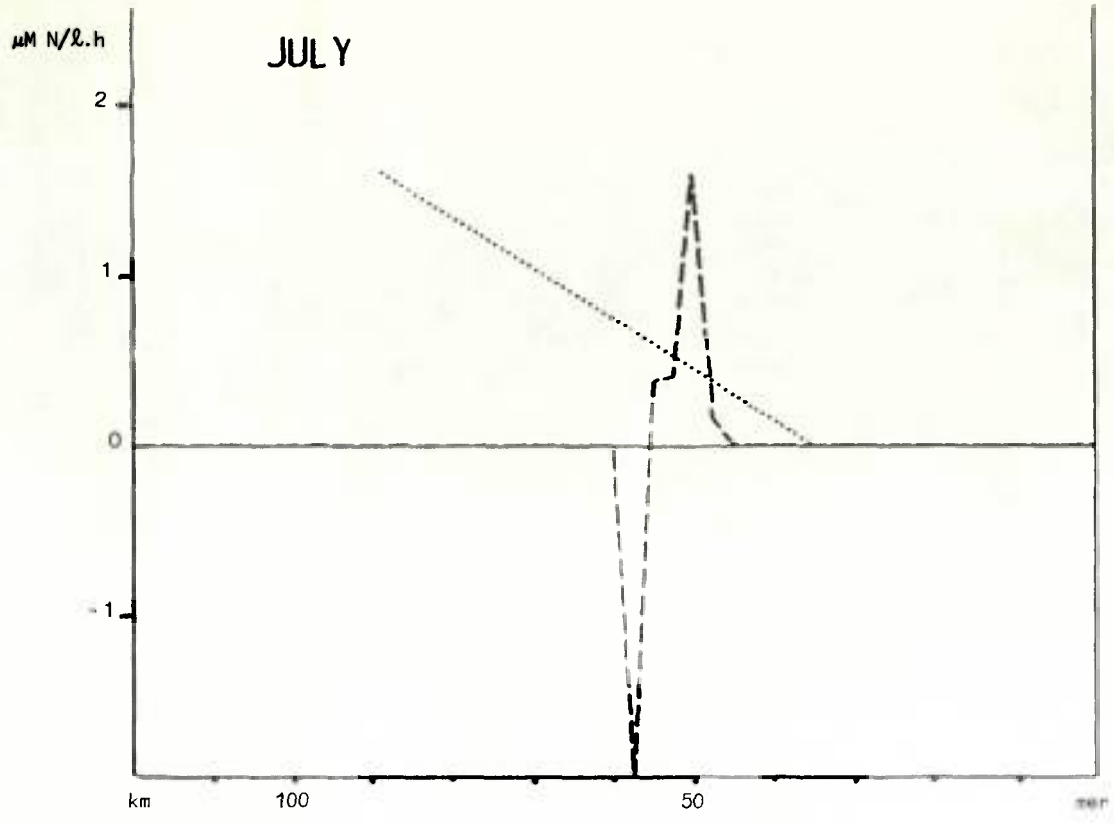


fig. 18a.



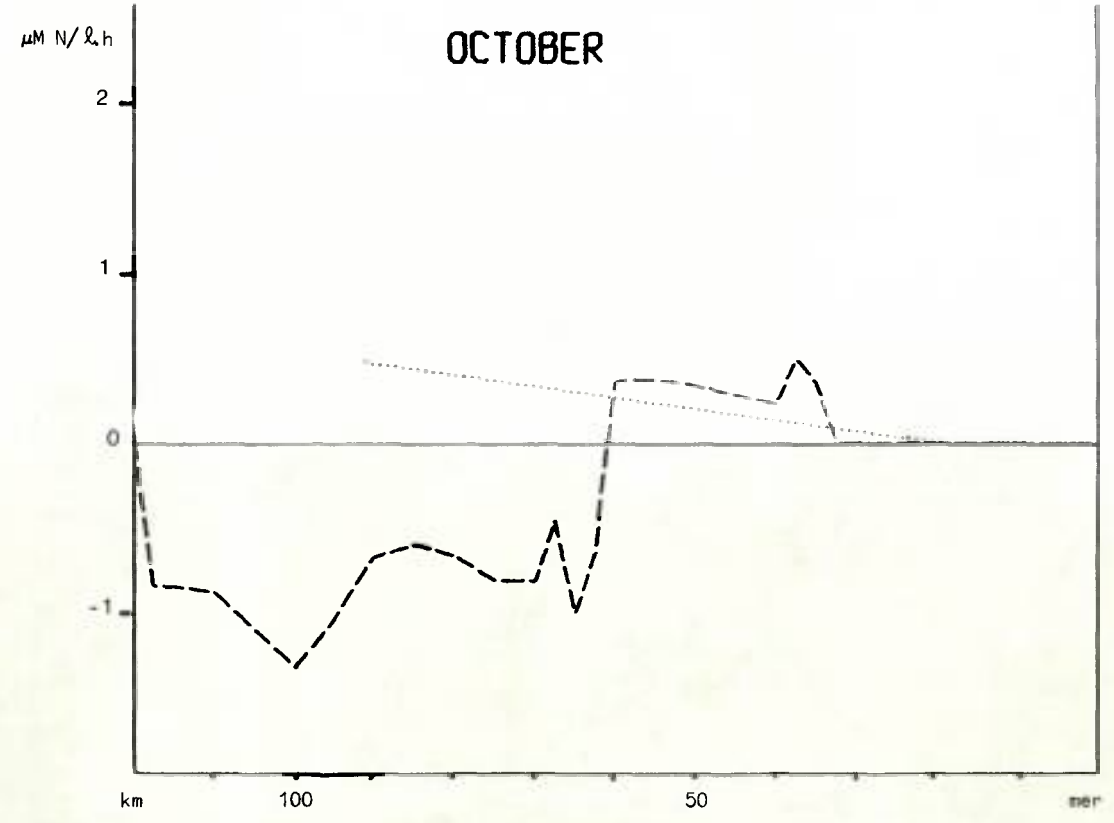
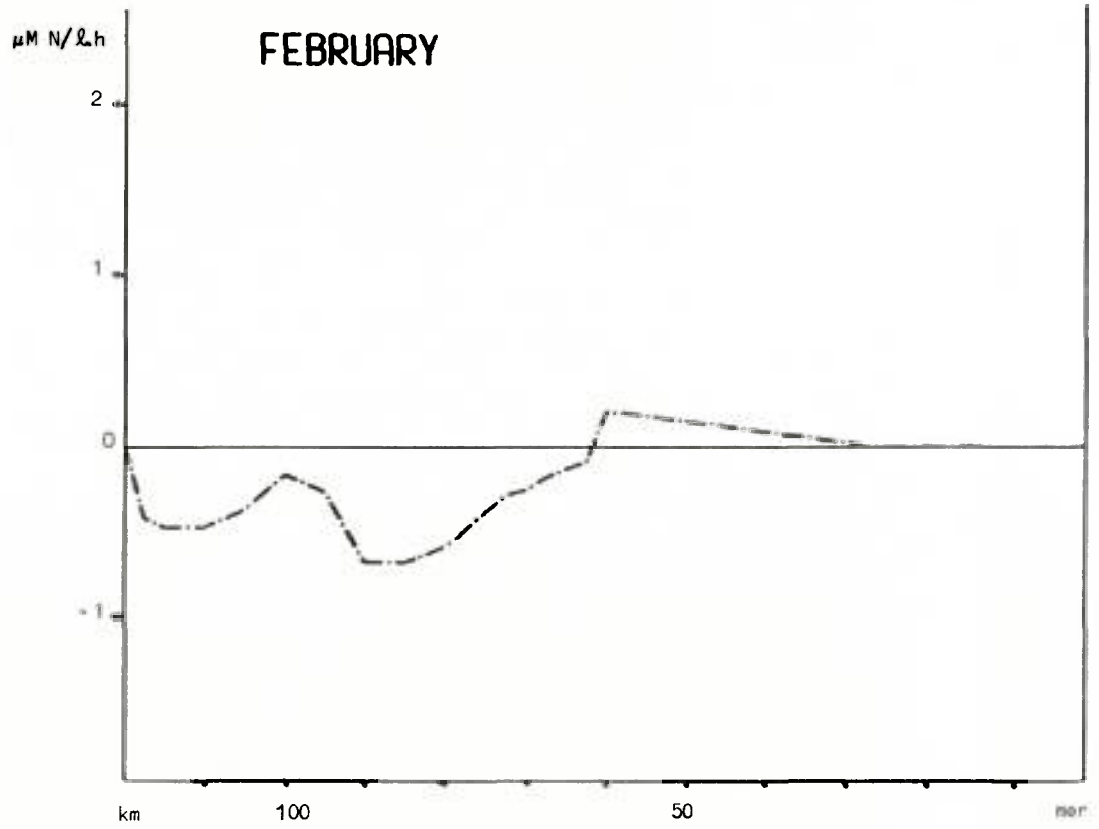


fig. 18a.

Fonctions de commande de la nitrification



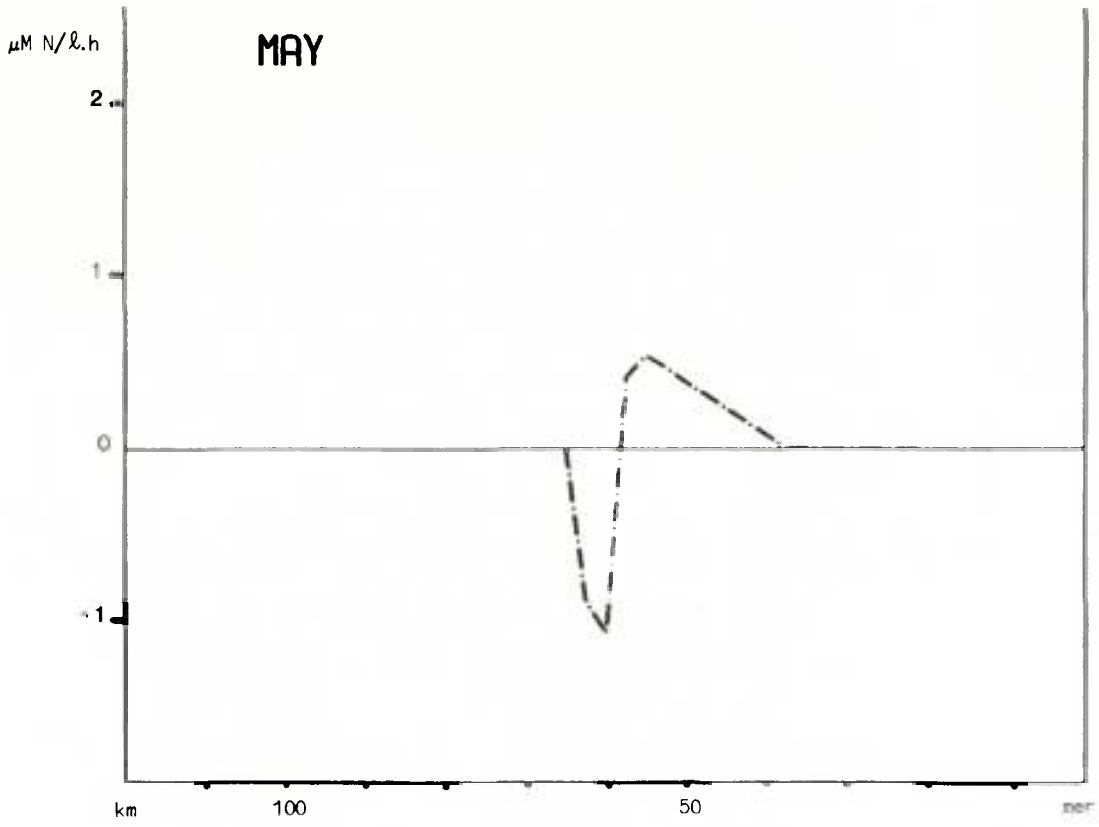
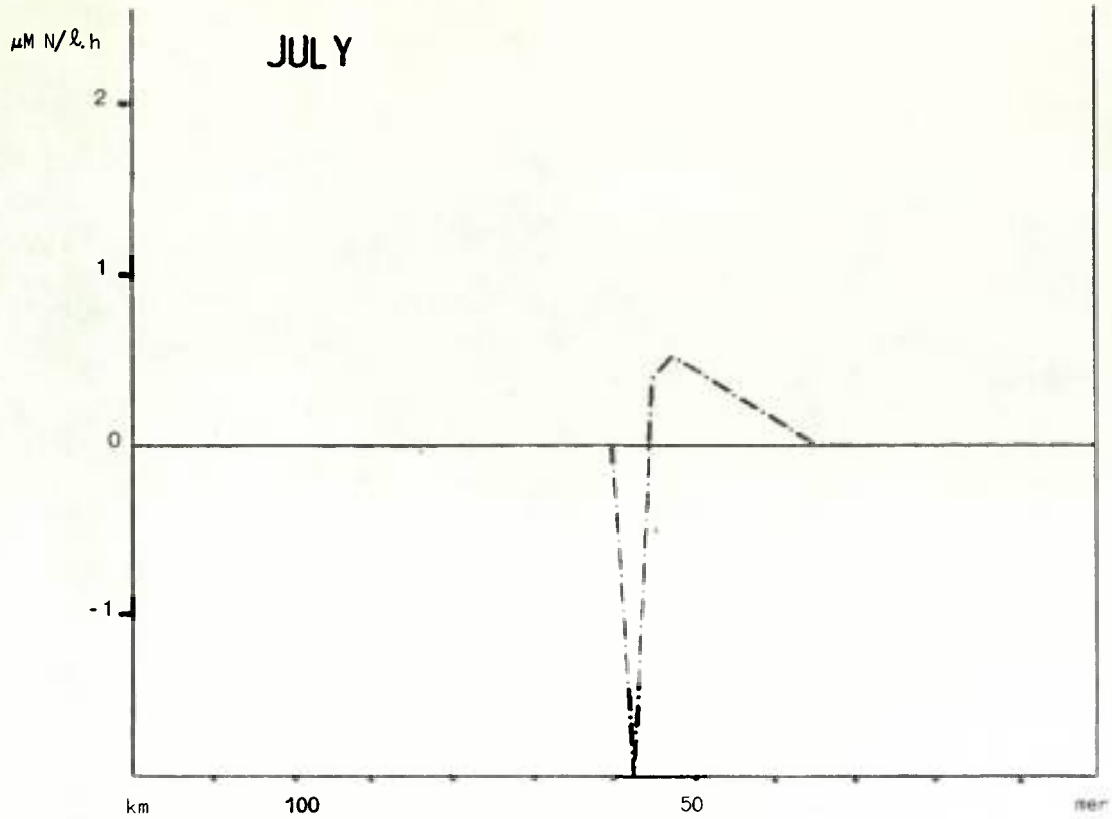


fig. 18b



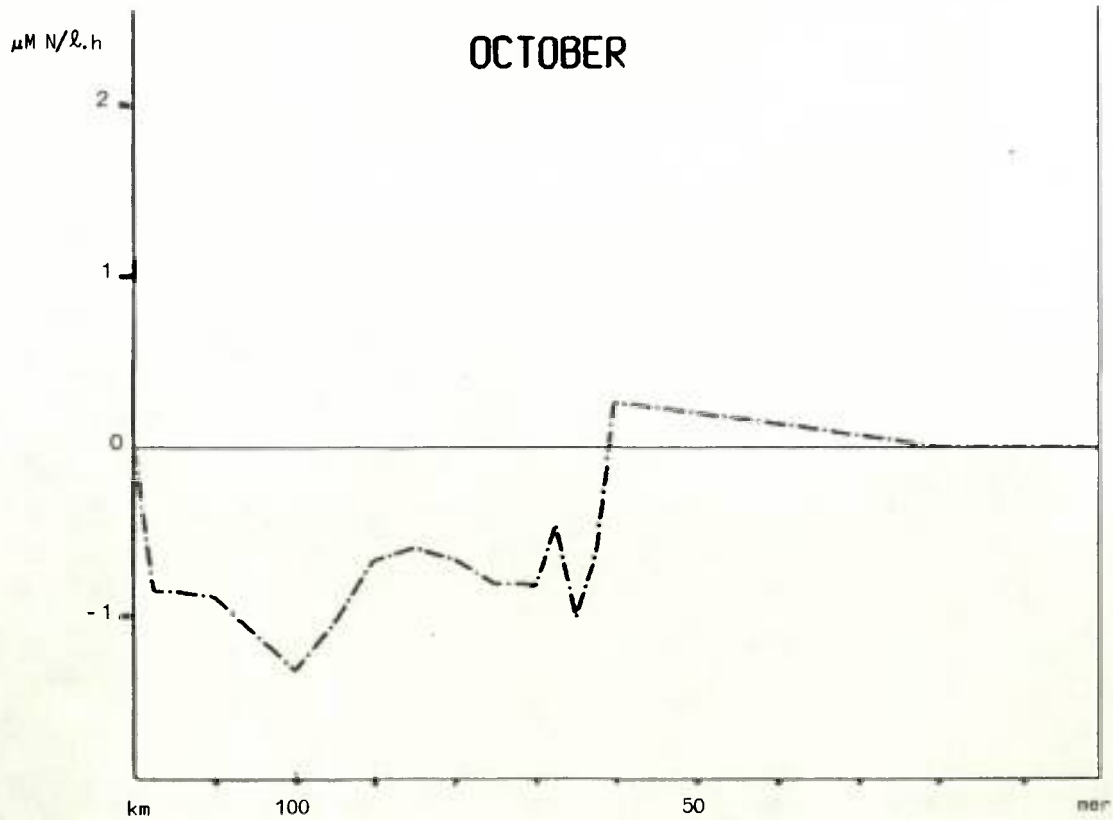
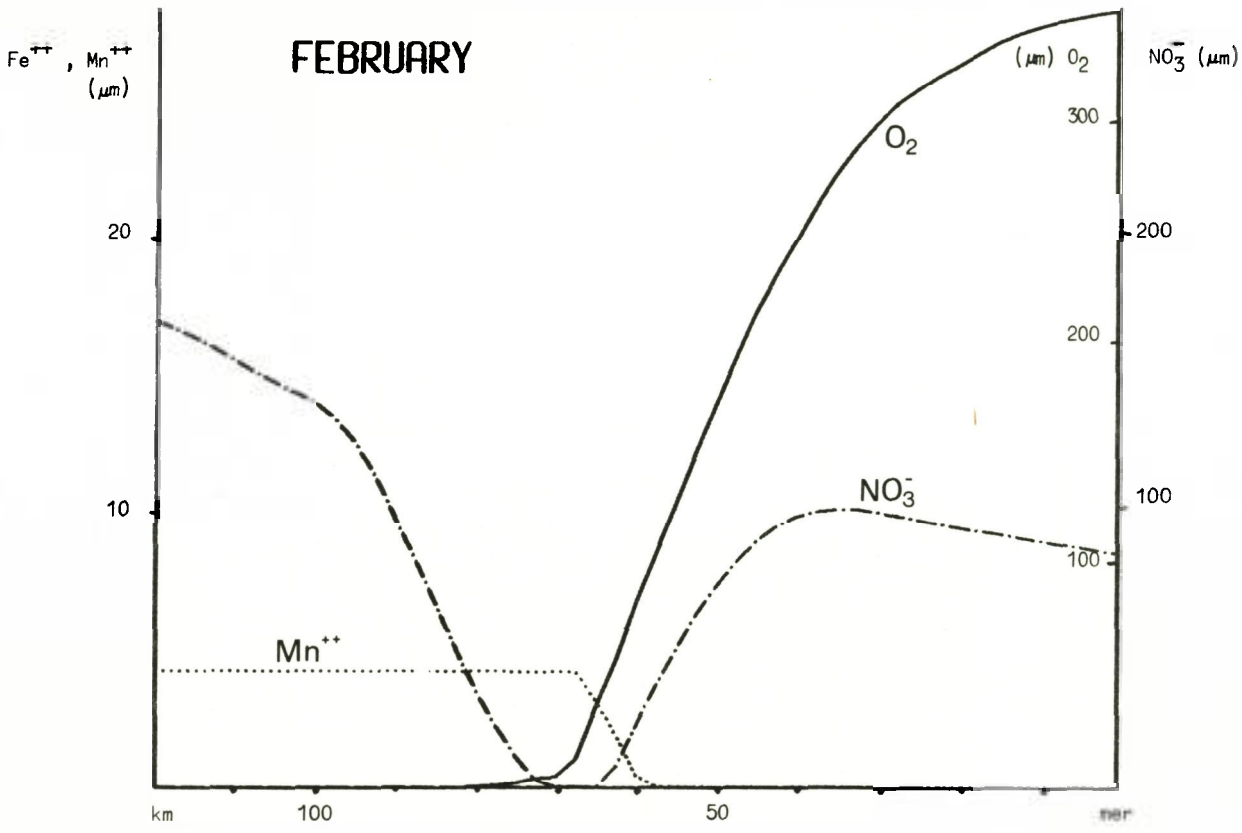


fig. 18b.

Fonctions de commande modifiées


FEBRUARY
Fe^{++} , Mn^{++} (µm)
(µm) O_2
NO_3^- (µm)
O_2
NO_3^-
Mn^{++}
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50
mer

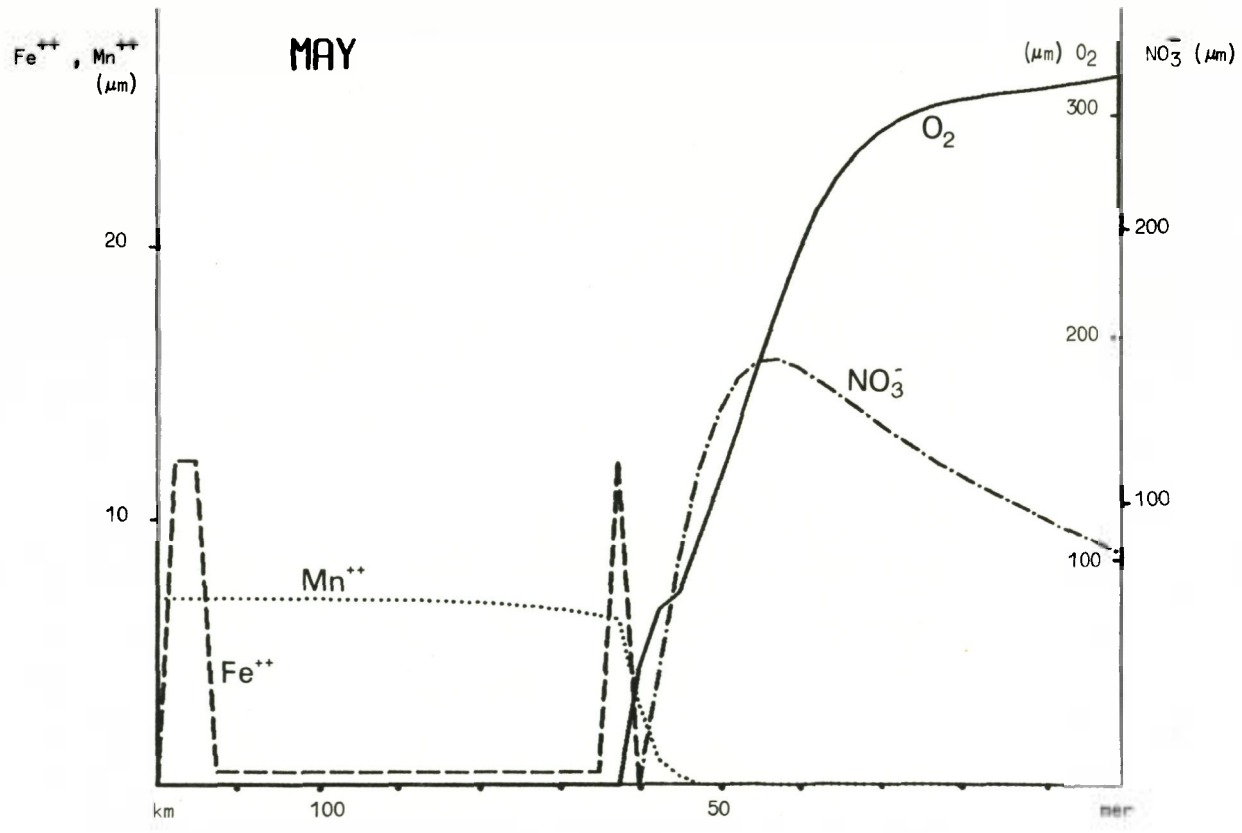
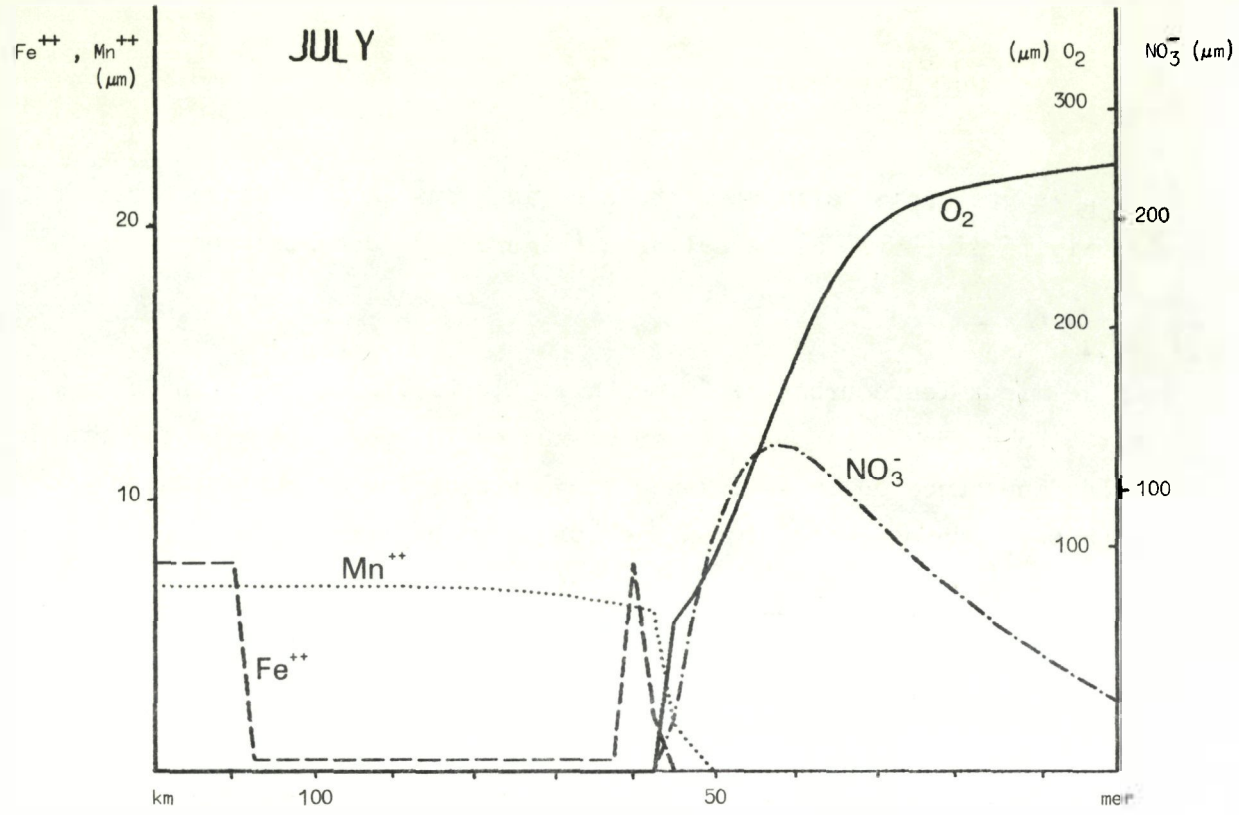

MAY
Fe^{++} , Mn^{++} (µm)
(µm) O_2
NO_3^- (µm)
O_2
NO_3^-
Mn^{++}
Fe^{++}
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50
mer

fig. 19.



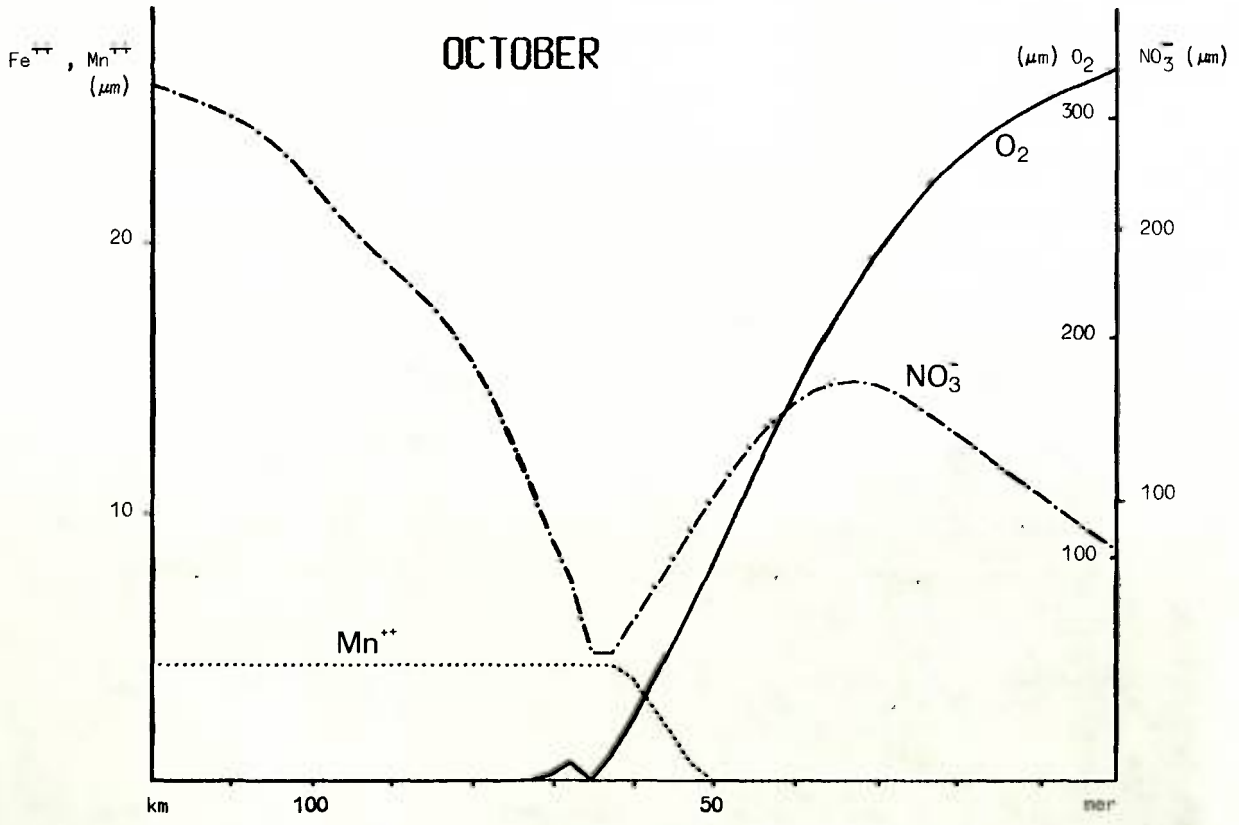


fig. 19.

Simulation des profils longitudinaux de février, mai, juillet et octobre 1974 selon le modèle incluant une limitation cinétique sur la nitrification.

f_2 a été choisi afin de reproduire au mieux la dépendance observée de l'activité vis-à-vis de la salinité (figure 13). Une gaussienne

$$f_2 = \exp\left(-\frac{[Cl]}{8}\right)$$

simule le mieux les courbes expérimentales d'activité en fonction de la salinité, sans que cette forme traduise aucune loi physiologique théorique.

La dépendance de la croissance vis-à-vis de la concentration en ammonium sera supposée conforme à une loi de Michaëlis-Menten :

$$f_3 = \frac{Y_3}{K_m + Y_3} .$$

Painter (1970) cite des valeurs de K_m comprises entre 70 et 700 µmoles/ℓ . Une valeur moyenne de 250 µmoles/ℓ peut être utilisée.

La fonction (Eh) exprime simplement que la nitrification n'est possible qu'au-dessus d'un certain potentiel rédox limite en dessous duquel l'oxydation de l'ammonium est endoénergétique

$$(Eh) = \begin{cases} 1 & \text{si } Eh > E^{\circ}_{N'} , \\ 0 & \text{si } Eh < E^{\circ}_{N'} . \end{cases}$$

La constante de mortalité pour ces bactéries nitrifiantes d'eau douce est probablement fonction de la salinité. Nous avons choisi, un peu arbitrairement en l'absence de données expérimentales, une fonction exponentielle de la salinité :

$$M = m \exp \frac{[Cl] - 18}{3} .$$

L'activité de nitrification est alors supposée proportionnelle à la vitesse de croissance des bactéries, de sorte que l'on peut écrire pour l'ammonium et les nitrates :

$$Y_3 + \beta K B = 0$$

$$X_3 - \beta K B = 0$$

La constante β a des valeurs comprises entre 10^{-7} et $5\ 10^{-6}$ µmoles/bact. selon Carlucci et Strickland (1968) et Watson (1965).

Quelques résultats préliminaires obtenus avec ce modèle [Somville (1975)] sont représentés dans la figure 20 qui montre la simulation

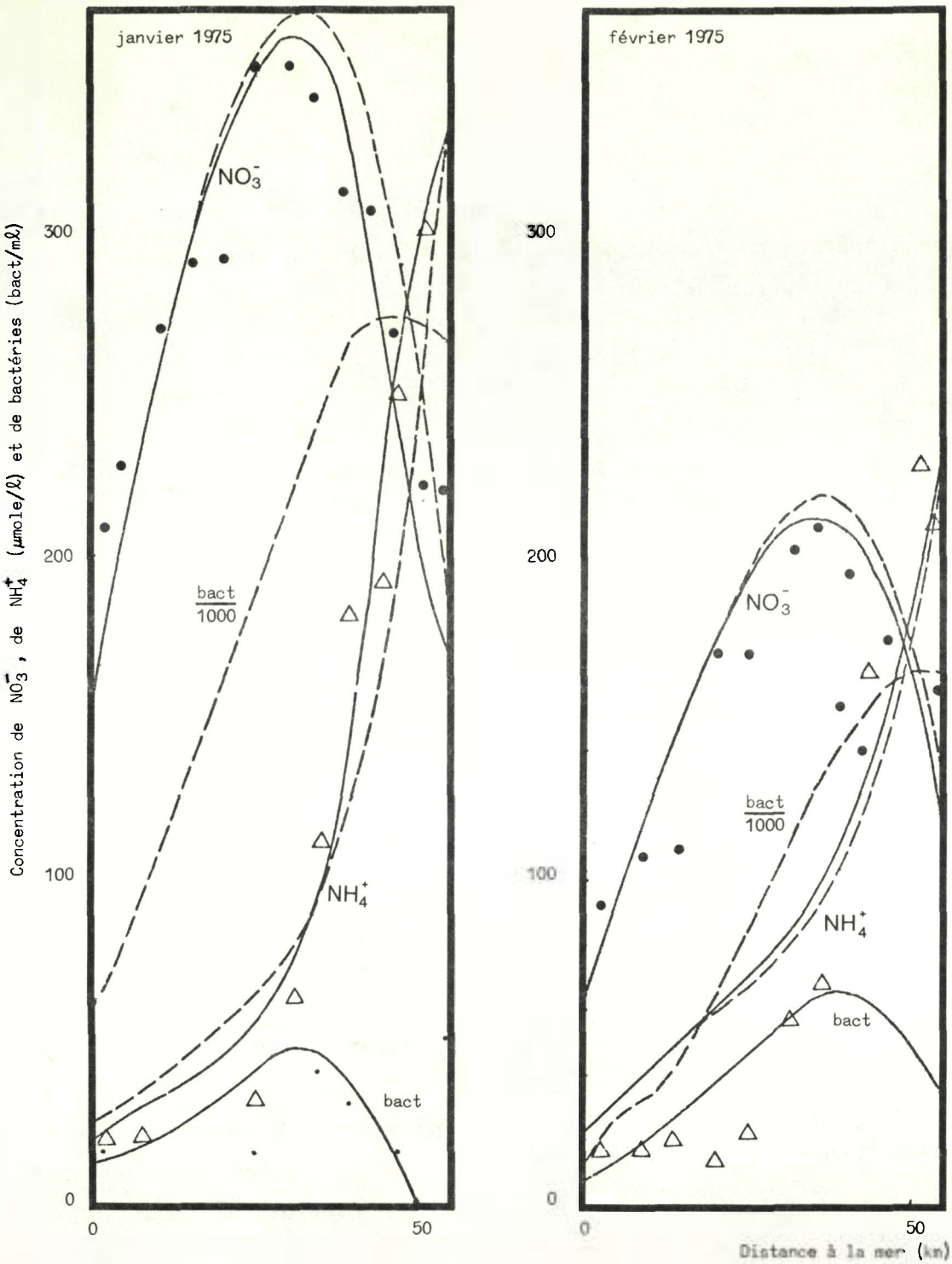


fig. 20.

Profils calculés des concentrations de NO_3^-, NH_4^+ et de bactéries en fonction de la distance à l'embouchure, pour les mois de janvier et de février 1975. Les concentrations expérimentales de nitrate (•), d'ammonium (△) et de bactéries (·) ont également été représentées.

Mois	Profil	k (s^{-1})	β (µm/ℓ)	m (s^{-1})
Janvier	———	$3\ 10^{-4}$	$3\ 10^{-3}$	$5\ 10^{-6}$
	- - - - -	$2\ 10^{-5}$	$5\ 10^{-6}$	$3{,}2\ 10^{-6}$
Février	———	$1{,}2\ 10^{-4}$	$2\ 10^{-3}$	$5\ 10^{-6}$
	- - - - -	$2{,}2\ 10^{-5}$	$5\ 10^{-6}$	$5\ 10^{-6}$

des profils de bactéries nitrifiantes, de nitrates et d'ammonium dans la zone de nitrification (c'est-à-dire où Eh > E) pour les croisières de janvier et de février 1975.

