

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

T H E S E

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le Diplôme de DOCTORAT
Spécialité : MECANIQUE, GENIE MECANIQUE, GENIE CIVIL
"HYDROLOGIE"

CONTRIBUTION A LA MODELISATION PHYSICO-CHIMIQUE DE L'ETANG DE THAU

par

G E Chunbin

Soutenue le 5 Décembre 1988 devant le Jury composé de :

| | | | |
|------------|-------------|-------------------|------------------|
| MM. | C. | BOCQUILLON | Président |
| | M. | AMANIEU | |
| | C. | LEVEQUE | |
| | P.Y. | HAMON | |
| | B. | ROSSE | |
| | J. | LEMOALLE | |

AVANT-PROPOS

Ce travail s'inscrit dans la problématique générale du programme de recherches interdisciplinaire **ECOTHAU** du **PIREN-CNRS**. Bien que n'utilisant pas les résultats obtenus durant les campagnes de mesures de ce programme, il vise à expliciter les échanges entre l'étang de Thau et, le bassin versant et la mer.

Ce travail n'a pu se faire que grâce aux mesures recueillies pendant vingt ans par les services de l'IFREMER à SETE, que je tiens à remercier pour leur bienveillance, et les facilités qu'ils m'ont accordées dans l'analyse de ces données.

Je voudrais exprimer ma très profonde reconnaissance à Monsieur le professeur BOCQUILLON, directeur du Laboratoire d'Hydrologie Mathématique (LHM) à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTL), pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et dirigé cette thèse.

Je remercie Monsieur le professeur AMANIEU, directeur du Laboratoire d'Hydrobiologie à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc, de m'avoir fait l'honneur d'examiner ce travail et de participer au jury.

Je tiens à remercier Monsieur LEVEQUE, directeur de recherche de l'ORSTOM, qui a bien voulu examiner mon travail et participer au jury.

Je tiens à remercier Monsieur HAMON de l'IFREMER pour l'aide qu'il m'a apportée et pour sa participation au jury.

Je remercie Monsieur ROSSE de la Compagnie Nationale du Rhône, et Monsieur LEMOALLE de l'ORSTOM, qui ont bien voulu accepter de participer à ce jury.

Tous mes remerciements vont à Monsieur MASSON du LHM de l'USTL, Monsieur GUILBOT du CNRS, Monsieur TROUSSELLIER du Laboratoire d'Hydrobiologie de l'USTL et Madame PERSEN de l'USTL, dont les conseils m'ont été utiles sur bien des points.

Enfin je remercie tous les membres du laboratoire qui m'ont offert, au cours de ces trois ans, leur soutien et leur amitié sans lesquels tout travail s'avèrerait triste, vain et inutile.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GENERALE

1.1. Notion d'écosystèmes

Selon l'*Encyclopaedia Universalis* (1985), la notion d'écosystèmes peut être résumée de la façon suivante:

L'apport essentiel de l'écologie est sans doute d'avoir montré que les ensembles de populations existant dans un même milieu et présentant entre elles des interactions multiples, telles que relations de cohabitation, de compétition, de prédation, et de parasitisme, constituaient avec le milieu où elles vivent des systèmes biologiques, les écosystèmes, qui demandaient une étude globale.

Les écosystèmes ont comme tout système une structure qui doit être précisée dans plusieurs domaines. Leur flore comme leur faune possèdent une composition spécifique particulière, affectée d'une variation saisonnière qui caractérise leur structure temporelle. Ces espèces végétales et animales se répartissent en outre dans l'espace en organisant à la fois une structure verticale et une structure en plan. Non moins essentielle est la connaissance de la structure trophique, définie à la fois par la photosynthèse et par les relations de prédation, de parasitisme, de saprophytisme et de saprophagisme entre les espèces: l'écosystème est le siège d'un fonctionnement, lié bien entendu aux structures spatiales et temporelles, et que caractérisent les flux de matière et d'énergie entre ses divers constituants. Il se produit une certaine quantité de matière vivante, la biomasse, qui, par des voies diverses, se transformera en matière organique morte, laquelle sera ensuite progressivement minéralisée en partie ou totalité.

Selon les cas, ce fonctionnement s'inscrit dans un état d'équilibre - une stabilité -, ou au contraire il intervient dans une dynamique évolutive de l'écosystème dont la composition se modifie au cours du temps.

Le terme d'écosystème a été introduit par Tansley en 1935 pour qualifier l'ensemble d'une communauté végétale et de son milieu considéré comme une unité. C'était une extension de la notion de biocénose de Möbius (1927) qui ne considérait que les êtres vivants. La notion d'écosystème s'est trouvée précisée ensuite par l'approche tropho-dynamique proposée par Lindeman (1942), lors de l'étude d'un lac aux Etats-Unis. La biogéocénose de Sukatchev (1947) en est un synonyme, si l'on donne à l'écosystème le sens restreint d'une biocénose homogène vivant dans un milieu homogène.

Un écosystème peut donc au total être défini comme un système biologique complexe formé par les divers organismes vivant ensemble - une biocénose - dans un milieu donné, et par les éléments de ce milieu qui interviennent dans leur existence - ce que l'on appelle souvent le biotope. Ce fragment de la biosphère constitue une entité relativement au-

tonome par rapport aux écosystèmes voisins et dont il est donc possible - c'est là l'intérêt essentiel du concept - d'analyser la structure et le fonctionnement.

Dans les trois domaines systémiques de la structure, du fonctionnement et de l'équilibre, le milieu physique intervient en liaison étroite avec la biocénose. Lorsque, cependant, on s'intéresse principalement au peuplement constitué par les êtres vivants, l'étude de la biocénose donnera déjà une image assez claire de l'écosystème. Aussi se rapportera-t-on à l'article BIOCEÑOSE pour tout ce qui a trait aux structures spatiales, temporelles et trophiques de l'écosystème et même, pour une part, à son évolution. Le fonctionnement du système, en revanche, ne saurait être dissocié du milieu qui apporte, à l'origine, tous les éléments qui vont constituer la matière vivante, notamment l'énergie, l'eau, le gaz carbonique, les sels minéraux.

En résumé, l'écosystème est donc l'ensemble de tous les organismes constituant une biocénose, des relations trophiques ou chronologiques diverses qui les unissent entre eux, et de toutes les interactions avec le milieu.

1.2. Composantes d'un écosystème lagunaire

Une lagune comme l'étang de Thau qui est une dépression côtière située au-dessous du niveau moyen des océans, et qui a une communication permanente ou temporaire avec la mer, mais isolée de celle-ci par un cordon ou tout autre type de barrière littorale, est un exemple d'écosystème aquatique.

Les composantes du biotope d'un tel écosystème peuvent se répartir en trois catégories (Garçon, 1981):

- les substances inorganiques ou nutriments

On différencie les macronutriments, éléments ou composés chimiques qui ont des rôles clés dans la constitution ou le fonctionnement de la cellule et qui sont exigés en quantités relativement importantes tels que le carbone, l'eau, la salinité, l'oxygène, le gaz carbonique, l'azote, le phosphore, la silice, etc ..., des micronutriments, éléments ou composés chimiques nécessaires au fonctionnement d'un système vivant mais exigés en infimes quantités tels que le fer, le manganèse, le magnésium, etc ...

- les substances organiques : acides aminés, vitamines, produits d'excrétion et de décomposition, etc ...

- les facteurs physiques qui déterminent les conditions d'existence des organismes vivants, la morphologie et l'hydrologie du milieu, les

facteurs mécaniques (vagues, courants, seiches), les facteurs climatiques tels que la lumière, la température.

Les composantes de la biocénose peuvent en effet se répartir en trois catégories correspondants aux différents niveaux trophiques :

- les producteurs primaires ou organismes autotrophes

Ils sont capables d'effectuer la synthèse de substances organiques vivantes à partir de la lumière, grâce à la photosynthèse, et à partir de substances inorganiques simples. Les organismes responsables de la production primaire sont principalement les algues et plantes chlorophylliennes (macrophytes, algues périphytiques, phytoplanctons, flore benthique, ...). Elles constituent le premier niveau trophique de la chaîne alimentaire.

- les consommateurs ou organismes hétérotrophes

Les animaux herbivores, consommateurs de premier ordre - dans l'eau le zooplancton - mangent les producteurs autotrophes et ont la faculté de transformer la matière organique végétale en substances animales relativement plus riches en produits organiques azotés.

Les animaux carnivores subsistent aux dépens des herbivores - il s'agit alors de consommateurs de deuxième ordre (Crustacés, Copépodes, larves d'insectes ...) - ou bien ils se nourrissent eux-mêmes de carnivores - il s'agit alors de consommateurs d'ordre supérieur (poissons carnassiers, certaines larves d'insectes, ...).

Les animaux détritivores ingèrent des débris d'organes d'origine animale ou végétale des pelotes fécales, des cadavres ... Il s'agit, dans l'eau, surtout des invertébrés benthiques.

- les transformateurs, principalement les bactéries et les champignons responsables de la décomposition et du recyclage des composés minéraux utilisables par les producteurs primaires.

Après la description des caractéristiques fonctionnelles des organismes vivants d'un écosystème aquatique, considérons maintenant leur habitat. La zone littorale, qui correspond aux zones de faible profondeur près des rives, héberge une faune variée: Crustacés, Annélides, de nombreux insectes. Les plantes aquatiques qu'on y trouve sont des macrophytes (roseaux, etc ...). Vers le large, en pleine eau, la zone pélagique est dominée par le phytoplancton, le zooplancton, le necton. Enfin la zone profonde qui est souvent obscure ne renferme que des hétérotrophes: les conditions d'oxygénation et d'illumination en profondeur déterminent la présence ou l'absence de certains types d'organismes.

1.3. Définition et description de l'eutrophisation

Selon le **Grand Larousse Universel** (1983), le terme "eutrophisation" est utilisé pour désigner l'enrichissement naturel ou artificiel d'un milieu aquatique en matières nutritives.

L'eutrophisation d'une eau douce ou salée peut être d'origine humaine, dans ce cas certains auteurs parlent d'«eutrophication», ou d'origine naturelle. Dans le premier cas, le phénomène, qui est généralement dû à des apports excessifs de substances polluantes (azote, phosphate, matière organique), peut être très rapide, alors que, dans l'autre cas, il se fait à l'échelle des temps géologiques, du fait des apports de matière organique contenue dans les eaux de ruissellement afférentes à la rivière, à l'étang ou au lac. Ce processus est inscrit dans l'évolution naturelle des plans d'eau, qui sont le réceptacle final de ces substances. Mais d'une manière générale, la mise en place et le déroulement du phénomène sont les mêmes. La première phase débute par un enrichissement excessif des eaux en matières organiques (naturelles ou résultant d'activités humaines) et en substances nutritives telles que les nitrates, les phosphates issus de pollutions ou de la minéralisation des matières organiques, etc.

On trouve, à l'origine de cette phase, les rejets d'eaux résiduaires urbaines, particulièrement chargées en matières organiques et en phosphates (contenus dans de nombreux produits détergents), certains effluents industriels et les eaux de lessivage des terres agricoles entraînant avec elles une partie des engrais (nitrates, phosphates), qui sont déposés dans des milieux peu renouvelés (lac, étang, mer fermée, etc.) et en trop grande quantité pour que les phénomènes d'auto-épuration puissent jouer.

L'eutrophisation est particulièrement favorable au développement des végétaux aquatiques supérieurs et du phytoplancton. Bien que la production d'oxygène, grâce au processus de la photosynthèse, soit augmentée au début de l'eutrophisation, le bilan s'inverse très rapidement quand, à la mort de ces organismes, les bactéries chargées de leur décomposition et de la minéralisation de la matière organique consomment, pour assurer ces fonctions, une grande partie de l'oxygène dissous dans l'eau. A partir d'un certain seuil, l'oxygène vient à manquer et la matière organique provenant des végétaux morts, qui ne peut être minéralisée, s'accumule sur les fonds, sous forme de vase. Il se produit alors des fermentations anaérobies dégageant de l'hydrogène sulfureux, qui donne une odeur putride à certaines eaux. A ce stade, la teneur en oxygène est trop faible et trop variable pour entretenir une population de poissons normale, et même les espèces peu exigeantes en oxygène, comme les cyprinidés, disparaissent. Certaines espèces d'algues (algues filamenteuses) peuvent proliférer en surface, provoquant une sursaturation en oxygène limitée à ce niveau, au-dessus d'un fond totalement dépourvu

en oxygène, où les vases organiques continuent de s'accumuler. Parfois, ce sont des algues productrices de substances toxiques (cyanophycées) qui prolifèrent en surface, donnant une couleur rouge caractéristique aux eaux et causant la mort d'une grande partie de la faune.

Pratiquement tous les grands lacs sont menacés d'eutrophisation, et certains ont déjà atteint le stade ultime (grands lacs américains, lac Léman). Mais ce phénomène n'est pas totalement irréversible, et certains de ces lacs ont fait l'objet d'une réhabilitation (lac d'Annecy, lac de Nantua), consistant principalement à supprimer la source de pollution, en ceinturant le lac d'un réseau d'égouts, et à traiter tous les rejets. La restauration peut même être complète si les vases sont évacuées et les eaux débarrassées des matières en suspension et du phosphore en excès. Mais ces traitements, très coûteux et difficiles à mettre en oeuvre, sont réservés à des petits plans d'eau. Dans la plupart des cas, on se contente de limiter la vitesse d'eutrophisation des lacs. Même certaines mers fermées montrent des signes d'eutrophisation inquiétants. La teneur en phosphates des eaux côtières de la Hollande a presque doublé en cinq ans, entraînant une prolifération phytoplanctonique grave et l'accumulation de matière organique sur les fonds, qui sont de plus en plus désoxygénés.

Dans le processus d'eutrophisation naturelle, ce sont les matières organiques apportées par les eaux de ruissellement du bassin versant qui constituent les principaux apports nutritionnels. Ces matières organiques ainsi que les particules solides issues de l'érosion, finissent par combler la dépression, où était installé le lac ou l'étang qui disparaît.

L'eutrophisation excessive est souvent renforcée par un déséquilibre du rapport N/P qui doit être normalement de l'ordre de 15 à 16 (tel qu'il se trouve dans les cellules du phytoplancton) (Ayari 1985).

Il est très important de signaler que le phénomène d'eutrophisation est surtout observé et étudié dans les lacs et les lagunes car ces milieux qui reçoivent un apport terrigène (riche en sels nutritifs et en matières organiques) important par rapport à leur volume, alors qu'en milieu marin ce phénomène n'est observé qu'en bordure des régions polluées (les ports, l'embouchure des fleuves ...). Au large, on parle plutôt d'un phénomène d'upwelling qui est une remontée d'eau profonde riche en azote et en phosphore. De toutes façons, en mer, l'eutrophisation est très localisée et bien moins spectaculaire que celle qu'on observe en milieu lagunaire ou lacustre.

1.4. Description de l'objectif de l'étude

Le bassin de Thau, le plus grand et le plus profond des étangs du littoral languedocien, présente une importance toute particulière du

fait des cultures de coquillages qui y sont pratiquées à une grande échelle. C'est en effet le centre conchylicole le plus important de la Méditerranée et c'est le premier producteur mytilicole de France avec le quart de la production et le huitième de la consommation.

Or, la vente de ces coquillages fait l'objet, sur décision administrative, de suspensions de plus en plus nombreuses sur constatation de la mauvaise qualité des produits sur le plan bactériologique ou chimique. Toutes les études des dernières années ont donc porté sur les causes de la dégradation des conditions du milieu de cet étang, sur le problème de la pollution et sur les remèdes à apporter.