Références

ADAM, Y., (1975). A Hermitian finite difference method for the solution of parabolic equations, sous presse.

BERNER, R.A., (1967). Thermodynamic stability of sedimentary iron sulfides. *Am. J. Sci.*, **265**, 773-785.

BERNER, R.A., (1971). *Principles of chemical sedimentology*, Mac Graw Hill, New-York.

BILLEN, G., (1975). Nitrification in the Scheldt Estuary (Belgium and the Netherlands), *Estuarine and Coastal Marine Science*, **3**, 279-289.

BRECK, W.G., (1972). Redox potentials by equilibration, *J. Mar. Res.*, **30**, 121-139.

BROCK, T.D., (1966). *Principles of Microbial Ecology*, Prentice Hall.

CARLUCCI, A.F. and STRICKLAND, J.D.H., (1968). The isolation, purification and some kinetic studies of marine nitrifying bacteria, *Journal of experimental marine Biology and Ecology*, **2**, 156-166.

DOYLE, R.W., (1968). Identification and solubility of iron sulfide in anaerobic lake sediments, *Am. J. Sci.*, **266**, 980-994.

DOWNING, A.L., (1962). *In* L. KLEIN, *River Pollution, II. Causes and consequences*. Butterworths, London.

GARRELS, R.M. et CHRIST, C.L., (1965). *Solution, Minerals and Equilibria*, Harper and Row, New York.

KUTZNETSOV, S.I., (1975). The role of microorganisms in the formation of lake bottom deposits and their diagenesis, *Soil Sci.*, **119**, 81-88.

MULDER, E.G., (1964). Iron bacteria, particularly those of the Sphaerotilus-Leptothrix group, and Industrial problems, *J. Appl. Bact.*, **27**, 151-173.

OTTOW, J.C.G., (1968). Evaluation of iron reducing bacteria in soil and the physiological mechanism of iron-reduction in Aerobacter aerogenes, *Zeil. für Allg. Mikrobiol.*, **8**, 441-443.

OVERBECK, J. and DALEY, R.J., (1973). Some precautionary comments on the Romanenko technique for estimating heterotrophic bacterial production, *Bull. Ecol. Res. Comm.* (Stockholm), **17**, 342-344.

PAINTER, H.A., (1970). A review of literature on inorganic nitrogen metabolism in micro-organisme, *Water Research*, **4**, 393-450.

RICHARDS, F.A., (1965). *Anoxic basins and Fjords*, in *Chemical oceanography*, Eds. Riley, S.P. and Skirrow, G. Academic Press, New York, Vol. 1, 611-645.

ROMANENKO, V.I., (1964). Heterotrophic CO_2 assimilation by bacterial flora of water, *Mikrobiol*, **33**, 779-683.

SALEK, MCPHERSON et MILLER, (1964). The effect of inhibitors on sulfate reducing bacteria : a compilation, *J. Appl. Bact.*, **27**, 281-293.

SATO, M., (1960). Oxidation of sulfide ore bodies, 1. Geochemical environments in terms of Eh and pH, *Econ. Geol.*, **55**, 928-961.

SILLEN, L.G., (1965). Oxidation states of Earth's Ocean and Atmosphere, I, A model calculation on earlier states. The myth of the probiotic soup, *Arkiv. Kemi*, **24**, 431-456.

SOROKIN, Y.I., (1965). On the trophic role of chemosynthesis and bacterial synthesis in water bodies, *Mem. Ist. Ital. Idrobiol*, **18** Supl., 187-205.

SOMVILLE, M., (1975). *Nitrification dans l'estuaire de l'Escaut*, Mémoire de licence en sciences chimiques, Université Libre de Bruxelles.

STREETER, H.W. et PHELPS, E.B., (1925). Study of the pollution and natural purification of the Ohio river. III. Factors concerned in the phenomena of oxidation and reaeration, *Bull. U.S. Publ. Health Serv.*, **146**.

STUMM, W., (1966). Redox potential as an environmental parameter : conceptual significance and operational limitation, *Proceedings of the International Water Pollution Research Conference* (3rd, Munich), I, 283-308.

STUMM, W. et LEE, G.F., (1961). Oxygenation of ferrous Iron, *Industrial and Eng. chem.*, **53**, 143-146.

STUMM, W. et MORGAN, J.J., (1970). *Aquatic Chemistry*, Wiley and Sons, New York.

THORSTENSON, D.C., (1970). Equilibrium distribution of small organic molecules in natural waters, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 745-770.

VAMOS, (1958). Inhibition of sulfate reduction in paddy soils, *Nature*, 182, 1688.

WATSON, S.W., (1963). Autotrophic nitrification in the ocean, in *Symposium on Marine Microbiology* (Oppenheimer, C.H., ed.) CC. Thomas publ., Springfield.

WHEATLAND, A.B., BARRETT, M.J. and BRUCE, A.M., (1959). Some observations on denitrification in rivers and estuaries, *Journal of the Institute for Sewage Purification*, Part 2, 449-459.

WOLLAST, R., (1973). *Origine et mécanismes de l'envasement de l'estuaire de l'Escaut*, Rapport de synthèse, Recherche effectuée dans le cadre de l'étude de l'envasement de l'Escaut dirigée par le Laboratoire de Recherches Hydrauliques, Borgerhout, Ministère des Travaux Publics.

WOLLAST, R., (1973). Le comportement de nutrients dans l'estuaire de l'Escaut; cas de la silice et de l'ammoniaque, *in* Math. Modelsea (1973), Fisheries Improvement and Hydrography Comittee, International Council for Exploration of the Sea, E:19.

B.- COMPORTEMENT DE LA SILICE DISSOUTE DANS L'ESTUAIRE DE L'ESCAUT

par

O. BECKERS et R. WOLLAST

1.- Introduction

L'étude du comportement de la silice dissoute dans l'estuaire présente de l'intérêt à plusieurs titres. Il s'agit en effet d'un nutrient indispensable au développement des diatomées qui assurent dans nos régions la part la plus importante de la productivité primaire en mer. Cette importance est bien mise en évidence par les calculs de Lisitzin (1972) qui montre que pour chaque gramme de carbonne consommé dans l'océan, les organismes fixent en moyenne un poids approximativement équivalent de silice. Les estuaires constituent aussi une des principales sources d'apport de silice dans le milieu marin, en particulier dans les régions côtières puisque les eaux douces contiennent en général 15 mg SiO_2/ℓ alors que la teneur moyenne des eaux de l'océan n'est que de 6 mg SiO_2/ℓ et que les eaux de surface présentent des concentrations souvent inférieures à 0,1 mg SiO_2/ℓ .

Le comportement de la silice dissoute dans les eaux des estuaires a récemment retenu l'attention de plusieurs chercheurs. Il existe une vive controverse à l'heure actuelle sur la consommation éventuelle de la silice dissoute dans cette zone et sur la nature des processus responsables de cette consommation.

Généralement les consommations de silice observées dans les estuaires se situent entre 10 et 20 % [Burton et Liss (1973)] et l'amplitude du phénomène ne dépasse guère les erreurs d'estimation que l'on peut faire sur le budjet de la silice. Toutefois, Wollast et De Broeu (1971) et Van Bennekom (1974) ont démontré l'existence d'une consommation importante de silice dissoute respectivement dans les estuaires de l'Escaut et du Rhin.

Les auteurs attribuent cette consommation à l'activité des diatomées et il est intéressant de noter qu'une telle situation n'a jamais été décrite que pour des estuaires dont la charge en phosphore et en azote est particulièrement élevée par suite des diverses activités humaines.

Il existe d'autres hypothèses quant à l'élimination de la silice dissoute lors du mélange des eaux douces et de l'eau de mer. MacKenzie et Garrels (1966) et MacKenzie *et al.* (1967) ont montré que les argiles mises en suspension dans l'eau de mer pouvaient libérer ou consommer de la silice dissoute suivant la teneur de cet élément à l'état dissous dans l'eau et la nature minéralogique de l'argile. Pour Bien *et al.* (1958), la silice dissoute dans le Mississipi réagit chimiquement avec les solides en suspension lorsque la salinité devient suffisante.

De manière similaire, Liss et Spencer (1970) estiment que 10 à 20 % de la silice dissoute de la rivière Conoway est éliminée par un processus d'adsorption inorganique par la matière en suspension dans la zone estuarienne.

Stefanson et Richards (1963), Banoub et Burton (1968), Burton *et al.* (1970), Wollast et De Broeu (1971) et Fanning et Pilson (1973) pensent par contre que la consommation de silice par des réactions chimiques inorganiques est probablement négligeable dans la zone estuarienne.

Nous avons accordé une importance particulière à ce problème en lui consacrant un chapitre particulier étant donné les répercussions que la consommation en silice dans les estuaires desservant la mer du Nord pouvaient avoir sur l'équilibre des substances nutritives en milieu marin.

2.- Caractérisation du processus de consommation de silice dans l'Escaut

La relation entre la salinité et la concentration d'une espèce quelconque permet de détecter aisement si celle-ci se comporte de manière conservative au cours du mélange des eaux douces et de l'eau de mer dans la zone estuarienne.

En effet, dans ce cas, la relation entre la concentration de cette espèce et la salinité est nécessairement linéaire. L'existence d'une

courbure convexe dénote l'existence d'un apport ou d'une production de la substance considérée et inversement les processus de consommation se traduisent par une courbure concave.

Nous discuterons ci-dessous essentiellement les résultats obtenus au cours de l'année 1973 qui s'est caractérisée par une régularité remarquable des débits, à l'exception d'une petite crue au cours du mois de février.

La figure 1 montre à titre d'exemple l'évolution de la silice dissoute au cours des campagnes de mesure de 1973. Si l'on compare les courbes obtenues aux droites de dilution, on constate que la silice est pratiquement conservative en hiver, et qu'elle subit une consommation qui s'accentue au cours de l'été pour se résorber de nouveau au cours de l'automne. L'influence saisonnière suggère que ce processus est lié à l'activité biologique et en particulier au développement des diatomées, dont les débris de squelettes sont abondants dans les sédiments de l'estuaire.

Pour déterminer de manière plus précise la zone de consommation ou de production de la silice dissoute et son importance quantitative, il est nécessaire de procéder à une analyse des profils de concentration qui tient compte des phénomènes hydrodynamiques d'advection et de diffusion turbulente se produisant dans l'estuaire.

L'analyse que nous avons effectuée est basée sur un modèle unidimensionnel stationnaire. Les équations décrivant les profils de salinité et de silice peuvent être respectivement décrites par

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon \frac{\partial s}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(us) = 0$$

et

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\varepsilon \frac{\partial c}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial x}(uc) + p - r = 0$$

où p et r sont des termes complexes de production et de consommation de silice.

Ces équations ont été appliquées aux divers profils longitudinaux de salinité et de silice relevés mensuellement dans l'Escaut. Les débits et les sections mouillées étant connus, $\left(u_x = \frac{V_x}{\Omega_x}\right)$, on estime tout d'abord par calcul numérique les coefficients ε en fonction de x à l'aide du profil de salinité. On peut alors calculer la contribution des

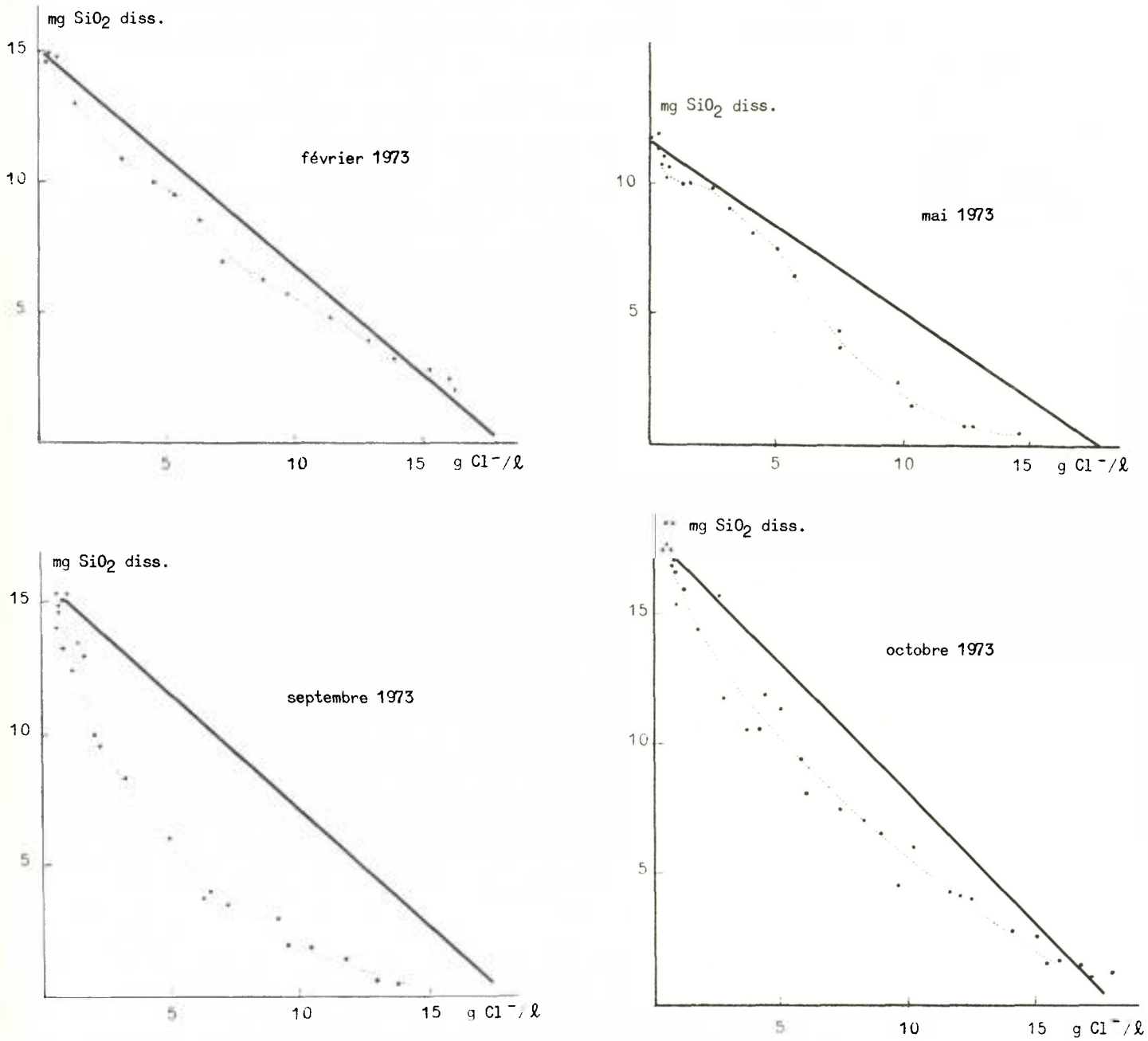


fig. 1.

Evolution de la silice dissoute en fonction de la salinité et comparée à la droite de dilution (février, mai, septembre et octobre).

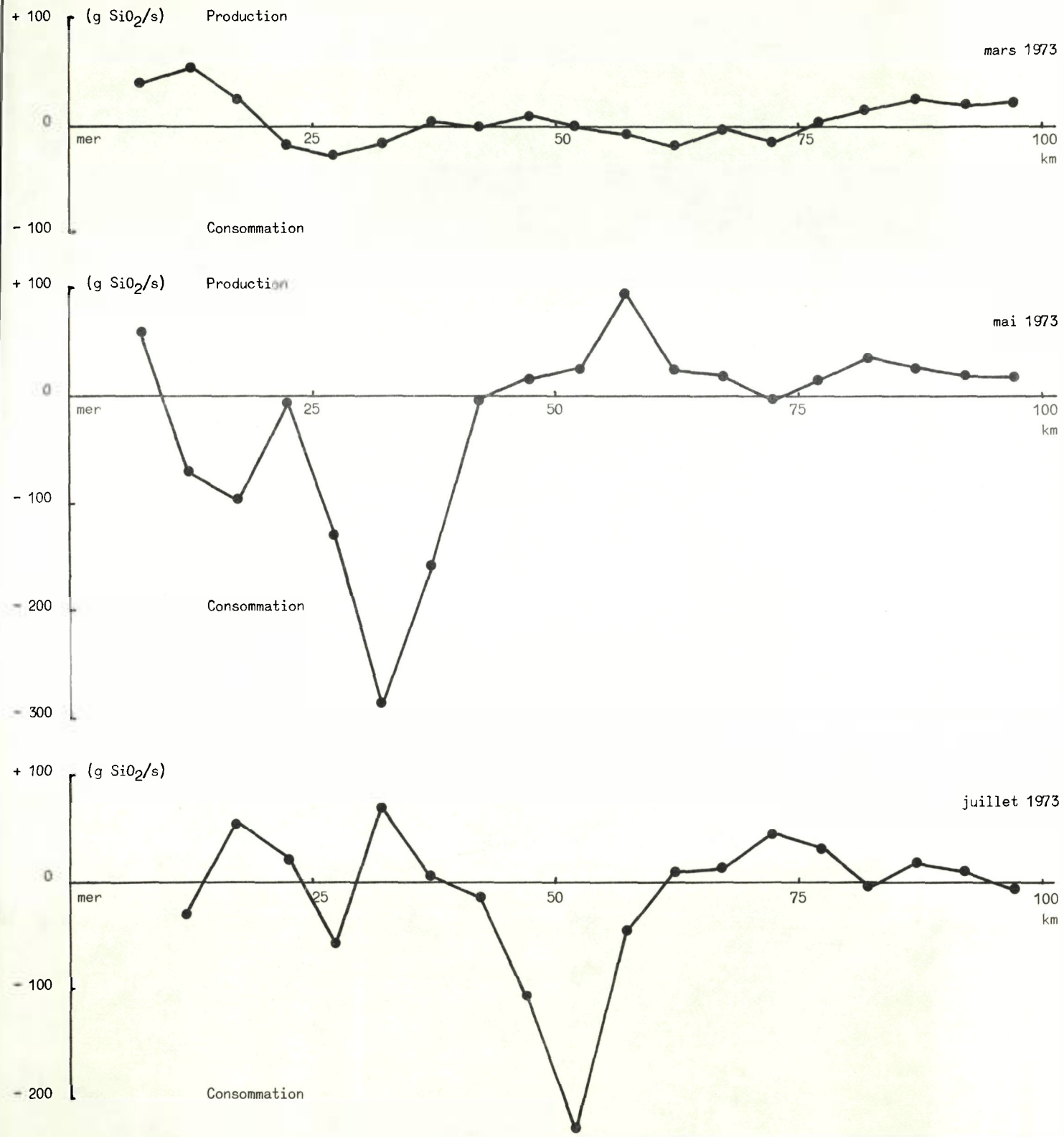

+ 100
(g SiO_2/s)
Production
mars 1973
0
mer
25
50
75
100
km
- 100
Consommation
+ 100
(g SiO_2/s)
Production
mai 1973
0
mer
25
50
75
100
km
- 100
- 200
Consommation
- 300
+ 100
(g SiO_2/s)
juillet 1973
0
mer
25
50
75
100
km
- 100
- 200
Consommation

fig. 2.

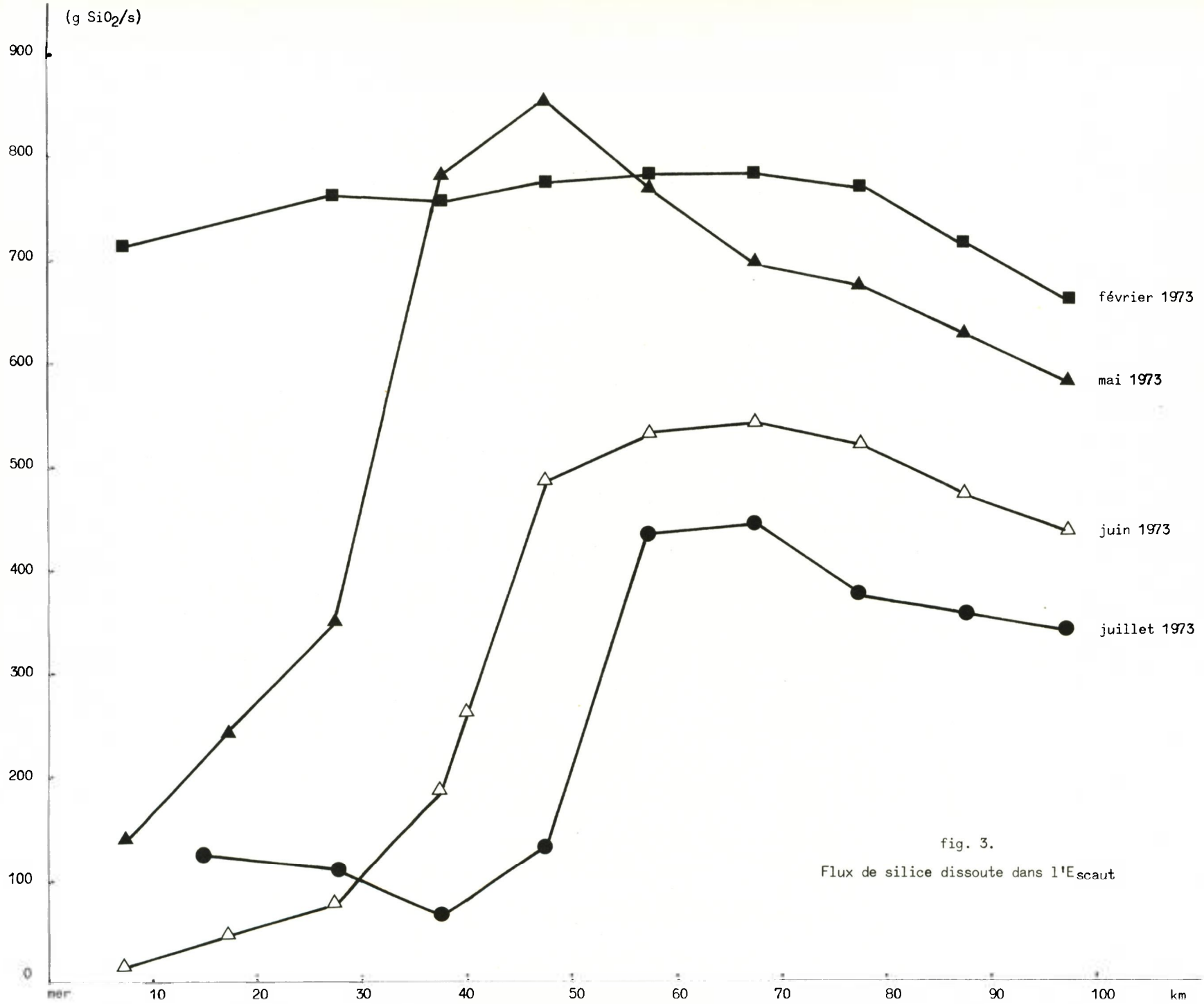


fig. 3.

Flux de silice dissoute dans l'Escaut

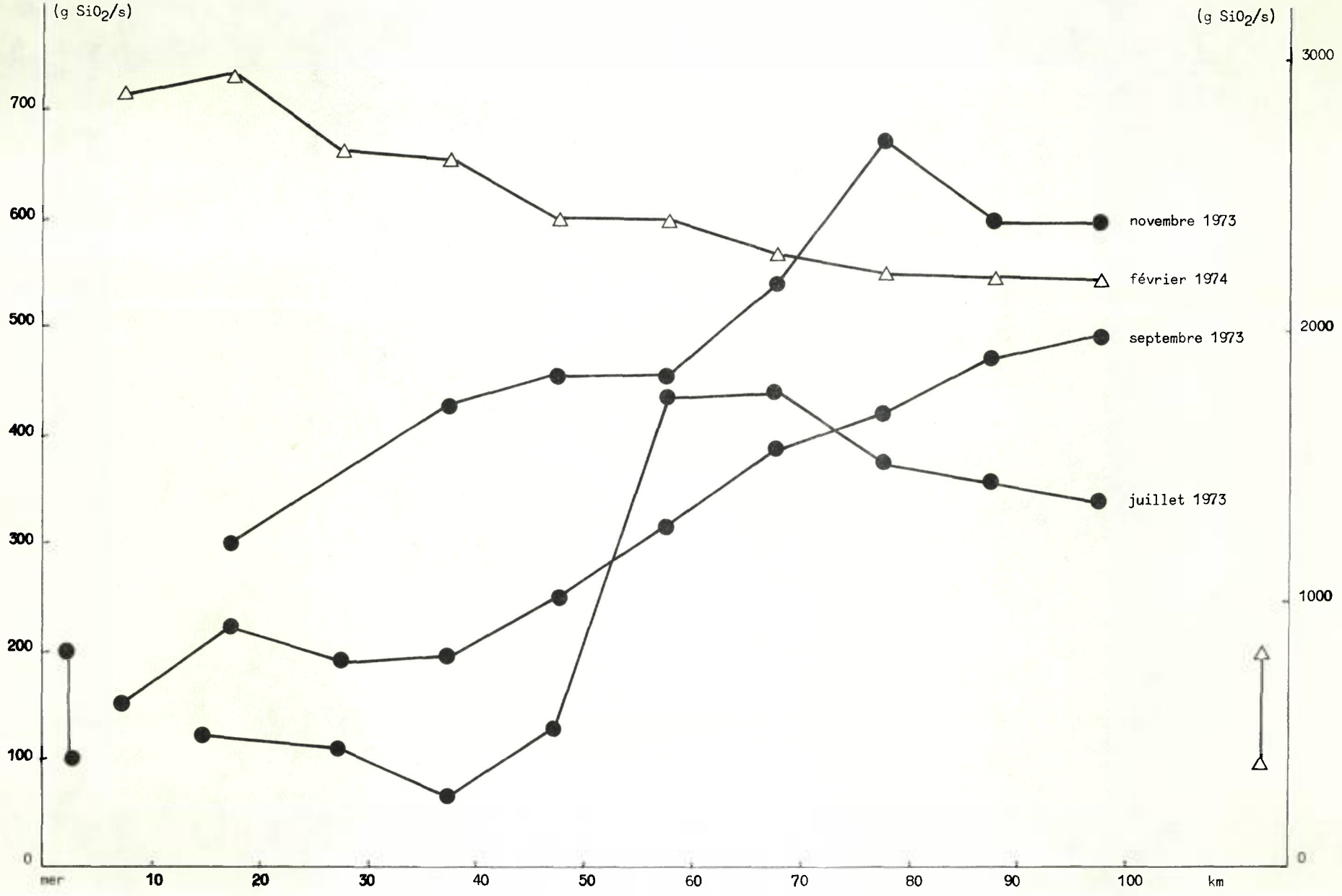


fig. 4.

Flux de silice dissoute **dans l'Escaut**

termes de dispersion et d'advection pour la silice et en déduire par différence le terme de production ou la consommation nette $(p - r)$ tout au long de l'estuaire.

Les résultats de ces calculs intégrés sur des sections de 5 km de long sont représentés dans la figure 2. Nous avons comparé à titre d'exemple la situation au mois de mai et de juillet correspondant à une période de consommation importante à celle de mars où la silice se comporte de manière plus conservative.

On observe que la consommation de silice est en fait très localisée et présente un maximum au km 35 lors du mois de mai et un maximum au km 55 lors du mois de juillet.

La connaissance de $u(x)$ et $\varepsilon(x)$ permet aussi de calculer le débit de silice en tout point de l'estuaire pour un profil de concentration donné. En l'absence de processus de consommation ou de production, ce débit doit croître légèrement de manière linéaire par suite des apports latéraux d'eaux douces riches en silice tout au long de l'estuaire.

La figure 3 représente les flux calculés au cours des mois présentant une forte consommation de silice qui se marque par une chute brutale des flux. Il est intéressant de noter que celle-ci se déplace progressivement vers l'amont du mois de mai au mois de juillet 1973. Dans la figure 4, nous avons représenté les débits de silice des mois de juillet 1973 à février 1974, couvrant une période où la consommation de silice diminue fortement.

Le calcul des flux montre en effet le phénomène inverse à celui de la figure 3, la chute se déplace progressivement vers l'aval traduisant le renouvellement des eaux de l'estuaire par des eaux douces riches en silice dissoute et dont la consommation s'estompe au cours du temps, pour disparaître pratiquement au cours des mois d'hiver.

3.- Apport de silice dissoute par les sédiments

Les estimations de consommation nette de silice nécessitent une bonne connaissance des divers apports possibles. Le relargage de silice dissoute à partir des eaux interstitielles des sédiments peut constituer une source de silice dissoute appréciable.

Le flux de silice dissoute vers les eaux de surface peut être estimé d'après l'équation de diffusion :

$$J_{z=0} = \varepsilon \frac{d}{dz} [SiO_2]_{z=0}$$

si l'on connait le gradient de concentration $\frac{d}{dz} [SiO_2]$ au voisinage de l'interface eau-sédiment.

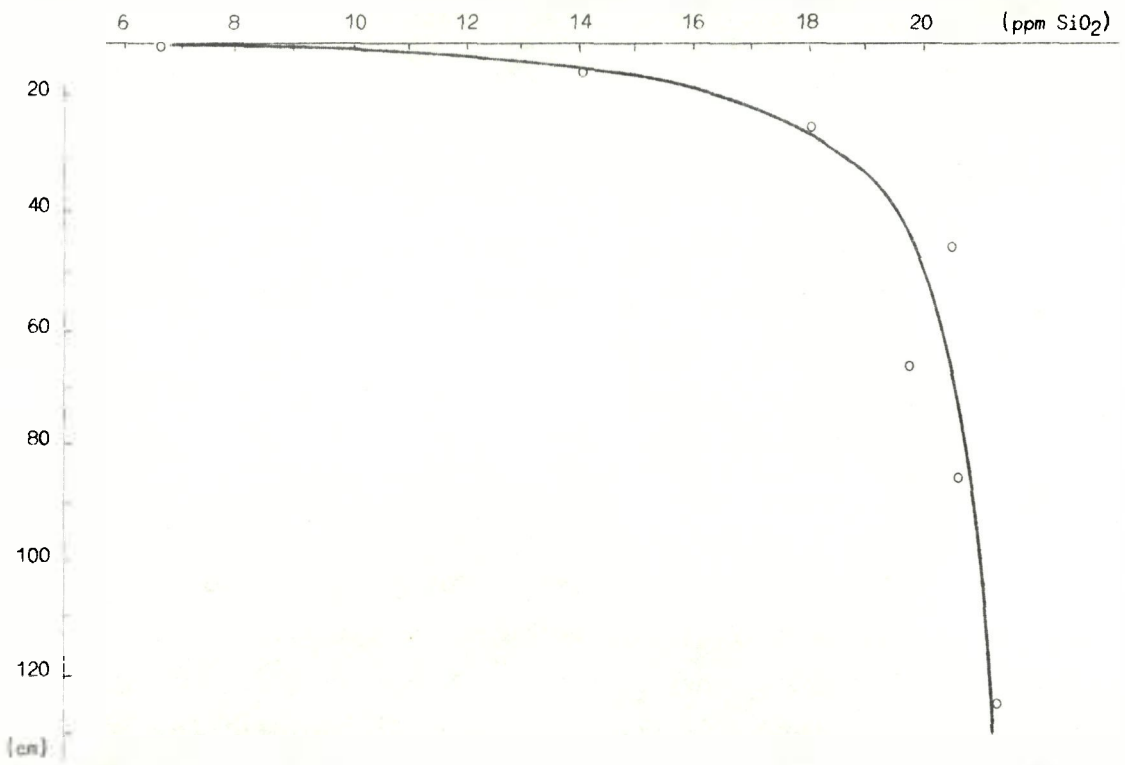


fig. 5.

Profil vertical de concentration en silice dissoute dans les eaux interstitielles d'une carotte de sondage prélevée à Zandvliet.

La figure 5 donne un exemple du profil de concentration en silice dissoute relevé dans les eaux interstitielles d'une carotte de forage prélevée à Zandvliet.

Pour un coefficient de diffusion de la silice égal à 2×10^{-6} cm^2/s [Wollast et Garrels (1971)], on obtient dans ce cas un flux égal à

3×10^{-12} g/cm^2s , ce qui représente un apport de 0,15 g/s pour une section de 5 km de long. Dans la même section, l'apport latéral de silice par les eaux douces riches en silice dissoute (15 ppm) représente 7,5 g/s . L'apport des sédiments peut donc être considéré comme négligeable dans le cas de l'Escaut.

Les processus de production de silice sont dans tous les cas relativement faibles et ne sont pas de nature à modifier sensiblement les flux de silice dissoute dans l'estuaire. Nous nous attacherons donc principalement à la discussion des processus de consommation.

4.- Nature des processus de consommation de la silice

Ainsi que nous l'avons indiqué dans l'introduction, la consommation de silice dans la zône estuarienne peut-être attribuée à une activité biologique ou à des réactions chimiques faisant intervenir les matières en suspension. La nature saisonnière de la consommation de silice observée dans l'Escaut constitue un argument en faveur de l'activité du phytoplancton.

Une étude systématique de la distribution des espèces planctoniques réalisée par De Pauw (1975) montre (figure 6) que les diatomées, principaux consommateurs de silice, se développent de manière fort active durant la période d'été et que l'on peut assister à plusieurs *blooms* dont la période varie d'ailleurs suivant la position. Généralement le nombre de diatomées observées est plus grand à Flessingue qu'à Bath et leur croissance débute préférentiellement en aval de l'estuaire. Cette constatation doit être rapprochée de l'évolution de la consommation de silice dissoute, décrite dans le paragraphe précédent, et dans lequel on a montré que cette consommation débutait à l'embouchure et se propageait progressivement vers l'amont au cours de l'été. Les résultats de De Pauw ont été simulés à l'aide d'un modèle unidimensionnel stationnaire décrivant le profil de concentration longitudinal de silice dissoute dans l'Escaut. Celui-ci peut-être décrit en combinant les équations des phénomènes de transport auquel il faut ajouter un terme exprimant les apports latéraux de silice par les petits affluents et un terme de consommation de la silice par les

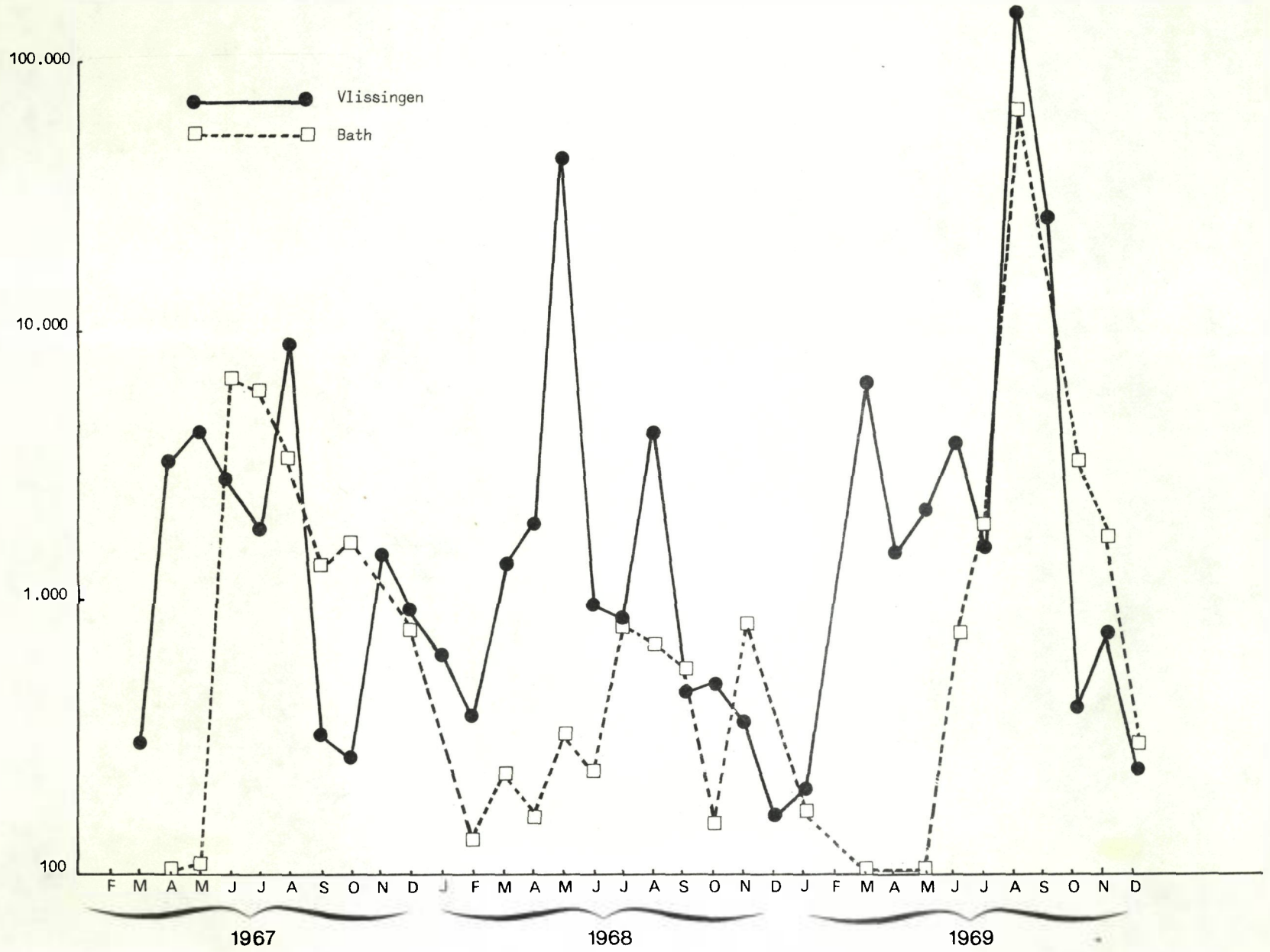


fig. 6.

Diatomées [De Pauw (1975)]

diatomées que nous avons considéré comme étant simplement proportionnel à la population des diatomées ($k\ c_D$) :

$$-\varepsilon \frac{d^2c}{dx^2} + \frac{1}{\sigma}\frac{dc}{dx}\left(-\varepsilon \frac{d}{dx} - V\right) + \frac{1}{\sigma}\frac{dV}{dx}(c - c') + k\ c_D = 0$$

où c' est la concentration en silice dissoute dans les eaux douces des affluents, V est le débit d'eau douce et σ la section latérale. Les valeurs de c_D sont extraites du travail de De Pauw. Les courbes obtenues par intégration de cette équation à l'aide d'un calculateur analogique, sont représentées dans la figure 7. Elles sont comparées aux variations extrêmes de concentration en silice observées par De Pauw au cours d'une année.

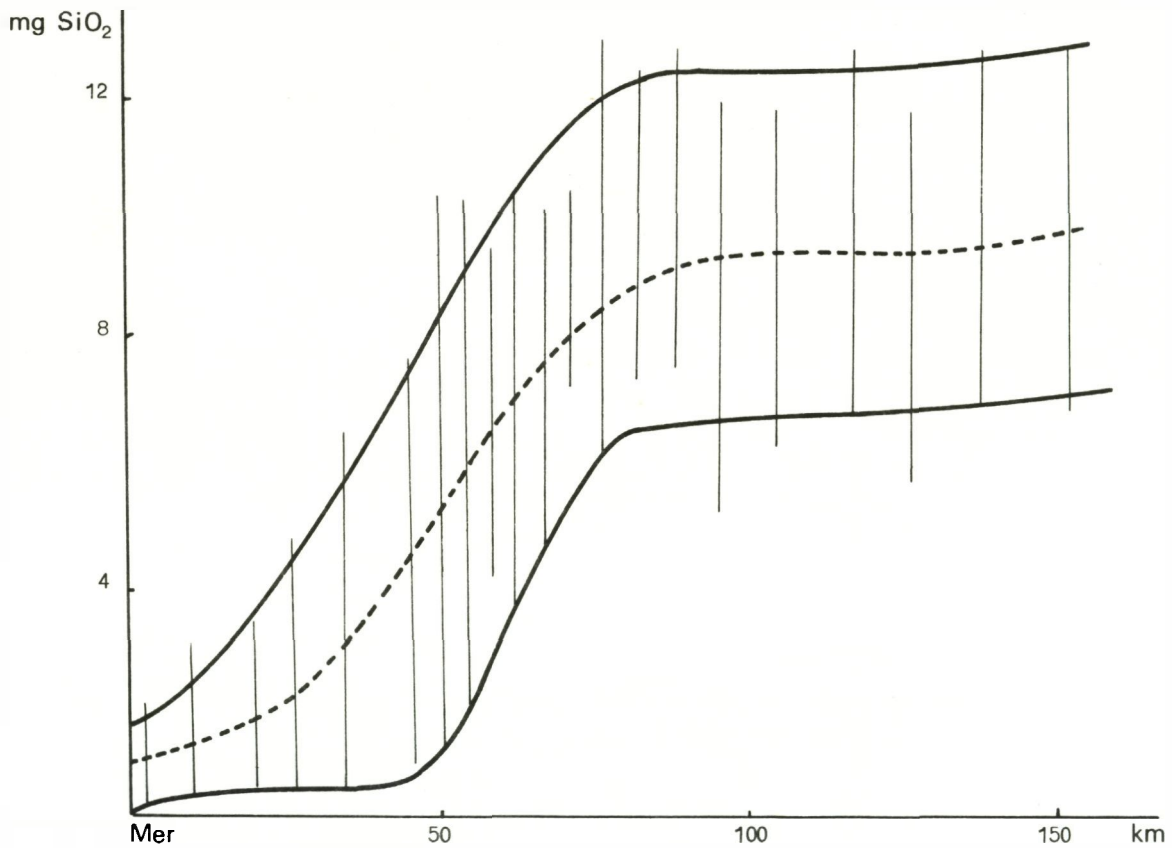


fig. 7.

Profils de silice dissoute dans l'estuaire. Les barres représentent les variations locales relevées par De Pauw (1975). Les courbes ont été tracées par le calculateur analogique en simulant la situation en hiver (courbe supérieure), en été (courbe inférieure) et une situation moyenne (courbe intermédiaire).

La courbe supérieure correspond à une activité des diatomées pratiquement nulle dans l'ensemble de l'estuaire. Par contre la courbe inférieure a été obtenue en simulant une activité des diatomées dix fois supérieure dans une région restreinte comprise entre Zandvliet et Hansweert. Cette situation correspond en fait à un *bloom* de diatomée tel qu'on peut l'observer dans la figure 6. Les courbes calculées à l'aide du modèle sont en excellent accord avec la distribution de la silice observée et expliquent bien, en particulier, l'évolution saisonnière des profils de concentration de silice dans l'estuaire.

Nous avons d'autre part cherché à établir des vérifications expérimentales plus quantitatives de l'action des diatomées dans l'estuaire.

Nous avons tout d'abord procédé à des mesures de productivité primaire par incorporation de ^{14}C sur la fraction du microplancton, que nous avons comparées à la consommation de silice déduite des profils de concentration longitudinaux (fig. 8).

Entre le km 65 et 35, la productivité moyenne potentielle, mesurée en septembre, est voisine de 10 mg $C/m^3.h$.

En tenant compte de la profondeur de la zone photique estimée d'après les disques de Secchi et une durée d'ensoleillement de 10 heures, on obtient une production primaire de 50 mg $C/m^2.jour$. D'après Lisitzin (1972) le rapport pondéral $\frac{SiO_2}{C}$ valant 2,3 pour une population de diatomées, on peut en déduire que l'activité du microplancton correspondrait à une consommation de silice égale à 115 mg $SiO_2/m^2.jour$. D'après les flux de silice dans l'estuaire à la même époque et en tenant compte des apports latéraux, on peut estimer la consommation de silice dans la zone considérée à 138 mg $SiO_2/m^2.jour$. Un calcul similaire effectué sur la section comprise entre le km 65 et l'embouchure, donne respectivement 91 mg $SiO_2/m^2.jour$ calculé d'après les mesures de productivité et 96 mg $SiO_2/m^2.jour$ d'après le flux de silice. Au mois de juin, lorsque la consommation est maximum, on calcule de la même manière une consommation en silice de 210 mg $SiO_2/m^2.jour$. Des mesures de productivité au mois d'octobre montre une chute brutale de l'activité des diatomées qui ne correspond plus qu'à une consommation de silice de l'ordre de 20 mg $SiO_2/m^2.jour$.

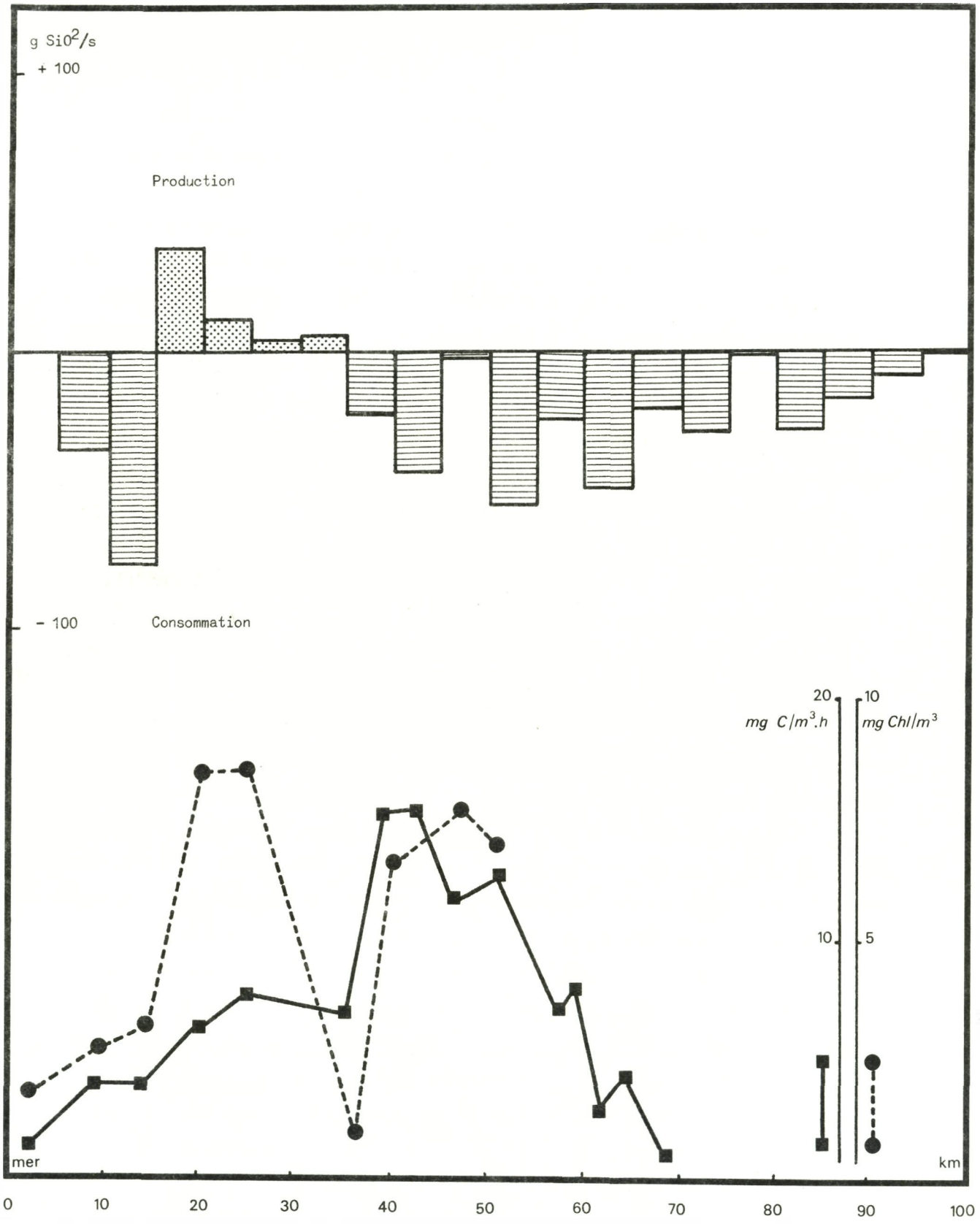


fig. 8.

Production et consommation de silice dissoute dans l'Escaut (septembre 1973)

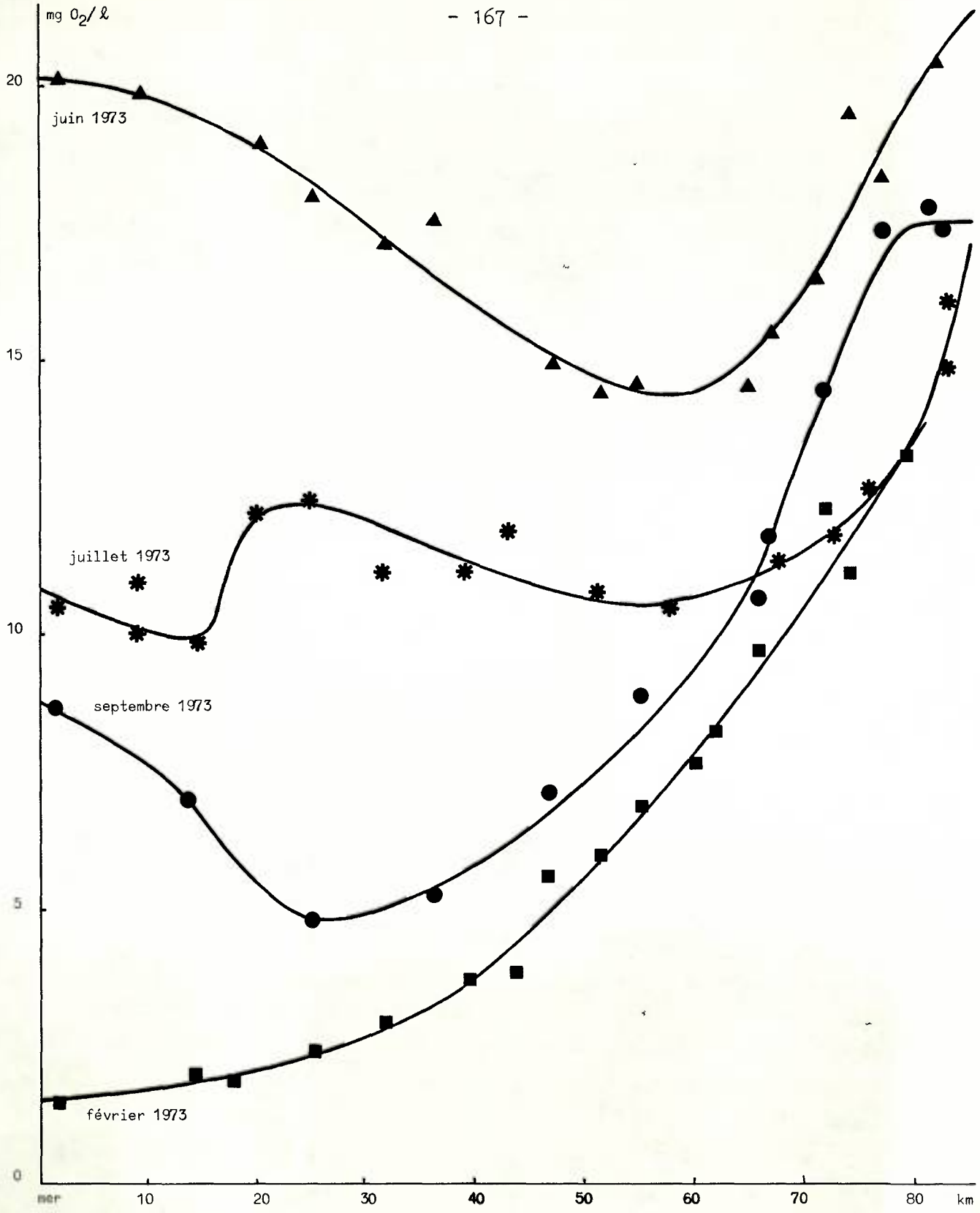


fig. 9.

Oxydation par $KMnO_4$ (4 heures)

Ces résultats sont d'autre part en remarquable accord avec ceux obtenus par Peterson *et al.* (1971) dans la baie de San Fransisco où l'on observe une consommation de 250 mg SiO_2/m^2.jour durant la période d'été au cours de laquelle se développe les blooms de diatomée.

Le développement important de l'activité du plancton pendant la période favorable se traduit par une production de matière organique considérable dans la zone aval de l'estuaire. La figure 9 montre l'évolution de la matière organique, mesurée par oxydation au $KMnO_4$, dans cette partie de l'estuaire pour quatre situations caractéristiques. En janvier, on observe la diminution de matières organiques due à la dilution par l'eau de mer et la dégradation bactérienne. L'activité planctonique se traduit par un accroissement considérable de la masse de matières organique dans la zone estuarienne marine.

5.- Discussion des résultats

L'ensemble des résultats que nous avons décrit ci-dessus permet d'attribuer sans équivoque la consommation de silice observée à une activité intense des diatomées lorsque l'intensité lumineuse est suffisante pour assurer la photosynthèse. La turbidité élevée et les conditions anaérobiques inhibent cette activité dans la partie amont de l'estuaire. Par contre, dès que la pénétration lumineuse devient suffisante, on assiste à un développement progressif du phytoplancton facilité par les teneurs élevées en substances nutritives. La progression du développement de l'activité des diatomées de l'embouchure vers l'amont s'explique par l'évolution de la turbidité dans l'estuaire. Les substances nutritives étant largement en excès, on peut supposer que le seul facteur limitant est l'énergie lumineuse. Le développement des diatomées débute donc à l'embouchure où la turbidité est minimum dès que l'ensoleillement est suffisant. Il se déplace ensuite progressivement vers l'amont au cours de l'été par suite de l'augmentation de l'énergie lumineuse reçue et de la consommation totale de silice dans la partie aval de l'estuaire.

La décharge de quantités importantes de substances azotées et phosphorées dans la rivière conduit d'autre part à un déséquilibre nutritif

du système qui se marque par une carence en silice dissoute. Celle-ci est rapidement et complètement consommée lorsque l'activité du phytoplancton se développe. C'est la raison pour laquelle l'Escaut, comme le Rhin se distingue des autres estuaires décrits, par une consommation massive de la silice dissoute transportée par les eaux douces.

La même remarque s'applique à la baie de San Fransisco que l'on peut considérer comme la zone estuarienne des rivières Sacramento et San Joaquim.

Ce comportement inhabituel a des implications écologiques importantes, non seulement pour l'estuaire, mais aussi pour l'équilibre naturel des espèces en mer du Nord.

Pour l'estuaire, on peut en effet considérer que la partie aval est dans un état eutrophisé; l'excès d'azote et de phosphore permet un développement abondant des diatomées et, lorsque toute la silice dissoute est consommée, d'autres organismes telles que les flagellés, myxophycées chlorophycées se développent à leur tour [De Pauw (1975)]. La production nette de matières organiques associée à cette activité est considérable et peut atteindre, d'après nos estimations, 125 tonnes de C par jour. La plus grande partie de cette matière organique transite vers la mer du Nord.

Références

BANOUB, M.W. et BURTON, J.D. (1968). The winter distribution of silicate in Southampton Water, *J. Cons. Perma. Int. Explor. Mer*, **32**, 201-208.

BIEN, G.S., CONTOIS, D.E. et THOMAS, W.H. (1958). The removal of soluble silica from fresh water entering the sea, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **14**, 35-54.

BURTON, J.D., LISS, P.S. et YENUGOPALAN, V.K. (1970). The behaviour of dissolved silicon during estuarine mixing, I, *J. Cons. Perma. Explor. Mer*, **33**, 134-140.

BURTON, J.D. et LISS, P.S. (1973). Processes of supply and removal of dissolved silicon in the oceans, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1761-1773.

DE PAUW, C. (1975). *Bijdrage tot de kennis van milieu en plancton in het Westerschelde estuarium*, Thèse de Doctorat, Rijksuniversiteit Gent.

FANNING, K.A. et PILSON, M.E.Q. (1973). The lack of inorganic removal of dissolved silica during river-ocean mixing, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2405-2416.

LISITZIN, A.P. (1972). Sedimentation in the world ocean, *Soc. of Econ. Paleon. and Mineralog.*, Special Public., 17.

LISS, P.S. et SPENCER, C.P. (1970). Abiological processes in the removal silicate from sea water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 1073-1088.

MACKENZIE, F.T. et GARRELS, R.M. (1966). Chemical massbbalance between rivers and oceans, *Am. J. Sci.*, 264, 507-525.

MACKENZIE, F.T., GARRELS, R.M., BRICKER, O.P. et BIEKLEY, F. (1967). Silica in sea water : Control by silicate minerals, *Science*, 155, 1404-1405.

PETERSON, D.H., CONOMOS, T.J., BROENKOW, W.W. et DOHERTY, P.C. (1971). Estimated rates of biological silica utilisation, San Francisco Bay Estuary, *Am. Geophys. Union Trans.*, 52, 259.

STEFANSSON, J.D.H. et RICHARDS, F.A. (1963). Processes contributing to the nutrient distributions of the Columbia River and Strait of Ivan de Fuca, *Limnol. Oceanograph.*, 8, 394-410.

VAN BENNEKOM, A.J., KRIJGSMAN-VAN HARTINGSVELD, E., VAN DER VEER, G.C.M., VAN VOORST, H.F.J. (1974). The seasonal cycles of reactive silicate and suspended diatoms in the Dutch Wadden Sea, *Neth. J. of Sea Res.*, 8 (2-3), 174-207.

WOLLAST, R. et DE BROEU, F. (1971). Study of the behaviour of dissolved silica in the estuary of the Scheldt, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 613-620.

WOLLAST, R. et GARRELS, R.M. (1971). Diffusion coefficient of silica in seawater, *Nature phys. Sc.*, 229, 3, p.94.

C.- HET GEHALTE AAN KARBONATEN IN DE SEDIMENTEN VAN HET SCHELDE-ESTUARIUM, DE OOSTER-SCHELDE EN HET VEERSE MEER

door

S. WARTEL

1.- Inleiding

Tussen 1967 en 1975 werd een groot aantal bodem- en suspensiestalen verzameld in het estuarium van de Schelde, de Ooster-Schelde en het Veerse Meer (fig. 1). De korrelgrootteverdeling van deze sedimenten werd reeds in een vroeger werk besproken [Wartel (1972)]. Deze publikatie handelt over het gehalte aan karbonaten, over de eventuele oorsprong ervan en enkele mogelijke wijzen van afzetting.

Voorgaande studies hebben reeds de aanwezigheid van karbonaten in het estuarium van de Schelde aangetoond [Della Faille (1961), Wollast (1968, 1973), Laurent (1969), Gullentops (1973)].

Volgens Laurent (1969) is een zuiver detritische oorsprong voor het karbonaat, aanwezig in de frakties fijner dan 62 μ uitgesloten. Zeer fijn vergruisde schelpfragmenten vormen volgens hem een onstabiele fase in het interstitieel water van de bodemsedimenten van de Schelde. Ook de aanwezigheid van idiomorphe rhombohedra van calciet in de silt-fraktie wijst er volgens hem op dat neerslag en uitkristallisatie van calciet uit een oplossing heeft plaats gevonden.

Analysen van bodemsedimenten van de Noordzee [Gullentops (1973)] laten een nauw verband zien tussen de aanwezigheid van schelpen en schelpfragmenten en het gehalte aan karbonaten in de zandfraktie. Deze auteur toont verder eveneens aan dat het karbonaatgehalte van de sedimenten in noord-oost richting afneemt. Bodemsedimenten voor de Belgische kust en voor de mondingen van de Rijn en de Ysel bezitten een opmerkelijk hoog karbonaatgehalte en vormen een uitzondering op de hogergenoemde noord-oost gerichte afname. Het hoge karbonaatgehalte voor de Belgische kust wordt door Gullentops aanzien als het gevolg van een biochemische neerslag van Ca-rijk Scheldewater en de ontwikkeling van kalkrijke nanno-organismen.

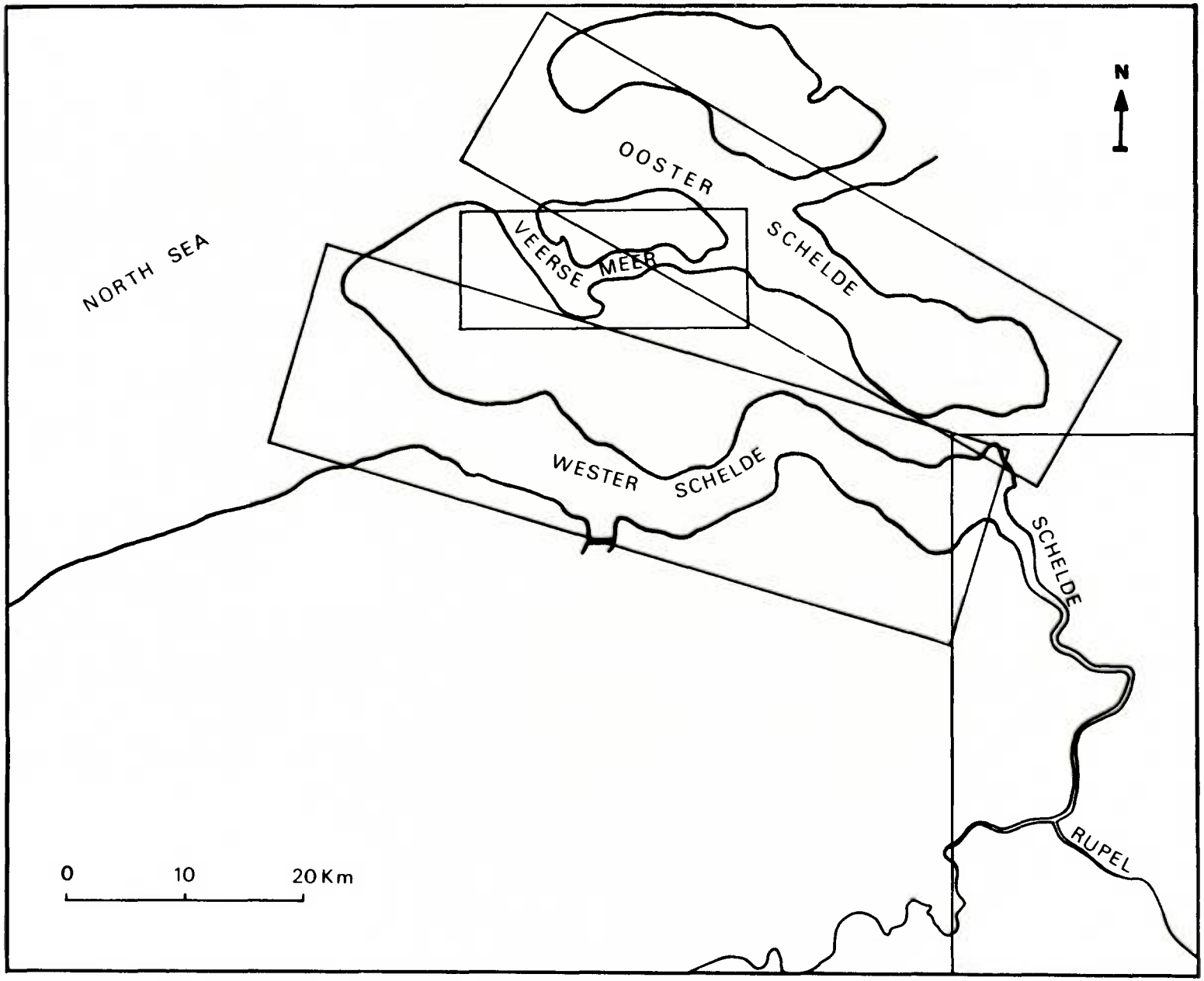


fig. 1.
General location map

2.- Metoden

Bodemstalen werden genomen met een *Shipek* -bodemgrijper en alleen de bovenste centimeter van het bodemoppervlak, zoals het voorkwam in de grijper, werd bemonsterd voor analyze. Suspensiestalen werden bekomen door water van een gegeven diepte op te pompen en het sediment eruit te verwijderen bij middel van een kontinue separator.

Het karbonaatgehalte werd bepaald met een *Scheibler-Dietrich*-calcimeter op het totale sediment kleiner dan 2 mm . In sommige gevallen werd eveneens het karbonaatgehalte bepaald van de afzonderlijke korrelgrootte frakties tussen 2 mm en 32 µ of van de frakties kleiner dan 44 µ . Afzonderlijke frakties werden eveneens bestudeerd onder het mikroskoop om de aard van de karbonaatpartikels na te gaan.

3.- Algemene verdeling van de karbonaten

Het karbonaatgehalte van de sedimenten (bodem en suspensie) vertoont duidelijke regionale verschillen zowel in als tussen de verschillende bestudeerde gebieden.

3.1.- De Wester-Schelde (fig. 2)

De bodemsedimenten van de Wester-Schelde bestaan hoofdzakelijk uit zand met een mediaanwaarde gelegen tussen 130 en 350 µ en een gering gehalte aan silt en klei (steeds minder dan 5 %).

Het karbonaatgehalte heeft de hoogste waarden in het meest westelijk deel van het estuarium (van 3 tot 17 %) en is merkelijk lager in het oostelijk deel (van 1 tot 3 %). Het lijkt er dus op dat de algemene trend van een dalend karbonaatgehalte in noord-oostelijke richting waargenomen in de Noordzee [Gullentops (1973)], zich eveneens voordoet van west naar oost in de Wester-Schelde.

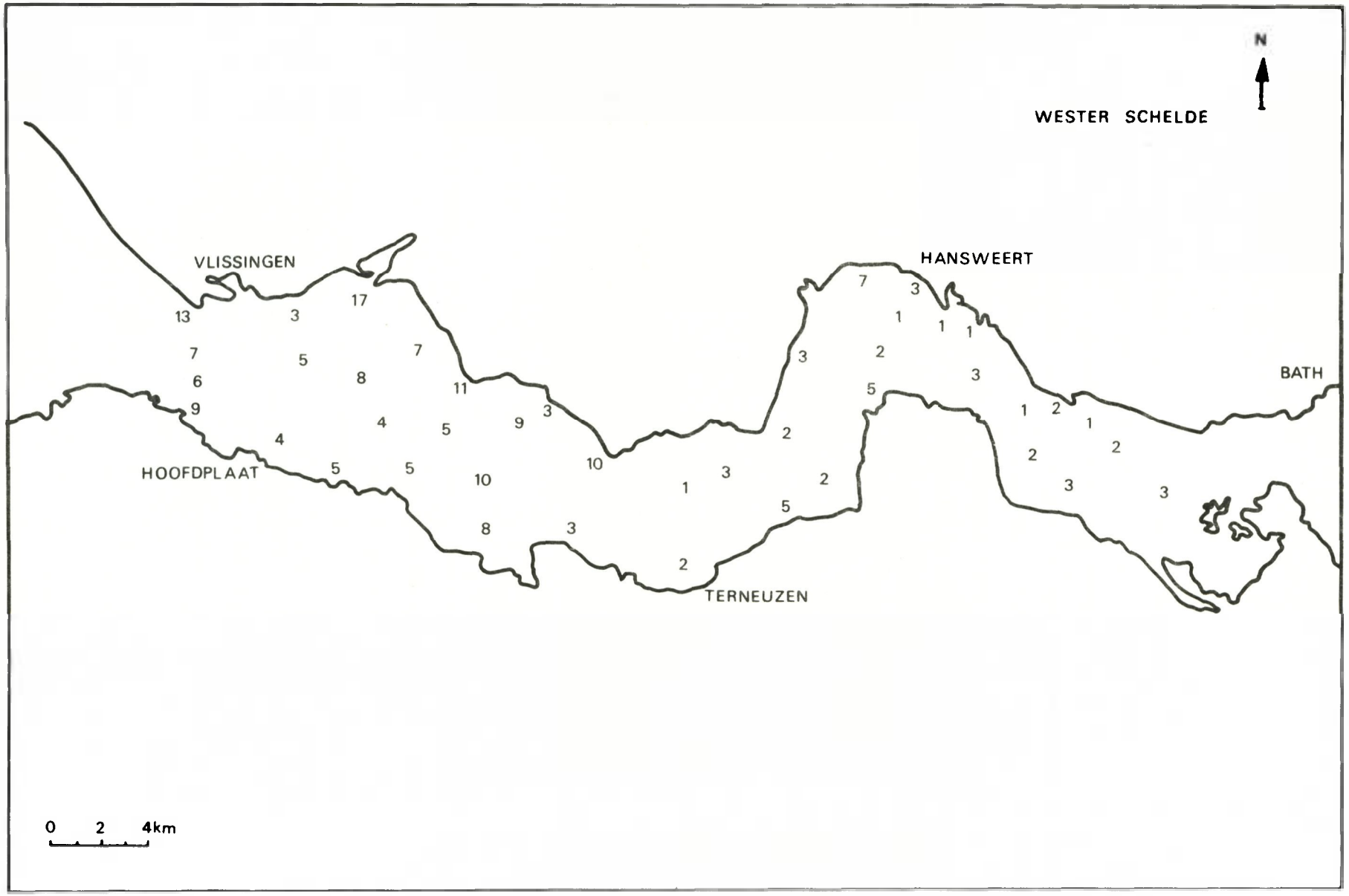


fig. 2.

Wester-Schelde, carbonate content of bottom sediments

3.2.- De Schelde (fig. 3)

De bodemsedimenten van de Schelde, tussen Bath en Schelle, worden gekenmerkt door een dalende mediaanwaarde (kleiner dan 180 µ) en een sterk toenemende hoeveelheid silt en klei, met een maximum in het troebelheidsmaximum van het estuarium gelegen tussen Lillo en Oosterweel [Wartel (1972)], waar het silt en kleigehalte tot 60 % van het totale sediment bedraagt. Verder stroomopwaarts wordt het bodemsediment geleidelijk grover (mediaanwaarden tussen 100 en 300 µ). De grofste sedimenten komen voor tussen Hoboken en Schelle (keien tot 32 mm). Nog verder stroomopwaarts moet een onderscheid gemaakt worden tussen de Schelde en de Rupel. De bodemsedimenten van de Schelde zijn vrij grof (mediaanwaarden tot 320 µ) en silt en kleifrakties zijn vrijwel afwezig. De bodemsedimenten van de Rupel zijn eveneens grof (mediaanwaarden tot 380 µ) maar kunnen een aanzienlijke hoeveelheid silt en klei (tot 30 %) bevatten.

De afname aan kalkgehalte waargenomen vanaf de Noordzee stroomopwaarts in de Wester-Schelde wordt onderbroken verder stroomopwaarts in de Schelde. Hier stijgt het kalkgehalte tot 8 à 13 % voor de sedimenten tussen Lillo en Oosterweel. Verden stroomopwaarts daalt het kalkgehalte opnieuw tot minder dan 5 % nabij de Rupelmonding. In de Rupel zijn de kalkgehaltes iets hoger dan in de Schelde wat in verband kan gebracht worden met een hoger silt en kleigehalte.

3.3.- De Ooster-Schelde (fig. 4)

De bodemsedimenten van de Ooster-Schelde bestaan uit gemiddeld tot grof zand (mediaanwaarden tussen 130 en 355 µ) met slechts een zeer geringe hoeveelheid silt en klei (steeds minder dan 3 %).

Ook het karbonaatgehalte is hier zeer laag (1 à 4 %). Een vergelijk met de Noordzee sedimenten [Gullentops (1973)] toont aan dat voor de monding van de Ooster-Schelde slechts 2 à 4 % karbonaten in het bodemsediment aanwezig zijn. De Ooster-Schelde sedimenten sluiten dus zeer goed aan bij het algemeen boold van de karbonaat verdeling in de Noordzee.

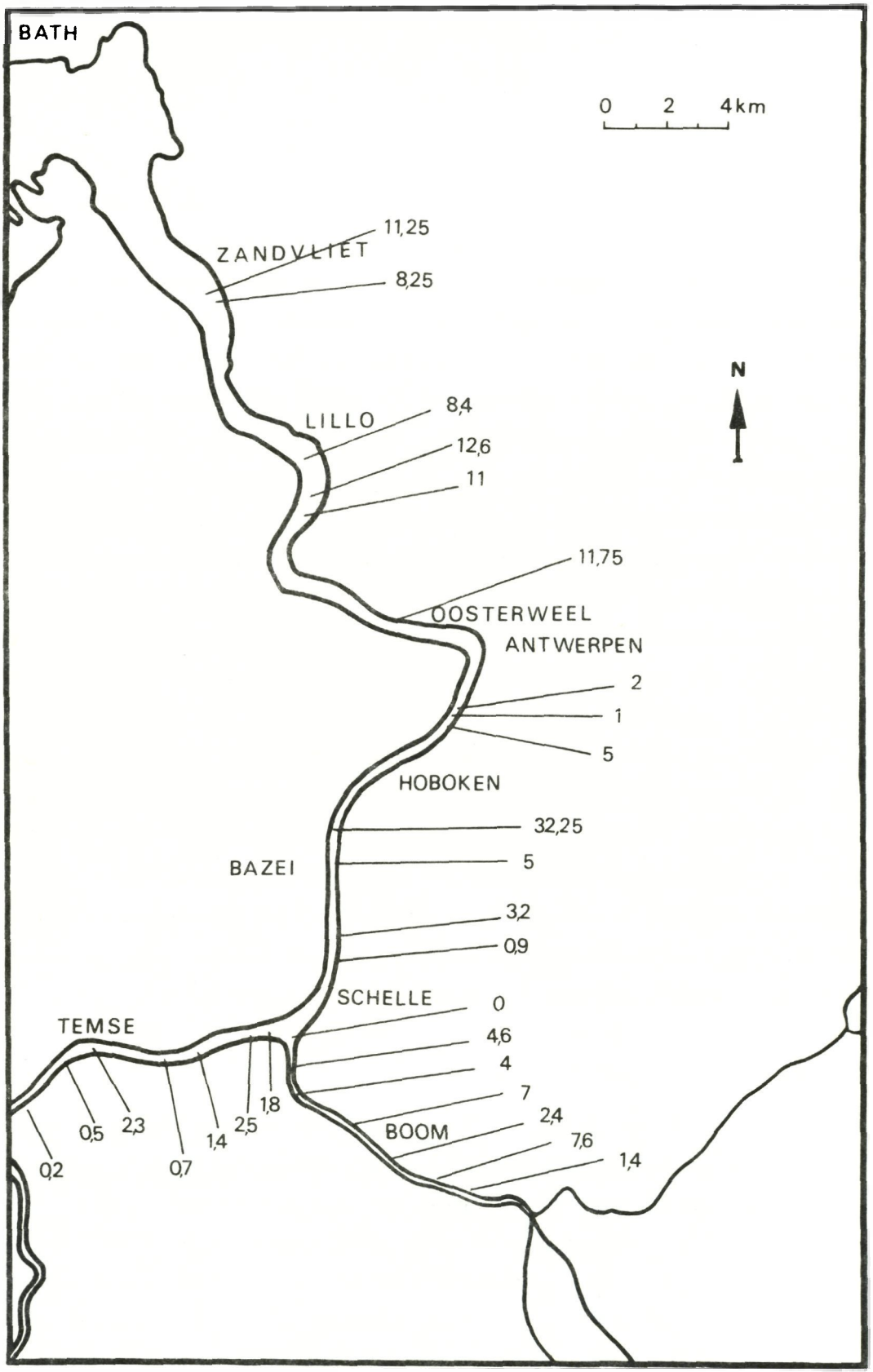


fig. 3.