Le phénomène d'eutrophisation connu sous le nom de "Malaïgue" a été observé dans l'étang de Thau où les eaux sont eutrophes et riches en sels nutritifs surtout en phosphates pendant la période estivale. Il y a une étroite corrélation entre son apparition et l'élévation de la température. Les mesures des paramètres physico-chimiques et biologiques faites lors de la malaïgue (Tournier H. , Hamon P.Y. et Arnau P. , 1979) montrent une augmentation de la température, de la salinité, du taux des bicarbonates et une chute de pH, ainsi que la teneur en oxygène allant jusqu'à l'anoxie avec présence d'hydrogène sulfuré. De même il y a un effondrement de la population phytoplanctonique des bactéries hétérotrophes aérobies et une pullulation des bactéries photosynthétiques, ce qui donne aux eaux une coloration rouge due à la présence de caroténoïde dans le cytoplasme de ces bactéries.

Notre étude fait partie du programme ECOTHAU qui se propose donc de conduire une étude intégrée des mécanismes de la production biologique dans l'étang en relation avec son environnement, cette étude a l'ambition d'aboutir à des modèles permettant en particulier une simulation numérique de l'effet des grands travaux d'aménagement susceptibles d'être engagés (ouverture d'un grau, modification des apports du bassin versant et notamment détournement de rivières).

La première partie de cette étude (Chapitre 4) concerne l'établissement d'un modèle global hydrologique afin d'estimer les apports du bassin versant et le volume d'échanges avec la mer. La deuxième partie (Chapitre 5) consiste à établir un modèle d'évolution de la température de l'étang (modèle thermique). Ensuite on a essayé de modéliser la salinité et la température par la méthode de l'analyse des coefficients de direction (A.C.D.) (Chapitre 6). Le Chapitre 7 correspond à la description du cycle de l'oxygène dissous dans l'étang et ensuite un modèle de simulation a été réalisé par la méthode de l'A.C.D. Enfin une analyse du cycle des phosphates dans l'étang a été aussi réalisée dans la dernière partie (Chapitre 8) et deux modèles des phosphates ont été testés.

CHAPITRE 2

MODELISATION MATHEMATIQUE
D'ECOSYSTEMES LACUSTRES

2.1. Introduction

L'étude d'un écosystème, dont l'objectif à plus ou moins long terme est généralement la prédiction, consiste à caractériser les relations internes à la Biocénose, ses rapports avec le Biotope, ainsi que les échanges avec le milieu extérieur qui incluent notamment les activités de l'homme (Delclaux, 1980).

Depuis une dizaine d'années l'écologie aquatique est abordée dans l'optique de la théorie des systèmes. Si on souhaite étudier un écosystème donné (un étang, un lac ou un réservoir) nous devons le considérer comme un système, c'est-à-dire un ensemble d'un très grand nombre d'éléments en interactions plus ou moins fortes et complexes.

On procède alors à l'analyse du système: recherche de l'ensemble des constituants élémentaires du système - ce sont les variables d'état de l'écosystème - et définition de leurs interactions.

Cette sélection de variables pour décrire l'état du système dans le temps et dans l'espace dépend à la fois des objectifs fixés, des phénomènes spécifiques que l'on veut mettre en évidence et des possibilités expérimentales de les mesurer.

Il n'y a pas de technique mathématique permettant de fixer à priori le nombre de variables d'état et leurs interactions. Ce choix peut être basé soit sur une connaissance expérimentale préliminaire du milieu soit, si la masse de données préalables est très grande, sur une analyse de données qui permet de détecter des structures dans un système mal connu.

On construit alors un modèle qui est une représentation simplifiée du comportement de ce système réel, en établissant un système d'équations d'évolution, qui sont en fait les équations de conservation des variables d'état. Le modèle mathématique ainsi construit remplit sa première fonction : être un outil de recherche.

Outil de recherche en ce sens que le modèle qui doit évoluer vers une meilleure prédiction de phénomènes naturels conduit en conséquence à focaliser l'effort de recherche sur les points peu sûrs ou inconnus du système représenté. Les étapes ci-après constituent un processus cyclique:

- l'analyse du système;
- la construction du modèle (formulation mathématique des processus physiques et écologiques à représenter, mise en oeuvre numérique pour simuler les équations d'évolution, analyse de sensibilité), menée en parallèle avec le plan d'expérience pour l'acquisition des données

expérimentales (fréquence, densité d'exploration, nature des variables physico-chimiques et biologiques);

- la calibration, c'est-à-dire le réglage des valeurs des paramètres du modèle pour améliorer l'ajustement du modèle aux données in situ;

- la validation, à savoir la comparaison du modèle calibré sur un certain échantillon de données à un autre échantillon de données.

Par ce processus, on remanie sans cesse le modèle, afin de le rendre encore plus représentatif de la réalité, d'orienter les recherches et de redéfinir une nouvelle stratégie de mesure qui puisse garantir l'aquisition des informations nécessaires à la modélisation.

2.2. Classification des modèles d'écosystèmes lacustres

Nous reprenons la classification proposée par Chahuneau, 1980.

Un lac peut être représenté comme la superposition de deux sous-systèmes, un sous-système physique, et un sous-système écologique.

Le premier regroupe les variables d'état de type "physique" : température de l'eau, la salinité, caractéristiques hydrodynamiques de la masse d'eau.

Le second rassemble toutes les variables d'état permettant de décrire le comportement "qualitatif" de l'eau au point de vue physico-chimique et biologique.

Le premier sous-système a un caractère dominant, car les paramètres physiques ont une importance primordiale sur le comportement de l'écosystème; par contre le second sous-système n'influe sur le premier que par quelques rares phénomènes, comme l'auto-ombrage, qui provoque une modification de la structure thermique du lac (augmentation plus importante de la température près de la surface). Il apparaît donc nécessaire dans toute modélisation d'écosystèmes lacustres, de commencer par l'établissement de modèles permettant de décrire l'évolution du sous-système physique.

Sur la base de cette distinction, il est possible de décrire l'ensemble des modèles d'écosystèmes lacustres, en les classant par ordre de complexité croissante, suivant deux axes :

- Complexité dans la description du système physique;
- Complexité dans la description du système écologique.

Le nombre de variables d'état à considérer dans le premier modèle

est assez réduit et peu discutable; la complexité dans ce type de modèle viendra principalement de la discrétisation, et du nombre de dimensions, pris en compte.

Dans le second modèle, la complexité viendra surtout du nombre de variables d'état étudiées, en liaison avec l'analyse de système qui a été faite du lac.

Sur cette base les modèles peuvent être classés dans le tableau suivant (Tableau 1).

2.3. Importance du sous-système physique

Toute substance non conservative obéit au sein de la masse d'eau à une équation d'évolution correspondant à la conservation de la masse. La forme générale de cette équation, pour la substance X_i est la suivante (Chahuneau et al., 1980) :

$$\frac{\partial X_i}{\partial t} + \bar{V} \nabla X_i = \nabla K \nabla X_i + f_i (X_1, \dots, X_n, F_1, \dots, F_m)$$

advection diffusion sources et puits (interaction)

où :

$$\nabla : \text{opérateur divergence} = \bar{i} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{j} \frac{\partial}{\partial y} + \bar{k} \frac{\partial}{\partial z}$$

\bar{V} : vecteur vitesse du courant au point de coordonnées (x, y, z) à l'instant t ;

$K(x, y, z, t)$: matrice diagonale des coefficients de diffusion turbulente;

X_1, \dots, X_n : variables d'état prises en compte;

F_1, \dots, F_n : variables de forçage.

Cette équation traduit bien l'importance de la connaissance des phénomènes d'advection et de diffusion, dans la description de l'évolution des variables. Dans le cas de l'étang de Thau, nous avons vu qu'aucune étude quantitative globale, applicable dans la majorité des cas n'existait. Nous devons donc à ce point de l'étude faire un choix entre construire un modèle à variables d'état non distribuées spatialement, ce qui revient à faire l'hypothèse d'une masse d'eau homogène, et établir un modèle à variables d'état distribuées spatialement.

2.4. Description des sous-modèles physiques

2.4.1. Modèles à variables d'état non distribuées spatialement

| | Modèles à variables d'état non distribuées spatialement | | Modèles à variables d'état distribuées spatialement | |
|--|--|---------------------------------------|--|-----------------------|
| | Dimension 0 Type I | 1 dimension (verticale) type II | 2 ou 3 dimensions type III | |
| | | | | |
| Degré de complexité dans la représentation écologique du système | ! Type A : | VOLLENWEIDER, 1969, | IMBODEN, 1974. | HALFON & LAM, 1978. |
| | ! Modèles | 1975. | | (3 dim.) |
| | ! bio- | MACKO et al., 1974. | SNODGRASS | |
| | ! géochimiques | | & O'MELIA, 1975. | |
| | ! (phosphore) | DILLON & RIGLER, | LUNG et al., 1976. | |
| | ! | 1974. | | |
| | ! | LORENZEN et al., 1976. | IMBODEN | |
| | ! | | & GACHTER, 1978. | |
| | ! | RICHEY, 1977. | | |
| | ! | | | |
| | ! Type B : | BREZONIK, 1968. | STRASKRABA | DI TIRO et al., 1975 |
| | ! Modèles | | & DVORAKOVA, 1977 | (2 dim. horizon- |
| | ! écologiques | | | tales). |
| | ! à niveaux | LARSEN, 1976. | | |
| | ! trophiques | JORGENSEN, 1976 | | |
| | ! condensés | (Modèles 1 et 2). | | |
| | ! | NYHOLM, 1978. | | IKEDA & ADACHI, 1978. |
| | ! | | | (2 dim. longueur |
| | ! | | | + profondeur). |
| | ! | | | |
| | ! Type C : | PARKER, 1973. | CHEN | CHEN et al., 1975b |
| | ! Modèles | | & ORLOB, 1975a. | (3 dim.) |
| | ! écologiques | PARK et al., 1974. | THOMANN et al., 1975 | THOMANN et al., 1975. |
| | ! à niveaux | (Modèle CLEAN) | (Modèles LAKE 1 | (3 dim.) |
| ! trophiques | | & LAKE 2). | (Modèle LAKE 3). | |
| ! subdivisés | LEHMAN et al., 1975. | | | |
| ! | PATTEN et al., 1975. | PARK et al., 1975. | | |
| ! | GUPTA | CANALE et al., 1976. | SIMON, 1976 | |
| ! | & HOUDESHHELL, 1976. | | | |
| ! | BIERMAN, 1976. | | | |
| ! | | | | |

Tableau 1. Classification des modèles (d'après Chahuneau et al., 1980).

Nous supposons dans ce type de modèle que la masse d'eau est dans un état proche de l'homogénéité; et que donc, un seul point suffit à décrire l'ensemble du lac. Si ce type de modèle peut s'appliquer à des lacs peu profonds et soumis à des brassages ou mélanges superficiels importants comme l'étang de Thau, les résultats qu'ils fourniront pour des lacs profonds et fortement stratifiés décriront un comportement moyen et seront d'une faible précision. Leur grande facilité de mise en oeuvre permet de les utiliser, à un faible coût, dans un objectif de gestion environnementale.

2.4.2. Modèles à variables d'état distribuées spatialement

La résolution de l'équation d'évolution présentée précédemment nécessite la discrétisation du modèle en éléments hydrauliques adjacents, et l'emploi de méthodes numériques de résolution, principalement la méthode des différences finies. On peut simplifier le système d'équations à résoudre, suivant les caractéristiques du lac à modéliser, en se ramenant à un modèle uni-, bi- ou tri- dimensionnel.

Les modèles unidimensionnels verticaux sont bien applicables aux lacs profonds ou aux réservoirs de barrage. On cherche à déterminer le coefficient de diffusion turbulente en fonction du temps et de la profondeur, et l'advection verticale, induite par les entrées d'eau à une profondeur correspondant à sa densité. Ces deux paramètres permettent de décrire les phénomènes de transport.

Imboden et Gächter (1974, 1978) considèrent une discrétisation en deux couches du lac: l'épilimnion et l'hypolimnion. Ils n'effectuent pas de modèle hydrodynamique et déterminent les paramètres de transport par expérimentation. On peut aussi considérer une discrétisation en couches de faibles épaisseurs (de l'ordre de quelques mètres), et à partir de l'équation de transfert thermique au sein de la masse d'eau, les modèles déterminent la température pour chaque couche et tout au long de la simulation à chaque pas de temps. Ils permettent aussi de déterminer le coefficient de dispersion turbulente entre les couches sur l'ensemble de la colonne d'eau, paramètre fondamental pour l'étude ultérieure des variables d'état écologiques.

Les modèles bi- ou tri- dimensionnels sont principalement établis sur les grands lacs, pour lesquels l'hypothèse d'une homogénéité horizontale n'est plus acceptable. Le lac est alors discrétisé sous la forme de grosses boîtes empilées. Ils nécessitent la connaissance des champs de courant dans l'ensemble du lac et sont pour cela fréquemment couplés à des modèles de circulation, d'une résolution spatiale beaucoup plus fine.

Ils deviennent donc rapidement très lourds et nécessitent pour

fonctionner de très nombreuses données; en effet, l'absence de données suffisantes ne permet pas de vérifier les résultats du modèle. S'ils constituent des "jouets" attrayants pour les scientifiques, leurs applications pratiques demeurent des plus restreintes.

2.5. Description des sous-modèles écologiques

2.5.1. Modèles biogéochimiques

Ce type de modèle a pour but de quantifier le cycle et le stock d'un élément important dans l'écosystème - très fréquemment le phosphore - reconnu responsable de l'eutrophisation. Il existe une très large gamme qui recouvre une grande plage d'utilisation. Parmi les modèles les plus célèbres, citons :

- les modèles à l'état stationnaire (Uttormark et al. ,1980, Higgins et Kim, 1981, etc.) qui présentent généralement sous la forme de graphes, le bilan du phosphore du lac. Bien que ces modèles ne fournissent que des résultats moyens annuels, d'une précision assez faible, ils permettent de suivre l'évolution à long terme du milieu et de comparer interannuellement son état trophique;

- les modèles dynamiques simulent l'évolution au cours du temps du lac, généralement à l'échelle saisonnière. Ils prennent en compte au minimum deux espèces de phosphore (Imboden et Gächter , 1974, 1978) :

- le phosphore minéral dissous (orthophosphates) disponible pour la production;

- le phosphore organique, généralement supposé particulaire, qui intègre la biomasse planctonique.

Ces modèles assez simples d'élaboration et d'emploi se sont énormément développés, et d'autres compartiments ont parfois été ajoutés (Griffin et Ferrara, 1984) :

- le phosphore organique dissous;
- l'oxygène dissous;
- l'interface eau-sédiment.

2.5.2. Modèles à niveaux trophiques condensés

Ces modèles représentent une évolution logique, vers une complexification des modèles précédents, en introduisant explicitement au moins un compartiment de phytoplancton. La présence de ce compartiment nécessite la prise en compte de nombreux autres compartiments qui augmentent de façon notable la complexité du modèle, les paramètres de calage, ainsi que les variables d'état.

- variables d'état biologiques (Jorgensen, 1976):
 - phytoplancton;
 - ou diatomées et non diatomées;
 - zooplancton;
 - ou zooplancton herbivore et zooplancton carnivore.
- variables d'état physico-chimiques:
 - nutriments (phosphore, azote, silice, carbone);
 - oxygène dissous, DBO.

Les variables d'état de ces modèles atteignent rapidement le nombre de 10 ou 15. Il est donc impératif de disposer de base de données très fournies pour les calibrer et vérifier, et le calage des paramètres devient très complexe (Jorgensen et al., 1981).

2.5.3. Modèles à niveaux trophiques subdivisés

Ces modèles apparaissent nettement plus complexes que les précédents, le nombre de variables d'état augmente et les maillons de la chaîne alimentaire considérés sont beaucoup plus nombreux. Le développement et la vérification de ces modèles nécessitent d'une part des bases de données importantes et d'autre part d'effectuer de nombreuses mesures sur les différentes espèces, intervenant dans les niveaux trophiques, ce qui implique un travail de terrain très important.

De tels modèles peuvent fournir des résultats intéressants sur les prédominances de certaines espèces saisonnières. Ils sont cependant d'une grande complexité et nécessitent à priori une bonne connaissance initiale de l'écosystème.