Schelde, carbonate content of bottom sediments

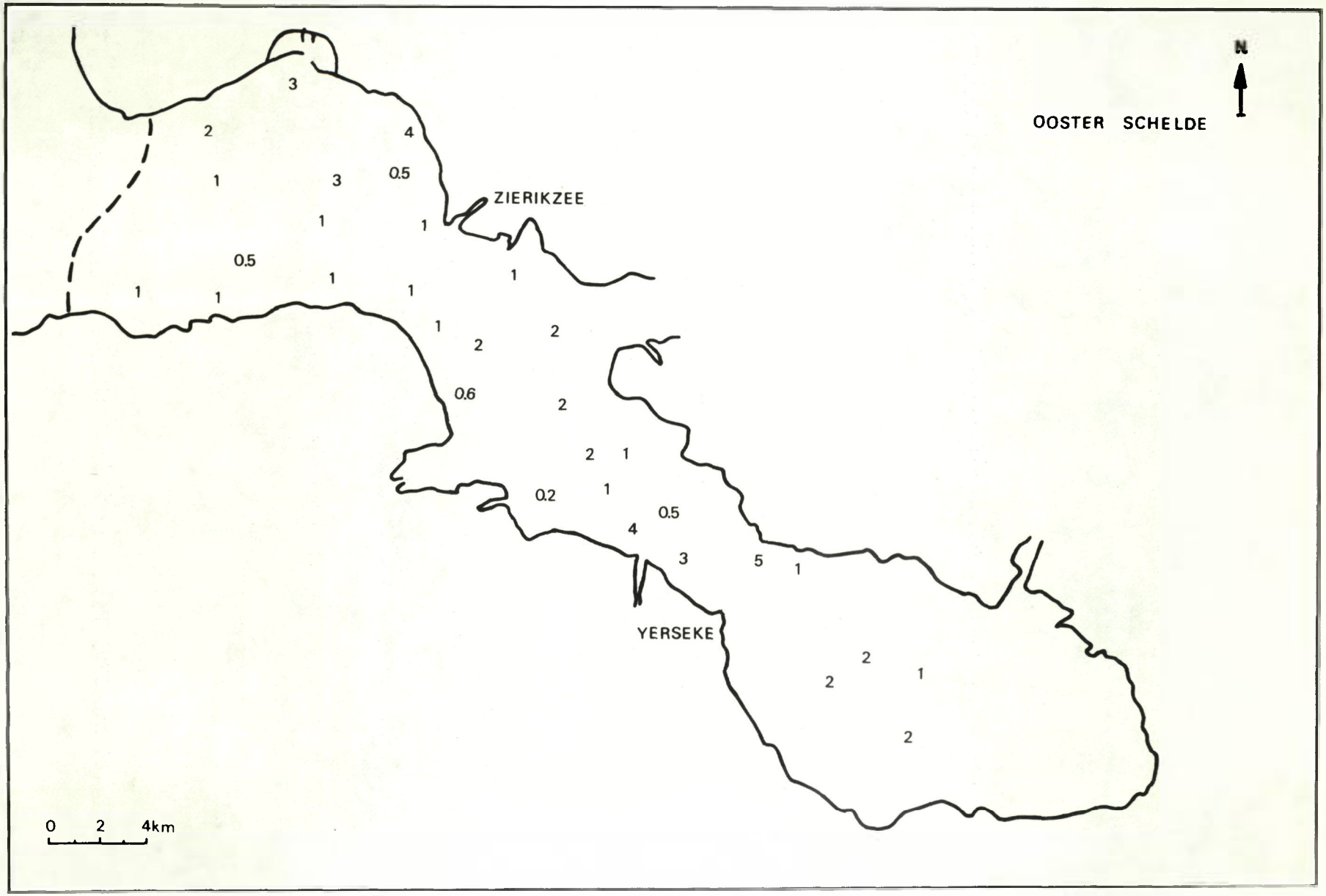


fig. 4.

Ooster-Schelde, carbonate content of bottom sediments

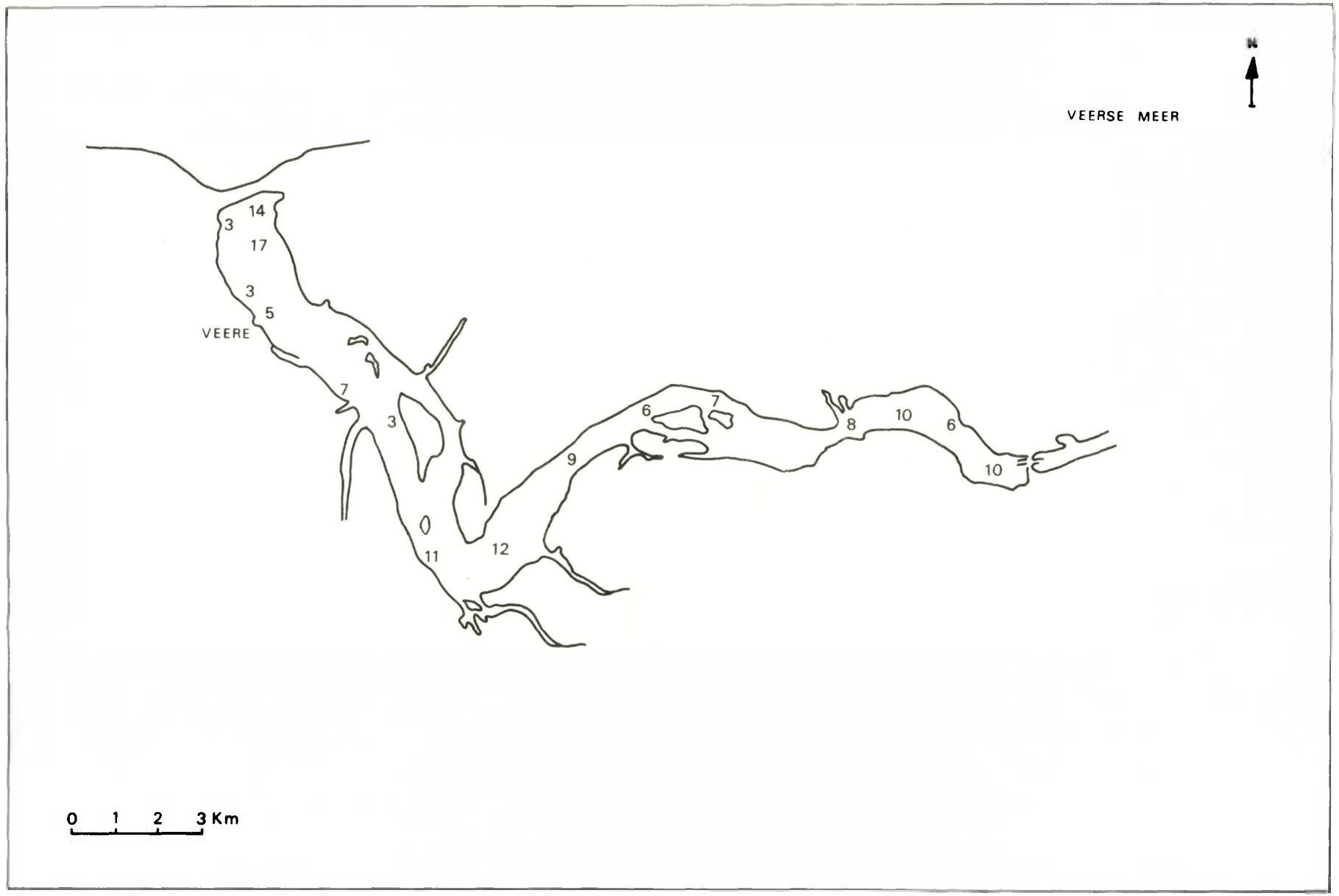


fig. 5.

Veerse Meer, carbonate content of bottom sediments

3.4.- Het Veerse Meer (fig. 5)

De bodemsedimenten van het Veerse Meer, een sinds 1961 artificieel afgesloten arm van de Ooster-Scheldt, bestaan hoofdzakelijk uit gemiddeld zand (mediaanwaarde tot 212 µ) en silt en kleirijk slib (tot 80 % silt en klei, [Faas en Wartel (1975)]). Dit slib werd afgezet na het afsluiten van het Veerse Meer en is voornamelijk aangevoerd vanuit het omringende poldergebied. Het Karbonaatgehalte van deze sedimenten is opvallend hoog (3 à 17 %) in vergelijk met de Ooster-Schelde.

4.- Verband tussen het karbonaatgehalte en de fraktie < 44 µ

Uit voorgaande paragrafen kan men afleiden dat er een verband bestaat tussen de aanwezigheid van silt- en kleirijke sedimenten en het karbonaatgehalte.

Voor enkele sedimenten uit de Schelde werd daarom het karbonaatgehalte bepaald voor de verschillende frakties tussen 710 en 32 µ (fig. 6). Het karbonaatgehalte is niet uniform verdeeld over de verschillende frakties, maar er bestaat een uitgesproken minimum in de zandfraktie. Dit minimum ligt rond 208 µ voor sedimenten van de Ballastplaat (nabij Zandvliet) en kan breed uitgestrekt zijn zoals bevoorbeeld voor sedimenten uit de omgeving van Antwerpen waar geen karbonaten aanwezig zijn tussen 208 en 417 µ . Zowel naar de grovers als naar de fijnere frakties neemt het karbonaatgehalte toe.

Uit een mikroskopisch onderzoek brijkt verder dat in de grovere frakties het karbonaat voorkomt in de vorm van schelpen en schelpfragmenten. In de fijnere frakties (onder 208 µ) komen vooral schalen van foraminiferen en ostracoden voor naast stekels van echinodermen en fijne schelpfragmenten. In de frakties beneden 62 µ konden geen strukturen herkend worden. Laurent (1969) vermeldt eveneens de aanwezigheid van calciet en dolomiet als kleine rhombohedrische kristallen of als fijne kristalaggregaten in sedimenten van de Wester-Schelde.

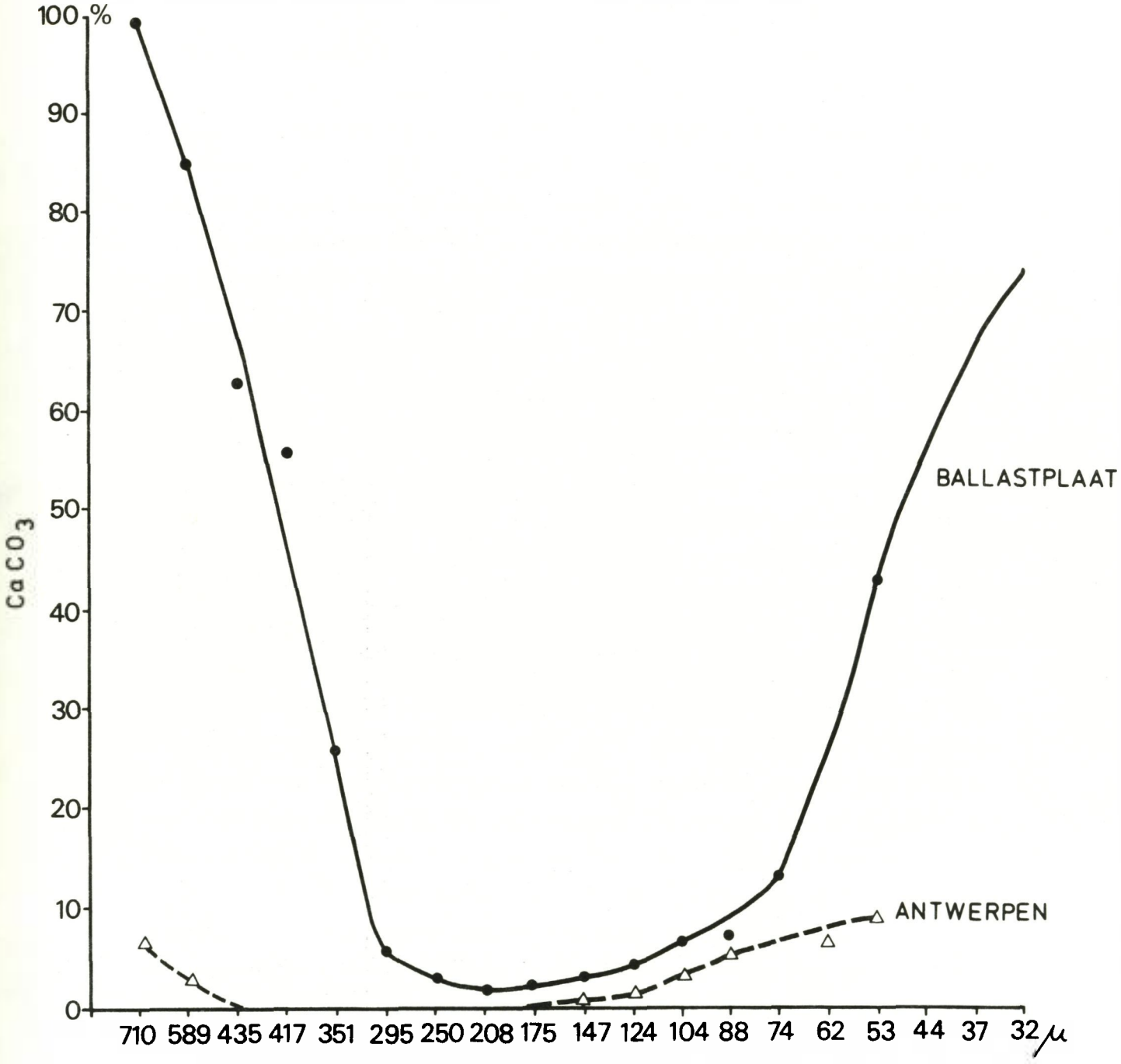


fig. 6.

Carbonate content of different grain size fractions



fig. 7.

Het Scheur (North Sea), carbonate content versus fraction smaller than 44 microns

Dit verschil in samenstelling tussen de zandfraktie enerzijds en de silt en kleifrakties anderzijds wijst er klaarblijkelijk op dat meerdere bronnen voor deze karbonaten in aanmerking komen : 1) aanvoer van karbonaten door abrasie van schelpen en 2) chemische of biochemische neerslag van karbonaat [o.m. vooropgesteld door Gullentops (1973)].

Wil men echter een beter inzicht krijgen in de verdeling van de karbonaten dan moet men eveneens rekening houden met het verband dat bestaat tussen het karbonaatgehalte en de silt en kleifrakties.

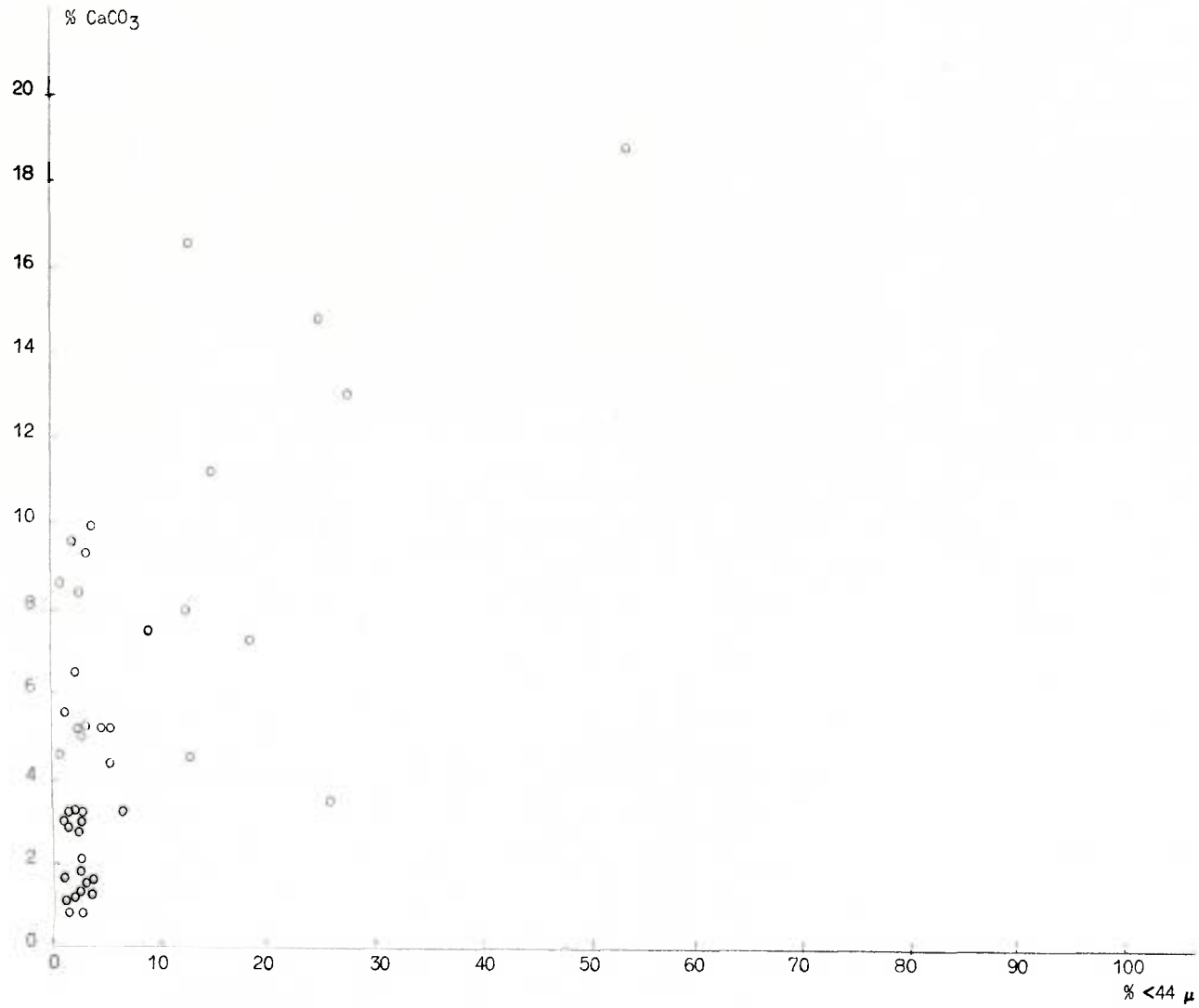


fig. 8.

Wester-Schelde, explanation as fig. 7.

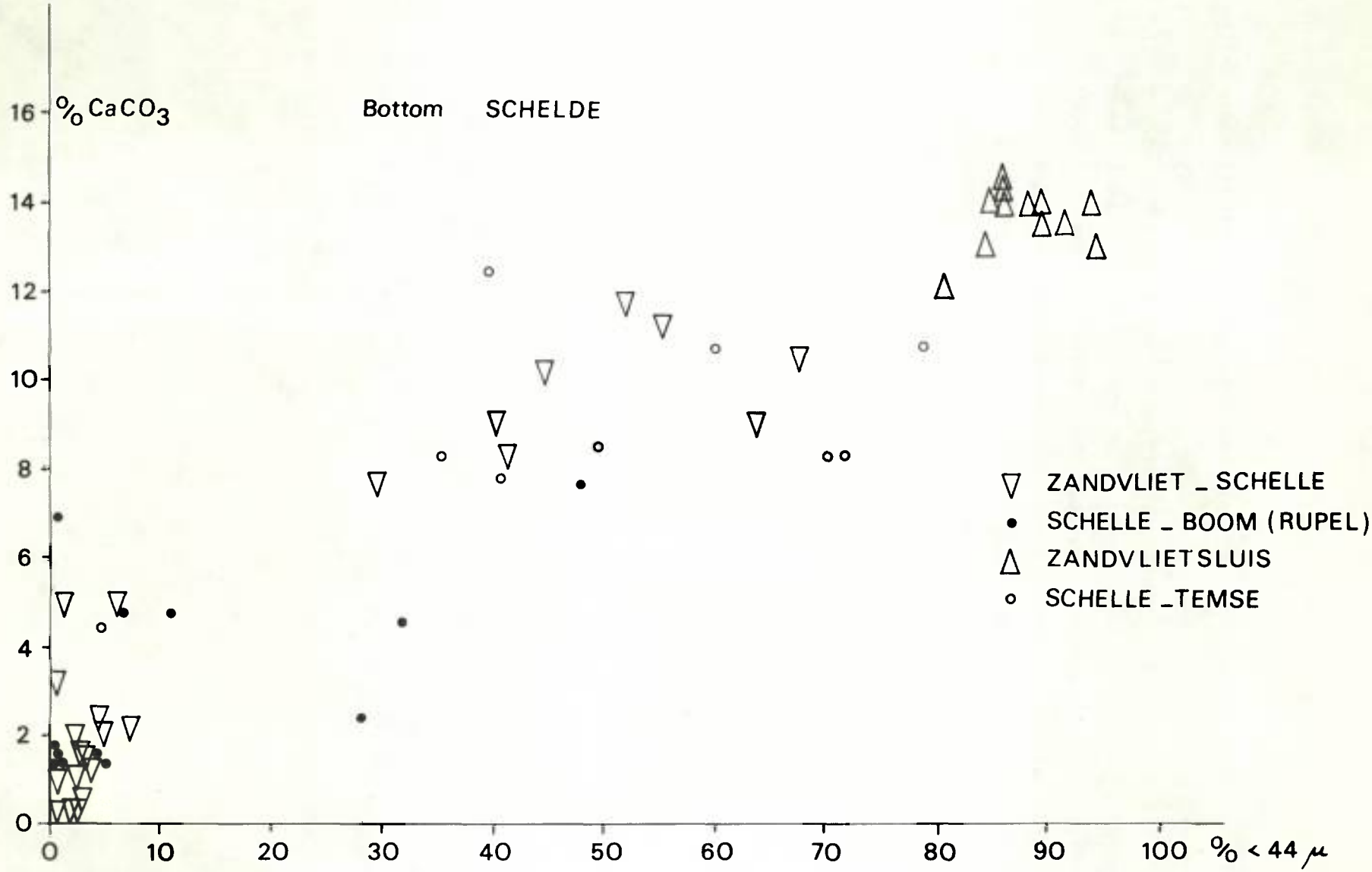


fig. 9.

Schelde and Rupel, explanation as fig. 7.

Diagrammen die dit verband verduidelijken (fig. 7 tot 11) tonen aan dat :

1° er inderdaad een waarneembaar verband bestaat tussen het karbonaatgehalte van het totale sediment en de hoeveelheid materiaal 44 µ . Dit verband wordt eveneens aangetroffen bij sedimenten van "Het Scheur" een geul welke het verlengde is van de Wester-Schelde in de Noordzee.

2° de sedimenten van de Wester-Schelde en het Scheur een merkelijk hoger karbonaatgehalte bevatten voor eenzelfde hoeveelheid materiaal

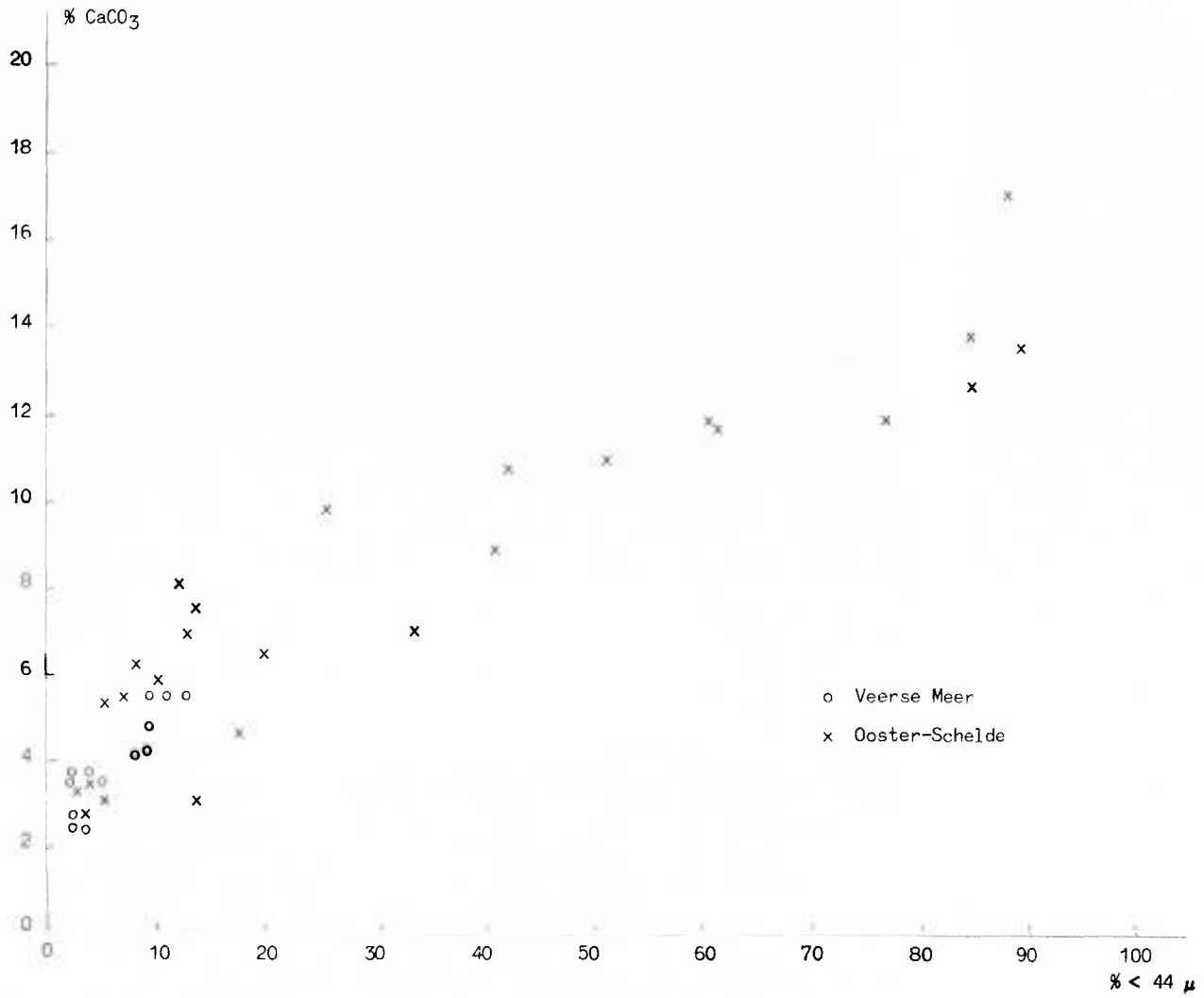


fig. 10.

Veerse Meer and Ooster-Schelde, explanation as fig. 7.

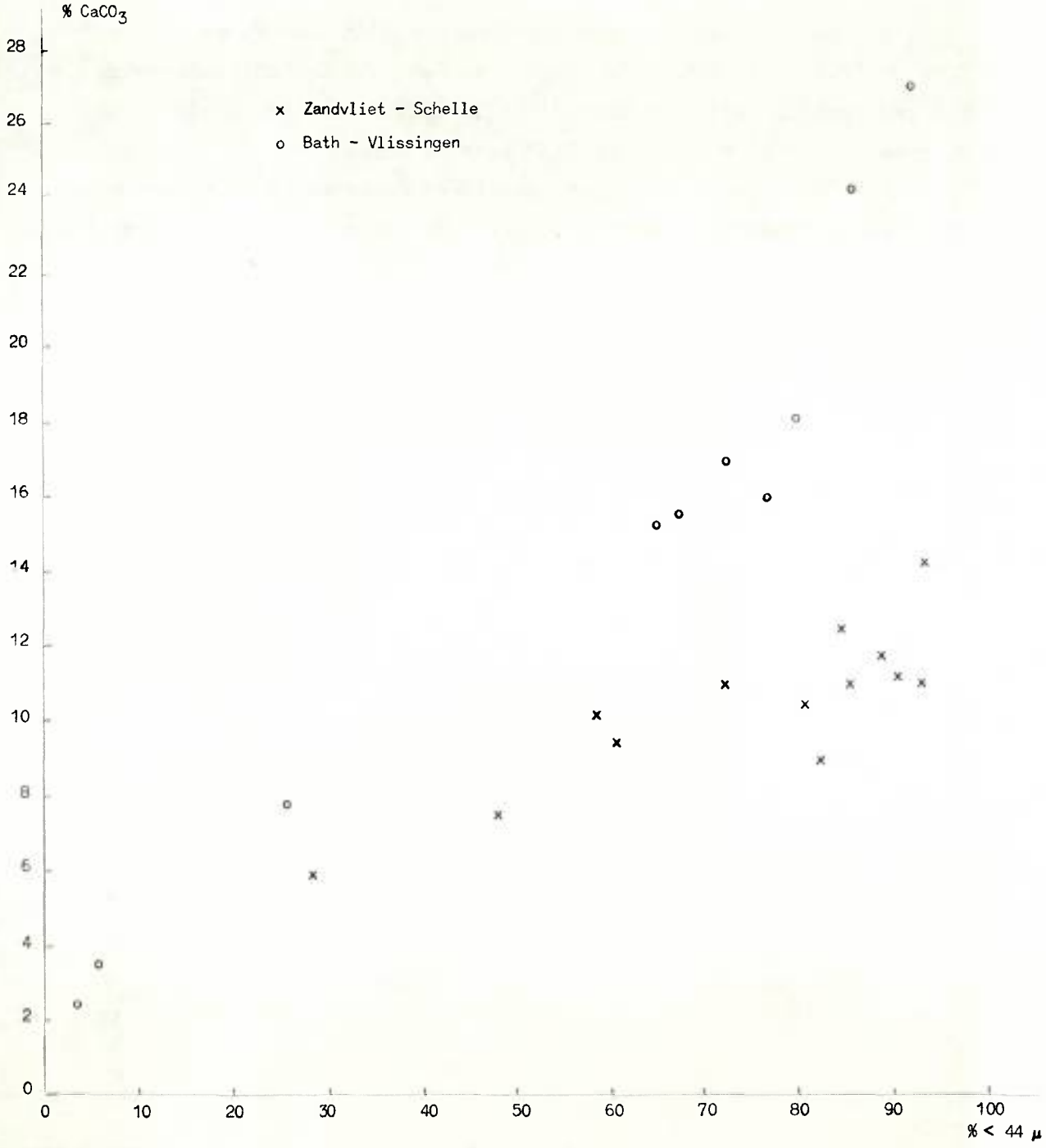


fig. 11.

Suspended sediments, explanation as fig. 7.

< 44 µ dan de sedimenten van de Schelde, de Ooster-Schelde en het Veerse Meer.

Analysen van gesuspendeerd sediment van de Schelde en de Wester-Schelde (fig. 11) vertonen hetzelfde verband als de bodemsedimenten. Het onderscheid tussen de Schelde en de Wester-Schelde, zoals boven aangehaald, is hier zeer duidelijk waar te nemen.

Deze resultaten geven dus, naast een koncentratie van karbonaten, zowel in de zandfraktie (boven 208 µ) als in de silt en kleifrakties,

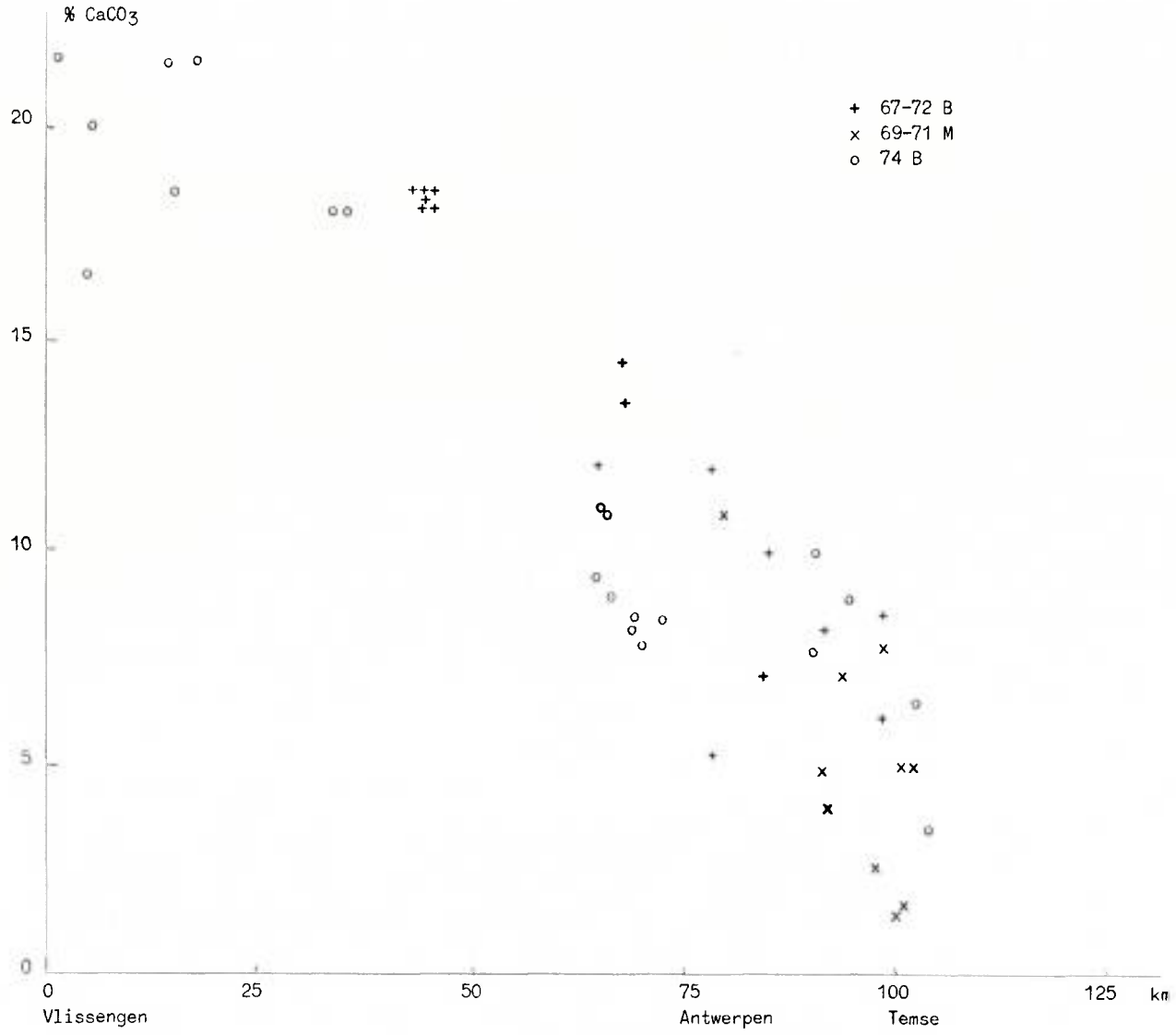


fig. 12.

Carbonate concentration in bottom sediments (fraction smaller than 44 microns) versus distance from Vlissingen.

eveneens aan dat er een toename is aan karbonaatgehalte in zeewaartse richting. Dit laatste is duidelijker geillustreerd in fig. 12 waar het karbonaatgehalte van de fraktie < 44 µ afzonderlijk is weergegeven in funktie van de afstand vanaf de Wester-Scheldemond te Vlissingen in stroomopwaartse richting. Er is hier een duidelijke afname van 20 à 22 % karbonaat in de omgeving van Vlissingen naar slechts enkele procenten in de omgeving van Temse.

5.- Bespreking

Voorgaande analysen wijzen onder meer op een parallellisme tussen de sedimentatie van karbonaten en van silt en klei partikels in het hier bestudeerde gebied. Een belangrijk deel van het karbonaat in deze fijne korrelgroottefrakties kan afkomstig zijn van abrasie van grotere schelpfragmenten. Deze kunnen aangevoerd zijn vanuit de Noordzee of door erosie van Tertiar afzettingen (o.m. Zanden van Antwerpen en Zanden van Merksem). Nochtans is het dan niet helemaal duidelijk waarom er een minimum bestaat in het karbonaatgehalte van de korrelgrootte-frakties tussen 250 en 177 µ . Bovendien is er een sterke toename in het karbonaatgehalte van de silt en kleifraktie in zeewaartse richting welke niet kan verklaard worden wanneer alleen abrasie beschouwd wordt. Het is dus aannemelijk dat er één of meerdere andere bronnen voor dit karbonaat bestaan.

De Groot (1970) veronderstelde dat de meeste karbonaten afkomstig zijn van het kanaal als gevolg van de erosie van karbonaatrijke afzettingen van Krijt, Jura en Tertiair ouderdom. Hierdoor kan een afname in het karbonaatgehalte in noord-oost richting in de Noordzee verklaard worden en tevens een aanvoer van karbonaten vanuit de Noordzee respectievelijk in de Wester- en Ooster-Schelde. Gullentops (1973) wees verder op de nauwe samenhang tussen het karbonaatgehalte in de zandfraktie en de aanwezigheid aan schelpen of grote schelpfragmenten. Volgens hem zijn dus de karbonaten in de zandfraktie afkomstig van abrasie van deze schelpen [zie eveneens Van Straaten (1954)]. Dit wordt bevestigd

door het onderzoek van de zandfraktie waarin het aantal schelpfragmenten sterk toeneemt met stijgende korrelgrootte. Het geeft echter geen verklaring voor het karbonaatgehalte in de silt en kleifrakties. Volgens Maschaupt (1948) zijn deze laatste afkomstig van biochemische neerslag. Vooral sulfaat en nitraat reducerende bacterieën spelen hier volgens hem een belangrijke rol.

Wat de Schelde en Wester-Schelde betreft wijzen zowel Wollast (1973) als De Pauw (1974) op een zeewaarts sterk afnemende hoeveelheid nitraat reducerende bacterieën. Ook de NH_4^+ - ionen koncentratie neemt af van 10 mg/ℓ stroomopwaarts van Schelle tot minder dan 2 mg/ℓ op ongeveer 30 à 40 km opwaarts van de monding te Vlissingen.

Er bestaat dus een sterke evidentie voor het mechanisme van biochemische neerslag zoals voorgesteld door Maschaupt (1948) en voor de veronderstelling van Laurent (1969) die een zuiver detritische oorsprong voor het karbonaat in de silt en kleifrakties uitsluit. Deze neerslag van karbonaten zal dan ook het meest intensief zijn in het gebied tussen Antwerpen en Bath waar de sterkste afname aan nitrificerende bakterieën en NH_4^+ - ionen waar te nemen is. Het neergeslagen karbonaat koncentreert zich daarbij in de silt en kleifrakties en zal dus op analoge wijze als deze in zeewaartse richting verplaatst worden [Wartel (1972)] en zo een zeewaartse toename aan karbonaten doen ontstaan. Karbonaten in oplossing kunnen aangevoerd worden zowel van stroomopwaarts als vanuit zee. Onderzoek van het karbonaatgehalte in poldersedimenten ten noorden van Antwerpen (niet gepubliceerd) toont eveneens aan dat 1) er geen verband bestaat tussen het karbonaatgehalte en de fraktie kleiner dan 44 µ en 2) voor silt en kleirijke sedimenten (meer dans 30 % partikels kleiner dan 44 µ) het karbonaatgehalte opvallend lager is dan in het overeenkomende Scheldesediment (4 à 8 % karbonaten in de polders tegen 8 à 16 % in de Schelde). Men kan dus veronderstellen dat een oplossing van karbonaten in deze poldersedimenten gevolgt door een eventuele afvoer naar de Schelde, een belang in het Veerse Meer, waar de omringende polders het enige

belangrijke brongebied zijn. Karbonaat-neerslag wordt hier verder bevorderd door de sterk reducerende eigenschappen van het Veerse Meer water [Faas en Wartel (1975)].

Tot besluit kan vermeld worden dat naast biochemische processen eveneens temperatuur, pH en ionische aktiviteit belangrijke aspecten zijn voor de verklaring van de neerslag van karbonaten. Hierover zijn op dit ogenblik echter te weinig gegevens voorhanden.

6.- Besluiten

Uit analysen van karbonaten in sedimenten van de Schelde, Wester-Schelde, Ooster-Schelde en Veerse Meer blijkt dat er een nauw verband bestaat tussen het karbonaatgehalte en de silt en kleifrakties. Het karbonaat in te zandfraktie bestaat hoofdzakelijk uit schelpen en schelpfragmenten. In de silt en kleifrakties werden idiomorphe rhombehedra en fijne kristalaggregaten van calciet en iodiomorphe rhombohedra van dolomiet herkend. Wat de oorsprong van deze karbonaten betreft komen meerdere brongebieden in aanmerking. De karbonaten in de zandfraktie zijn voornamelijk ontstaan door abrasie van schelpen en aangevoerd zowel vanuit de Noordzee als uit de onderliggende Tertiair afzettingen. De karbonaten in de silt en kleifrakties zijn gedeeltelijk ontstaan bij het abrasieproces van schelpen. De meerderheid van deze karbonaten echter is het gevolg van een biochemische neerslag van karbonaten aangevoerd in oplossing. Het omgevende poldergebied vormt hier een zeer belangrijk brongebied. Deze neerslag is maximaal tussen Antwerpen en Bath. Het neergeslagen karbonaat wordt daarna zeewaarts vervoerd waardoor een sterke stijging in het karbonaatgehalte van de silt en kleifrakties in zeewaartse richting ontstaat. Het karbonaatgehalte van de sedimenten in het Veerse Meer moet toegeschreven worden aan een aanvoer van karbonaten in suspensie en oplossing vanuit de omgevende polders met neerslag van het karbonaat in een sterk reducerende omgeving.

7.- Bibliografie

DE GROOT, A.J., (1970). Geochemisch onderzoek in deltagebieden, *Natuurkundige voordrachten*, 48, 61-75.

DELLA FAILLE, M., (1961). *Etude sédimentologique de l'Escaut fluvio-marin*, Thèse, Univ. Cath. Louvain, Lab. Chim. Min.

DE PAUW, N., (1974). *Bijdrage tot de kennis van milieu en plankton in het Wester-Schelde estuarium*, Doktoraatsproefschrijft, Univ. Gent.

FAAS, R.W. and WARTEL, S., (1975). *Sedimentology and channel slope morphology of an anoxic basin in Southern Netherlands*, in *Proc. Third biennial Int. Estuarine Res. Conf.*, Galveston, in press.

GULLENTOPS, F., (1973). Detrital sedimentology in the southern bight of the North Sea, *in* Math. Modelsea, (1974), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, C:1.

LAURENT, E., (1969). *Etude minéralogique qualitative et quantitative de la vase de l'Escaut*, Thèse, Univ. Libre de Bruxelles.

MASCHAUPT, J.G., (1948). Bodemkundige onderzoekingen in het Dollart gebied, *Versl. Landbouwk. Onderz.*, 54, n°4.

VAN STRAATEN, L.M.J.V., (1954). Composition and structure of recent marine deposits in the Netherlands, *Leidse Geol. Med.*, *XIX*, 1-110.

WARTEL, S., (1972). *Sedimentologische studie van de opbouw van het Schelde estuarium*, Doktoraatsproefschrift, Kath. Univ. Leuven.

WOLLAST, R., (1973). Contribution à l'étude de l'envasement de l'Escaut, Univ. Libre de Bruxelles, Rapport.

WOLLAST, R., (1973), Le comportement de nutrients dans l'estuaire de l'Escaut ; cas de la silice et de l'ammoniaque, *in* Math. Modelsea, (1974), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, C:1.

Chapitre IV

Transport et accumulation de polluants dans l'estuaire de l'Escaut

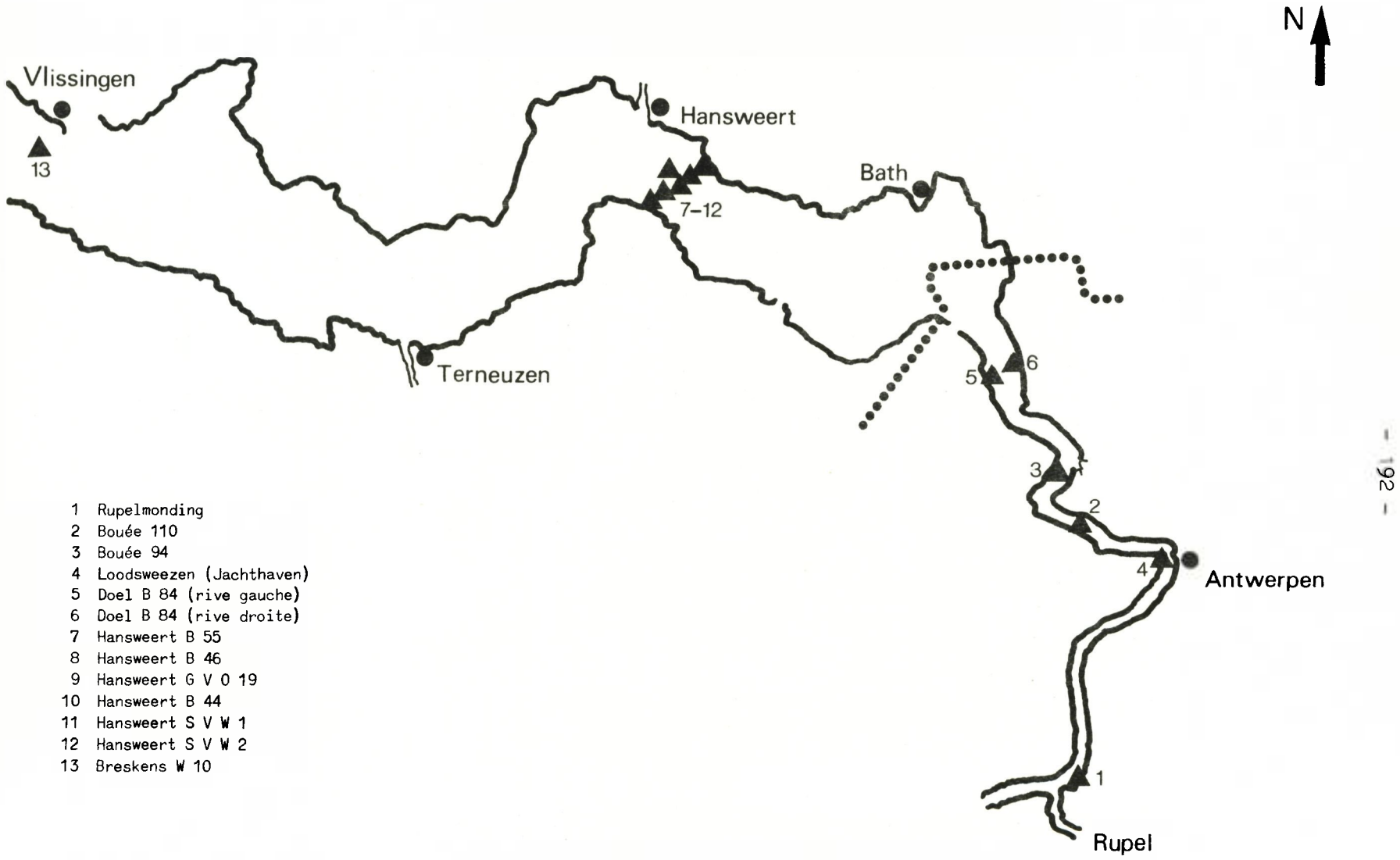
par

R. WOLLAST

1.- Introduction

Un effort particulier a été consacré, dans le cadre du modèle mathématique, à l'estimation de l'*input* en mer du Nord, des substances chimiques transportées par l'Escaut. Les chapitres précédents montrent toutefois que la zone estuarienne est caractérisée par de profondes modifications des paramètres physico-chimiques et qu'une partie importante de substances solides transportées par la rivière s'y accumulent. En conséquence, les substances chimiques y sont soumises à d'importantes réactions de dissolution, précipitation, adsorption, désorption et d'autres transformations susceptibles d'affecter leurs processus de transfert vers la mer du Nord, et leurs propriétés physico-chimiques. Ces transformations résultent d'interactions complexes d'origine physique, chimique et biologique dont certains aspects ont été détaillés dans les chapitres précédents.

Ces études ont été complétées par des campagnes intensives de mesures depuis l'embouchure de l'Escaut jusqu'à Dendermonde, à 130 km en amont de la mer. De 1971 à 1975, on a relevé les profils de concentration longitudinaux mensuels de diverses espèces chimiques dissoutes



1 Rupelmonding
2 Bouée 110
3 Bouée 94
4 Loodsweezen (Jachthaven)
5 Doel B 84 (rive gauche)
6 Doel B 84 (rive droite)
7 Hansweert B 55
8 Hansweert B 46
9 Hansweert G V O 19
10 Hansweert B 44
11 Hansweert S V W 1
12 Hansweert S V W 2
13 Breskens W 10

fig. 1.

Points fixes du réseau de mesures de l'estuaire de l'Escaut

ou en suspension. On a d'autre part procédé à huit campagnes de mesures à l'aide de quatre bateaux placés en des stations fixes caractéristiques (fig. 1).

Chaque campagne s'étale sur 5 jours durant lesquels chaque bateau procède durant 14 heures aux mesures suivantes :

a) mesures toutes les demi-heures suivant un profil vertical à tous les mètres de profondeur de :

- vitesse et direction des courants,
- température, salinité, turbidité,
- oxygène dissous (pour quelques points);

b) aux étales et aux maxima des courants de flot et de jusant, prélèvement d'un échantillon d'eau en surface, à mi-profondeur et à 1 m au-dessus du fond sur lesquels on effectue les analyses chimiques (nutrients, métaux lourds, matières organiques) et bactériologiques;

c) centrifugation en continu de la matière en suspension à un débit de 2 m^3 d'eau par heure; le solide est recueilli toutes les deux heures, il est analysé ultérieurement en laboratoire.

L'intégration de ces données sur une section et pendant la durée d'une marée complète permet d'estimer le transport net des masses de matières en suspension et de composés en solution pour la marée considérée.

Pour l'établissement des bilans qui suivent, on a divisé l'estuaire en deux compartiments : le premier compris entre le Rupel et Doel, le second entre Doel et l'embouchure. On dispose en effet de nombreuses mesures effectuées aux frontières de ces deux compartiments.

De plus, les profils de concentration longitudinaux relevés pour la turbidité, pour l'oxygène, le phosphore et les composés azotés, permettent d'affirmer que cette division n'est pas arbitraire, mais correspond à un changement profond des conditions chimiques et biologiques régnant au sein de la masse d'eau. Les mesures effectuées aux stations fixes entre le Rupel et Doel permettent, d'autre part, d'estimer les apports dans la zone portuaire.

Les bilans sont calculés en tenant compte du transport de matière par advection et diffusion turbulente à l'entrée et à la sortie du compartiment, de l'apport latéral éventuel, de l'accumulation des substances dans les sédiments et enfin des transformations chimiques ou biologiques éventuelles. Les termes d'advection sont calculés en multipliant le débit de la rivière (eau et matières en suspension) ou la vitesse de sédimentation par la concentration du composé en phase dissoute ou solide. Les termes de diffusion turbulente sont estimés en multipliant le gradient de concentration de l'élément considéré par le coefficient de dispersion turbulente calculé à partir du profil longitudinal de salinité. On ne dispose pas toujours de tous les éléments nécessaires pour effectuer un bilan complet et dans ce cas, on utilise le solde du bilan pour estimer quantitativement l'importance du phénomène considéré.

Une première estimation de ces bilans avait été effectuée dès 1972 [Math. Modelsea (1972)]. Les données que nous présentons ici sont nettement plus significatives, étant donné la multiplication des données dont on dispose actuellement. On constate toutefois que les ordres de grandeur sont le plus souvent bien respectés.

Il importe de souligner à cet égard que l'objectif de ces bilans est principalement de dégager quels sont les processus déterminants auxquels sont soumis les polluants rejetés dans le fleuve. Malgré les multiples sources d'imprécision qui subsistent dans de telles estimations, nous nous sommes toutefois efforcé dans tous les cas de recourrir à divers modes d'appréciation des bilans afin d'estimer leur degré d'incertitude.

Soulignons de plus que le comportement de nombreuses substances est lié à des phénomènes identiques (advection, sédimentation, etc.) et la cohérence de l'ensemble des bilans constitue une vérification supplémentaire de chacun d'eux.

2.- Estimation de la sédimentation dans l'estuaire

On a montré dans les chapitres I et II que les sédiments transportés en suspension dans l'Escaut avaient tendance à s'accumuler dans la zone correspondant au maximum de turbidité, lié aux particularités de l'estuaire. Rappelons que deux mécanismes de transport sont à prendre en considération :

- la floculation et sédimentation des solides en suspension apportés par les eaux douces d'amont lors de l'accroissement de la salinité, responsables de la formation de dépôts vaseux;
- le transport par charriage, au voisinage du fond, de sables d'origine marine dont le mouvement net est dirigé vers l'amont par suite de l'existence de courants de densité.

Il est possible d'évaluer la contribution relative de ces deux phénomènes en comparant la composition des sédiments déposés dans une zone (tableau 1) avec la composition moyenne des matières en suspension dans les eaux douces (tableau 2) et celle des sables marins. Les estimations basées sur les teneurs en différents éléments majeurs concordent remarquablement. Ainsi pour la zone d'envasement située entre les kilomètres 50 et 100 (fig. 2), 60 % des dépôts sont d'origine continentale et 40 % d'origine marine.

On peut d'autre part estimer les bilans des matières solides pour les zones envisagées en analysant l'évolution de la turbidité dans l'estuaire (fig. 3).

Pour un apport annuel total de 1,52 millions de tonnes de solide d'origine continentale, dans la zone d'amont de l'estuaire, 1,2 millions de tonnes s'y accumulent par sédimentation et seulement 300.000 tonnes sont transportées vers l'aval. Dans la deuxième zone, la sédimentation moins intense permet toutefois d'éliminer encore 220.000 tonnes et finalement la contribution de l'Escaut à la mer du Nord se limite à 120.000 tonnes de matières en suspension par an.

On ne dispose pas de mesures suffisamment précises sur l'apport de sédiment d'origine marine à l'embouchure, mais la composition des sédiments déposés dans la première zone permet toutefois d'estimer une

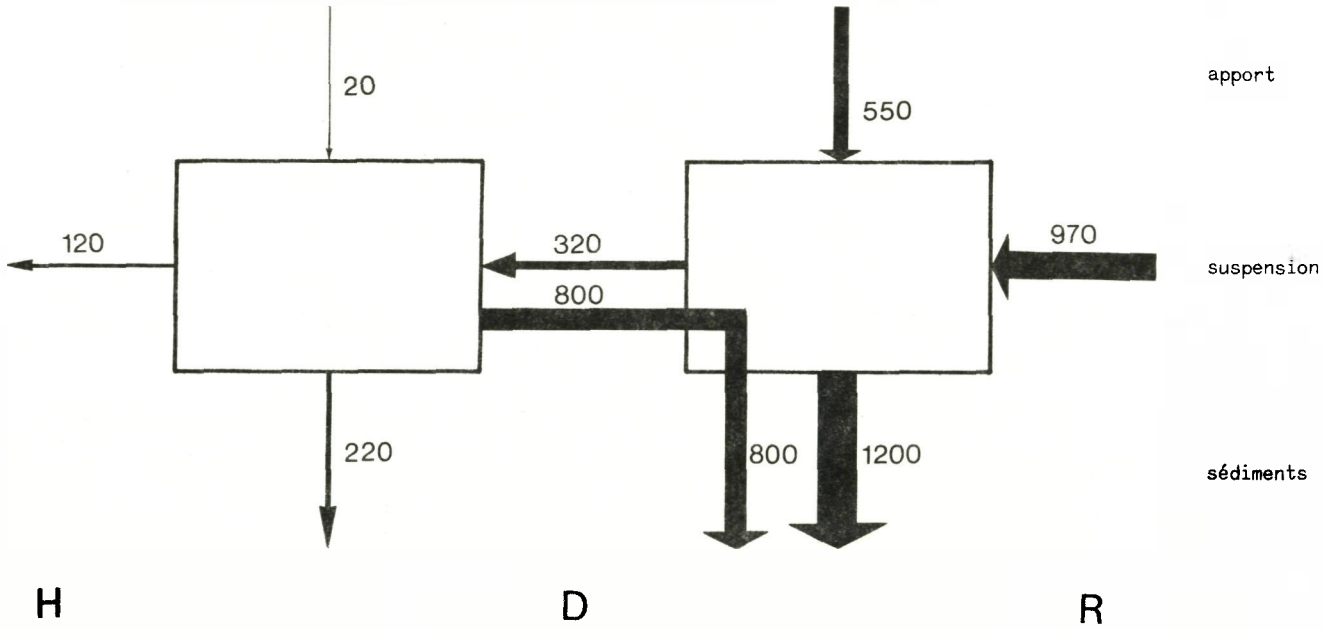


fig. 2.

Transport et accumulation des solides (en 10^3 tonnes/an) dans la partie amont de l'Escaut (km 100 - km 50 de l'embouchure).

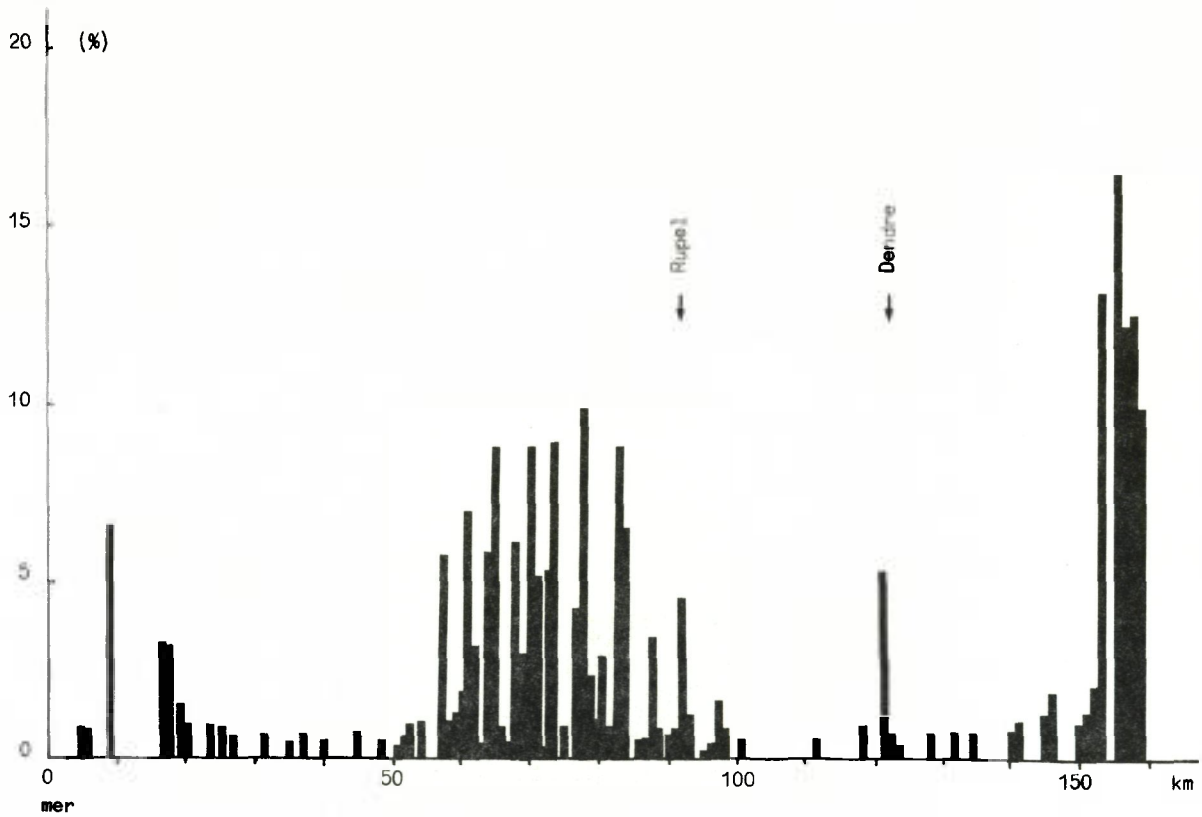


fig. 3.

Profil longitudinal de la matière organique dans les sédiments récents de l'Escaut

Tableau 1

Composition des sédiments récents dans l'Escaut

	% poids		
	Moyenne générale	Sable	Vase
SiO_2	75,12	89,33	59,35
Al_2O_3	4,60	2,11	7,35
Fe_2O_3	3,33	1,62	5,23
CaO	4,71	2,68	6,96
MgO	1,00	0,65	1,38
TiO_2	0,37	0,22	0,54
K_2O	1,92	1,62	2,24
Matière organique	2,87	0,55	5,45
CO_2	4,05	2,00	6,33
P_2O_5	0,76	0,27	1,30
S	0,55	0,14	1,00
Perte au feu à 1000 °C	7,61	2,71	13,05
	Traces		
	ppm	ppm	ppm
V	53,5	33,4	76
Cr	375	182	589
Mn	232	93	388
Cu	127	41,8	221
Zn	561	231	926
Sr	355	182	550
Pb	139	98	185

accumulation de tels sédiments à 800.000 tonnes par an. Il en résulte une sédimentation totale de 2 millions de tonnes de solide par an dans la zone amont de l'estuaire. Cette estimation concorde bien avec les volumes annuellement dragués ces dernières années dans cette partie de l'estuaire et qui sont estimés à 10 millions de m^3 (ou 2×10^6 T de solide dans un dépôt contenant 80 % d'eau).

Remarquons que ces taux d'accumulation correspondent à un envasement moyen de 120 kg/m^2.an soit environ 20 cm/an si on considère une teneur en eau de 80 % dans le sédiment fraîchement déposé. Ce

Tableau 2

Composition de la matière en suspension dans l'Escaut

	% poids		
	Escaut (km 0-110)	Doel (km 60)	Hansweert (km 30)
SiO_2	45,4	43,4	49,5
Al_2O_3	10,4	11,2	8,8
Fe_2O_3	7,22	8,26	6,46
CaO	7,92	7,85	8,08
K_2O	2,23	-	-
TiO_2	0,63	-	-
S	1,93	-	-
Matière organique	9,13	10,02	6,40
P_2O_5	1,04	0,53	0,27
Perte au feu à 550 °C	13,97	14,2	12,5
Perte au feu 550-1000 °C	4,67	3,80	5,43
Perte au feu à 1000 °C	18,64	18,00	17,93
	Traces (ppm)		
Cr	138	-	-
Mn	1228	811	2558
Cu	144	172	162
Zn	818	954	889
Pb	176	268	204

taux d'accumulation traduit bien le phénomène d'envasement de la région portuaire anversoise.

Les analyses chimiques des matières en suspension et des sédiments de la zone d'amont (tableaux 1 et 2) indiquent des teneurs élevées en matières organiques et en métaux lourds comme Pb , Zn et Cu . La sédimentation constitue donc un processus d'élimination important de certains polluants de la colonne d'eau et prévient leur transport, du moins temporairement vers la mer du Nord. Il faut cependant souligner que lors de fortes crues, comme 1975 et 1976, ils peuvent être remis en suspension et soit transportés vers la mer, soit se déposer dans les zones inondées du pays.

3.- Bilan de la matière organique

3.1.- Bilan de la zone amont

Ainsi que nous l'avons montré dans le chapitre précédent, la zone amont de l'estuaire est caractérisée par une intense dégradation de la matière organique par une série de processus bactériologiques. Les conditions sont d'autre part extrêmement défavorables au développement d'une activité photosynthétique et donc à un apport biologique de matière organique. Les mesures d'incorporation à l'obscurité de $^{14}CO_2$ et l'estimation du rendement de cette incorporation au cours des processus de dégradation hétérotrophe, présentée dans le chapitre précédent, permettent d'apprécier quantitativement ce phénomène. Le tableau 3 indique les vitesses de dégradation moyennes observées dans la zone considérée à quatre époques différentes de l'année.

Tableau 3

	µmoles C/litre.heure
février	1,88
mai	2,50
juillet	3,10
octobre	2,98

En intégrant sur l'année, on obtient une consommation moyenne de 270 g C/m^3.an ; pour la capacité de la zone considérée, la quantité de matière organique dégradée par les processus bactériologiques, serait de l'ordre de 40.000 tonnes de carbone par an, soit environ 100.000 tonnes de matières organiques.

Par ailleurs, la quantité de matières organiques éliminée par sédimentation, peut être estimée à partir de la vitesse de sédimentation dans la zone considérée et de la teneur moyenne en matières organiques. Le calcul montre que celle-ci équivaut à 115.000 t/an, soit une quantité équivalente à la dégradation bactérienne.

En tenant compte de la composition de la matière en suspension et en solution, on peut d'autre part estimer les flux de matières organiques aux limites de la zone. Les résultats de ces calculs figurent dans la figure 4. Les apports de matières organiques de zone portuaire sont relativement mal connus. Le bilan par différence donne un apport de 125.000 t/an . Par contre, en simulant une consommation bactérienne constante et une sédimentation uniforme dans la zone considérée, l'analyse des profils de concentration en matières organiques fournit une valeur de l'ordre de 70.000 t/an (dont 55×10^3 t/an en suspension). On peut considérer que les écarts observés sont très satisfaisants si l'on tient compte des diverses imprécisions inhérentes à de telles estimations.

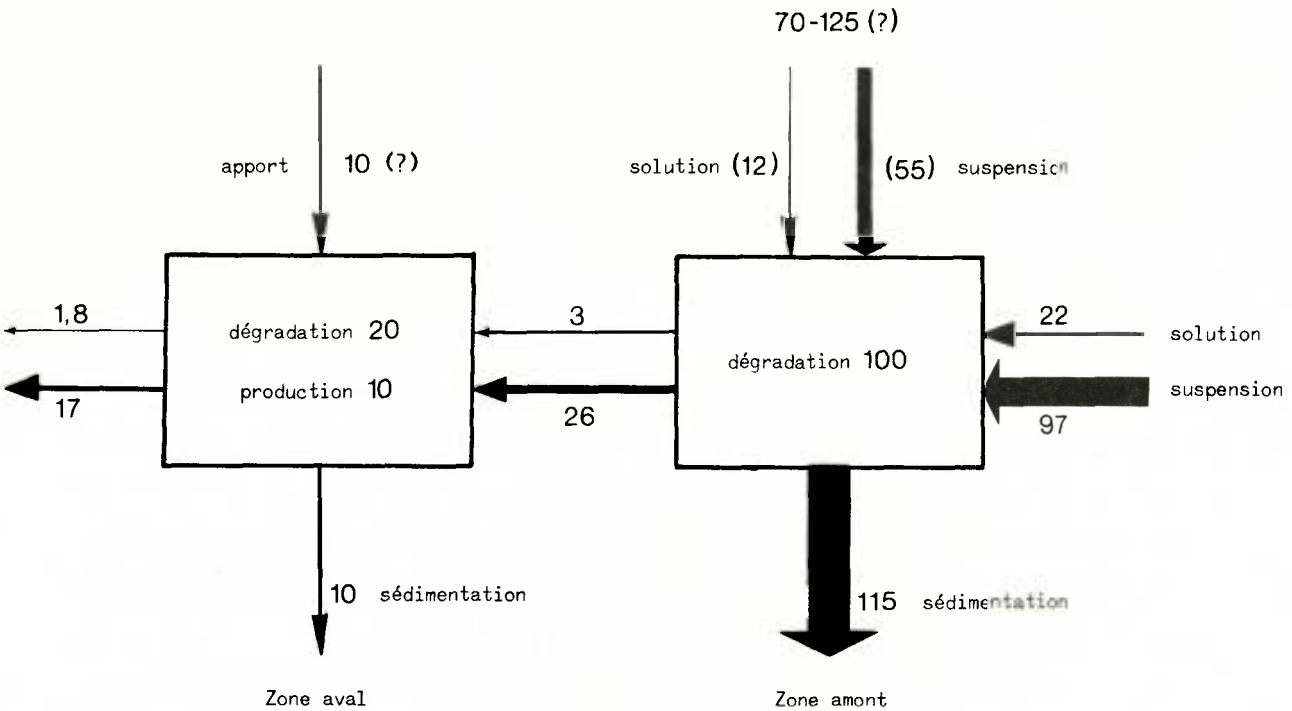


fig. 4.

Bilan de la matière organique (en 10^3 tonnes/an)

En effet, l'écart de 55.000 t/an entre les deux estimations doit être comparé au flux global de matières organiques qui est de l'ordre de 250.000 t/an , soit une imprécision d'environ 20 % .

3.2.- Bilan de la zone aval

Plusieurs caractéristiques qui affectent le comportement de la matière organique distinguent la zone aval de la zone amont. On observe en effet une diminution spectaculaire du nombre total de bactéries (fig. 5) et, ainsi que nous l'avons montré dans le chapitre précédent,

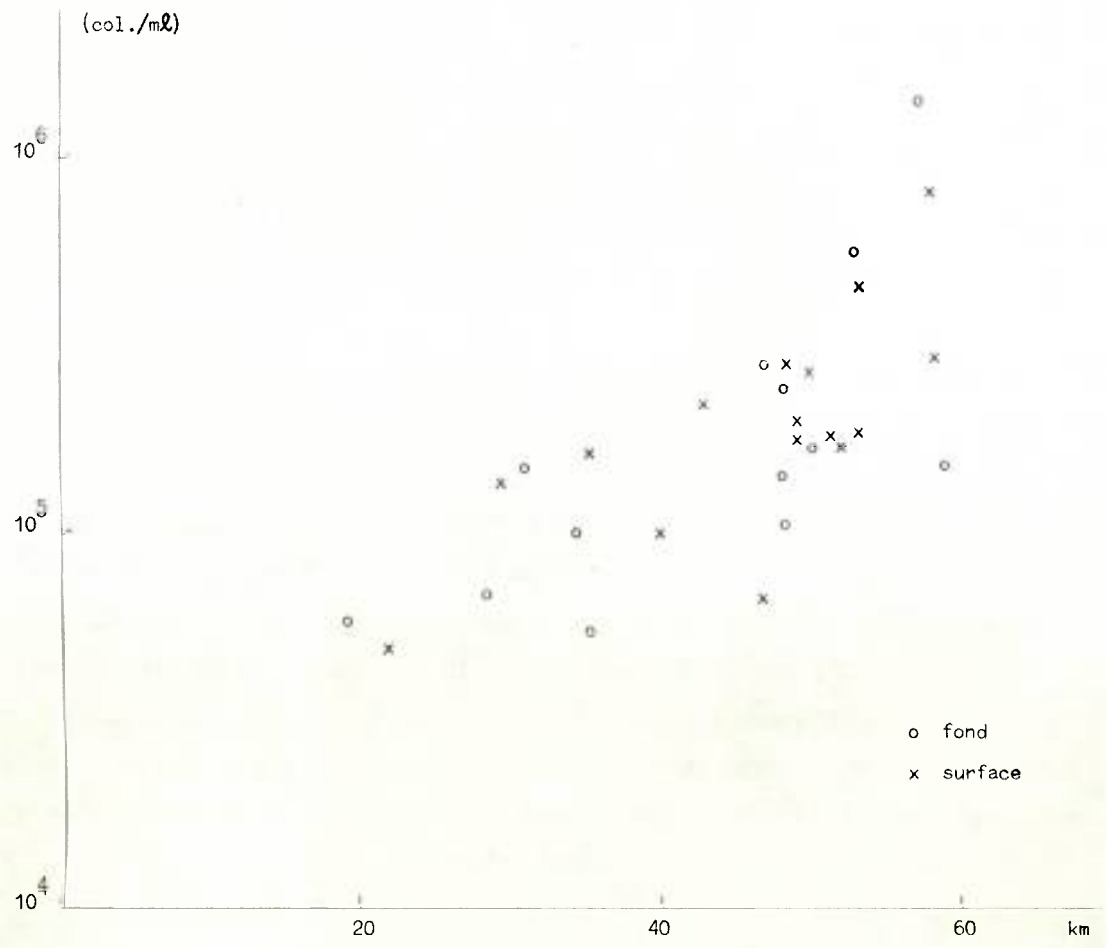


fig. 5.

Evolution de la concentration en germes totaux dans la partie aval de l'estuaire de l'Escaut (octobre 1972) [d'après J. BARBETTE].

corrélativement une diminution de leur activité. Les mesures d'incorporation de CO à l'obscurité montrent en effet une vitesse d'incorporation inférieure à 0,1 µmoles C/ℓ.h . De même, l'élimination de la matière organique par sédimentation est extrêmement réduite dans cette zone.

Par contre, l'activité du phytoplancton s'établit dès que l'énergie lumineuse disponible est suffisante, provoquant une production de matières organiques appréciable. Les mesures d'incorporation de CO et de consommation de silice, exposées dans le chapitre précédent, donnent des valeurs très cohérentes qui permettent finalement d'estimer la production primaire à environ 10.000 t de matières organiques par an.

Les résultats des calculs pour les différents flux pour cette zone sont repris dans la figure 4. L'*input*, plus la production, donnent un bilan de + 39.000 t/an , tandis que l'*output*, plus la dégradation, plus la sédimentation, fournissent un bilan d'environ - 49.000 t/an . La différence peut être attribuée aux apports latéraux et notamment à une contribution non négligeable du canal de Terneuzen.

Les bilans que nous avons établis montrent l'élimination intense de la matière organique dans la zone estuarienne, par l'action des bactéries et par la sédimentation. L'importance relative des deux processus est d'ailleurs fort comparable. Sur un total d'environ 250.000 t de matières organiques déchargées ou produites dans l'Escaut, environ 20.000 t seulement parviennent jusqu'en mer du Nord. Si cet effet est favorable à la mer, et particulièrement à une grande partie de la zone côtière belge directement soumise à l'influence de l'Escaut, il est par contre dramatique pour l'estuaire même. La partie amont se trouve pendant la plus grande part de l'année dans des conditions fortement anaérobiques et il s'y accumule des quantités croissantes de déchêts organiques donnant naissance à des vases putrides.

4.- Transfert des substances nutritives en mer du Nord

Nous avons exposé de manière détaillée l'évolution dans l'estuaire des différents formes de l'azote et de la silice dissoute. Nous nous contenterons ici de discuter l'apport de ces substances en mer du Nord, ainsi que leurs variations saisonnières.

4.1.- Azote

Par suite de la nitrification importante observée dans l'Escaut, l'apport en azote dissous s'effectue essentiellement sous la forme de nitrates, l'ammoniac ne représentant qu'environ 20 % du total. Dans des circonstances anaérobiques exceptionnelles, l'ammoniac peut représenter 50 % du total.

L'existence d'une activité photosynthétique importante de mai à septembre, se manifeste à l'embouchure par une diminution importante des concentrations en azote dissous qui se retrouve sous forme d'azote particulaire (fig. 6). Remarquons que ce transfert d'azote correspond à un maximum au mois de juin, où il vaut 150 µmole N/ℓ . En tenant compte de la composition élémentaire du phytoplancton et du temps de séjour dans la partie aval de l'estuaire, on peut calculer que ce transfert équivaut à une production primaire nette de 124 t C/mois, en excellent accord avec la valeur de 150 t C/mois évaluée à partir des mesures de productivité primaire et de consommation de silice, exposées au chapitre III.