2.6. Conclusion

Les différents types de modèles présentés recouvrent une plage très large; le choix d'un modèle sera basé sur quelques principaux critères :

- dimension physique du lac à modéliser, et rapport des dimensions horizontales à la dimension verticale;
- variabilité spatiale des phénomènes physiques et biologiques;
- base de données disponible pour permettre de faire fonctionner (variable de forçage) et vérifier ensuite le fonctionnement (variables d'état ou fonction de variables d'état) du modèle.

En pratique, le choix est rapidement dicté par la nécessité d'une

utilisation facile du modèle, la qualité et l'importance de la base de données disponible.

Ainsi, dans le cas de l'étang de Thau, et pour des raisons qui seront développées dans les chapitres suivants, des modèles à variables d'état non distribuées spatialement ont été élaborés, et dans le même temps des modèles statistiques ont été testés.

Quel que soit le modèle que nous serons amenés à retenir, il nécessitera en premier lieu l'élaboration des modèles physiques, capables de décrire l'évolution des paramètres physiques (température, salinité, apports du bassin versant, volume d'eau d'échange avec la mer), ensuite les modèles écologiques se poursuivront (oxygène dissous, phosphore etc.).

CHAPITRE 3

PRESENTATION DES PRINCIPALES
CARACTERISTIQUES PHYSIQUES
DE L'ETANG DE THAU ET DE
SON BASSIN VERSANT

3.1. Situation géographique

L'étang de Thau est situé entre 43°20' et 43°28' de latitude Nord, et 3°32' et 3°42' de longitude Est (Fig.1). Allongé sensiblement N.E.-S.O., il occupe une superficie d'environ 70 km² pour un volume de 265 millions de m³. Il mesure 19.5 km dans sa plus grande longueur (entre le fond de la Crique de l'Angle et les Onglous). Sa largeur maximum est de 4.5 km, la profondeur moyenne est de 3.8 m. Il est subdivisé en deux étangs: Grand Etang et étang des Eaux Blanches.

- L'étang des Eaux Blanches

Il a une surface de 5.6 km² et communique avec la mer par les canaux de Sète. Il reçoit à l'est le canal des étangs et une partie des eaux douces provenant de la source d'Enversac dont la résurgence se trouve à l'est de la route reliant Sète à Balaruc les Bains.

Sa profondeur dans sa partie la plus profonde n'excède pas 5 à 6 mètres, le "détroit" situé entre les pointes de Balaruc et du Barrou, avec en son milieu le rocher du Roquerols, sépare l'étang des Eaux Blanches du Grand Etang.

- Le Grand Etang

Il a une superficie d'environ 64.4 km² et peut-être subdivisé en trois secteurs principaux.

- La Crique de l'Angle : au nord, entre les villages de Balaruc-les-Bains, Bouziques et Balaruc-le-vieux. Sa profondeur est faible (1 à 5 m) et décroît à mesure que l'on se dirige vers le nord. Au fond de cette crique se déverse un cours d'eau permanent de l'étang de Thau : la Vène ou ruisseau d'Issanka et le Pallas; mais le fait le plus remarquable de cette crique est la présence du gouffre de la résurgence de la Vise, profond de 30 mètre et situé non loin des falaises calcaires qui constituent la côte orientale.

- Le secteur est : c'est la zone la plus profonde (la profondeur atteint 10 m). Entre Bouziques et Mèze plusieurs ruisseaux intermittents pour la plupart se jettent dans l'étang de Thau; les principaux sont, à l'est de Mèze, le Joncas, le Pallas et le Lauze. Le Pallas est le plus important et le seul permanent, et se termine par une sorte de delta marécageux. A l'ouest de Mèze le ruisseau d'Aygues-Vagues se jette dans une anse marécageuse.

- Le secteur ouest : sa profondeur va en décroissant de l'est vers l'ouest, elle est en moyenne de 3 à 4 m. Le rivage nord est constitué par une plage basse que dominant, par endroits, des falaises de quelques mètres de hauteur. Plusieurs ruisseaux y aboutissent, le Soupié, le Nè-

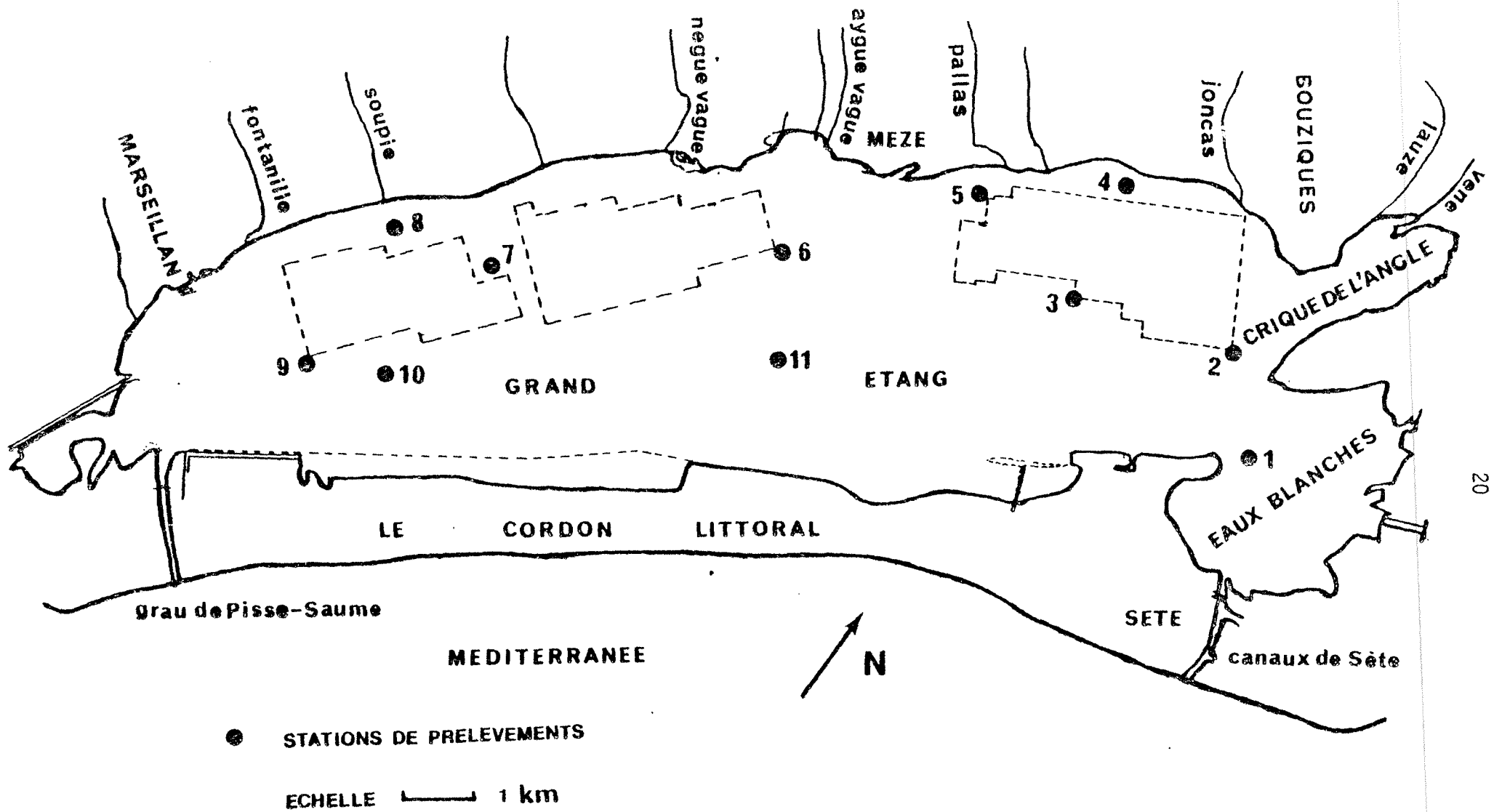


Fig.1. Carte de l'étang de Thau.

gue-Vagues ou ruisseaux des Fontanilles.

Le canal du Midi qui communique avec la rivière Hérault aboutit à l'Ouest de l'étang, une zone peu profonde termine l'étang de Thau. Le grau de Pisses-Saumes qui a été recreusé en 1974 permet les échanges d'eau avec la mer.

Le cordon littoral qui sépare l'étang de Thau et la Méditerranée est limité du côté de la mer par une ligne de dunes très basses. Du côté opposé, une large bande marécageuse borde le rivage de l'étang et se termine par un cordon de bancs de sable parallèles au lido.

La présentation suivante est principalement extraite de celle d'Audouin (1962), celle de Hiot et Pimpare (1973), et celle de Segala (1980).

3.2. Les conditions climatiques

Les facteurs météorologiques ont une influence sur l'hydrologie de l'étang. Les variations de la température de l'air déterminent des changements dans celle de l'eau qui sont amortis diversement selon l'épaisseur de la couche considérée. L'étang de Thau ne présentant pas une profondeur uniforme, les variations de la température de l'air n'ont pas la même influence dans chacune des parties qui le constituent. Les pluies ont une action sur l'hydrologie et plus spécialement sur la salinité; elles régissent notamment les apports en eau douce du bassin versant. Les vents ont également une influence sur les divers facteurs hydrologiques.

Les perturbations qu'ils apportent à la direction des courants méritent une mention particulière. L'insolation, l'évaporation interviennent dans le bilan des échanges thermiques entre l'étang et l'atmosphère et déterminent des modifications des caractères physico-chimiques des eaux.

La température moyenne annuelle de l'air est de 13.7°. Elle est minimale en février (0°) et maximale en juillet (28°), elle joue un rôle important dans le bilan thermique de l'étang. Les variations de la température des eaux de l'étang dépendent beaucoup de ce facteur.

La pluviométrie varie d'une localité à l'autre. La moyenne annuelle est de 675 mm à Sète. Le nombre de jours de pluie est le plus souvent faible par rapport aux quantités d'eau qui peuvent tomber, il est en moyenne de 60 jours par an à Sète; la pluie se manifeste d'une façon souvent violente mais dure parfois moins d'une heure. Les précipitations atmosphériques accompagnent généralement les vents du Sud et d'Est et coïncident avec des périodes de basses pressions atmosphériques. Dans la région de Sète le régime des pluies est donc typiquement méditerranéen.

Les vents jouent aussi un rôle très important dans le choix du type de modèle et ils déterminent les caractères hydrodynamiques de l'étang. On observe peu de jours parfaitement calmes. Toute l'année en effet l'étang de Thau subit leur influence. La vitesse moyenne est en général plus élevée en février (5.2 m/s) et est à son minimum en septembre. La moyenne annuelle est de 4.5 m/s.

Le mistral souffle du N.NO., la tramontane du N.E., le grec de l'E, le levant vient du S, le labech est un vent du S.O. et l'argade de l'O.NO. Le mistral est le plus fort et le plus fréquent. Il est caractérisé par la soudaineté de son apparition. Sa vitesse atteint souvent 10 à 15 m/s avec parfois des pointes à plus de 20 m/s. Il subsiste souvent plusieurs jours consécutifs. Il est plus violent en hiver qu'en été. C'est un vent sec qui est accompagné de hautes pressions. Les orages sont généralement suivis de rafales de mistral. Il provoque un abaissement des niveaux de la mer et de l'étang qui se stabilise entre 30 et 40 cm et accélère les mélanges des masses d'eau entre la couche superficielle et la couche du fond (modifications des valeurs de variables physico-chimiques en particulier la température et la salinité). Les vents marins du Sud et de l'Est, chauds et humides, s'observent surtout en été et coïncident avec des périodes de basses pressions. Souvent à cette saison, les vents soufflent de terre le matin et font place l'après-midi à la brise marine. Ils créent une fluctuation des niveaux d'eau qui peut être supérieure à 80 cm.

A notre connaissance, aucune mesure relative à l'évaporation n'est effectuée par les stations météorologiques situées dans le voisinage immédiat de l'étang de Thau. La couche d'eau évaporée à Montpellier en une journée varie entre 0 et 10 mm environs, ce dernier chiffre n'étant que très rarement dépassé. Les valeurs les plus élevées de l'évaporation coïncident généralement avec des périodes de mistral. L'évaporation totale mensuelle croît de janvier à juillet et décroît de juillet à décembre. La hauteur d'eau évaporée en moyenne annuelle est de 1100 mm environ ce qui correspond approximativement à un volume d'eau de 75 millions de m³.

L'insolation est observée à la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues, la moyenne mensuelle croît de janvier à juillet et décroît ensuite. Dans l'ensemble l'insolation est forte, la durée annuelle moyenne d'insolation s'élève à 2760 heures.

3.3. La température des eaux

On peut distinguer en cours d'année deux époques principales qui correspondent à une répartition différente des isothermes. Elles sont séparées par de courtes périodes de transition.

3.3.1. Epoque hivernale allant de novembre à mars

A ce moment la mer a une température supérieure à celle de l'air, la température de l'air est voisine de celle de l'étang. L'étang des Eaux Blanches reste plus chaud que le Grand Etang car il subit plus directement l'influence marine. La température au fond est supérieure à celle de surface. La zone peu profonde, voisine des rives, a une température inférieure à celle du centre. A mesure que l'on s'éloigne des canaux de Sète vers l'étang, la température diminue. La période de transition assez courte (un mois) suit l'époque hivernale. Se situant généralement en avril elle est caractérisée par une température identique pour la mer, l'air et l'étang. Elle peut être décalée de 8 à 15 jours selon des années. Elle donne des températures de l'air, de la mer et de l'étang voisine de 15°C.

3.3.2. Epoque estivale allant de mai à septembre

La température moyenne dépasse 15°C, le Grand Etang étant plus chaud que les Eaux Blanches et les fonds étant plus froids que la surface, les rives sont plus chaudes que le centre.

A mesure que l'on s'éloigne des canaux de Sète, la température augmente.

Une courte période de transition se situant généralement en octobre suit l'époque estivale. On observe alors une température identique entre la mer, l'air et l'étang de 15°C. La température de l'air est l'objet d'oscillations journalières qui entraînent de faibles oscillations de la température des eaux qui sont à peine sensibles dans la couche superficielle.

La température de l'eau de l'étang subit l'influence des fluctuations saisonnières notamment celle des vents (par exemple le mistral fait diminuer la température de l'air).

D'une façon générale, les couches superficielles comme les zones peu profondes accusent plus rapidement que les couches profondes les variations de la température de l'air.

Les pluies, grossissant le débit des petits cours d'eau qui se jettent dans l'étang de Thau, sont aussi la cause de variations de la température localisées les plus souvent à l'exutoire de ceux-ci.

3.4. La salinité des eaux

La salinité en valeur absolue est en relation directe avec celle de la zone côtière; elle suit ses variations. Mais dans la plupart des cas, elle est inférieure à celle de la mer à cause des apports d'eau douce. La salinité moyenne de l'étang de Thau est généralement plus élevée en été et en automne qu'au printemps et en hiver.

On constate que les Eaux Blanches sont plus salées que le Grand Etang et ceci pour deux raisons :

- l'eau salée que ce dernier reçoit s'est mélangée aux eaux limniques lors de son passage dans les Eaux Blanches et a subi une certaine dilution;

- les principaux cours d'eau tributaires de l'étang auxquels il faut ajouter le Vise, aboutissent au Grand Etang; le canal des étangs et la source d'Enversac communiquent directement avec les Eaux Blanches.

Parfois en revanche, la salinité de l'étang de Thau est supérieure à celle de la mer. Deux causes différentes peuvent en être l'origine :

- l'évaporation intense qui entraîne une concentration des sels minéraux;

- le volume d'échange entre l'étang et la mer par les canaux.

La salinité de l'étang de Thau varie entre 28°/oo et 40°/oo contre 34°/oo et 38°/oo pour la mer.

On observe des différences de salinité entre la surface et le fond, celui-ci étant généralement plus salé.

Sur le plan général, l'étang de Thau présente une salinité qui diffère peu de celle de la Mer Méditerranée, les fluctuations de sa température, plus étendues à mesure que l'influence marine s'estompe, lui confèrent des caractères limniques.

3.5. Les apports d'eau douce dans l'étang

3.5.1. Apports du bassin versant

Le bassin versant de l'étang de Thau occupe une superficie de 281.6 km² (Fig.2), les apports superficiels de ce bassin concernent surtout des eaux de ruisseaux. Ce sont d'ouest en est : les Fontanilles, le Soupié, le Joncas, le Lauze et la Vène. Ces cours d'eau sont tous de longueurs très modestes, de 3 à 12 km. On cite quelques principaux ruisseaux :

- **La Vène** : la superficie de son bassin versant est de 70.35 km². Sa source est une exurgence karstique dont le niveau de débordement varie d'amont en aval en fonction de la charge du karst.

Il n'y a aucun apport particulier entre la source et le village de Monbazin, deux apports importants sont à noter à l'aval:

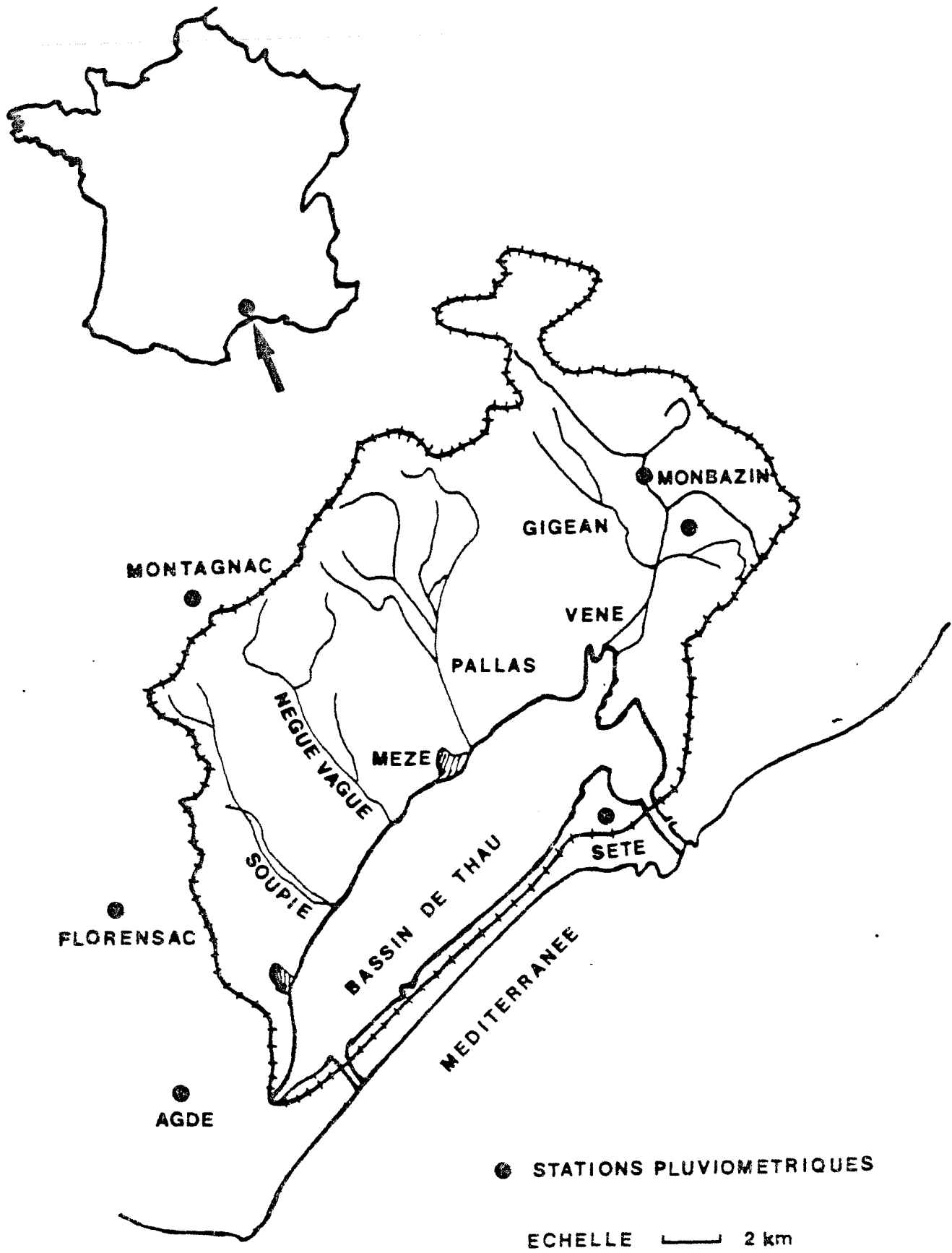


Fig.2. Situation et carte du bassin versant

- l'effluent provenant de la station d'épuration de Monbazin mise en service en 1962 et dont la capacité est de 1000 équivalents habitants.

- le rejet de la cave coopérative dont le débit est de 10 l/s maximum, mais très variable, et dont la charge est très polluante.

Vers l'aval, jusqu'au niveau du village de Gigean, il n'y a qu'un seul apport, c'est un ruisseau drainant la partie Sud-Est du bassin de Monbazin-Gigean. Au niveau de Gigean, un petit ruisseau se jette dans la Vène, il traverse ce village et reçoit l'effluent de la station d'épuration dont la capacité est de 2000 équivalents habitants.

En aval de Gigean, le ruisseau des Oulttttes et la résurgence d'Issanka constituent les derniers apports dans la Vène. La source d'Issanka joue un rôle important, en effet la source de la Vène est à sec durant de longues périodes de l'année, mais celle d'Issanka permet cependant à la Vène de maintenir durant l'été un débit d'étiage assez conséquent (140 l/s le 28/08/72) lors de son arrivée dans l'étang.

Les mesures de débits sont effectués en aval d'Issanka sous le pont de chemin de fer, ce pont est situé à 2 km de l'exutoire. En ce lieu, la Vène est divisée en deux branches: la Vène proprement dite et une dérivation qui traverse ensuite Balaruc-le-vieux, ce bras est en réalité en période normale et ne coule que lors de fortes crues. En période de crues, les vitesses d'écoulement atteignent 2 m/s.

En mars 1970, une échelle limnigraphique et un limnigraphe donne l'évolution du débit de la rivière en continue (mais arrêté à la fin de 1971).

- **Le Pallas:** son bassin versant occupe une surface de 50.28 km². C'est le plus important de tous les ruisseaux qui se jettent dans l'étang de Thau. Il est composé par plusieurs petits ruisseaux. D'ouest en est, nous avons :

- les Coquillades, sa partie aval reçoit l'exhaure des mines de Bauxite de Rouquette;

- le vrai Pallas, il ne reçoit aucun apport important de pollution;

- le ruisseau de Ville Veyrac, il est plus polluant;

- les Faïsses, alimenté par les pompages effectués dans les mines de Bauxite, il constitue l'apport principal pour le Pallas. Plus en aval, le Pallas reçoit la source karstique de Veyrac. En arrivant à proximité de l'étang de Thau le Pallas se divise en deux bras qui aboutissent à l'étang à proximité du village de Mèze en traversant une zone basse marécageuse.

Dans sa partie aval, d'une part la pente de son profil en long

très faible, et lors de remontée du niveau de l'étang, sous l'effet du vent, les eaux peuvent être bloquées, d'autre part une végétation dense obstrue pratiquement le lit du ruisseau. Ces deux problèmes rendent les mesures de débits délicates. Le point le plus en aval possible où les débits peuvent être déterminés dans des conditions acceptables se situe à l'ouest de l'agglomération de Loupian au niveau du pont.

Les débits ont été mesurés en majeure partie au micromoulinet. En période sèche, le débit est faible (de l'ordre 50 l/s), par contre après quatre jours de pluie au début du mois de septembre 1972, le débit est passé à environ 500 l/s.

- **Le Soupié:** ce ruisseau, au bassin versant assez développé, reçoit deux apports importants en traversant le village de Pinet:

- l'effluent très polluant de la distillerie;
- les effluents bruts de l'agglomération.

Ce ruisseau se déversant dans l'étang, à proximité des parcs à huîtres, il sera intéressant de suivre son évolution au cours de l'année.

Le lieu de prélèvement et de mesure de débit est situé au sud du Mas de "la Barrade", juste avant la division de ce ruisseau en plusieurs bras à deux kilomètres de l'exutoire. Le débit est mesuré à l'aide d'un canal déversoir. Il varie sensiblement lors de fortes pluies (40 l/s le 05/09/72, alors le débit était nul le 28/06/72).

Les autres ruisseaux sont vraiment peu importants par rapport aux ruisseaux présentés, leurs apports sont très faibles sauf lors de fortes pluies.

Sur le plan général, ces ruisseaux ont un régime hydraulique irrégulier dû aux influences méditerranéennes très marquées. Le rapport du débit de temps de pluie (65 jours en moyenne par an) au débit de temps sec a des valeurs comprises entre 50 et 200, mais il peut arriver que ce rapport soit égal à 900 (le Pallas). Les ruisseaux, sauf sur la Vène et le Pallas, arrivent à être sec en été.

Une autre caractéristique générale importante de ces ruisseaux est qu'ils sont très ombragés sur la quasi totalité de leur cours soit par des tunnels d'arbres, soit par une végétation rivulaire très dense.

Mais tous ces ruisseaux ont une caractéristique commune, une forte charge en matière organique due aux terrains traversés (argiles).

3.5.2. Apports des canaux de navigation

A côté des ruisseaux, le canal du Midi, constitue lui aussi un ap-

port d'eau douce dans l'étang, car il communique avec le fleuve Hérault. A l'autre extrémité, le canal du Rhône à Sète, exutoire de nombreuses usines, relie l'étang des Eaux Blanches à l'étang d'Ingril.

3.5.3. Apports des sources

Il existe dans le Crique de l'Angle au NE, une source sous-marine, la source de la Vise.

3.5.4. Apports divers

Il faut, pour être complet, noter aussi l'arrivée dans l'étang des eaux résiduaires des stations d'épuration, des rejets industriels et des eaux de ruissellement.

3.6. Echanges entre l'étang et la mer

Ils sont plus importants que les précédents, l'étang de Thau en effet en liaison directe avec la mer par l'intermédiaire des canaux de Sète, et du grau de Pisses-Saumes. Ceux-ci permettent un échange d'eau continu dans les deux sens. Le volume d'eau mis en mouvement est considérable et permet de renouveler l'eau de l'étang en grande partie. Afin d'améliorer la circulation de l'eau, le grau de Pisses-Saumes, qui était ensablé a été recreusé et remis en service en 1974. Son influence sur la conchyliculture a été dès son ouverture bénéfique au droit de Marseillan dans une zone sujette à maladie par désoxygénation.

Dans le but d'établir le bilan quantitatif des échanges entre l'étang et la mer, on a installé une station de jaugeage au pont S.N.C.F. sur le grau de Pisses-Saumes en 1978. L'instrument utilisé est un courantographe électromagnétique.

Les échanges sont influencés par divers facteurs :

- la marée : le flot est généralement plus court que le jusant (5h35 et 6h41). Pendant des périodes de rentrant et sortant effectuées sur une année les débits moyens varient autour de 6 m³/s. Les volumes transités durant les périodes de rentrant et de sortant sont en moyenne légèrement supérieur à 0.1 million m³ (0.108 Mm³ en rentrant et 0.144 Mm³ en sortant) (Segala,1980), mais atteignent exceptionnellement le million de m³. A chaque marée, le volume d'eau rentrant et sortant entre l'étang et la mer est compris entre 750.000 et 3.750.000 m³, ce qui correspond à des changements de niveau d'eau compris entre 1 et 5 cm;

- la pression atmosphérique et le vent: le mistral provoque les échanges de l'étang avec la mer, le volume rentrant est inférieur à celui sortant. Le vent de l'est entraîne les échanges de la mer vers l'étang, le volume rentrant est supérieur à celui sortant;

- le cycle des saisons : lors de fortes pluies, le débit sortant est plus élevé que celui rentrant, donc le volume sortant est plus grand que celui rentrant, lors de la période sèche c'est l'inverse.

En 1979, il y a eu une grande période pluvieuse en hiver, du mois de novembre au mois d'avril. Les échanges ont été dominants en sortant de l'étang. Du mois de mai au mois d'octobre, les échanges se sont inversés. Le volume moyen rentrant a été de 1.321 Mm³, le volume moyen sortant a atteint 1.821 Mm³.

Pour bien connaître les volumes des échanges, il paraît intéressant de poursuivre les mesures durant une période plus longue (4 ou 5 ans).

3.7. La dynamique des eaux

La dynamique des eaux de l'étang est profondément liée aux facteurs climatiques. Dans le choix du type de modèle, elle est considérée comme un facteur important et dominant.

3.7.1. Influences de la marée

Les marées en Méditerranée sont d'une faible amplitude, mais elles existent et peuvent atteindre quelques décimètres (14 cm). Dans l'étang l'amplitude n'est plus que de 1 à 4 cm. Il y a deux marées par jour. La modification du niveau de la mer entraîne un mouvement des eaux à travers des canaux de Sète et le grau de Pisses-Saumes.

3.7.2. Influences du vent

La côte languedocienne est balayée d'une façon presque constante par les vents. Il n'y a que très peu de jours calmes par an. Les vents de terre, secs et froids, sont particulièrement fréquents l'hiver, alors que les vents marins, chauds et humides, s'observent surtout l'été. Les vents de terre provoquent une baisse du niveau de la mer près de la côte et facilitent l'écoulement de l'eau de l'étang vers la mer. Par contre les vents marins provoquent une hausse du niveau général de la mer et l'eau pénètre largement dans l'étang.

3.7.3. Influences des courants

Les variations de la vitesse du courant ont été précisées. Celle-ci dépasse parfois 50 cm par seconde dans les canaux de Sète mais est généralement inférieure à ce chiffre.

Au cours du flux, l'étang des Eaux Blanches est parcouru par des courants de même direction générale que celle de la portion terminale des canaux de Sète (NO). Leur vitesse varie entre 0.20 m et 0.10 m par se-

conde. Dans le Grand Etang la direction des courants de surface s'infléchit vers l'ouest et leur vitesse diminue.

Les variations de la vitesse du courant, lors du flux et du reflux dépendent pour une grande partie de l'amplitude de la marée qui les provoquent. Elles sont également fonction des vents qui créent des perturbations dans le cycle de la marée. Le mistral peut aussi amener l'annulation du courant de flot au moins en surface et favoriser l'établissement de courant de sens inverse qui s'accompagne d'une diminution de vitesse.

3.8. Base de données disponible de l'étang de Thau

3.8.1. Données des variables physico-chimiques

Ce type de données mesurées par l'**IFREMER** sont mis à notre disposition. Les principales variables sont les suivantes:

- la température de l'eau;
- la salinité de l'eau;
- l'oxygène dissous de l'eau;
- le pH de l'eau;
- les phosphates de l'eau;
- les nitrates de l'eau;
- les nitrites de l'eau.

De 1964 à 1974, les données concernent seulement la température et la salinité (stations de 1 à 11). A partir de 1974, où de nombreuses modifications dans la stratégie d'échantillonnage, tant au niveau des appareils de mesure, des fréquences spatio-temporelles de prélèvement, qu'au niveau des variables mesurées ont eu lieu, les autres variables d'état ont aussi été mesurées. La figure 1 illustre les positions des stations d'échantillonnage. Les mesures ont été effectuées aux trois niveaux différents et à un pas de temps variable (environ deux valeurs par mois).

3.8.2. Données des variables climatiques

Les variables climatiques utilisées dans notre étude sont les suivantes :

- les précipitations;
- la température de l'air;
- la durée d'insolation;
- la vitesse du vent;
- l'évaporation.

Les données d'évaporation décadaire calculée par la formule de

Penman ont été fournies par la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues, et les autres données journalières ont été relevées sur les annales annuelles à la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues.