Etant donné l'importance de l'apport des substances nutritives pour le milieu marin, nous avons distingué d'une part la période de mai à septembre, correspondant à la période d'activité photosynthétique, et d'autre part la période d'octobre à avril, où celle-ci est considérablement réduite.

En tenant compte des phénomènes d'advection et de dispersion à l'embouchure, on obtient les résultats du tableau 4.

On constatera surtout que l'apport en azote par l'estuaire est considérablement réduit pendant la période d'été, d'une part par suite de la diminution du débit d'eau douce, et d'autre part par l'intense

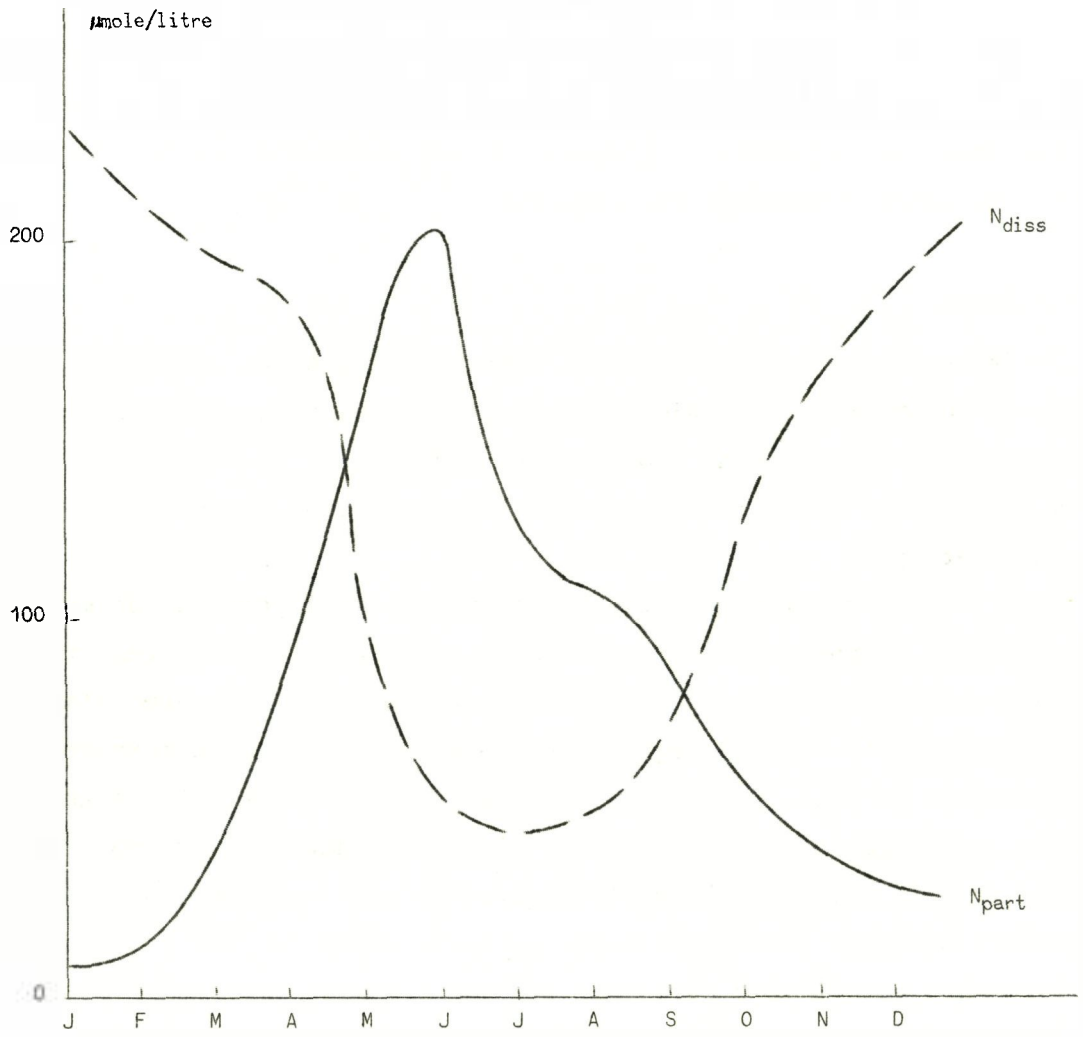


fig. 6.

Evolution des concentrations en azote dissous et particulaire à l'embouchure de l'Escaut.

Tableau 4

	mai à septembre	octobre à avril	Total
$N_{dissous}$ (10^6 moles)	67	540	607
$N_{part.}$ (10^6 moles)	104	108	212
N_{total} (10^6 moles)	171	648	819
(tonnes d'azote)	2400	9000	11400

consommation d'azote dissous dans l'estuaire même. Ajoutons que cette période est aussi favorable à une sédimentation plus intense en amont, par suite des faibles courants liés aux faibles débits.

En tenant compte de la distribution des différentes espèces d'azote dissous, on obtient finalement comme apport annuel :

Nitrates	5800 t/an
Nitrites	200 t/an
Ammoniac	2500 t/an
Azote dissous	8500 t/an
Azote particulaire	2900 t/an
Azote total	11400 t/an

En effectuant des calculs similaires à la limite amont de l'estuaire, on peut estimer les apports annuels par les eaux douces à :

Nitrates + nitrites	5100 t/an
Ammoniac	13400 t/an
Azote particulaire	2100 t/an
Azote total	20600 t/an

En comparant ces chiffres à ceux obtenus à l'embouchure, on constate qu'environ la moitié de l'azote déchargé dans l'Escaut atteint la mer du Nord. La plus grande partie de l'azote est éliminée lors du processus de dénitrification qui transforme complètement les nitrates en N_2, soit 5.100 t/an . Une grande partie de l'azote particulaire est éliminée par sédimentation. Par contre, l'ammoniac transite par la zone estuarienne en subissant une nitrification importante, et une partie de l'azote dissous est utilisée pour réaliser la production de matières organiques dans la zone photique. L'accord des diverses estimations peut être considéré comme très satisfaisant.

4.2.- Silice

Nous avons présenté en détail dans le chapitre III l'évolution des flux de silice dissoute dans l'estuaire de l'Escaut. Le modèle unidimensionnel qui y est décrit a été utilisé pour estimer la contribution en silice dissoute de l'estuaire au budget de ce constituant en mer du Nord, les résultats en sont représentés dans la figure 7. On observe que l'apport en silice dissoute cesse pratiquement du mois de mai au mois de septembre, période pendant laquelle l'activité photosynthétique du phytoplancton est maximum en mer du Nord.

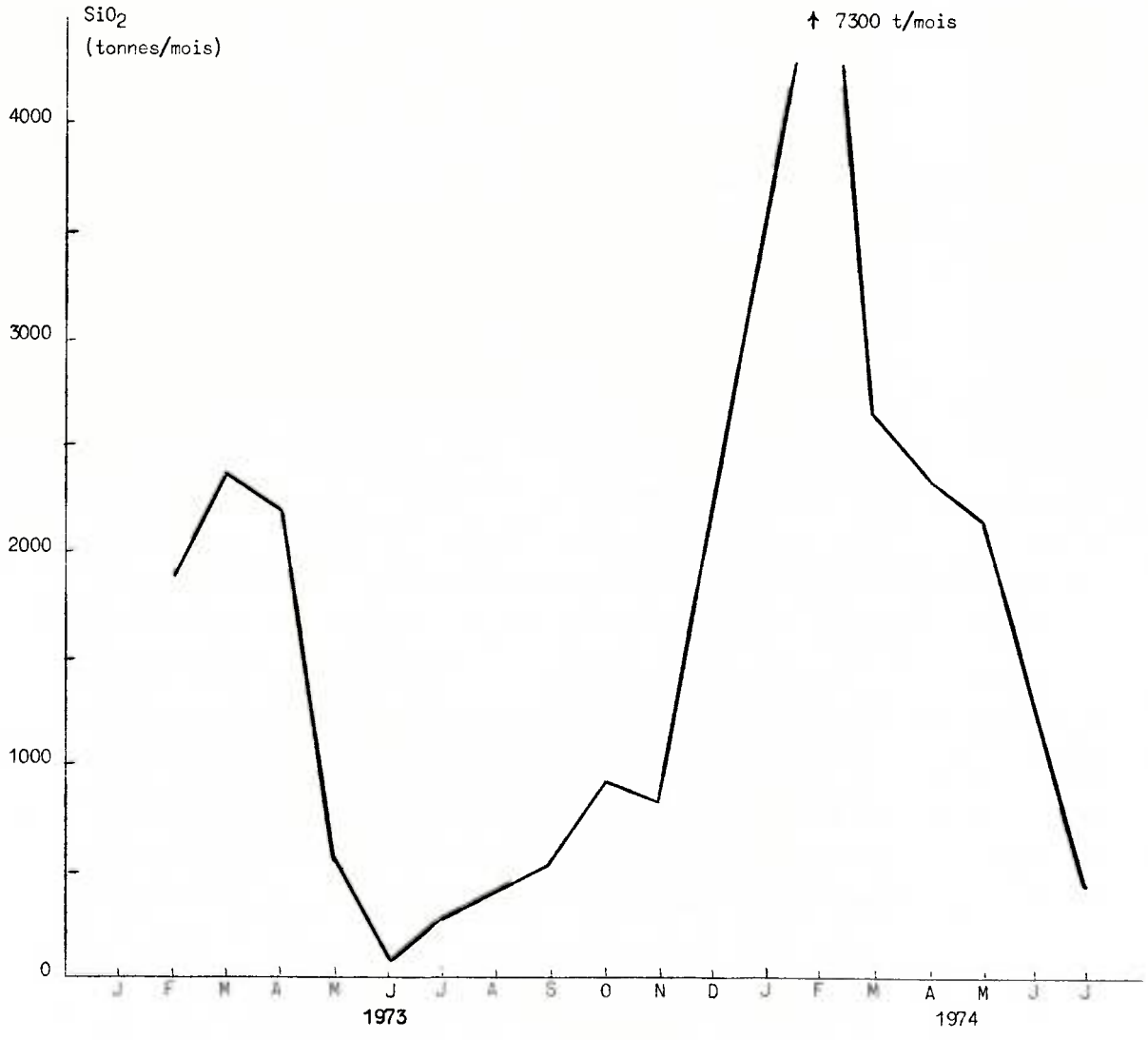


fig. 7.

Débits de silice dissoute à l'embouchure

Les répercussions de la consommation de la silice dans l'estuaire de l'Escaut sur le développement du phytoplancton en mer du Nord, sont d'autant plus préoccupantes qu'un phénomène identique se produit dans le Rhin. La mer du Nord est ainsi privée d'au moins deux sources naturelles importantes de silice dissoute, alors que ces mêmes estuaires apportent des quantités massives d'azote et de phosphore.

Van Bennekom *et al.* (1974) ont montré que, dans le Waddenzee, c'est la silice dissoute qui constitute le seul facteur limitant de la croissance des diatomées. On y observe en effet des concentrations en silice dissoute inférieures à 0,03 ppm SiO_2 (0,5 µmoles/ℓ) . Cette valeur est largement inférieure à la valeur de la constante de Menten-Michaelis, alors que les concentrations en N et P sont encore largement suffisantes. Dans cette mer, ainsi que dans la zone côtière influencée par le Rhin, le bref *bloom* de diatomées qui apparaît en avril est suivi d'un plus large *bloom* de *Phaeocystis* jusqu'à consommation totale du phosphore [Gieskes et Van Bennekom (1973)].

La consommation de silice dans les estuaires, liée à l'eutrophisation de ceux-ci, semble donc jouer un rôle non négligeable dans les situations anormales que l'on peut rencontrer dans l'activité et la distribution du phytoplancton en mer du Nord.

4.3.- Phosphates

Le comportement du phosphore dans la zone estuarienne de l'Escaut a fait l'objet d'études moins détaillées que pour les autres substances nutritives [Palumbo (1975)]. Les fluctuations erratiques que l'on observe pour cet élément dans l'estuaire rendent d'autre part l'interprétation des phénomènes observés particulièrement délicate. Nous nous contenterons donc de discuter brièvement les principales observations dont nous disposons actuellement. La figure 8 montre à titre d'exemple un profil caractéristique des principales espèces dissoutes de phosphore observées.

La zone amont se caractérise par une prédominance de polyphosphates d'origine essentiellement domestique. Ceux-ci sont toutefois

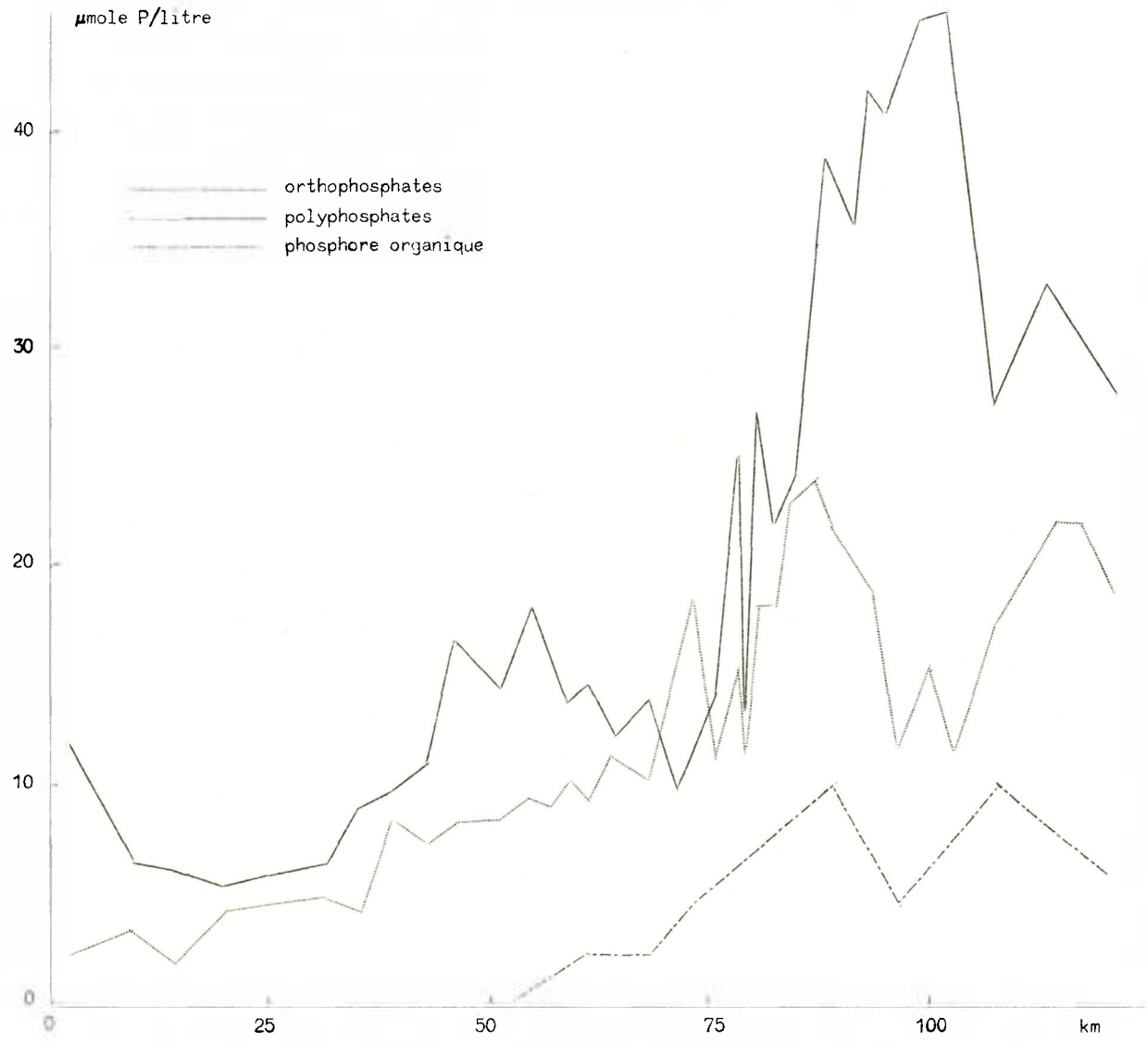


fig. 8.

Profil longitudinal du phosphore (mai 1975)

rapidement hydrolisés et transformés en orthophosphates. C'est la seule zone où l'on détecte d'autre part des quantités appréciables de phosphore organique, qui est lui soumis au phénomène de dégradation bactérienne et à la sédimentation. L'évolution des concentrations en orthophosphates en fonction de la salinité montre d'autre part une consommation importante de ce composé dans l'estuaire. La figure 9 reproduit le bilan annuel calculé pour les zones amont et aval de l'estuaire.

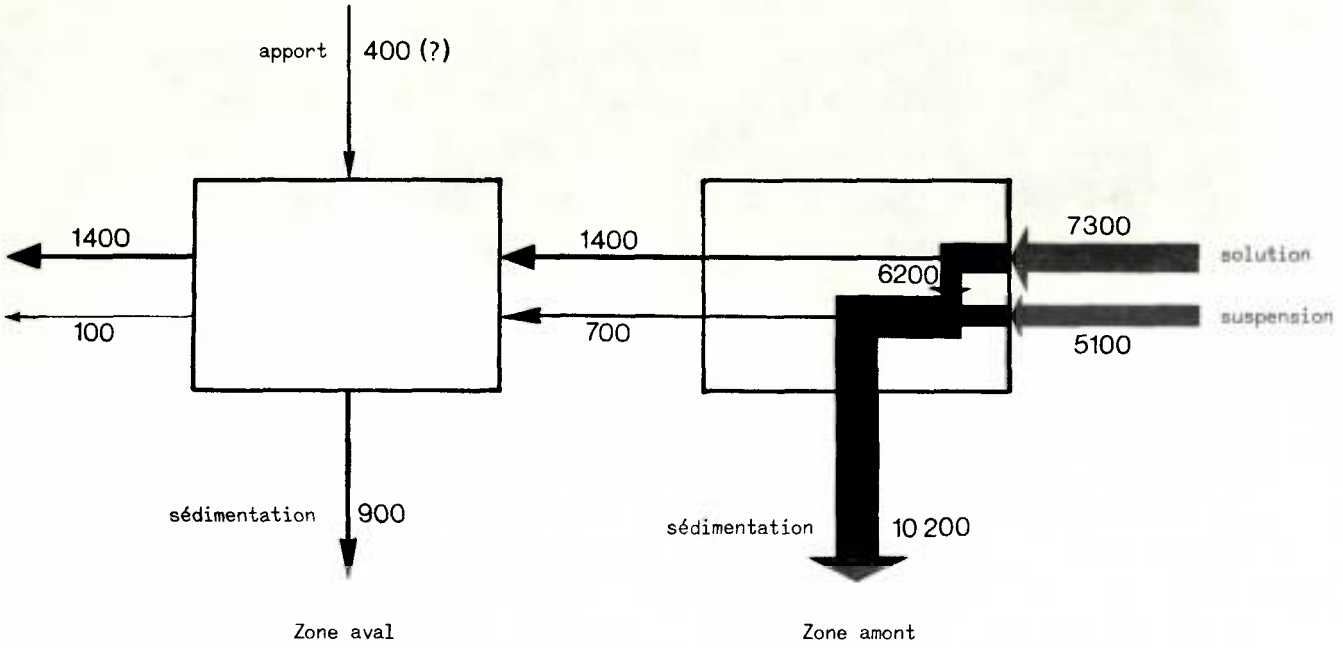


fig. 9.

Bilan et transport annuel du phosphore dans l'estuaire de l'Escaut (en tonnes/an)

On constate une sédimentation spectaculaire des phosphates dans la zone amont, qui est d'ailleurs confirmée par la teneur très élevée en P_2O_5 des sédiments de la zone vaseuse (en moyenne 1,3 %). La nature de ce phénomène, qui n'a pas encore été signalé dans la littérature à notre connaissance, nous est mal connue.

Les calculs thermodynamiques indiquent que les eaux de l'estuaire sont sursaturées par rapport à l'équilibre de précipitation de l'apatite. Par contre, les expériences en laboratoire, au moyen de phosphore marqué, semblent indiquer que les réactions physico-chimiques ne doivent pas seules être mises en cause et que des processus biologiques pourraient jouer un rôle prépondérant. Si cette première approche expérimentale confirme par ailleurs une consommation particulièrement intense dans les échantillons prélevés dans la partie amont de l'estuaire, elle n'a pas permis de préciser ni de quantifier le phénomène responsable de

cette consommation. Des études complémentaires s'avèrent indispensables en ce domaine.

Soulignons à nouveau l'influence considérable des conditions particulières règnant dans l'estuaire sur le transfert des substances chimiques, du milieu continental au milieu marin. Dans le cas de l'Escaut, à peine plus de 10 % du phosphore rejeté dans la rivière atteint finalement la mer du Nord.

5.- Comportement des métaux lourds

On connaît actuellement mal le comportement des métaux lourds lorsqu'ils transitent dans les zones estuariennes, de l'eau douce vers l'eau de mer. De Groot *et al.* (1966, 1971, 1973) ont étudié de manière détaillée la composition de la fraction fine des sédiments de l'estuaire du Rhin. Ils ont montré que la teneur en cadmium, mercure, cuivre, zinc, plomb et chrome diminue de 90 à 75 % , lorsqu'on se déplace progressivement de Biesbosch, où la chlorinite est nulle, jusqu'à l'embouchure. La teneur en cobalt, nickel et fer diminue de 65 à 45 % . D'après ces auteurs, cette mobilisation est due à l'intense décomposition de la matière organique qui conduit à la formation de complexes organométalliques solubles.

Muller et Forstner (1975) se sont préoccupé du même problème dans l'estuaire de l'Elbe. Ils observent une diminution des teneurs en Cu , Hg , Cd , Zn , Cr , Pb supérieure à 75 % , tandis que les teneurs en Co et Ni diminuent respectivement de 34 et 64 % lorsqu'on se déplace des eaux douces vers la mer. Pour ces auteurs, cette diminution est en fait due à la dilution des suspensions d'amont fortement polluées par des suspensions d'origine marine, beaucoup plus pures. Il faut souligner que les discussions de ces auteurs sont basées sur des analyses de la matière sédimentée prélevée tout au long de l'estuaire. Il nous paraît fort difficile d'argumenter sur de telles bases, car il est bien connu, et les résultats obtenus dans l'Escaut le confirme, que des suspensions d'origine marine peuvent se propager loin

à l'intérieur des estuaires et s'y déposer. Le processus de sédimentation est lui-même sélectif et les sédiments ne sont pas nécessairement représentatifs de la composition de la matière en suspension dans l'estuaire.

Duce (1974) a estimé l'importance des processus estuariens sur le transfert des métaux lourds dans les principaux estuaires de l'Atlantique sud. Ces estimations montrent que Fe et Mn , dissous dans les eaux douces, précipitent et sont pratiquement complètement déposés dans la zone estuarienne. De même, les métaux lourds en suspension sont éliminés par sédimentation, ce qui réduit les *input* en mer de Cd , Cu et Hg , respectivement de 17 , 22 et 11 % . Par contre, les éléments en solution transitent au travers de l'estuaire sans être affectés par le mélange des eaux douces et des eaux marines.

Dans le cas de la rivière Columbia, le même auteur signale que les diagrammes de concentration des métaux lourds en fonction de la salinité, indiquent une mobilisation des espèces particulaires du cuivre, du zinc et du manganèse. L'effet de relarguage est maximum pour une salinité égale à 7 ‰ .

Les résultats obtenus dans l'Escaut montrent de même que les métaux lourds se comportent de manière complexe, et y subissent des transformations importantes. L'intense sédimentation qui règne dans la partie amont de l'estuaire, agit tout d'abord comme moyen puissant de piégeage de ces éléments dans les sédiments et empêche leur transport vers la mer.

Nous avons indiqué dans le tableau 5 les budgets calculés pour une série de métaux lourds en suspension dans les zones amont et aval de l'estuaire. On voit que dans tous les cas, une fraction considérable des métaux lourds transportés par le fleuve sous forme de suspension, sédimente principalement dans la zone amont. Les quantités qui parviennent en mer du Nord sous forme de suspension, représentent tout au plus 6 % de la quantité apportée par la rivière.

Ce tableau met d'autre part en évidence le fait qu'une partie parfois importante des métaux lourds initialement en suspension, est

Tableau 5

Budget et transport des métaux lourds en suspension dans l'estuaire (en tonnes par an)

	Input	Sédimentation			Transfert en mer
		Amont	Aval	Total	
Zn	2000	1560	150	1710	120
Cr	670	400	20	420	7
Cu	495	320	30	340	12
Pb	450	350	35	385	16
Hg	1,52	1,20	0,1	0,30	0,05

mobilisée au cours de son passage des eaux douces vers la mer. Il est raisonnable de supposer qu'il s'agit bien d'un phénomène de dissolution, comme l'a suggéré De Groot *et al.* (1966, 1971, 1973), et qu'il ne s'agit pas d'une simple dilution de la suspension par des solides d'origine marine. En effet, nos calculs sont basés sur des flux nets des matières en suspension, qui intègrent l'ensemble des phénomènes de transport qui peuvent se produire dans l'estuaire.

L'évolution de la teneur relative en métaux lourds des suspensions transitant dans l'estuaire de l'Escaut, représentée dans la figure 10, est similaire à celle observée dans les estuaires de l'Elbe et du Rhin, évoqués ci-dessus. Les courbes traduisent à la fois les processus physico-chimiques auxquels sont soumis les éléments considérés, les phénomènes de dilution des matières en suspension d'amont, fortement polluées par celles d'origine marine, et enfin les phénomènes de sédimentation sélectifs qui peuvent se produire.

Les analyses des métaux lourds en solution devraient permettre en principe d'estimer l'importance des phénomènes de dissolution de ces éléments dans la zone estuarienne. Le problème est en fait compliqué, car la contribution des métaux lourds due à ce phénomène de mobilisation, se situe généralement largement en dessous des fluctuations instantanées que l'on peut observer dans l'estuaire et qui sont liées au caractère discontinu des décharges de ce type de polluant. La figure 11 montre à titre d'exemple, les résultats des analyses d'un profil longitudinal

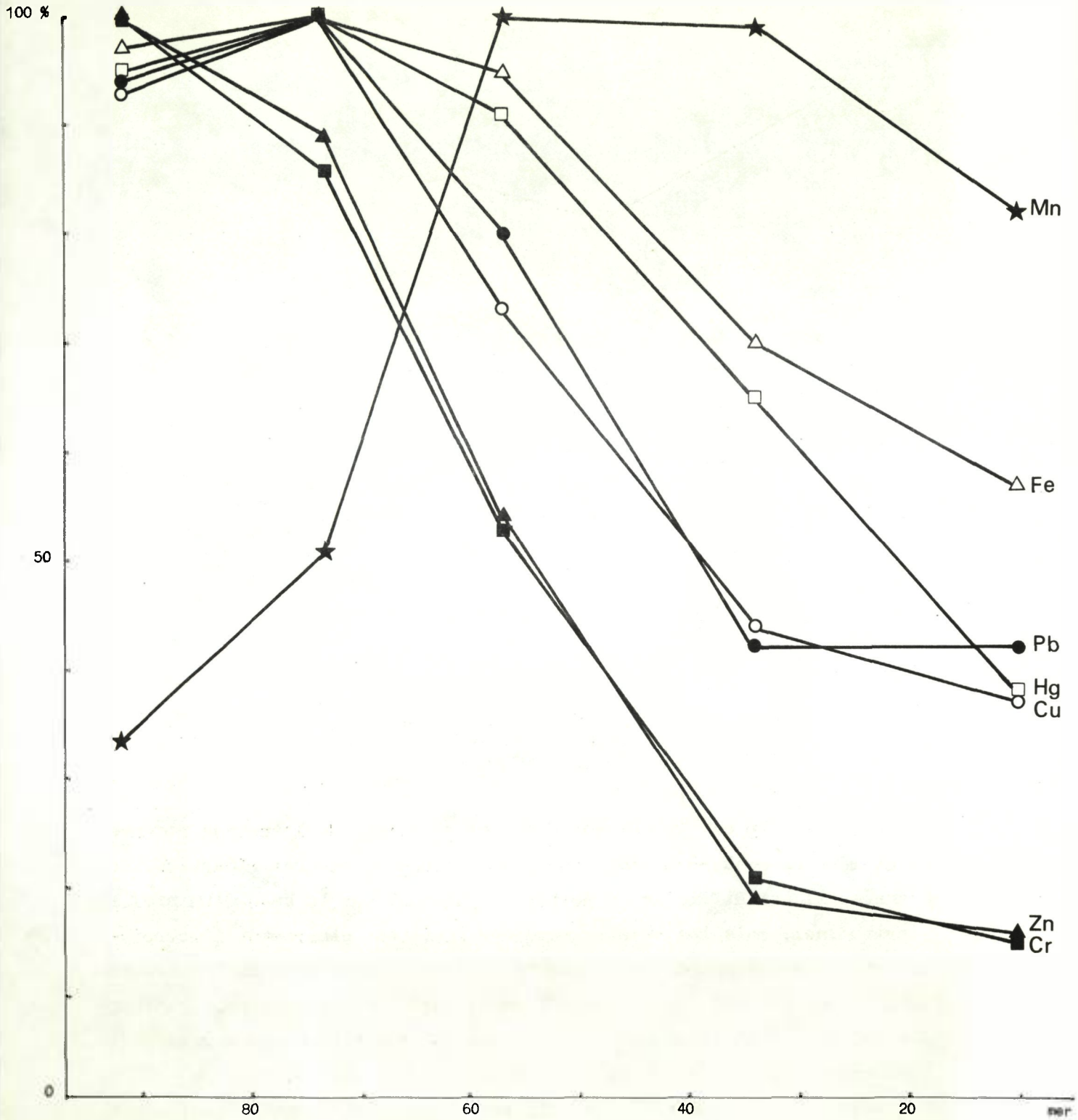


fig. 10.

Evolution de la teneur moyenne relative en métaux lourds des suspensions de l'Escaut

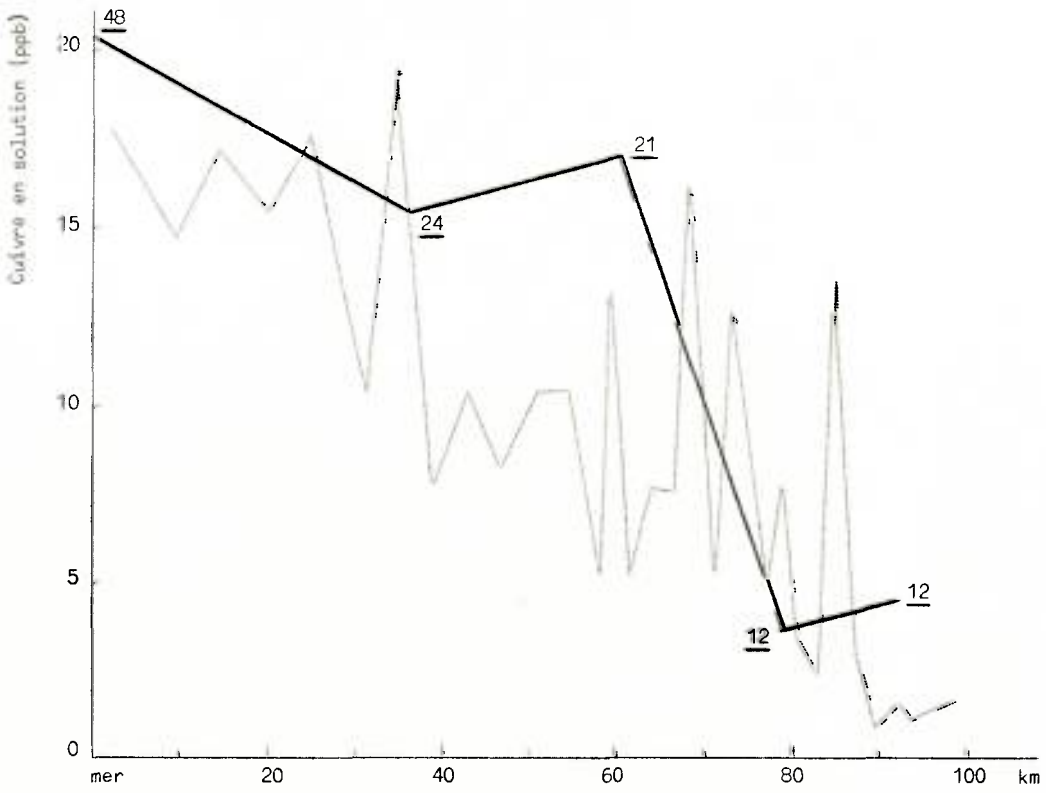


fig. 11.

Profil longitudinal de la concentration en cuivre dissous. En pointillé : profil instantané (mai 1973). En traits continus : profil moyen annuel, les chiffres soulignés indiquent le nombre de déterminations.

de concentration en Cu dissous, et les résultats de l'analyse moyenne de ce même élément résultant d'un grand nombre de mesures réparties sur l'année. Il est difficile de porter un jugement sur la base d'un profil longitudinal, mais les valeurs moyennes indiquent clairement l'accroissement de la concentration en cuivre dissous au voisinage de l'embouchure. La dilution progressive des eaux d'amont par l'eau de mer, peut masquer l'effet de mobilisation des métaux lourds et constituer une source de confusion, qui peut conduire à des conclusions erronées. Dans de nombreux cas, les quantités de matières en suspension sont insuffisantes pour élever la concentration de la phase aqueuse de manière significative, et le phénomène de dilution par l'eau de mer l'emporte. Il faut donc examiner attentivement les profils longitudinaux et tester le

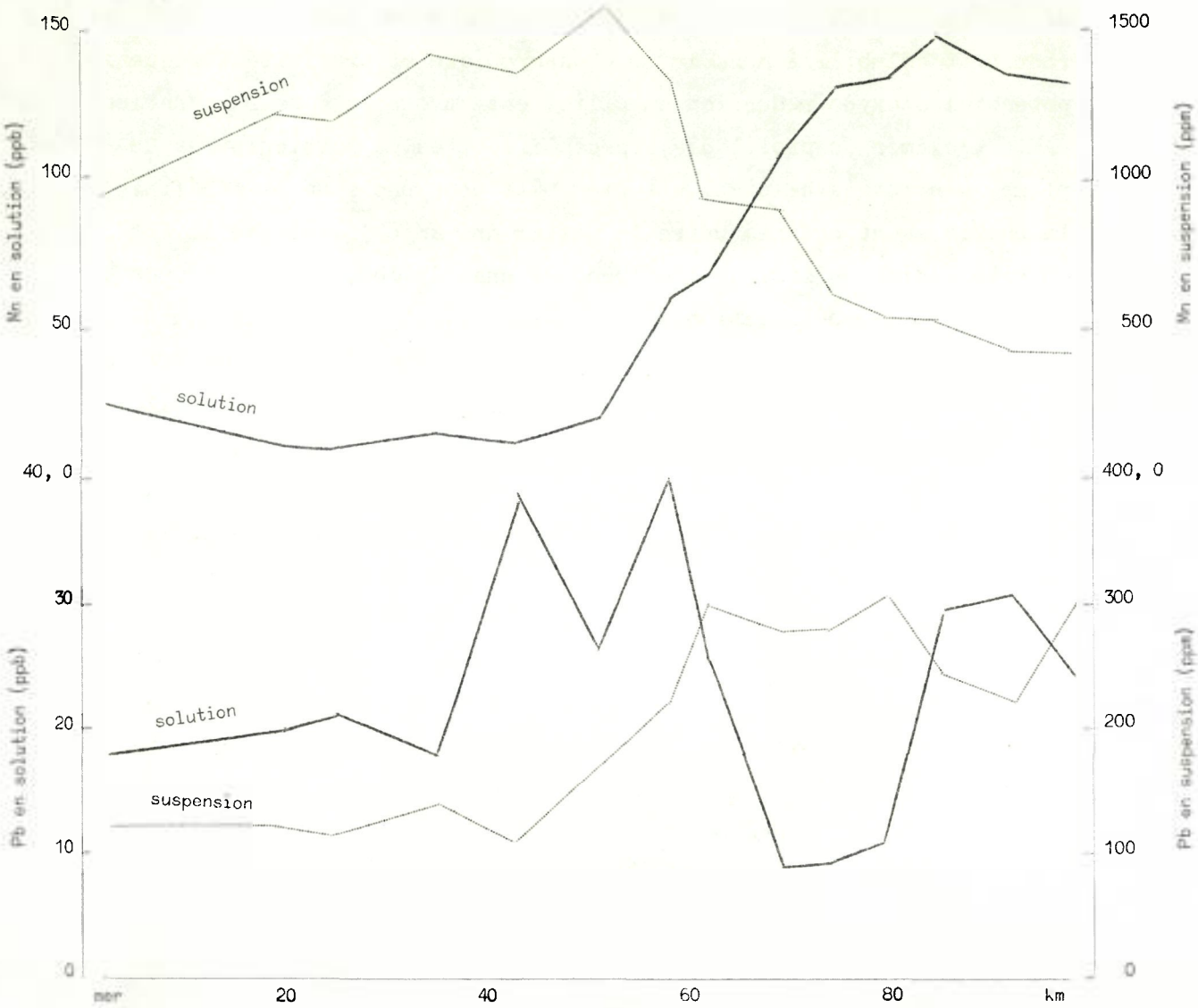


fig. 12.