3.8.3. Calcul de la lame d'eau

Les précipitations ont été mesurées sur six stations du bassin versant de Thau (Fig.2). La lame d'eau sur le bassin versant et sur le plan d'eau a été calculée par la méthode des polygones de Thiessen. Les résultats du calcul des coefficients de pondération pour chaque station pluviométrique du bassin versant sont donnés dans le tableau suivant (Tableau 2).

| | | Bassin versant | | Plan d'eau | |
|-----------|------------------------------------|----------------------------|------------------------------------|----------------------------|--|
| | surface occupée (km ²) | coefficient de pondération | surface occupée (km ²) | coefficient de pondération | |
| Monbazin | 106 | 0.376 | ---- | ---- | |
| Montagnac | 108 | 0.384 | ---- | ---- | |
| Florensac | 34.4 | 0.120 | 11.2 | 0.164 | |
| Agde | 6.8 | 0.024 | 6.8 | 0.099 | |
| Sète | 26.4 | 0.096 | 50.4 | 0.737 | |

Tableau 2. Présentation des résultats du calcul des coefficients de pondération pour chaque station du bassin versant.

3.8.4. Relation entre la profondeur et la superficie

A partir de la carte bathymétrique, les valeurs de la superficie en fonction de la profondeur ont été mesurées et fournies dans le tableau 3.

| | | | | | |
|------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| profondeur | 0 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| superficie | 68.74 | 53.86 | 46.80 | 41.55 | 32.50 |
| profondeur | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| superficie | 15.66 | 7.29 | 2.48 | 0.94 | 0 |

Tableau 3. Valeurs de la superficie (en km²) en fonction de la profondeur (en m).

Selon les valeurs données dans le tableau 3 la relation entre la profondeur (H) et la superficie (S) correspondante a été établie (Fig.3), les formules de cette relation sont les suivantes:

$$S = 65.4 - 8.25 H \quad (0 < H < 6)$$

$$S = e^{9.34 - 1.1 H} \quad (6 < H < 10)$$

où : S - superficie (en km²);
H - profondeur (en m).

3.8.5. Calcul de la moyenne d'une variable d'état

Les mesures des variables physico-chimiques ont été effectuées aux trois niveaux différents (Fig.4). D'après la relation établie ci-dessus, on peut obtenir le volume contenu à chaque niveau de mesure. Le tableau 4 donne les valeurs du volume contenu à ces trois niveaux.

| ! | ! | ! | ! | ! | | |
|---|----------|-----------------------|-------|-----------|-------|---|
| ! | ! | Si (km ²) | ! | Vi/Vo (%) | | |
| ! | ! | ! | ! | ! | | |
| ! | Niveau 1 | ! | 57.12 | ! | 44.35 | ! |
| ! | Niveau 2 | ! | 40.56 | ! | 50.19 | ! |
| ! | Niveau 3 | ! | 1.71 | ! | 5.46 | ! |

Tableau 4. Valeurs du pourcentage du volume contenu aux trois niveaux de mesures

La moyenne d'une variable quelconque (X) peut être calculée par la formule suivante:

$$X_m = \frac{X_1 V_1 + X_2 V_2 + X_3 V_3}{V_o}$$

où :

- X_m - moyenne d'une variable X;
- X₁, X₂, X₃ - valeurs de X aux trois niveaux de mesures;
- V_o - volume total de l'étang;
- V₁, V₂, V₃ - volume contenu aux trois niveaux différents.

3.9. Travaux antérieurs sur l'hydrologie de Thau

Les travaux d'hydrologie, les plus anciens sont ceux de : Gourret (1897), Pavillard (1905), Sudry (1911), Mathias et Tcherniakofski (1932), Fateni (1938), Tuzet (1947), Ecost-Nolinie (1955), Audouin

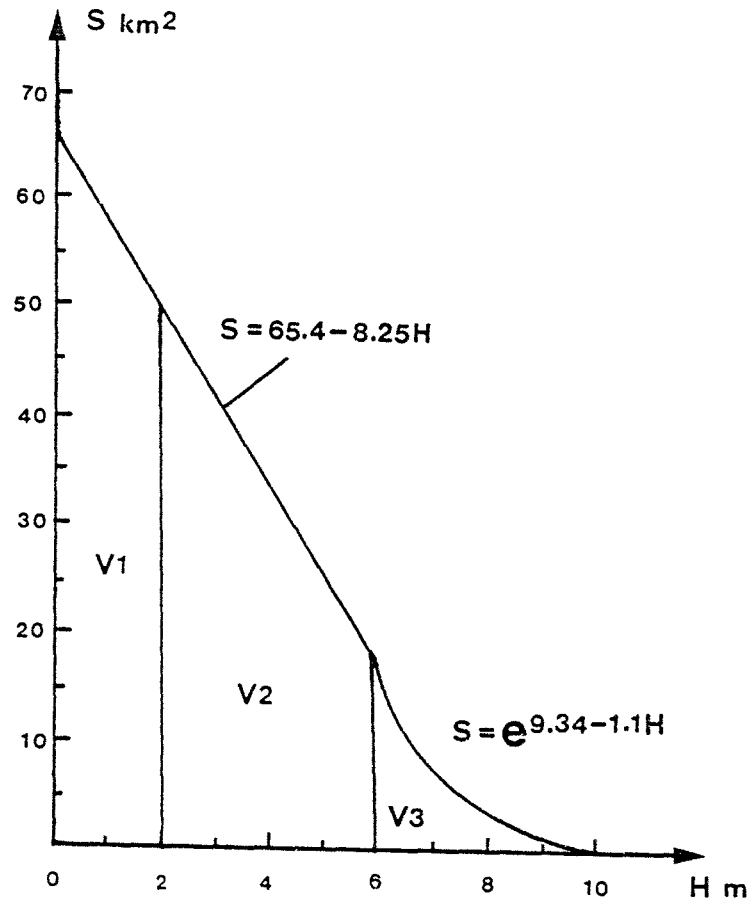


Fig.3. Relation entre profondeur H et superficie S .

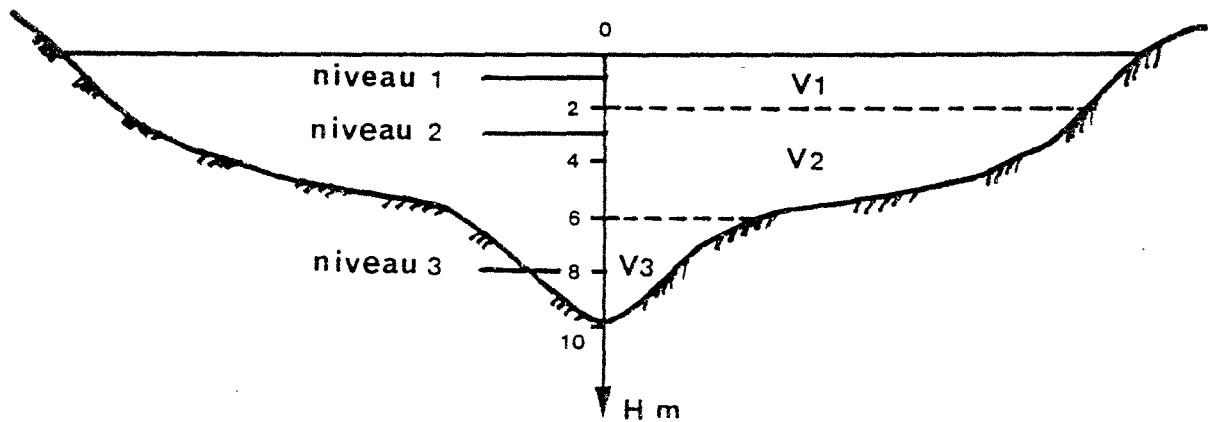


Fig.4. Plan des mesures.

(1962). Ils donnent des indications sur la température, la salinité, le pH, et les mouvements des masses d'eau dans cette lagune.

En 1972, Lavenue, grâce à la télédétection, a pu préciser le déplacement des masses d'eau en fonction de différents facteurs : de marée et de direction des vents.

A ces travaux relativement anciens, il faut ajouter les données sur cycle annuel des paramètres physico-chimiques relevées au niveau des zones conchylicoles par Hamon (1983): température, salinité, oxygène dissous, phosphates, nitrates, nitrites, silicates, pH; plus récemment Segala (1985) donne une application de la télédétection à l'étude de la dynamique et de la qualité des eaux lagunaires.

CHAPITRE 4

MODELE HYDROLOGIQUE GLOBAL DE
L'ETANG DE THAU

4.1. Introduction

Les études hydrologiques de l'écosystème de l'étang de Thau concernent généralement la détermination du bilan hydrologique entre les précipitations, l'évaporation et le ruissellement (superficiel et souterrain), et les apports du bassin versant et des échanges avec la mer. Il nous semble qu'un modèle conceptuel global répond le mieux au problème posé.

Les modèles conceptuels globaux transforment la lame d'eau précipitée sur un bassin versant en un débit à l'exutoire, d'une façon globale, par un certain nombre d'équations mathématiques qui sont sensées représenter le cheminement de l'eau, et sont visualisées par des réservoirs aux fonctionnements divers.

Depuis une vingtaine d'années, un certain nombre de modèles conceptuels est apparu. L'un des modèles est celui du CREC. Il y a eu de multiples applications :

- simulation des débits à l'exutoire d'un bassin versant (Cormary et Guilbot, 1974);
- prévision des débits (Guilbot et al., 1978);
- simulation des débits moyens journaliers d'une source karstique (Gdalia, 1980 et Guilbot, 1975);
- simulation des débits et des niveaux de nappe en zone agricole drainée (Collumeau, 1983);
- simulation des concentrations en nitrates mesurées en rivières (Caussade et Prat, 1983).

Dans cette étude on a appliqué ce modèle à l'écosystème de l'étang (il s'agit d'une nouvelle utilisation du modèle). Il est composé de deux sous-modèles: modèle Bassin versant-Etang et modèle Etang-Mer. Pour le bassin versant, un modèle à trois réservoirs a été utilisé avec comme entrée la pluie et l'évapotranspiration potentielle, comme sortie les débits à l'exutoire. Pour l'étang et la mer, un système à deux réservoirs en échange permanent a été mise en place. Ce modèle sera validé par des données de la salinité.

Le modèle global simplifié n'a que six paramètres, cinq pour le modèle Bassin versant-Etang, et un pour le modèle Etang-Mer. Les paramètres ont été déterminés par la méthode d'optimisation (ROSENBROCK) sur les quatre premières années de données. Les résultats de la simulation montrent une très bonne concordance pour les six années suivant le calage, puis une dérive systématique par la suite. Un recalage montre à partir de 1974, un changement important dans les volumes échangés avec la mer (résultat de l'ouverture du grau de Pisses-Saumes).

4.2. Modèles conceptuels globaux de bassin versant

Le transfert de l'eau de précipitation à l'exutoire d'un bassin versant constitue un phénomène physique global, qui peut être conceptualisé par un modèle conceptuel global (Combes, 1985).

La plupart des phénomènes naturels présentent, à une certaine échelle, une complexité telle que leur description en termes finis est impossible.

L'approche classique de tel phénomène consiste :

- à définir des concepts globaux et à décrire le fonctionnement en terme de commentaires;
- à caractériser ce concept par une grandeur liée à des variables mesurables du système physique suivant des lois empiriques dites lois de comportement;
- à chercher par une expérimentation directe, les coefficients optimaux intervenant dans les lois de comportement.

La conception du cycle de l'eau considère la transformation pluie-débit comme décomposable en deux fractions "production-transfert". Une fraction de la pluie est retenue dans une zone soumise à l'évapotranspiration. Le reste est transféré avec des composantes à réponse plus ou moins lentes. La plupart des modèles conceptuels globaux de bassin versant suivent cette conception ou peuvent s'y ramener.

La conception actuelle du cycle de l'eau paraît sûre, car elle est abondamment confirmée par des expériences indirectes portant sur les mécanismes élémentaires du cycle:

- analyse du fonctionnement du milieu non saturé;
- mise en évidence des lois du ruissellement;
- mesures d'humidité des sols;
- mesure de niveaux de nappe;
- modèle hydrodynamique de nappe et de milieux non saturés;
- suivi du devenir de l'eau par traçage.

Si au niveau des mécanismes élémentaires les schémas de fonctionnement sont bien connus (équations aux dérivées partielles), leur paramétrisation (formulation des lois de comportement) l'est beaucoup moins et c'est à ce niveau que les divers modèles diffèrent.

Les modèles conceptuels globaux transforment la lame d'eau tombée sur un bassin versant en un débit à l'exutoire par des équations qui représentent le cheminement de l'eau. Les équations du modèle comportent un certain nombre de paramètres, constituant un vecteur X , adaptés pour la simulation au niveau du fonctionnement. Cette adaptation est obtenue:

- par un ajustement au mieux d'un critère;
- suivant une méthode d'optimisation donnée;
- avec une série entrée-sortie donnée.

Essayons de séparer ce qui est du phénomène physique et ce qui résulte de notre façon de traiter le problème. Le bassin versant reçoit une lame d'eau, et évacue un débit. Ces grandeurs sont mesurées sur une période définie avec des erreurs inconnues, nous identifions un modèle par une méthode d'optimisation suivant un critère.

4.3. Présentation du modèle global CREC

Cette présentation est essentiellement extraite de la thèse de Guilbot (1975).

Le modèle déterministe du Centre de Recherche et d'Essai du Châtou (CREC) a été élaboré en 1969 par l'équipe de Cormary Y. du Laboratoire d'Hydrologie Mathématique à Montpellier, et il a déjà reçu de nombreux exemples d'applications dans des conditions de bassins versants très variés montrant une grande souplesse dans son adaptation.

Sa structure classique peut être résumée de la façon suivante: à partir d'une lame d'eau globale, une fonction de production détermine le volume d'eau qui apparaît à l'exutoire, ce volume d'eau est ensuite modulé dans le temps par une fonction de transfert.

4.3.1. Fonction de production

On définit généralement une fonction de production qui détermine, selon l'état d'humidité du sol, la fraction de la lame d'eau globale précipitée qui participera à l'écoulement. Cette eau sort de l'exutoire par une fonction de transfert.

L'état d'humidité du sol est représenté par une variable S_t , niveau d'un réservoir S . Cette variable détermine d'une part une vitesse d'infiltration potentielle en surface, d'autre part la quantité d'eau participant à la recharge du déficit d'humidité.

La vitesse d'infiltration potentielle en surface s'écrit :

$$f_t = b - c S_t^{1/2} \quad (\text{mm/t})$$

où :

f_t — vitesse d'infiltration;
 b, c — constantes à déterminer.

Si la précipitation journalière P_t est supérieure à f_t (ce qui n'arrive que très rarement), la différence $P_t - f_t$ est transférée à la

rivière selon un hydrogramme de transfert linéaire que nous examinerons plus loin et seule la quantité f_t est infiltrée.

Cette formulation permet de reconstituer des crues consécutives à des précipitations de fortes intensités rencontrées particulièrement en été.

Si la précipitation journalière P_t est inférieure à f_t , ce qui est le cas général, P_t est infiltrée. L'expression de la vitesse d'infiltration potentielle est pratiquement équivalente à la loi d'infiltration obtenue.

Les formules classiques d'infiltration, formules empiriques ou non (Horton, Holtan, Philip ...) ne sont applicables qu'au niveau de l'écoulement de surface : quand, pour un épisode pluvieux, l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration f_t . La différence entre le volume précipité et l'intégrale de f_t représente l'écoulement de surface.

Nous sommes alors amenés à définir une notion de capacité, non plus d'infiltration mais d'absorption, c'est-à-dire de recharge de l'humidité du sol. Kohler (1963) a procédé à une telle approche à partir de la loi d'Horton :

$$f_t = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt}$$

où :

- f_t — vitesse d'infiltration;
- f_o — vitesse d'infiltration initiale;
- f_c — vitesse d'infiltration stable;
- k — constante;
- t — temps.

Expérimentalement, cette formule est incomplète car on remarque (sur un bassin versant), que la recharge de l'humidité du sol durant un orage n'est pas uniquement fonction que de la durée de l'orage et des conditions initiales mais plutôt de la quantité de pluie, c'est-à-dire que l'expression de la capacité d'absorption doit faire intervenir l'intensité de la pluie.

En ce cas, la formule d'Holtan apparaît beaucoup plus satisfaisante :

$$f_t = a U_t^n$$

où :

- f_t — vitesse d'infiltration;
- U_t — le "creux" du sol (le vide du stockage);
- a, n — coefficients.

L'expression à définir pour le modèle devrait donc :

- d'une part, ne pas être en désaccord avec les diverses lois classiques d'infiltration (ramenées à la notion de capacité d'absorption) en cas de pluie constante et donc être assez souple pour pouvoir, selon la valeur de ses paramètres, simuler des phénomènes équivalents;

- d'autre part, tenir compte de l'intensité de pluie.

L'expression, parfaitement empirique, s'écrit :

$$f_t = S_t = P_t / (1 + a e^{b S t})$$

et permet effectivement de s'adapter aux diverses lois théoriques ou empiriques reconstituées dans la littérature.

La partie production est complétée par la prise en compte des phénomènes d'évaporation.

Le niveau du réservoir S est diminué, à chaque pas de temps, de la valeur d'évapotranspiration, valeur calculée à partir d'un indice d'évapotranspiration potentielle, réduit selon l'état d'humidité du sol.

Indépendamment des phénomènes de transpiration, la forme de la courbe Evaporation/Evaporation potentielle a été expérimentalement déterminée en fonction de la teneur en eau moyenne de l'échantillon.

Si on appelle θ_k la teneur en eau correspondant à l'évaporation potentielle (la capacité de rétention) et θ_o la teneur en eau pour laquelle l'évaporation est nulle (point de flétrissement), la courbe (Fig.5) présente une forme suivante :

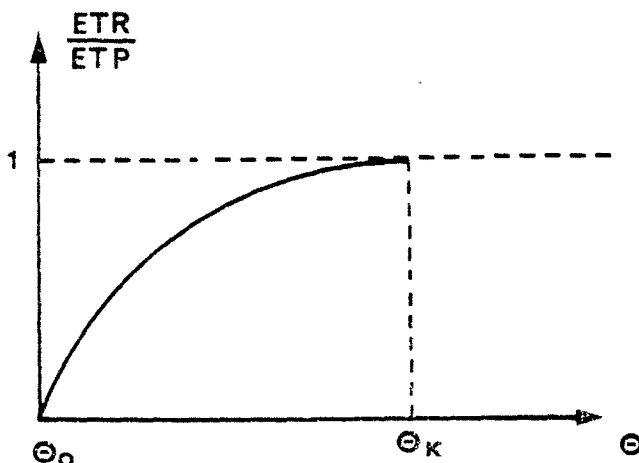


Fig.5. Relation entre la teneur en eau et le rapport ETR/ETP.

En supposant que la transpiration varie à peu près comme l'évaporation, une expression assez générale a été formulée, permettant la reconstitution de ce type de courbe sans introduire de véritable seuil :

$$\frac{ETR}{ETP} = 1 - e^{-\Delta S t}$$

On a donc à chaque pas de temps Δt , une nouvelle évolution du niveau du réservoir S selon :

$$S_{t+1} = S_t + \Delta S_t - ETR$$

4.3.2. Fonction de transfert

L'hydrogramme observée à l'exutoire d'un bassin est formé :

- du ruissellement de surface lié à tout un ensemble de phénomène élémentaire tel que friction, accélération due aux jonctions et aux ruptures de pentes, dépression, rigoles etc.;

- du ruissellement hypodermique provenant de l'eau s'infiltrant et circulant latéralement dans les horizons supérieurs et qui sera captée par de petits cours d'eau lors de son déplacement pour ruisseler ou être réinfiltré;

- et enfin du ruissellement souterrain composante de base de l'hydrogramme.

Si on ajoute à ces composants la propagation de la crue dans les biefs principaux et l'action des précipitations sur les retenues et les cours d'eau, on est amené naturellement, devant la complexité des phénomènes, à procéder à une approche globale.

Cette approche s'effectue généralement et depuis un certain nombre d'années, par passage dans une suite de réservoirs linéaires ou non.

Dans le modèle CREC, l'écoulement de surface est transféré par passage dans deux réservoirs linéaires.

Cette équation, combinée à l'équation de continuité :

$$P = \frac{dS}{dt} + Q = m \frac{dQ}{dt} + Q$$

conduit, une fois discrétisée, à :

$$Q_{t+1} = \frac{\Delta t}{2m + \Delta t} (P_t + P_{t+1}) + \frac{2m - \Delta t}{2m + \Delta t} Q_t$$

Connaissant à chaque pas de temps la fraction d'eau S_t précipitée servant à combler le déficit d'humidité, la fraction restante $P_t - S_t$ (ruissellement superficiel) est considérée comme efficace, c'est-à-dire qu'elle participera à l'écoulement hypodermique et souterrain.

Cette fraction d'eau ($P_t - S_t$) alimente une zone intermédiaire H qui joue un double rôle :

- vidange non linéaire de la forme $H = C\sqrt{Q_H}$ et correspondant à ce qui a été défini comme l'écoulement hypodermique;

- percolation vers la zone souterraine G quand un seuil d'emmagasinement potentiel a été atteint :

$$Q_{\text{percolation}} = d (H - H_0)$$

Enfin, la zone souterraine G est assimilée à un réservoir linéaire d'équation $G = e Q_G$.

Sa vidange, au lieu d'être mise sous la forme utilisée pour l'écoulement de surface, s'écrit selon l'expression équivalente :

$$Q_G = X Q_G^t + (1 - X) q_G^{t-1}$$

Le schéma du modèle est présenté par Fig.6.

4.4. Modèle Bassin versant-Etang

Le modèle que l'on utilise est une version simplifiée du modèle CREC à 12 paramètres pour lequel de multiples études de sensibilité des divers paramètres dans différents contextes physico-climatiques (Combes V., 1985) nous amènent à ne retenir que cinq paramètres essentiels dans le réglage du modèle :

- X_1 — paramètre lié en quelque sorte au transfert;
- X_2, X_3 — paramètres liés à la production;
- X_5 — paramètre lié au débit qui sort de H vers G ;
- X_6 — paramètre lié au débit qui sort de G .

Les autres paramètres sont peu sensibles, aussi leur avons-nous attribué des valeurs qui conviennent dans la majorité des cas.

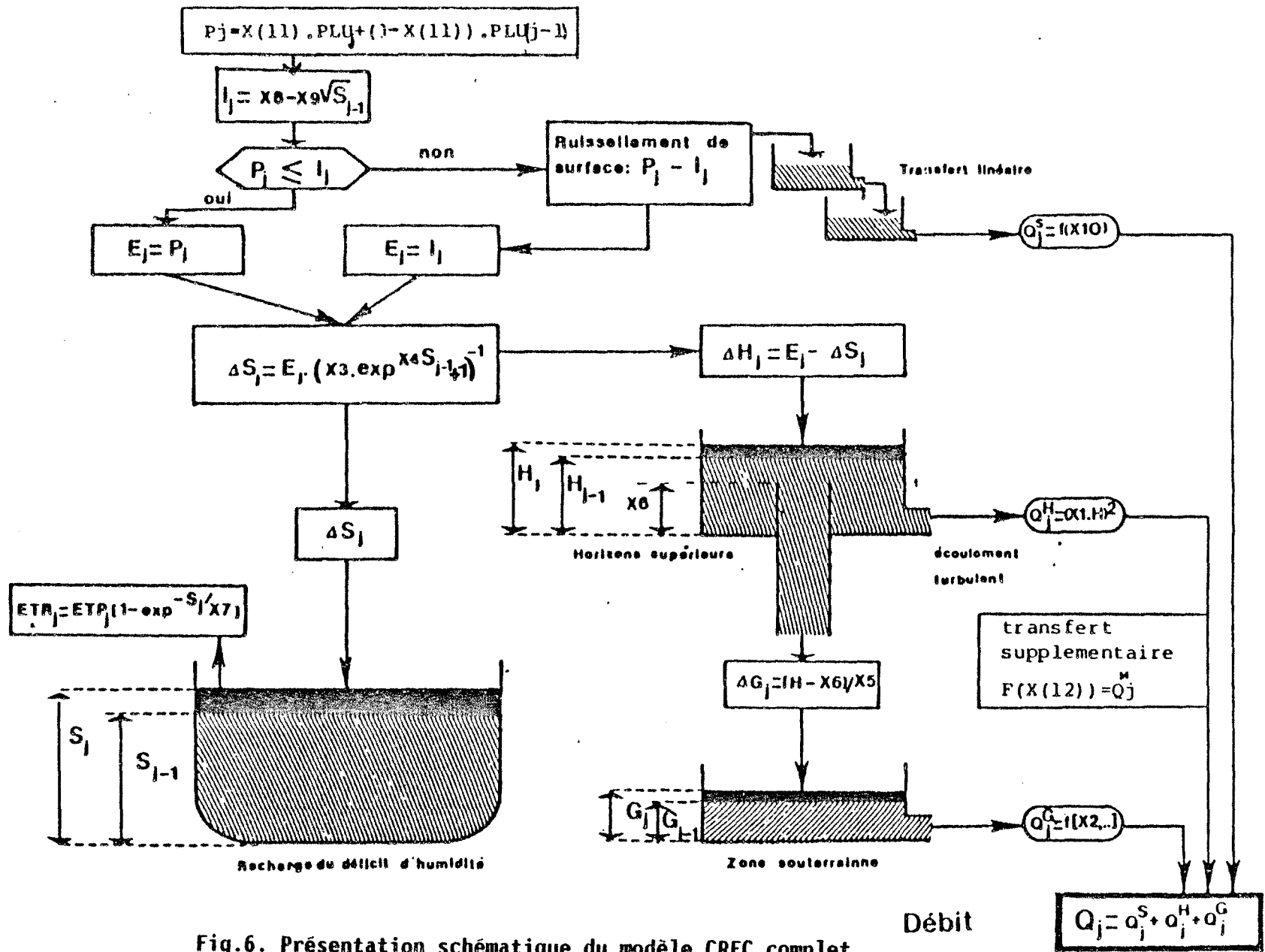


Fig.6. Présentation schématique du modèle CREC complet.

La première simplification du modèle réside dans la présence d'un réservoir S en "cul-de-sac" qui correspond à un volume d'eau qui n'atteindra jamais l'exutoire, ce réservoir a deux rôles :

- régulation du bilan par une sortie du modèle qui est une fonction d'évapotranspiration réelle selon la loi :

$$ETR = ETP \left(1 - \exp \left(- \frac{S}{0.1} \right) \right)$$

- modulation de la fonction de bilan.

La loi de production qui répartit l'eau entre réservoir S et réservoir H est une loi d'infiltration, fonction du réservoir S, la quantité d'eau vers S s'écrit:

$$P' = P / (1 + X_3 \exp (S/X_2))$$

Le niveau du réservoir H, soumis à la pluie nette, régit la fonction de transfert qui est une combinaison de lois de tarissement. Elles sont inspirées des lois de Tison et de Maillet. L'écoulement à la sortie de H est réparti en transfert rapide Q_H par la loi de Tison et transfert lent vers le réservoir G proportionnel à H.

La loi de Tison représente un tarissement hypodermique:

$$\begin{aligned} Q_H &= Q_0 / (1 + A_t)^2 = H^2 / X_1 \\ G_H &= H / X_5 \end{aligned}$$

L'écoulement souterrain à la sortie de G est :

$$Q_G = X_6 Q_G + (1 - X_6) G_H$$

il est aussi proportionnel à G, donc la formule Q_G devient :

$$Q_G = G / X_6$$

La dernière simplification consiste à éliminer le ruissellement superficiel. Cette étude se limite à un bassin de faible taille (281 km²) en climat Méditerranéen, un tel ruissellement superficiel est très rarement observé, d'autre part, nous nous sommes intéressés au total des apports du bassin versant. Dans ces conditions, il est possible d'éliminer le ruissellement de surface du bassin versant.

Enfin le modèle Bassin versant-Etang à cinq paramètres est présenté par Fig.7.

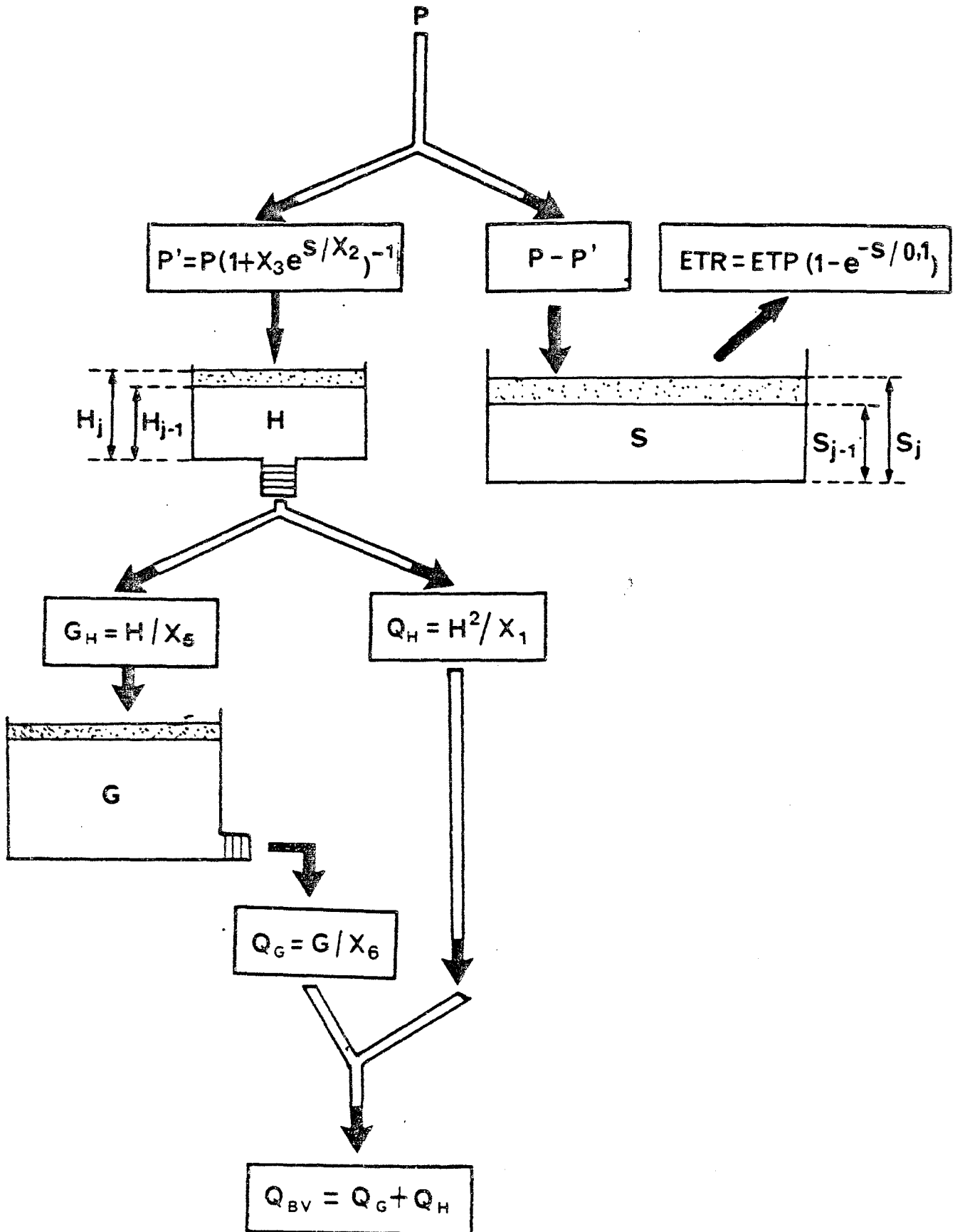


Fig.7. Présentation schématique du sous modèle Bassin-Etang.

4.5. Modèle Etang-Mer

Ce modèle a pour but d'estimer les échanges-en volume et en salinité-entre l'étang de Thau et la mer.