Evolution des concentrations en plomb et en manganèse, dissous et en suspension, dans l'estuaire.

caractère non conservatif de l'espèce considérée, en utilisant la salinité comme élément de référence. Ainsi que nous allons le montrer dans l'exemple de Pb , le comportement des métaux est souvent complexe. La figure 12 compare l'évolution des concentrations des espèces de Pb à celles de Mn dans l'estuaire. Le comportement du manganèse a été

discuté en détail dans le chapitre III. Rappelons que cet élément est réduit et solubilisé dans la zone anaérobique et précipite lorsque le potentiel d'oxydo-réduction du milieu est favorable à sa réoxydation.

L'examen du profil des espèces dissoutes et particulaires du plomb, montre que celui-ci est précipité dans une zone bien définie de la partie amont de l'estuaire (à partir du km 85), mais qu'il est ensuite redissous lorsque l'on pénètre dans la zone de réoxydation de l'estuaire. La mobilisation du plomb intervient en effet lorsque le manganèse reprécipite. Les échelles des concentrations des espèces en solution et en suspension, ont été choisies de telle sorte qu'elles correspondent approximativement à des concentrations équivalentes dans la masse d'eau (sur la base d'une valeur moyenne de la turbidité, voisine de 100 mg/ℓ). L'accord est très satisfaisant : l'accroissement du plomb en solution correspond bien à la décroissance de la teneur en plomb de la suspension.

On ne dispose pas de démonstration aussi directe de la mobilisation de Zn , Cr et Hg , mais l'évolution de la composition de la suspension et le caractère non conservatif de la phase solide, démontré par l'évolution des flux évoquée ci-dessus, indiquent qu'il s'agit bien du même type de phénomène.

Tableau 6

Apport en mer des métaux lourds en solution
(en tonnes par an)

Zn	200
Cr	n.d.
Cu	50
Pb	15
Hg	2
Cd	1,6

Le tableau 6 résument finalement les estimations des apports en mer du Nord de métaux lourds en solution par l'estuaire de l'Escaut.

6.- Conclusions

Cette étude a montré le rôle fondamental que joue le système estuarien sur le transfert des polluants vers le milieu marin. Les temps de séjour élevés des masses d'eau douces et les phénomènes d'accumulation des matières en suspension, liés à l'hydrodynamique de l'estuaire, conduisent à des modifications profondes des substances transportées par les eaux douces. Les phénomènes de sédimentation jouent un rôle prépondérant dans l'élimination de la charge polluante transportée par la masse d'eau. Les substances organiques et les métaux lourds sont en effet piégés massivement dans les zones d'accumulation préférentielle des vases.

La dégradation de la matière organique par les bactéries hétérotrophes, constitue un autre processus important d'auto-épuration. Celle-ci provoque d'autre part des modifications du potentiel d'oxydo-réduction qui affecte la distribution de certains éléments et leur transfert vers la mer. A l'exception du fer et du manganèse, qui subissent une solubilisation dans la zone anaérobique, les métaux lourds y présentent un minimum de solubilité. Ce minimum peut être expliqué par la capacité d'absorption de la matière organique qui y est abondante, mais aussi par l'apparition de H_2S qui favorise la précipitation de sulfures très peu solubles tels que Cu , Zn , Pb , Hg . Ce phénomène renforce le piégeage des métaux lourds dans la zone amont de l'estuaire. Par contre, on a montré que Zn , Cr , Cu , Pb et Hg étaient redissous ou désorbés lorsqu'ils pénétraient dans la zone aérobique, et la contribution en mer de l'estuaire en ces éléments s'effectue de manière prédominante en phase dissoute.

Enfin, le transport des substances nutritives est aussi fortement affecté par le séjour dans l'estuaire. Une partie importante de l'azote y est éliminée par les processus de dénitrification dans la zone aérobique. Les phosphates sont précipités de manière massive dans la même zone, tandis que la silice est consommée dans la zone aérobique, consécutivement à une intense activité photosynthétique.

Références

de GROOT, A.J., (1966). Mobility of trace elements in deltas : Comm. II and IV, Internat. Soc. Soil Sci. Trans., Aberdeen, 267-279.

de GROOT, A.J., de GOEIJ, J.J.M. and ZENGERS, C., (1971). Contents and behaviour of mercury as compared with other heavy metals in sediments from the rivers Rhinz and Ems, *Geologie en Mijnbouw*, 50, 393-398.

de GROOT, A.J., ALLERSMA, I.E. and van DRIEL, W., (1973). Zware metalen in fluviatiele en mariene ecosystemen, Symp. Waterloopkunde in Dienst van Industrie en Milieu, May 24-25, 1973, Pub. n° 110N, Sekt. 5.

GIESKES, W.W.C., VAN BENNEKOM, A.J., (1973). Unreliability of the ^{14}C method for estimating primary productivity in eutrophic Dutch coastal waters, *Limnol. Oceanograph.*, 18, 494-495.

DUCE, R.A., PARKER, P.L. and GIAM, C.S., (1974). Pollutant transfer to the marine environment, Delib. and Recom. of the NSF/IDOE Poll. Transf. Workshop, Port Aransas, Texas, Jan. 11-12, 1974.

MATH. MODELSEA (1972). Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, E9, L'estuaire de l'Escaut par R. WOLLAST, pp. 231-264.

MULLER, G. and FORSTNER, U., (1975). Heavy metals in sediments of the Rhine and Elbe estuaries : mobilization or mixing effect?, *Environ. Geology*, 1, 1, 33-39.

PALUMBO, R., (1975). *Etude du phosphore dans l'estuaire de l'Escaut*, Mémoire de licence, Université de Bruxelles, sous la direction de R. Wollast.

VAN BENNEKOM, A.J., KRIJGSMAN-VAN HARTINGSVELD, E., VAN DER VEER, G.C.M., VAN VOORST, H.F.J., (1974). The seasonal cycles of reactive silicate and suspended diatoms in the Dutch Wadden Sea, *Neth. J. of Sea Res.*, 8 (2-3), 174-207.

Chapitre V

Effet de la température dans les modèles chimiques et écologiques

Impact des rejets thermiques

par

G. BILLEN, I. ELSKENS et J. SMITZ

1.- Conséquences des effets thermiques sur le fonctionnement des écosystèmes aquatiques et sur la qualité de l'eau. Généralités

Dans l'étude de l'influence de la température sur les écosystèmes, la science ne se trouve encore qu'au state analytique : ici et là on dispose de données fragmentaires et toute tentative de synthèse se heurte à des lacunes importantes dans notre connaissance.

Certaines analyses à court terme permettent de conclure à un effet stimulant relatif d'une élévation de température dans les processus de métabolisme, de croissance et de reproduction. On ne peut cependant se satisfaire d'analyses superficielles, d'approches macroscopiques, et il est indispensable de tenir compte du fait qu'un écosystème est profondément enraciné dans le domaine du submicroscopique et du microscopique. Quand on resitue l'impact thermique dans le contexte normal de variations saisonnières, dans le cycle de vie, dans la pyramide alimentaire, dans la dynamique des transferts de la matière de sa synthèse à sa décomposition, il est certain que les décharges importantes d'effluents chauds ont un *effet perturbateur sensible* sur les écosystèmes.

Dans l'évaluation de ces conséquences, on doit tenir compte à la fois des fluctuations naturelles de température consécutives aux variations saisonnières et de la complexité particulière d'un écosystème au sein duquel les facteurs physiques, chimiques et biologiques inter-réagissent sans arrêt de façon à faire *du tout* un système harmonieux *intégré aux facteurs d'ambiance*.

1.1.- Effet sur les microorganismes

Quelques règles générales peuvent être extraites de la littérature en ce qui concerne les conséquences de l'effet thermique sur les communautés de micro-organismes phytoplancton et bactéries hétérotrophes [Billen (1975b)]. Tout le fonctionnement de ces compartiments dépend *du bilan d'oxygène* dans les milieux aquatiques. Ce bilan dépend *de la réaération par l'atmosphère* et de la *consommation nette d'oxygène* par les communautés biologiques. La consommation d'une biocenose peut être positive ou négative selon que le rapport $\frac{P}{R}$ (production/respiration) qui caractérise son métabolisme global est inférieur ou supérieur à un. Les rivières, milieux très ouverts, les estuaires, surtout pollués, présentent de façon permanente un rapport $\frac{P}{R}$ inférieur à 1 . La photosynthèse dans ces milieux est d'ailleurs d'autant plus limitée que la turbidité de l'eau y est souvent très importante. Les milieux marins ont généralement des rapports $\frac{P}{R}$ égaux ou supérieurs à un, surtout dans les zones côtières eutrophiées [Billen (1975b)]. Cependant, en hiver ou durant la nuit des rapports $\frac{P}{R}$ inférieurs à un peuvent se présenter. Dans un écosystème de rapport $\frac{P}{R}$ inférieur à un, la consommation nette d'oxygène croît avec la température à peu près de la même façon que le métabolisme hétérotrophe. Lorsque l'activité hétérotrophe dépasse la capacité de réoxygénation, le milieu s'appauvrit en oxygène et, à la limite, l'activité hétérotrophe se fait aux dépens *d'autres oxydants* que l'oxygène, et des composés toxiques, comme Mn^{++} , Fe^{++} , NH_3 , H_2S sont produits [Billen et Smitz (1975)].

Une augmentation de quelques degrés de la température peut alors faire changer fondamentalement l'écosystème aquatique et sa *viabilité* pour les populations piscicoles, même si on n'atteint pas des températures directement nocives pour les poissons.

Enfin, une mention particulière doit être faite au sujet de la pollution fécale. L'évolution des bactéries de la pollution fécale dans les milieux aquatiques dépend

a) de la croissance éventuelle de ces bactéries dans le milieu où elles ont été rejetées,

b) de leur mortalité, notamment sous l'influence de "l'effet antibiotique" dont la nature est essentiellement biologique [Joiris (1974)].

Ces deux effets sont *fortement stimulés* par une augmentation de température. Toutefois, la croissance des bactéries fécales n'est possible que dans un milieu riche en matière organique et de salinité relativement basse. Dès lors, le risque de prolifération des bactéries fécales suite à la pollution thermique n'existe que dans les milieux d'eau douce, fortement chargés en matière organique. Une telle prolifération a effectivement été observée dans l'Escaut supérieur par Mathys (1972). Par contre dans les milieux marins, la disparition des bactéries de la pollution fécale est accélérée par une augmentation de la température.

1.2.- Effets sur la diversité

Les conséquences d'une élévation de température sur la *diversité des espèces* au sein de l'écosystème dépendent *des niveaux* de la pollution thermique. Quand celle-ci est faible, elle ne semble jouer aucun rôle sur la diversité; quand elle augmente au-delà d'une limite qui dépend des conditions naturelles (état zéro, compte tenu des autres facteurs perturbants) il semble que la diversité spécifique se maintient et tend même parfois à augmenter (du moins dans les régions froides); au-delà d'un seuil, on constate presque toujours une réduction de la diversité spécifique qui peut aller jusqu'à l'élimination totale de la plupart des espèces vivantes. En ce qui concerne l'*eutrophisation* (qui dépend essentiellement des facteurs du milieu), il faut remarquer qu'elle est *fortement influencée par la température* et une augmentation même naturelle de quelques degrés peut provoquer son déclenchement. L'influence globale sur l'écosystème se manifeste au niveau de leur affaiblissement ou de leur appauvrissement, le travail de sape pouvant aller jusqu'à leur élimination totale, et en conséquence entraîner une dénaturation de la qualité de l'eau [De Coninck (1975), Micha (1975)].

De plus, il n'est pas possible d'envisager isolément les conséquences du seul effet thermique [Micha (1975)] sur le fonctionnement d'un écosystème aquatique qui reçoit déjà divers types de polluants (*cf.* effets indirects, synergismes). Le traitement sur cas concret s'impose donc.

2.- Estuaire de l'Escaut

2.1.- Introduction

L'estuaire de l'Escaut reçoit actuellement une intense pollution domestique et industrielle, entraînant une détérioration de la qualité de l'eau dans la zone amont. Les rejets d'effluents chauds consécutifs aux implantations de nouvelles centrales de production d'énergie peuvent aggraver cette situation. C'est ce dernier point que nous nous sommes proposés de développer, par utilisation du modèle mathématique mis au point pour l'estuaire de l'Escaut (voir chapitres I et II), le principe de la simulation consistant à superposer à la situation actuelle l'impact thermique de deux nouvelles unités de 1000 MWe qui pourraient être installées à Doel (Doel III et IV).

Rappelons que pour 1000 MWe produits, une centrale nucléaire PWR doit dissiper par son système de refroidissement entre 435 et 485×10^6 cal/s (1820 à 2030 MW_{th}), une centrale thermique à combustible fossile entre 268 et 308×10^6 cal/s (1120 à 1290 MW_{th}).

Différents systèmes de refroidissement doivent être envisagés au point de vue des rejets thermiques dans l'estuaire et de la consommation en eau qu'ils entraînent : le refroidissement en circuit ouvert, le refroidissement en circuit fermé (utilisation de tour de refroidissement, humide ou sèche), et le refroidissement par solution mixte.

En ce qui concerne le refroidissement en circuit ouvert, on donne ci-dessous les débits d'eau de refroidissement nécessaires pour une centrale nucléaire ou classique de 1000 MWe pour quelques valeurs courantes de l'élévation de température au condenseur (ΔT).

ΔT (°C)	Centrale nucléaire (m^3/s)	Centrale classique (m^3/s)
7	62 -60	38 -44
10	44 -40	27 -31
12,5	35 -39	21 -25
15	29 -32	18 -20

En circuit ouvert, le débit d'eau de refroidissement retourne en totalité à la rivière. L'effluent chaud, par mélange au voisinage du point de rejet, subit une certaine dilution, puis est entraîné par le courant. L'échange de chaleur avec l'atmosphère, qui se fait pour environ 50 % par évaporation [Smitz (1975)], engendre au niveau de la rivière une consommation d'eau que l'on peut évaluer approximativement à 0,5 m^3/s pour une centrale nucléaire de 1000 MWe (ou à 0,3 m^3/s pour une centrale classique de même puissance).

Les tours de réfrigération humides peuvent être utilisées en circuit fermé (dans ce cas, la totalité du refroidissement est assurée par évaporation) ou en circuit ouvert (comme système d'appoint permettant d'abaisser la température des eaux de rejet, par exemple pour satisfaire à des normes légales d'échauffement maximum). Dans le premier cas, les rejets d'eau chaude à la rivière sont limités au minimum nécessaire à la purge (de déconcentration) du système de refroidissement, soit environ 0,2 à 0,4 m^3/s pour 1000 MWe . Dans le second cas, on utilise le débit de déconcentration maximum restant compatible avec les normes légales concernant les rejets thermiques dans la rivière [EBES (1975)]. Les pertes par évaporation et par entraînement d'eau pulvérisée, dans le cas du refroidissement en circuit fermé, sont de l'ordre de 0,7 m^3/s pour une centrale classique de 1000 MWe , ou de 1 m^3/s pour une centrale nucléaire de même puissance [CEE (1974)].

La technique de refroidissement en circuit fermé par tour de réfrigération sèche, où l'eau à refroidir n'entre pas en contact direct avec l'atmosphère, *commence à être développée*. Les avantages de ce procédé sont évidents (aucun rejet thermique dans la rivière, aucune consommation d'eau

ni émission de vapeur, aucun rejet chimique), mais les coûts (construction et exploitation) sont plus élevés que pour une tour humide.

Dans l'étude présentée, les simulations (profils thermiques, modèles de qualité) sont réalisées en considérant que le refroidissement est totalement assuré en *circuit ouvert*, soit un rejet thermique d'environ 4000 MW au niveau de Doel (correspondant aux deux unités de 1000 MWe Doel III et IV). Les problèmes de consommation d'eau sont sans importance dans l'estuaire de l'Escaut, et ne seront donc pas considérés.

2.2.- Profil thermique

Contrairement à une opinion souvent émise, les estuaires ne constituent pas un milieu idéal pour assurer le refroidissement des centrales thermiques surtout lorsque le débit d'amont est faible comme c'est le cas pour l'Escaut. Les phénomènes de marée et d'inversion de courant entraînent un recyclage de l'eau de refroidissement, de sorte que des relèvements de température importants peuvent être atteints localement et cela plus spécialement au moment des étales de courant.

Le processus de dispersion et de refroidissment d'un rejet thermique est un phénomène essentiellement tridimensionnel, dont la description détaillée ne peut être réalisée en pratique (dépassement des capacités, ...). Un certain nombre de simplifications doivent être adoptées (intégration sur la hauteur, la section, ...), en tenant compte des caractéristiques hydrauliques de l'estuaire (voir chapitre II).

Différents modèles de dispersion thermique ont déjà été utilisés, notamment pour estimer la capacité de décharge d'effluents chauds à Doel et Kallo et les possibilités d'accroître la puissance de ces centrales (W.B. Lab. 1974-1975). La plupart décrivent un échauffement moyen (T) sur la section par une équation du type

$$(1) \qquad \frac{\partial}{\partial t} T + u \frac{\partial}{\partial x} T = \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} (A K \frac{\partial}{\partial x} T) - \frac{d}{A} T - \frac{E}{\rho C_p h} T + \Sigma \frac{P_i}{\rho C_p} \frac{\delta(x - x_i)}{A}$$

où x est la coordonnée longitudinale suivant l'axe du fleuve, t le temps, A la section, u la vitesse moyenne de l'écoulement, K un coefficient de dispersion (qui dépend de l'échelle de temps adoptée), d

la densité linéique des affluents, E un coefficient d'échange atmosphérique et P_i la puissance de la source i localisée au point x_i .

Le temps caractéristique τ de réponse de la température de l'estuaire à une variation de la situation météorologique peut être estimé par

$$\tau \sim \frac{\rho\, C_p\, h}{E} \qquad (2)$$

ce qui, pour $h \sim 10$ m , $E \sim 50$ W/m^2.°C donne $\tau \sim 10^6$ s ($\sim$ 10 jours). On peut donc négliger les variations à court terme du coefficient d'échange, et caractériser le refroidissement vers l'atmosphère par un coefficient d'échange moyen.

On peut intégrer l'équation (1) sur un temps suffisamment long pour éliminer les oscillations du courant de marée, et obtenir ainsi une *équation stationnaire* (ceci entraînant une redéfinition du coefficient de dispersion K). Ces modèles constituent une première approche du problème, suffisante en général comme donnée d'entrée du modèle de qualité qui doit évaluer l'impact sur l'écosystème.

Cependant, pour décrire correctement le profil de l'échauffement au voisinage de la source, et notamment les pointes d'échauffement et les phénomènes de recyclage, il est indispensable d'utiliser les modèles *non-stationnaires intertidaux.*

Une *solution analytique* du problème non-stationnaire a été développée par Baron et Wajc (1975) pour estimer l'effet du rejet de 4000 MW_{th} au niveau de Doel. La section de l'estuaire $A(x,t)$ et la vitesse moyenne sur la section $u(x,t)$ sont représentées, à partir des grandeurs mesurées, par un développement en série de Fourier. Une bonne précision est obtenue en limitant le développement aux deux premiers harmoniques.

En supposant le coefficient de diffusion K constant (indépendant de x et de t), l'équation de conservation est écrite sous la forme :

$$K \frac{\partial^2}{\partial x^2} T = \frac{\partial}{\partial t} T + (u - K \frac{\partial}{\partial x} \ln A) \frac{\partial}{\partial x} T + \underbrace{(\frac{d}{A} + \frac{E}{\rho\, C_p\, h})}_{B} T \qquad (3)$$

où le terme B , selon les valeurs de E , varie de 5×10^{-7} à 20×10^{-7} (s^{-1}) . Les conditions aux limites imposent $T = 0$ à une distance suffisante de la source.

Par le changement de coordonnées :

$$d\xi = dx - (u - K \frac{\partial}{\partial x} \ln A)\, dt$$

$$d\tau = dt$$

$$t = 0 : x = \xi .$$

L'équation (3) peut se mettre sous la forme :

$$K \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2} = \frac{\partial T}{\partial \tau} + B\, T$$

ce qui, pour un rejet constant Q à Doel, donne une solution

$$T(\xi,\tau) = \frac{Q}{2\sqrt{\pi K}} \int_0^{\infty} \frac{\exp(-\frac{\xi^2}{4K\theta} - B\theta)}{A(0\,,\tau-\theta)\sqrt{\theta}}\, d\theta .$$

Le problème numérique se ramène donc au calcul d'une intégrale et d'une équation différentielle.

Les profils de $t°$ à quatre moments caractéristiques de la marée (approximativement : étale de courant de marée basse, vitesse maximale de flot, étale de courant de marée haute, vitesse maximale de jusant) sont données à la figure 1 ($E = 50$ W/m^2.°C , débit d'amont : 140 m^3/s).

Les profils sont plus accentués en amont qu'en aval à cause de la géométrie en entonnoir de l'estuaire et de la composante résiduelle du courant de marée. L'échauffement maximum varie entre 2,45 °C et 2,58 °C , mais sa position oscille avec une amplitude d'environ 15 km . A Doel même, la fréquence des oscillations est deux fois celle de la marée, la conséquence du fait que le pic de température passe deux fois par la décharge à chaque marée.

Pour des valeurs extrêmes du coefficient d'échange atmosphérique, la fourchette se situe entre 2,26 °C et 3,32 °C pour l'échauffement à Doel.

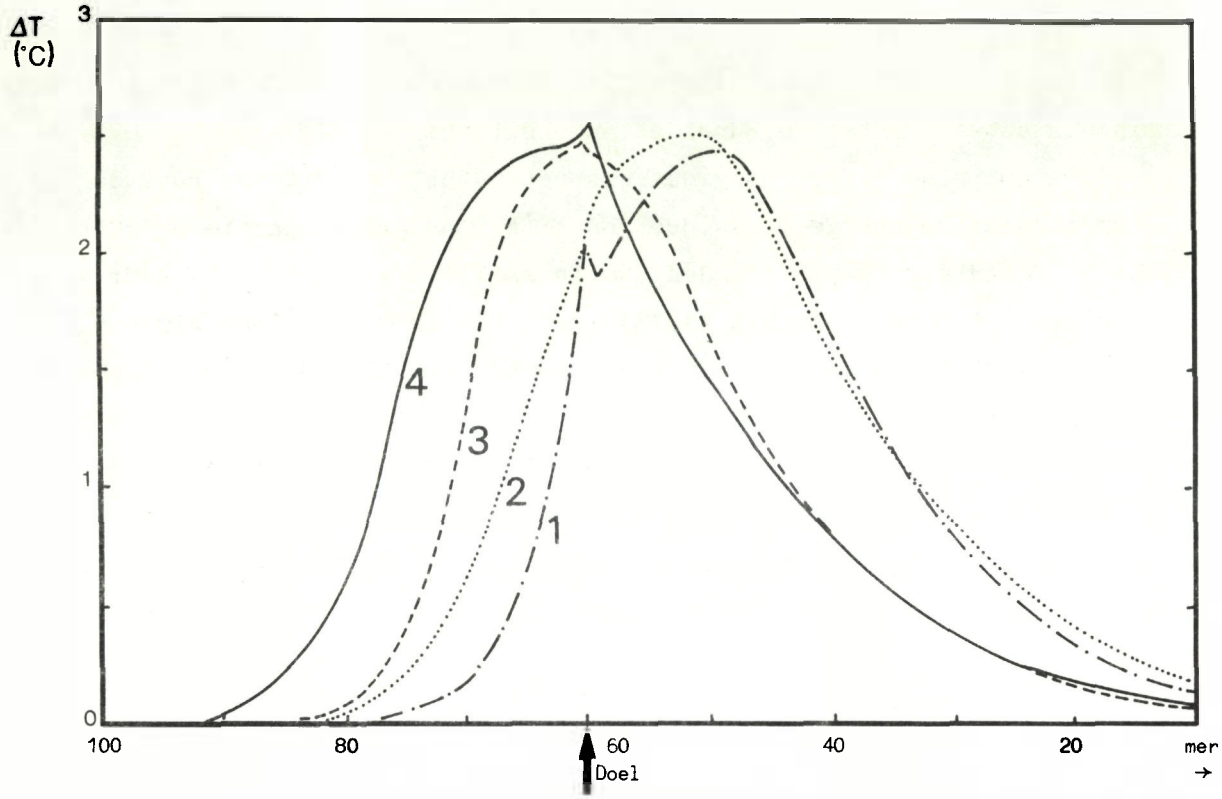


fig. 1.

Profils de température à quatre moments caractéristiques de la marée

2.3.- Effet des rejets thermiques sur la qualité de l'eau

2.3.1.- Définition de la situation actuelle

L'Escaut reçoit par son cours amont, par le Rupel et par la ville d'Anvers une charge organique considérable, voisine de 150.000 T de carbone par an [Wollast (1973)]. Cette charge cause une prolifération bactérienne considérable, dont l'activité de dégradation dépasse très largement, au moins en été, le pouvoir de réoxygénation de la rivière.

Il en résulte l'installation de conditions anaérobies dans la partie amont de l'estuaire (Rupel-Doel). Comme exposé précédemment, d'autres oxydants que l'oxygène sont alors utilisés pour la dégradation de la matière organique par les microorganismes, et des éléments toxiques comme Mn^{++} , NH_4^+ , Fe^{++} , H_2S s'accumulent dans la phase aqueuse, ce qui se traduit par un potentiel rédox bas. Ce processus est poussé d'autant plus

loin que la température est plus élevée et que les débits d'amont sont faibles, comme le montrent les variations saisonnières du potentiel rédox minimum atteint entre le Rupel et Anvers (chapitre III).

L'activité microbiologique est cependant *insuffisante* pour dégrader complètement la charge organique. En fait, une grande partie de cette charge flocule et sédimente dès que la salinité atteint une valeur voisine de 2 g Cl/ℓ [Wollast (1973)]. L'activité bactérienne diminue également de façon spectaculaire vers cet endroit. Sous l'influence de la réaération par l'atmosphère et du *mélange avec l'eau de mer* non polluée, commence alors une phase de récupération où les différents oxydants utilisés dans la partie amont par les microorganismes sont successivement régénérés. Le stade ultime du processus est la réapparition de l'oxygène, réapparition qui est rejetée d'autant plus loin en aval que le potentiel rédox atteint en amont est bas.

2.3.2.- Effet des rejets thermiques

L'augmentation de la température peut aggraver l'effet de la pollution organique des eaux par la conjugaison des deux processus suivant :

i) augmentation de l'activité bactérienne. Les observations conduites sur un cycle annuel permettent d'évaluer empiriquement l'effet de la température sur l'activité hétérotrophe H ; on obtient une relation du type :

$$H(T) = H(T_0)\ 10^{\frac{T - T_0}{\theta}} \qquad (5)$$

avec θ compris entre 16 et 38 (°C).

ii) diminution du pouvoir de réaération. La réaération est directement liée au déficit de saturation :

$$r = K\,[O_{2_{sat}} - O_2]\ . \qquad (6)$$

Le coefficient K dépend faiblement de la température,

$$K(T) = K_{15}\,[1 + 1{,}5 \times 10^{-2}\,(T - 15)] \qquad (7)$$

mais la concentration de saturation en oxygène décroit sensiblement quand la température augmente :

(8) $$O_{2_{sat}}(T) = \frac{475}{33,5 + T} \quad (mg/\ell) .$$

On peut donc prévoir qualitativement qu'une augmentation de température dans l'estuaire de l'Escaut aura pour effet :

i) d'abaisser les potentiels rédox atteints dans la zone amont (Rupel-Doel);

ii) de retarder la récupération dans la zone aval, c'est-à-dire de repousser vers l'aval la réapparition de l'oxygène dissous.

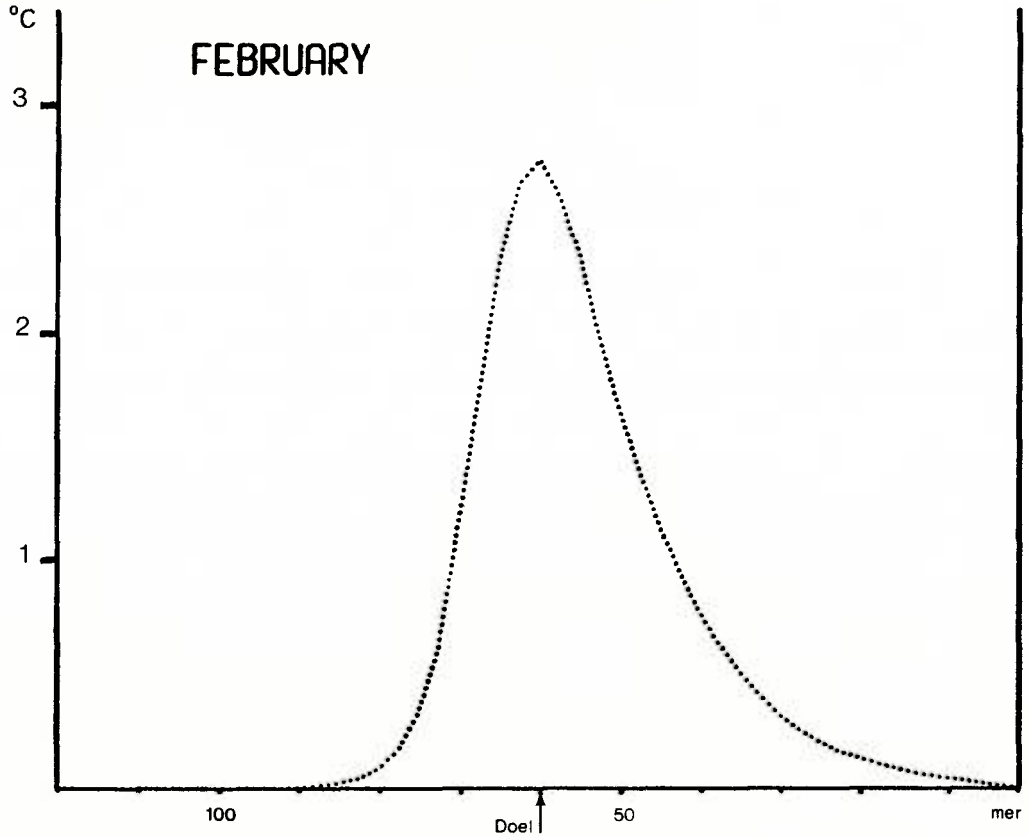
2.3.3.- Utilisation du modèle de qualité

Pour quantifier ces effets, le modèle du bilan rédox de l'Escaut (décrit au chapitre III) peut être utilisé [Billen et Smitz (1975)]. Le profil thermique (stationnaire) résultant du rejet de 4000 MW_{th} à Doel est calculé pour quatre situations saisonnières : février, mai, juillet, octobre. Les résultats (fig. 2) sont en excellent accord avec les solutions de Baron et Wajc (fig. 1). Les valeurs de la réaération et de l'activité hétérotrophe sont déterminées par les relations (5) à (8), ce qui permet, toutes les autres conditions restant identiques, de recalculer les profils d'oxygène, nitrate, ...

Ces profils peuvent alors être comparés à ceux de la situation correspondante sans rejet thermique (fig. 3). On constate que le réchauffement des eaux affecte sensiblement le bilan rédox. Par rapport à la situation actuelle :

i) les processus réducteurs sont plus prononcés dans la partie amont de l'estuaire. Ces phénomènes s'observent surtout en mai et juillet, mois pendant lesquels la production de Fe^{++} et de sulfure est multipliée respectivement par 1,5 et 2,0 . Au niveau d'Anvers, la qualité de l'eau — déjà très mauvaise — se dégrade encore. La production de sulfures qui, actuellement, n'apparaît qu'en été, serait, en présence des rejets thermique, étalée sur toute l'année;

ii) les processus de récupération, et en particulier la réapparition de l'oxygène dissous, est rejetée de 4 km (février) à 6 km (juillet) en aval, entraînant notamment une dégradation de la qualité de l'eau au *niveau de la frontière belgo-hollandaise.*



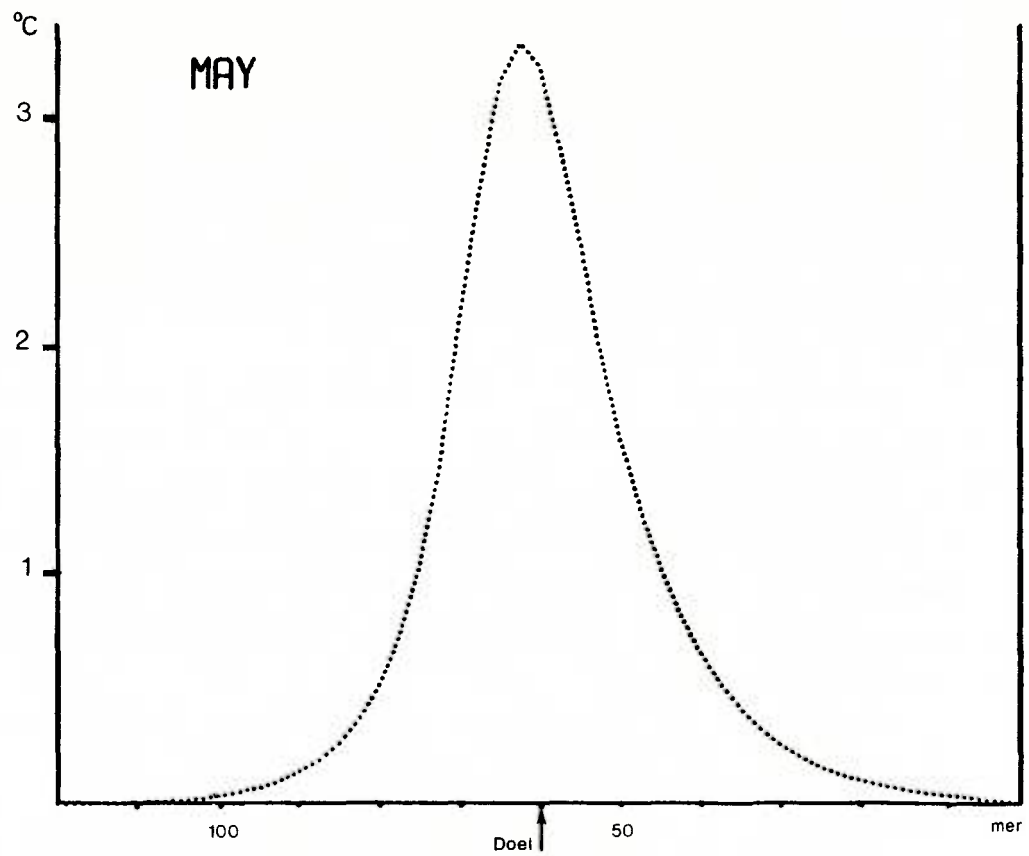
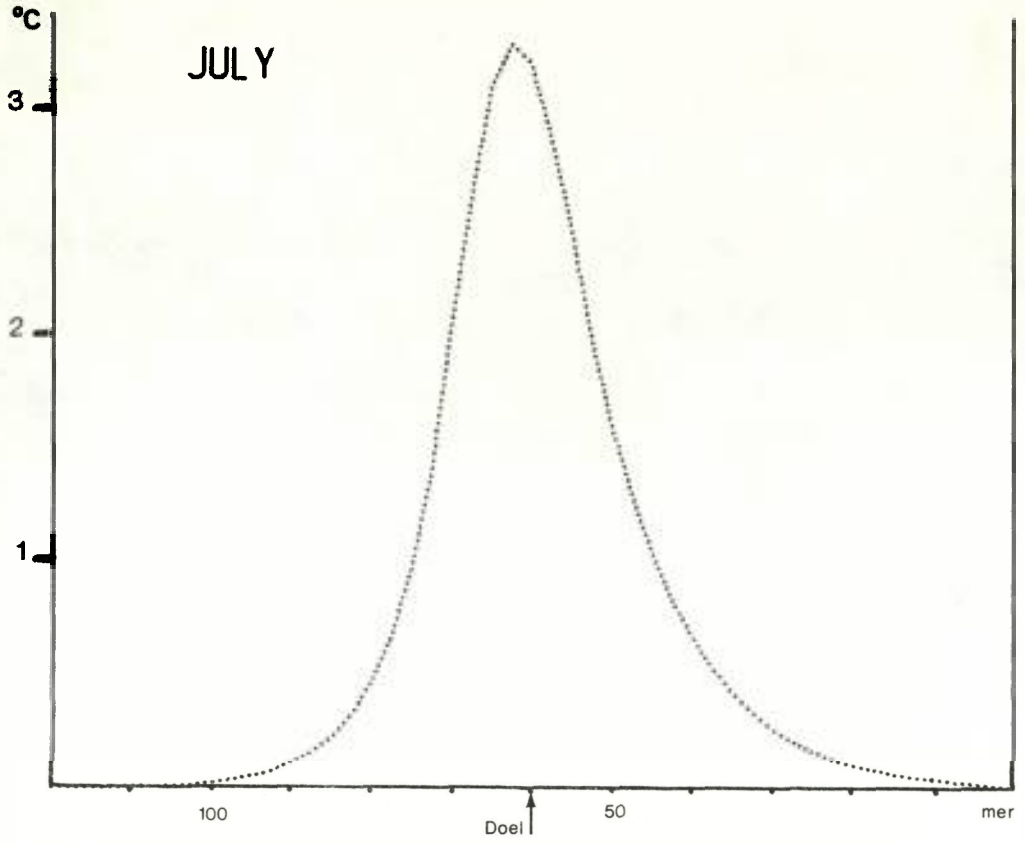


fig. 2.