Supposons que la salinité de l'étang est influencée par les facteurs suivants :

- des apports qui viennent du bassin versant (obtenus par le modèle précédent Q_{bv});

- la pluie précipitée sur le plan d'eau;

- l'évaporation d'eau du plan d'eau: quand l'évaporation est forte, la salinité va augmenter sensiblement, sinon c'est l'inverse. Il y a un cas particulier, si la température de l'air est très élevée surtout en été, la salinité de l'étang peut être supérieure à celle de la mer, mais en général, la salinité de la mer est toujours plus grande que celle de l'étang;

- des échanges du volume d'eau avec la mer; s'il y a un volume d'eau de la mer qui rentre dans l'étang, ou un volume d'eau de l'étang qui sort vers la mer, cela provoquera une variation de la salinité de l'étang.

Dans ce modèle, on considère que le volume d'eau de l'étang V_0 ne varie pas avec le temps. Si des apports du bassin versant rentrent dans l'étang, ils vont sortir de l'étang vers la mer avec le même volume, c'est le cas de la dilution, car les apports du bassin versant sont de l'eau douce (concentrations nulles ou très faibles). Au contraire s'il y a un volume d'eau de mer qui rentre dans l'étang par les canaux, la salinité de l'étang va augmenter, c'est le cas de la concentration. Donc on doit considérer deux cas séparément dans ce modèle.

4.5.1. Cas de dilution

Selon Fig.8, la quantité du volume d'eau qui rentre dans l'étang est:

$$\Delta V = VQ + VP - VETP$$

où :

- VQ — volume d'eau amené par le bassin versant;
- VP — volume d'eau de la pluie sur le plan d'eau;
- $VETP$ — volume d'eau évaporée sur le plan d'eau.

D'après le principe de conservation de la quantité du sel entre l'instant t et l'instant $t + \Delta t$ (conservation de la masse du sel), on a:

- à l'instant t , la quantité du sel est de : $C_0 V_0$;

- à l'instant $t+\Delta t$, la quantité du sel est de: $C_1 V_1$;
soit :

$$C_1 V_1 = (C_o + \Delta C_1) (V_o + \Delta V)$$

on obtient donc :

$$C_o V_o = (C_o + \Delta C_1) (V_o + \Delta V)$$

$$\Delta C_1 = - C_o \frac{\Delta V}{V_o + \Delta V}$$

Puisque le volume ΔV est beaucoup plus petit que le volume total V_o , on l'enlève, la formule devient:

$$\Delta C_1 = - C_o \frac{\Delta V}{V_o}$$

On voit que c'est toujours négative, cela veut dire que l'étang de Thau sera dilué par une diminution de la salinité ΔC_1 .

4.5.2. Cas de concentration

Selon Fig.9, on voit que la quantité du volume d'eau sortant de l'étang par l'évaporation est :

$$\Delta V = VETP - (VQ + VP)$$

Selon le même principe, on a:

- à l'instant t , la quantité du sel est de : $C_o V_o + C_m \Delta V$
- à l'instant $t+\Delta t$, la quantité du sel est de $V_o (C_o + \Delta C_1)$

On obtient donc :

$$C_o V_o + C_m \Delta V = (C_o + \Delta C_1) V_o$$

$$\Delta C_1 = C_m \frac{\Delta V}{V_o}$$

Dans le second cas, puisque ΔC_1 est toujours positive, l'étang de Thau sera concentré par une augmentation de la quantité de la salinité ΔC_1 .

Dans ce modèle on ajoute en plus un échange permanent, et linéaire entre l'étang et la mer. La quantité d'entrée pendant Δt est égale à

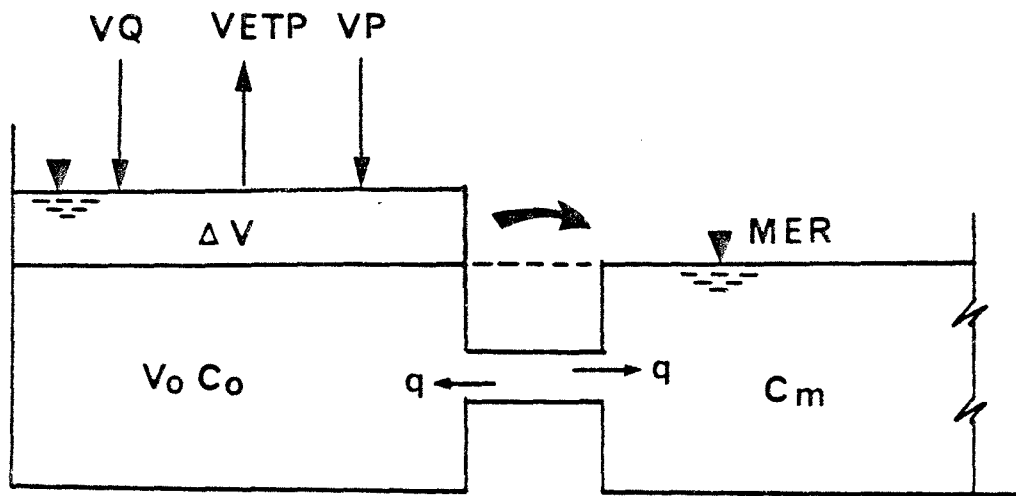


Fig.8. Schématisation du cas de dilution.

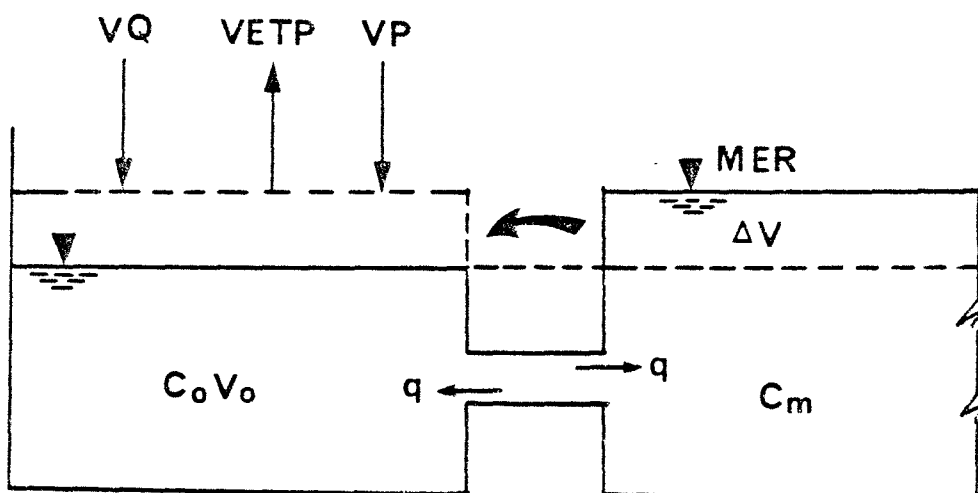


Fig.9. Schématisation du cas de concentration.

celle de sortie, donc d'après le principe de la conservation du sel on peut établir une relation entre la quantité de sel à l'instant t et à l'instant $t + \Delta t$.

Le volume d'entrée et de sortie sont de :

$$V_s = q \Delta t, \quad V_e = q \Delta t$$

on obtient l'équation suivante :

$$C_o V_o - V_s C_o + V_e C_m = V_o C_o'$$

$$C_o V_o - C_o q \Delta t + C_m q \Delta t = C_o' V_o$$

$$V_o (C_o' - C_o) = (C_m - C_o) q \Delta t$$

$$\Delta C_2 = C_o - C_o' = \frac{q \Delta t}{V_o} (C_m - C_o)$$

Puisque q et Δt sont constantes, $q \Delta t / V_o$ est donc constant, on peut poser que :

$$X_4 = \frac{q \Delta t}{V_o}$$

où : X_4 — paramètre d'échange permanent.

Donc le volume d'échange pendant Δt est égal à :

$$V_e = q \Delta t = X_4 V_o$$

L'équation d'échange permanent ajoutée dans le modèle devient :

$$\Delta C_2 = X_4 (C_m - C_o)$$

Le schéma du modèle Etang-Mer est donné par Fig.10.

4.6. Modèle global Bassin versant-Etang-Mer

Le modèle global est obtenu en combinant le modèle Bassin versant-Etang et le modèle Etang-Mer. Ce modèle présenté ici est capable de simuler la réponse hydrologique de l'écosystème de l'étang de Thau aux variations de la précipitation, de l'évaporation potentielle. Dans ce modèle il y a six paramètres parmi lesquels cinq viennent du modèle Bassin versant-Etang et un vient du modèle Etang-Mer. A l'entrée du modèle, on donne la précipitation, l'évapotranspiration potentielle, on obtient la série des salinités, des apports du bassin versant et des volumes

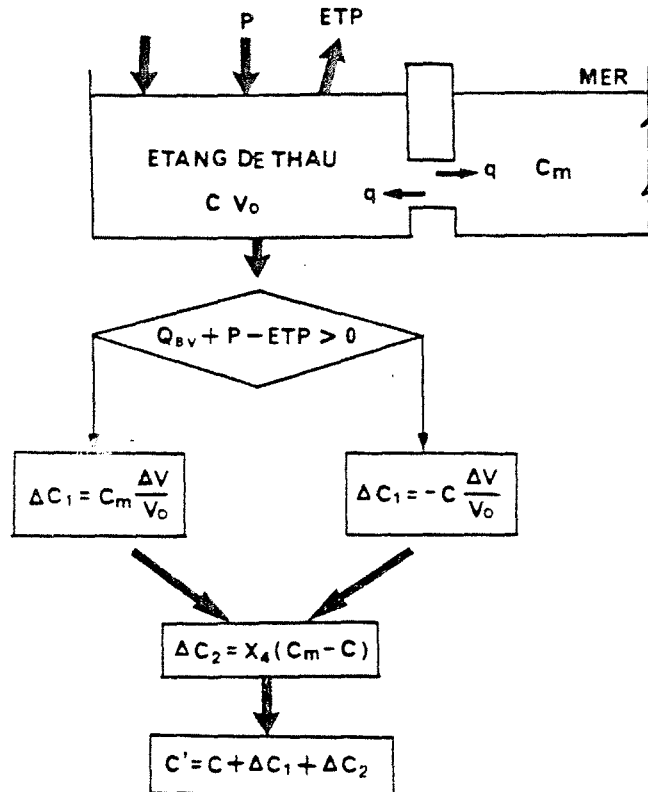


Fig.10. Présentation schématique du modèle Etang-Mer.

d'échange entre l'étang et la mer à la sortie du modèle. Ces six paramètres sont optimisés par la méthode de Rosenbrock. La Fig.11 présente le modèle global hydrologique de l'écosystème de l'étang de Thau.

4.7. Méthode de calage des paramètres du modèle

Comme on a dit auparavant, le modèle global contient six paramètres, ces paramètres ne sont que très rarement déterminés a priori de façon précise. Le caractère global de la formulation des phénomènes ne permet pas de définir les divers paramètres artificiellement et un quelconque rapprochement de ceux-ci avec différents index mesurables sur le terrain ne peut se faire qu'après une application systématique d'un même modèle à un grand nombre de bassins.

On est donc amené à utiliser des méthodes de détermination numérique, dites parfois méthodes d'optimisation, opérationnelles depuis la mise en service de l'ordinateur puissant.

Il s'agit de trouver le jeu de six paramètres du modèle global, donc d'un système non linéaire, rendant minimum un critère d'écart entre série observée et série calculée.

La formulation du critère est un facteur non négligeable au niveau de la nature des résultats. Si un critère type carré des écarts favorise

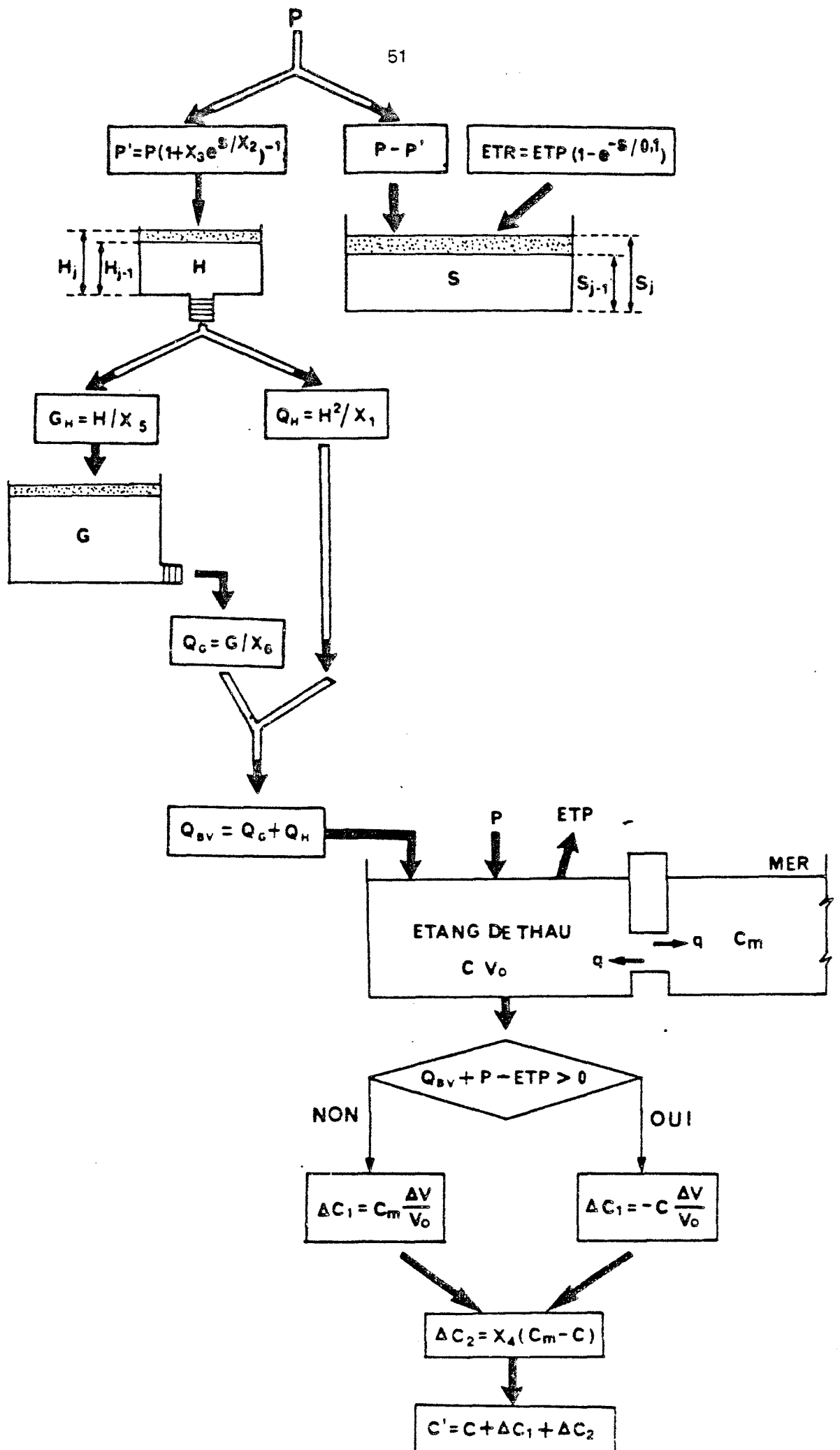


Fig.11. Présentation schématique du modèle Bassin-Etang-Mer.

la reconstitution des débits de crue, un écart relatif rendra par contre préférentiels les faibles débits. Le critère employé dans le modèle est un carré des écarts :

$$F = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_{obs} - S_{cal})^2$$

où : N — nombre d'événements.

La méthode employée pour minimiser ce critère est celle de Rosenbrock (Comary et Guilbot, 1971).

4.8. Application du modèle au bassin versant de Thau

4.8.1. Données utilisées

Il est nécessaire, de connaître la superficie du bassin versant de l'étang (281 km²), et la lame d'eau précipitée au pas de temps journalier comme information d'entrée du modèle.

Les mesures de l'évapotranspiration potentielle n'étant pas effectuées sur le lieu étudié, nous avons été amené à employer des données de l'évapotranspiration potentielle à la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues.