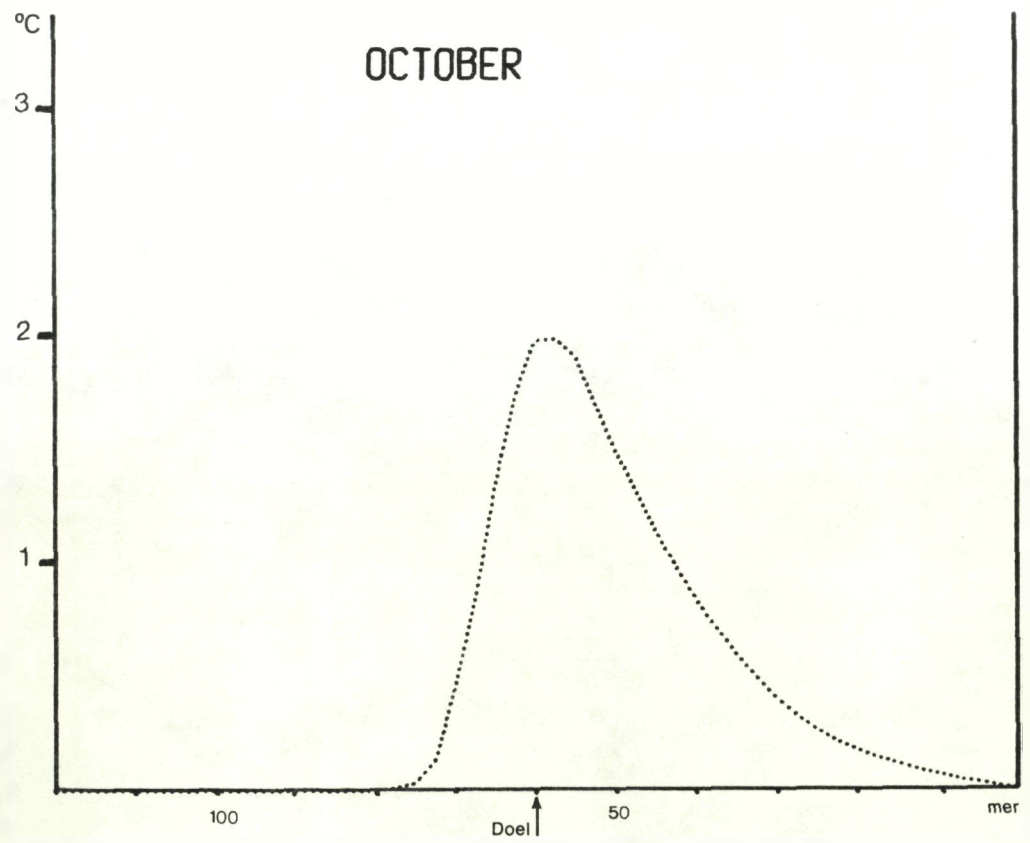
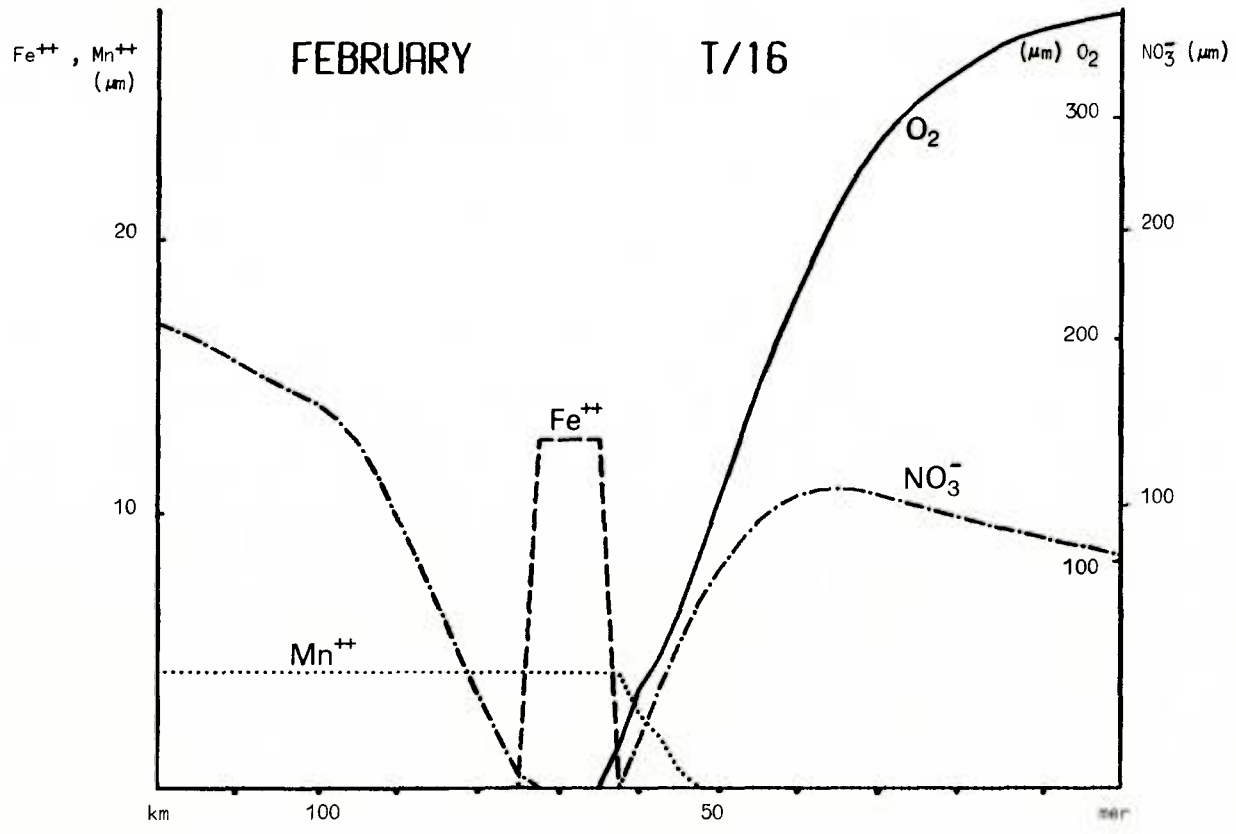


fig 2


FEBRUARY
T/16
Fe^{++} , Mn^{++} (µm)
(µm) O_2
NO_3^- (µm)
O_2
NO_3^-
Fe^{++}
Mn^{++}
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50

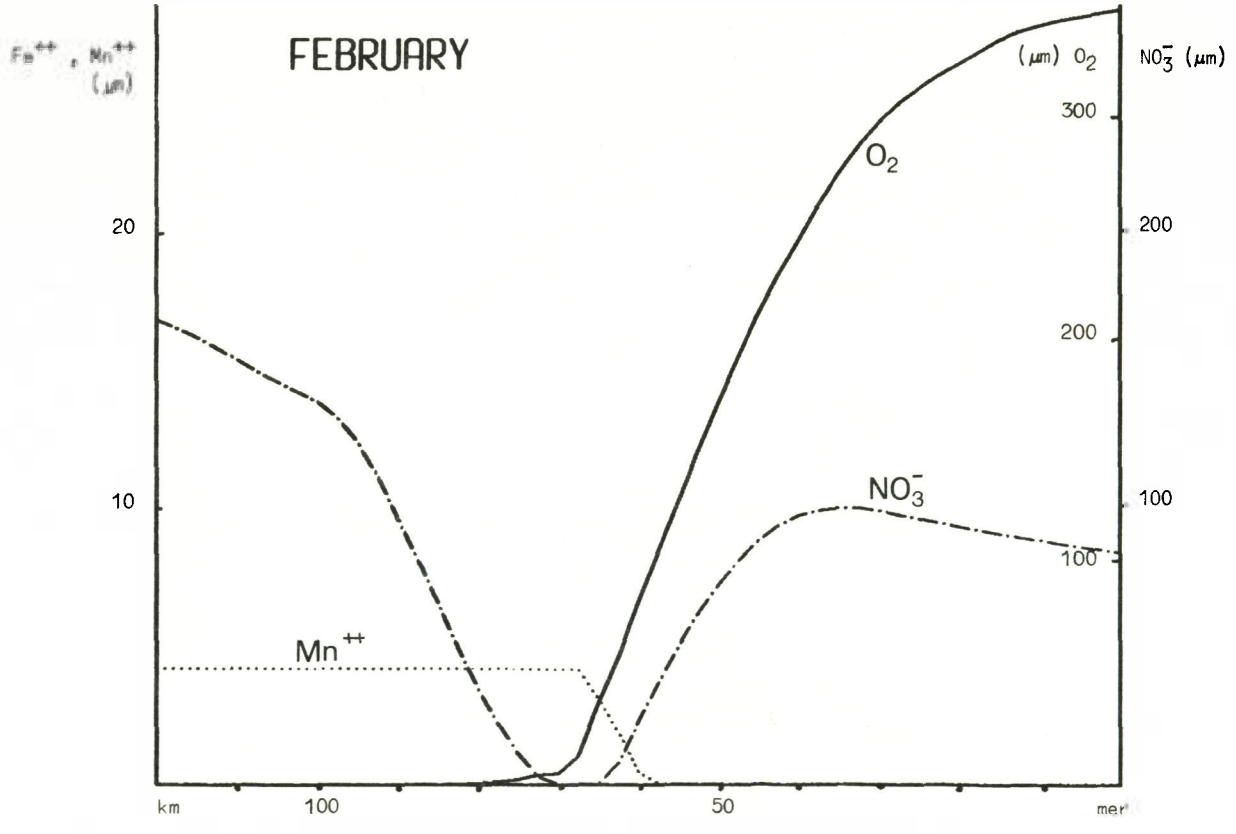
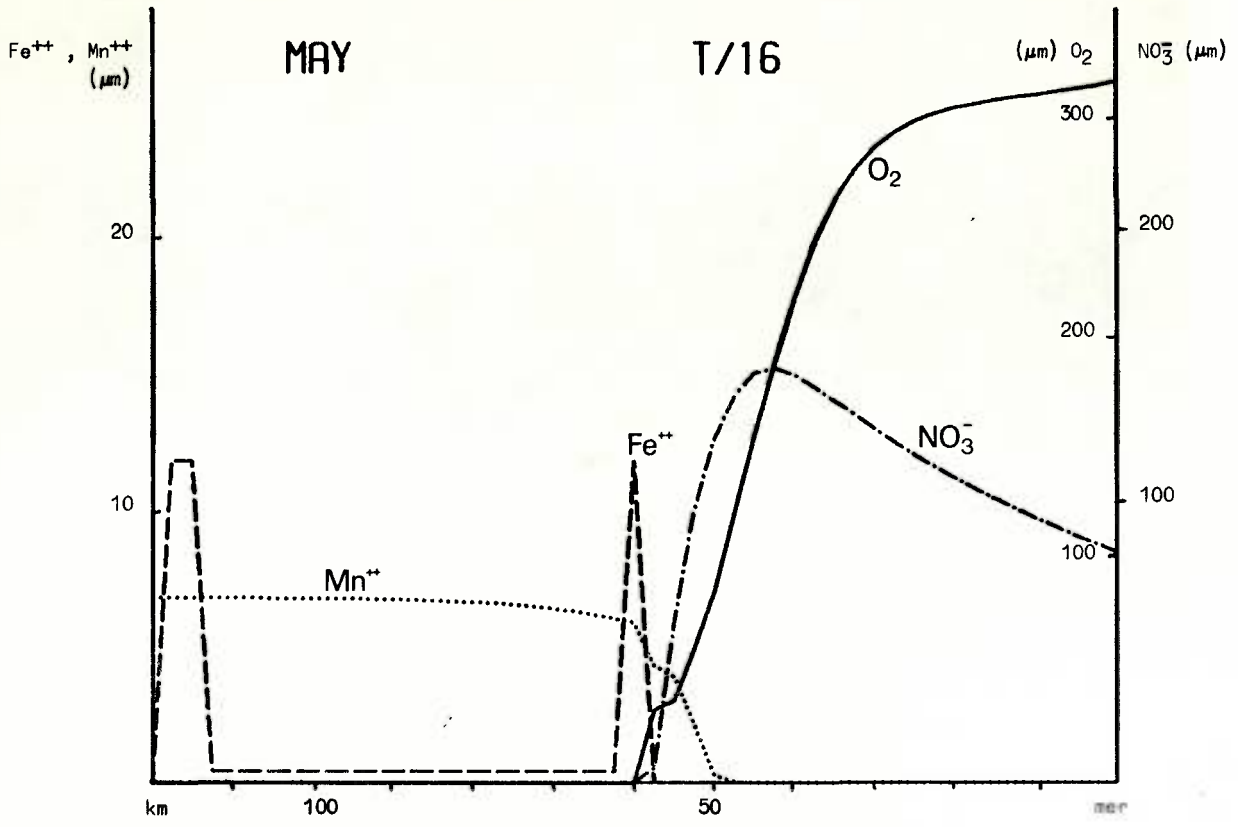

FEBRUARY
Fe^{++} , Mn^{++} (µm)
(µm) O_2
NO_3^- (µm)
O_2
NO_3^-
Mn^{++}
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50

fig. 3a.


Fe++ , Mn++ (µm)
MAY
T/16
(µm) O2
NO3- (µm)
300
20
200
O2
200
NO3-
Fe++
10
100
Mn++
100
km
100
50
mer

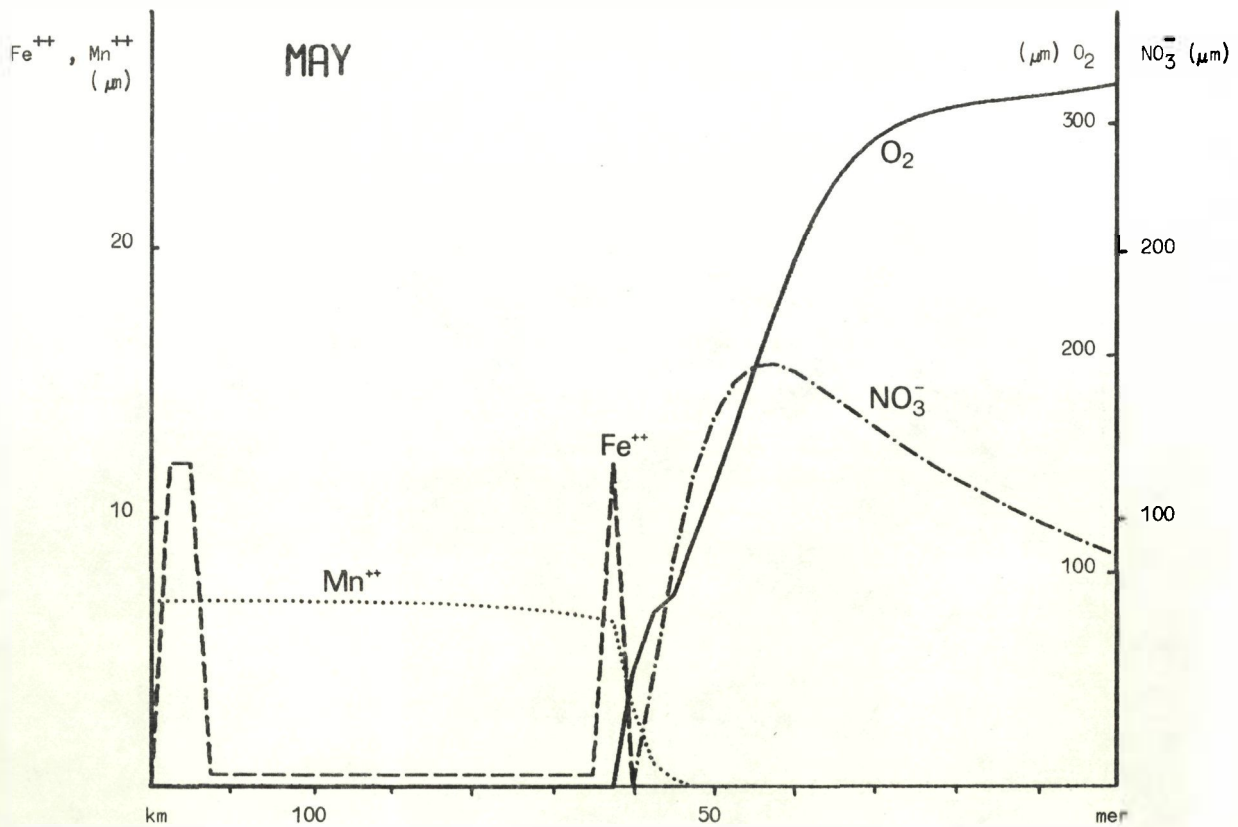
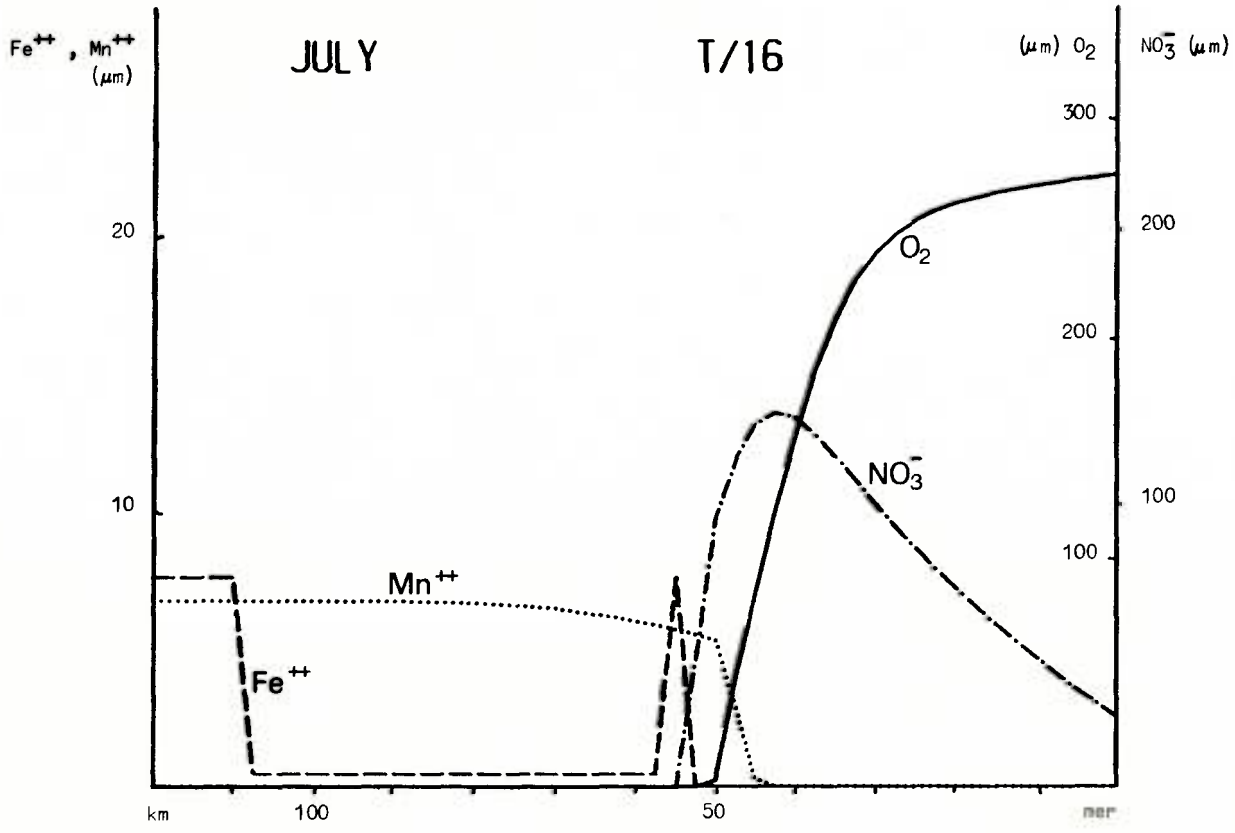

Fe++ , Mn++ (µm)
MAY
(µm) O2
NO3- (µm)
300
O2
20
200
200
NO3-
Fe++
10
100
Mn++
100
km
100
50
mer

fig. 3b.


Fe++ , Mn++ (µm)
JULY
T/16
(µm) O2
NO3- (µm)
300
20
200
O2
200
NO3-
10
100
100
Mn++
Fe++
km
100
50
mer

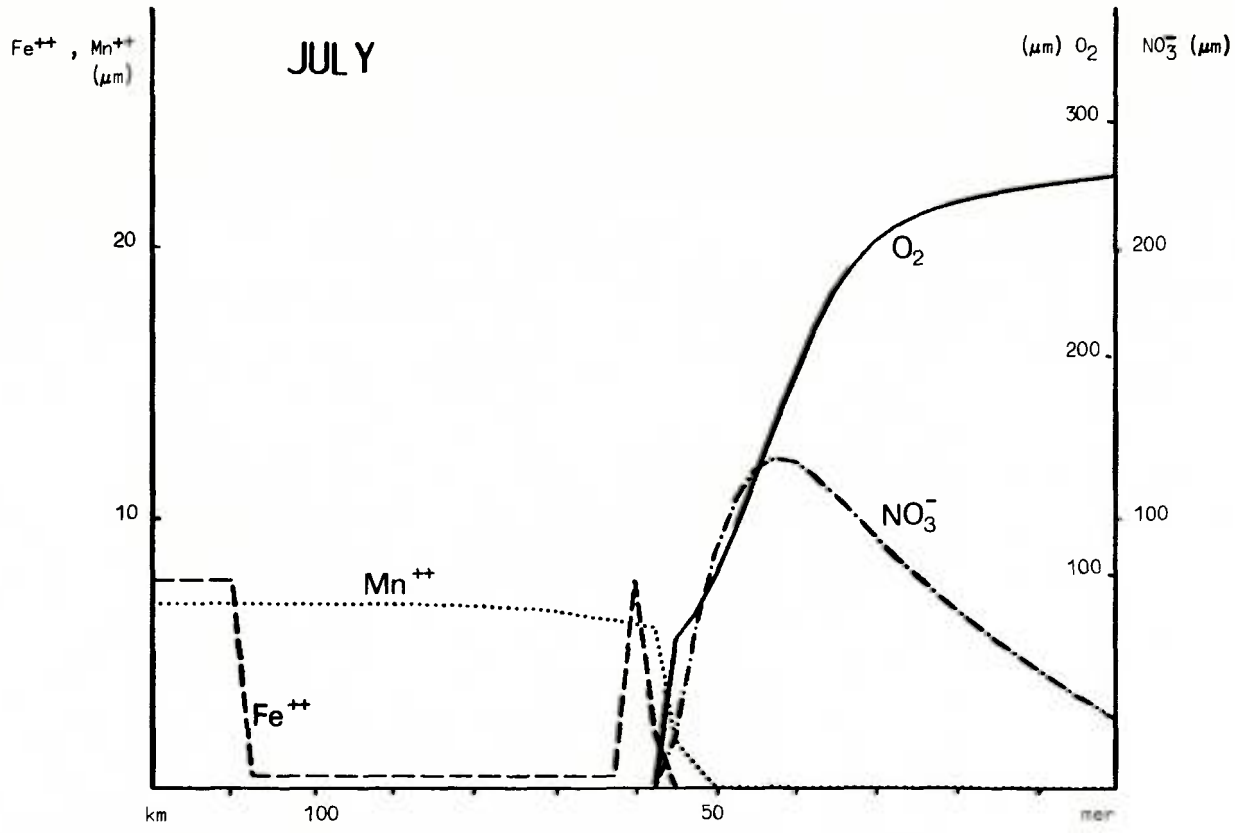
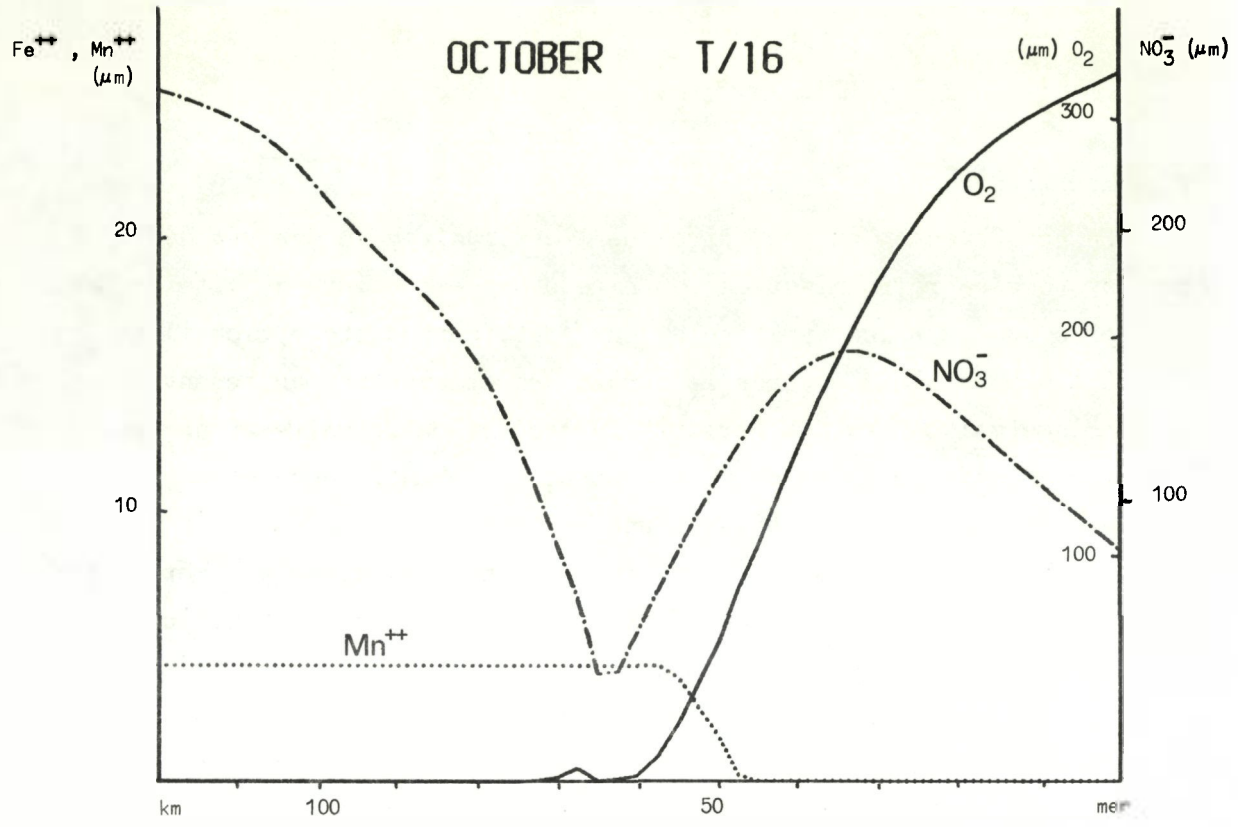

Fe++ , Mn++ (µm)
JULY
(µm) O2
NO3- (µm)
300
20
200
O2
200
NO3-
10
100
100
Mn++
Fe++
km
100
50
mer

fig. 3c.


OCTOBER T/16
Fe++ , Mn++ (µm)
(µm) O2
NO3- (µm)
O2
NO3-
Mn++
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50
mer

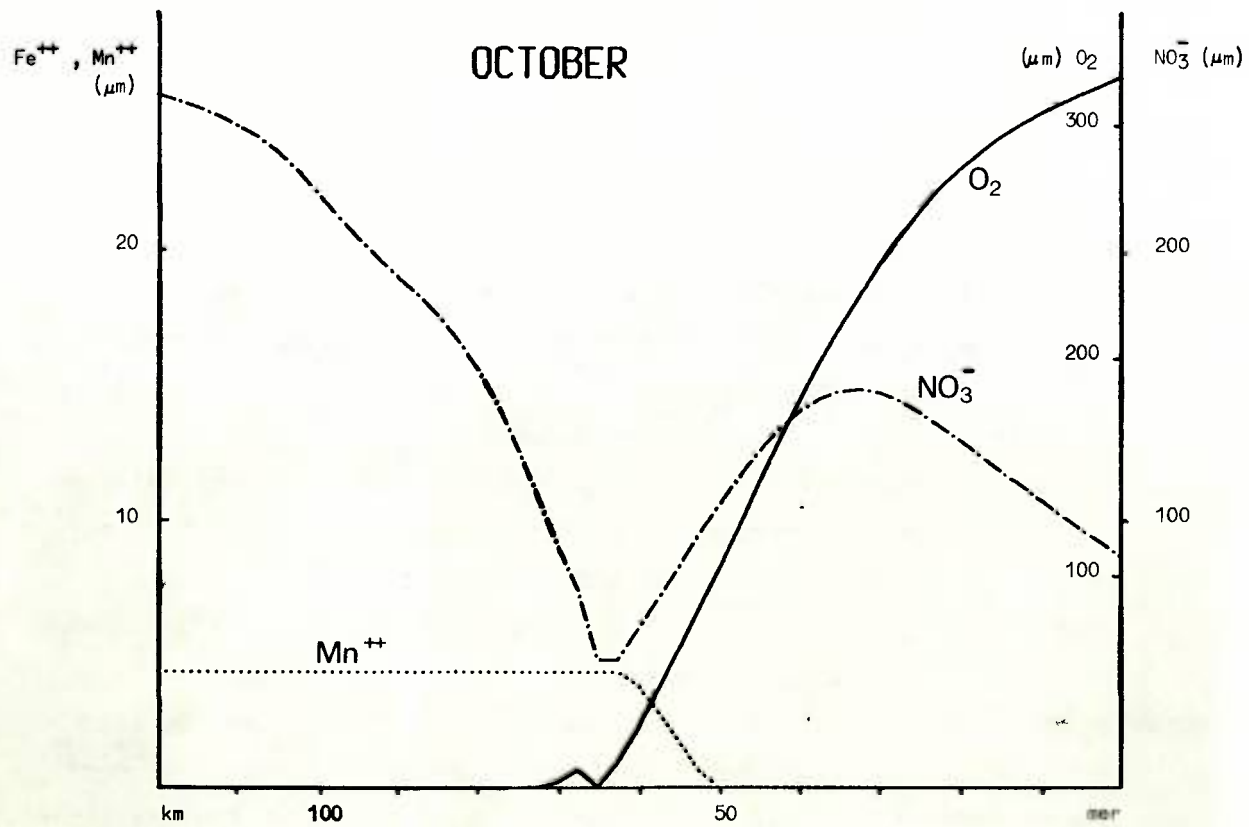

OCTOBER
Fe++ , Mn++ (µm)
(µm) O2
NO3- (µm)
O2
NO3-
Mn++
20
10
300
200
200
100
100
km
100
50
mer

fig. 3d.

2.4.- Conclusions

En conséquence, on peut dire que l'*utilisation du circuit ouvert* comme système de refroidissement au niveau des extensions du site de Doel n'est plus une solution applicable. En effet, dans cette option il ne serait plus possible d'assurer la survie des écosystèmes en tenant compte du dynamisme saisonnier qui garantit la production primaire et sa transformation en matière animale en aval, tout en garantissant le *recyclage* de la charge organique constituant une partie importante du débit solide et de la matière organique en solution en amont. Or, cette auto-épuration s'opère principalement dans les hauts-fonds intertidaux de Saaftinge et dans les autres parties peu profondes du fleuve qui subissent précisément les influences les plus fortes des eaux de surface chaudes et moins salines. A cet égard, il faut signaler que l'estuaire influence les eaux côtières entre Ostende et les embouchures de la Meuse et du Rhin, sites qui jouent normalement un rôle très important en tant que frayères et lieux de croissance des jeunes poissons qui peupleront ensuite la partie méridionale de la mer du Nord [Elskens (1975)].

L'utilisation d'un système de *réfrigération atmosphérique* pour dissiper une fraction de la charge thermique réduit *proportionnellement* les effets sur la qualité de l'eau, partant sur la santé des écosystèmes estuariens et toutes les autres conséquences qui en découlent.

De plus, il faut signaler que les effets sensibles des rejets thermiques seront réduits lorsque le programme des stations d'épuration prévu sera complètement réalisé.

De toute manière, il est évident que

i) la gestion journalière ou saisonnière (en fonction du débit d'amont et d'autres paramètres à prendre en considération) de la fraction du rejet thermique à dissiper par réfrigérant atmosphérique;

ii) la gestion de la localisation et de la fraction à traiter des eaux usées industrielles et domestiques dans les stations d'épurations

sont des opérations que l'*on doit confier à des modèles* du type de ceux qui ont été décrits ci-avant, en y introduisant comme paramètres de commande des critères de qualité particularisés spatialement et temporellement.

Références

BARON, C., WAJC, S.J., (1975). Contribution of the nuclear power plants at Doel to the temperature profile of the Scheldt estuary, CIPS, Technical Report 1975/CHIM.04.

BILLEN, G., (1975a). Effet des rejets thermiques sur les microorganismes — axes principaux, Commission d'évaluation en matière d'énergie nucléaire, Gr. VII, Ministère des Affaires Economiques.

BILLEN, G., (1975b). *in* JO PODAMO, Echange d'oxygène à l'interface air-mer et eutrophication de la mer du Nord, CIPS, Technical Report 1975/OCEAN/01.

BILLEN, G. et SMITZ, J., (1975a). A mathematical model of microbial and chemical oxydo-reduction processes in the Scheldt Estuary, MATH. MODELSEA (1975), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, C:21.

BILLEN, G. et SMITZ, J., (1975b). Thermal pollution in the Scheldt Estuary, Commission d'évaluation en matière d'énergie nucléaire, Gr. VII, Ministère des Affaires Economiques.

BILLEN, G. et SMITZ, J., (1976). Thermal pollution and water quality in an industrial Estuary, *Proceedings IFIP Symposium*, Brugge, in *Biosystems Simulation in Water Resources and Waste Problems*, North Holl. Publ. Cy.

C.E.E. (Commission des Communautés Européennes), (1974). Rapport préliminaire concernant les problèmes de pollution et de nusiances relatifs à la production d'énergie, SEC(74) 1150 final.

C.E.E. (Commission des Commmnautés Européennes), (1976). Réduction des effets sur l'environnement des dispositifs de refroidissement et utilisation de la chaleur résiduelle, CEE, Doc. ENV. 2/76E-G.ERNST, G. SPURR, Cooling Towers and their Environment, *cf.* EPA (U.S. Environmental Protection Agency) 440/1-73/029.

CLAEYS, G., (1968). Het diffusieverschijnsel in de Westerschelde, Waterbouwkunding Laboratorium, Mod. 119, Augustus 1968.

DE CONINCK, L., (1975). Thermische pollutie en aquatische ecosystem, Commissie van berocad inzake Kernenergie, Gr. VII, Ministerie van Economische Zaken.

D'HOOP, H., (1972). La pollution thermique des rivières dans les pays de la CEE, *in* Radio-ecology applied to the protection of man and his environment, Intern. Sympos. Proc., Rome, vol. 1, (sept. 1971).

ELSKENS, I., (1975). Rapport de Synthèse — Ecosystème aquatiques, Commission d'évaluation en matière d'énergie nucléaire, Ministère des Affaires Economiques.

FOSTER, P.M., (1974). *Droplet growth inside and outside cooling towers, II : Calculation of droplet fall out from cooling tower plumes*, in *Atmospheric Environment*, vol. 8, Pergamon Press, 303-402.

I.A.E.A., (1974). Thermal discharges at nuclear power stations, their management and environmental impacts, Technical Reports IAEA (International Atomic Energy Agency), nb.155, Vienna.

JOIRIS, C., (1974). Bacteriology, pollution indicators and antibacterial properties of sea water, *in* Math. Modelsea (1974), Fisheries improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, C:1, 233-240.

LAFORGE, E., (1975). Invloed van koelwaterlozingen op de watertemperatuur, Waterbouwkundig Laboratorium, stagerapport.

MATHYS, R., (1972). Communication personnelle.

MICHA, J.C., (1975). Ecologie du milieu aquatique, écosystèmes des eaux douces, pollution thermique, Commission d'évaluation en matière d'énergie nucléaire, Gr.VII, Ministère des Affaires Economique.

RONDAY, F.C., (1975). Etude de l'envasement et de la variation longitudinale du coefficient de dispersion dans les estuaires partiellement stratifiés, *Annales des Travaux Publics*, **4**.

ROOVERS, P., (1966). Collector afvalwaters Noorderkempen, Natuurmetingen. Collector afvalwaters Noorderkempen, Modelproeven, Waterbouwkunding Laboratorium, Mod. 119.

ROOVERS, P., (1968). Collector afvalwaters Noorderkempen, Lozing van Broom-82 in de Westerchelde — metingen van 25/9 tot en met 3/10/1976; Waterbouwkundig Laboratorium, Mod. 119.

SMITZ, J., (1975). *Modèle thermique de rivière — Température naturelle et rejets thermiques*, dans *Recherche et technique au service de l'environnement*, édité par le Conseil Scientifique de l'Environnement, Univ. de Liège.

STERLING, A., ROOVERS, P., LAFORGE, E., (1974). Thermische waterverontreiniging in de Westerchelde, Waterbouwkundig Laboratorium, Mod. 295-4.

STERLING, A., ROOVERS, P., LAFORGE, E., WENS, F., (1975). Thermische waterverontreiniging in de Westerchelde, Waterboukundig Laboratorium, Mod. 295-5.

STERLING, A., (1975). Rapport de Synthèse — Critères de qualité — Commission d'évaluation en matière d'énergie nucléaire, Ministère des Affaires Economiques.

WOLLAST, R., (1972). Circulation, accumulation et bilan de masse dans l'estuaire de l'Escaut, *in* Math. Modelsea, (1973), Fisheries Improvement and Hydrography Committee, International Council for Exploration of the Sea, E19, 231-264.

WOLLAST, R., (1973). *Origine et mécanisme de l'envassement de l'estuaire de l'Escaut,* in *Rapport de Synthèse*, Ministère des Travaux Publics, Borgerhout.

Achevé d'imprimer le 10 décembre 1976
sur le duplicateur et la presse offset
d'é.t.a.b.é.t.y.p.
72, quai de Longdoz - 4020 LIEGE
Tél.: 041/42.59.21

d/1976/1191/10