Il est fréquent, lors de l'application de modèles conceptuels, que l'utilisation d'une entrée ETP trop fine ou trop spécifique aille à l'encontre d'une bonne reconstitution aussi paradoxal qu'il puisse paraître en première analyse. Les valeurs journalières d'ETP (type Penamn) font intervenir, en un site, des variables climatiques nombreuses et du fait de la représentativité spécifiquement locale de ces informations les valeurs d'ETP sont inextrapolable, leur variabilité, d'un jour sur l'autre, risque de nuire au calage du modèle.

Il paraît préférable, au moins pour des bassins de superficies supérieures à une dizaine de km², d'employer des valeurs d'ETP décadaires ou mensuelles qui, en quelque sorte, saisonnalisent simplement le processus de reconstitution des débits. Dans ce modèle les valeurs d'ETP décadaires sont calculées par la formule de Penman et fournies par la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues.

4.8.2. Résultats du calage des paramètres

Une période de détermination des paramètres a été choisie (1964-1967) et l'optimisation a rapidement conduit aux valeurs suivantes (Tableau 5).

4.8.3. Vérification du modèle

Après extrapolation sur la période 1968-1973, en utilisant les paramètres optimaux, l'examen de la série chronologique des salinités simulées sur 1968-1973 est extrêmement satisfaisant (annexe 1), mais à partir de 1974, les valeurs de la salinité simulée sont sous-estimées

| P A R A M E T R E S | | V A L E U R S | |
|--|--|---------------|--|
| X_1 (vidange du réservoir H) | | 45.9 | |
| X_2 (paramètre de la fonction de production) | | 201.3 | |
| X_3 (paramètre de le fonction de production) | | 0.428 | |
| X_4 (paramètre d'échange permanent) | | 0.0055 | |
| X_5 (percolation de réservoir H à réservoir G) | | 55.20 | |
| X_6 (vidange du réservoir G) | | 231.5 | |
| Fonction de critère | | 2.32 | |

Tableau 5. Résultats du calage des paramètres

systématiquement, parfois la salinité calculée atteint 18‰. La cause de cette dérive est bien évidente :

- d'une part, en 1974 on a ouvert le grau de Pisses-Saumes afin d'améliorer la circulation des eaux de l'étang, cette ouverture a provoqué une augmentation de la salinité de l'étang en moyenne, liée à une augmentation des échanges entre l'étang et la mer;

- d'autre part, en 1974, l'appareil de mesures a été changé, ce qui a pu entraîner une "erreur" de mesure.

4.8.4. Choix de la date de la cassure

Pour corriger le modèle, on doit déterminer la date de la cassure, c'est-à-dire la date à partir de laquelle le modèle Etang-Mer ne fonctionne plus, puis on doit refaire le calage pour le paramètre X_4 .

La méthode utilisée est celle du double cumul:

On a une série de la salinité observée :

$$Y_i \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

et une autre série de la salinité simulée :

$$X_i \quad (i = 1, 2, \dots, N)$$

on calcule l'écart suivant :

$$U_k = Y_k - M, \quad V_k = X_k - M$$

où : M - valeur constante, on prend la moyenne d'une série (30‰).

Les valeurs de cumuli sont données par les formules suivantes :

$$X_k = \sum_{1}^k V_k, \quad Y_k = \sum_{1}^k U_k$$

Enfin la relation entre Y_k et X_k est présentée par Fig.12. Si les valeurs de X_k correspondent bien aux celles de Y_k , cette courbe sera une droite $Y_k = X_k$, mais on voit bien qu'il existe une dérive, la date de cette dérive est en février 1974.

4.8.5. Recalage du modèle et sa vérification

On suppose que la cassure provient principalement de l'ouverture du grau de Pisses-Saumes, on doit donc refaire le calage du paramètre X_4 en fixant les cinq autres paramètres. Ce paramètre a été recalé sur la

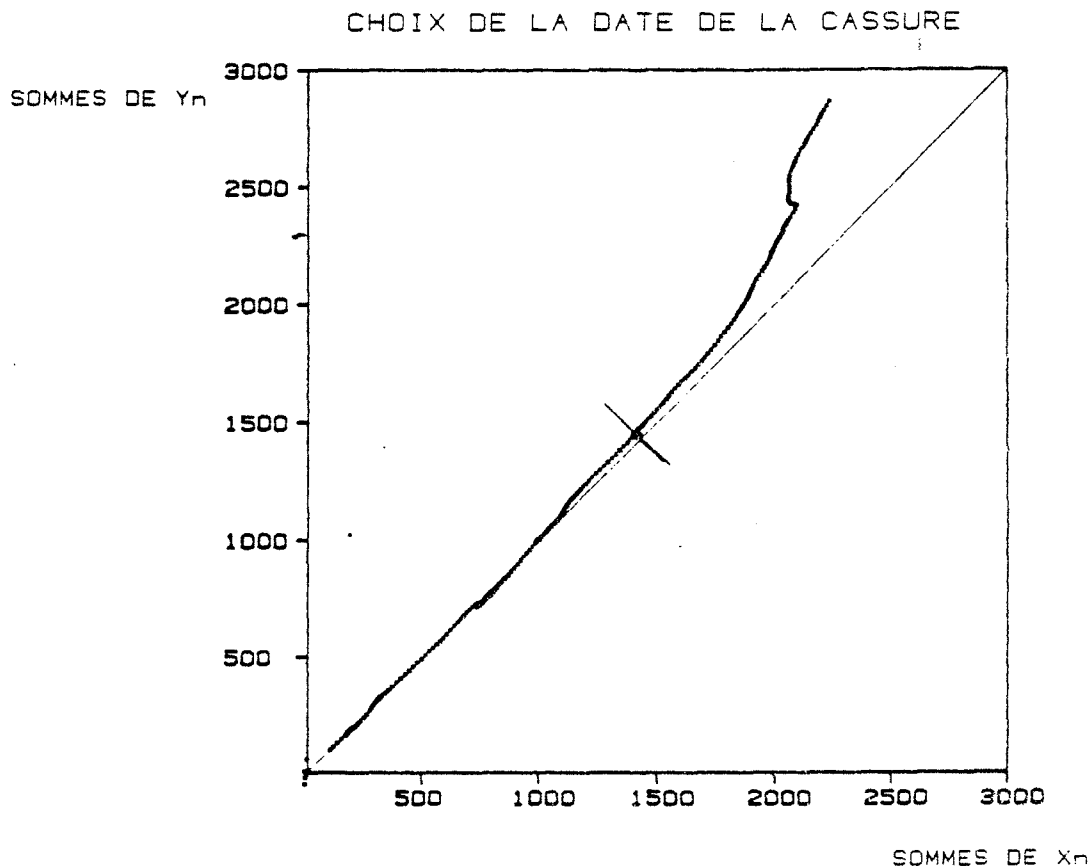


Fig.12. Schématisation de la méthode du choix de la date de la cassure

période 1974-1977, l'optimisation a donné la valeur de 0.009 au lieu de 0.0055, cela traduit que le volume d'échange est plus grand qu'avant (la valeur de la fonction critère est de 1.75). La série chronologique de la salinité simulée sur la période de la vérification 1978-1984 est satisfaisante dans l'ensemble par rapport à la série observée (annexe 1).

4.8.6. Vérification des caractéristiques statistiques des résultats du modèle

Le performance d'un modèle peut être représentée par les caractéristiques statistiques des résultats du modèle. Dans notre cas on a calculé les valeurs suivantes : l'écart type, la moyenne, l'écart quadratique moyen, le coefficient de corrélation et le coefficient de détermination pour les séries calculées et observées. Ces valeurs sont mises dans le tableau 6.

Selon les valeurs du tableau 6, on constate que la variabilité de la série calculée est moins forte que celle de la série observée (2.88 contre 3.25), mais la variance expliquée par le modèle est de 89%, la précision du modèle est donc suffisante.

| | S cal | S obs |
|------------------------------|-------|-------|
| Moyenne | 34.64 | 34.79 |
| Ecart type | 2.88 | 3.25 |
| Ecart quadratique moyen | | 1.16 |
| Coefficient de corrélation | | 0.935 |
| Coefficient de détermination | | 89% |

Tableau 6. Valeurs statistiques des résultats du modèle

4.8.7. Les différents apports annuels

A partir du modèle, on peut calculer les termes suivants:

- le volume annuel de la pluie précipitée sur le bassin versant (VPBV);
- le volume annuel de la pluie ruisselée dans le sous-sol du bassin versant (VPRBV);
- le volume annuel de la sortie du sous-sol (du réservoir H)(VQH);
- le volume annuel de la sortie de la nappe (du réservoir G);
- le volume annuel de l'évaporation (VETPE) et de la pluie précipitée sur le plan d'eau (VPE).

Le bilan de ces termes est présenté dans le tableau 7 (en unité Mm³). Dans ce tableau les valeurs de la troisième colonne donnent les apports qui viennent du sous-sol, et la quatrième colonne représente les apports de la nappe. Les apports du bassin versant de l'étang sont égaux à la somme de ces deux termes et donnés dans la cinquième colonne. On peut aussi constater que si la pluie est forte, les apports du bassin versant augmentent, mais surtout VQH donne une grande partie de ces apports, et il varie beaucoup plus avec la pluie que VQG, ce dernier est à peu près stable et dépend peu de la pluie. Les apports du bassin versant dépendent donc principalement de la contribution des apports du sous-sol. Les variations annuelles de ces différents termes ont été aussi présentés par les graphiques (Fig.13).

4.8.8. Volume d'échange entre l'étang et la mer

Quant au volume d'échange, on peut estimer par la formule suivante:

$$V_e = q \Delta t = N V_o X_4$$

où :

N — nombre de jours, si on fait un bilan annuel

N est égale à 365;

V_o — volume total de l'étang;

X_4 — paramètre d'échange permanent.

- Avant l'année 1974 ($X_4 = 0.0055$)

Le volume d'échange annuel est de :

$$V_e = 365 \cdot 0.0055 \cdot V_o \approx 2 V_o$$

Cela veut dire que le volume annuel moyen d'échange entre l'étang et la mer par des canaux est environ de deux fois le volume d'eau de l'étang pendant la période 1964-1973.

- Après l'année 1973 ($X_4 = 0.009$)

Le volume d'échange selon le même principe est de :

$$V_e = 365 \cdot 0.009 \cdot V_o \approx 3.2 V_o$$

Après l'année 1973, le volume annuel moyen d'échange par des canaux est environ égale à 3.2 fois le volume de l'étang. Cela indique que l'ouverture du grau de Pisses-Saumes a entraîné une augmentation du volume d'échange avec la mer qui est 1.2 fois plus qu'avant, c'est l'explication actuellement recherchée.

| ! Années ! | ! VPBV ! | ! VPRBV ! | ! VQH ! | ! VQG ! | ! VQH+VQG ! | ! VETPE ! | ! VPE ! |
|------------|----------|-----------|---------|---------|-------------|-----------|---------|
| ! 1964 ! | ! 280 ! | ! 123 ! | ! 114 ! | ! 12 ! | ! 126 ! | ! 73 ! | ! 65 ! |
| ! 1965 ! | ! 208 ! | ! 93 ! | ! 93 ! | ! 12 ! | ! 104 ! | ! 77 ! | ! 45 ! |
| ! 1966 ! | ! 184 ! | ! 75 ! | ! 71 ! | ! 11 ! | ! 76 ! | ! 77 ! | ! 46 ! |
| ! 1967 ! | ! 102 ! | ! 42 ! | ! 35 ! | ! 9 ! | ! 44 ! | ! 78 ! | ! 23 ! |
| ! 1968 ! | ! 154 ! | ! 60 ! | ! 51 ! | ! 8 ! | ! 59 ! | ! 72 ! | ! 32 ! |
| ! 1969 ! | ! 337 ! | ! 148 ! | ! 142 ! | ! 11 ! | ! 153 ! | ! 71 ! | ! 77 ! |
| ! 1970 ! | ! 125 ! | ! 52 ! | ! 46 ! | ! 10 ! | ! 56 ! | ! 74 ! | ! 25 ! |
| ! 1971 ! | ! 259 ! | ! 117 ! | ! 104 ! | ! 11 ! | ! 105 ! | ! 72 ! | ! 63 ! |
| ! 1972 ! | ! 262 ! | ! 119 ! | ! 113 ! | ! 13 ! | ! 126 ! | ! 68 ! | ! 62 ! |
| ! 1973 ! | ! 115 ! | ! 46 ! | ! 41 ! | ! 9 ! | ! 50 ! | ! 75 ! | ! 26 ! |
| ! 1974 ! | ! 150 ! | ! 63 ! | ! 59 ! | ! 10 ! | ! 69 ! | ! 73 ! | ! 38 ! |
| ! 1975 ! | ! 122 ! | ! 48 ! | ! 39 ! | ! 8 ! | ! 47 ! | ! 76 ! | ! 33 ! |
| ! 1976 ! | ! 220 ! | ! 89 ! | ! 71 ! | ! 9 ! | ! 80 ! | ! 78 ! | ! 48 ! |
| ! 1977 ! | ! 182 ! | ! 77 ! | ! 65 ! | ! 11 ! | ! 76 ! | ! 72 ! | ! 74 ! |
| ! 1978 ! | ! 175 ! | ! 77 ! | ! 61 ! | ! 10 ! | ! 71 ! | ! 79 ! | ! 45 ! |
| ! 1979 ! | ! 256 ! | ! 135 ! | ! 147 ! | ! 11 ! | ! 151 ! | ! 81 ! | ! 58 ! |
| ! 1980 ! | ! 167 ! | ! 83 ! | ! 61 ! | ! 10 ! | ! 71 ! | ! 79 ! | ! 45 ! |
| ! 1981 ! | ! 154 ! | ! 67 ! | ! 52 ! | ! 9 ! | ! 61 ! | ! 72 ! | ! 36 ! |
| ! 1982 ! | ! 136 ! | ! 56 ! | ! 47 ! | ! 9 ! | ! 56 ! | ! 74 ! | ! 30 ! |
| ! 1983 ! | ! 129 ! | ! 58 ! | ! 44 ! | ! 8 ! | ! 52 ! | ! 70 ! | ! 26 ! |
| ! 1984 ! | ! 185 ! | ! 80 ! | ! 69 ! | ! 9 ! | ! 78 ! | ! 74 ! | ! 40 ! |
| ! MOY ! | ! 185 ! | ! 81 ! | ! 73 ! | ! 10 ! | ! 82 ! | ! 75 ! | ! 43 ! |

Tableau 7. Valeurs du bilan annuel des différents termes hydrologiques.

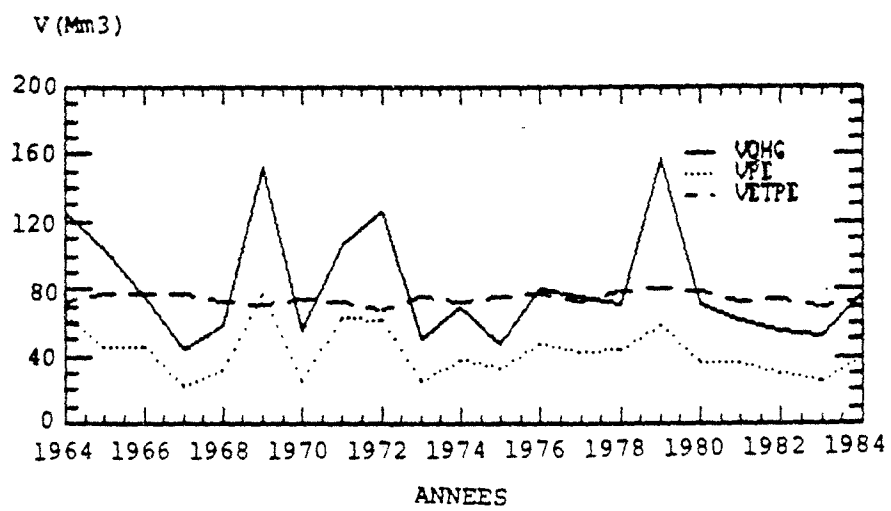
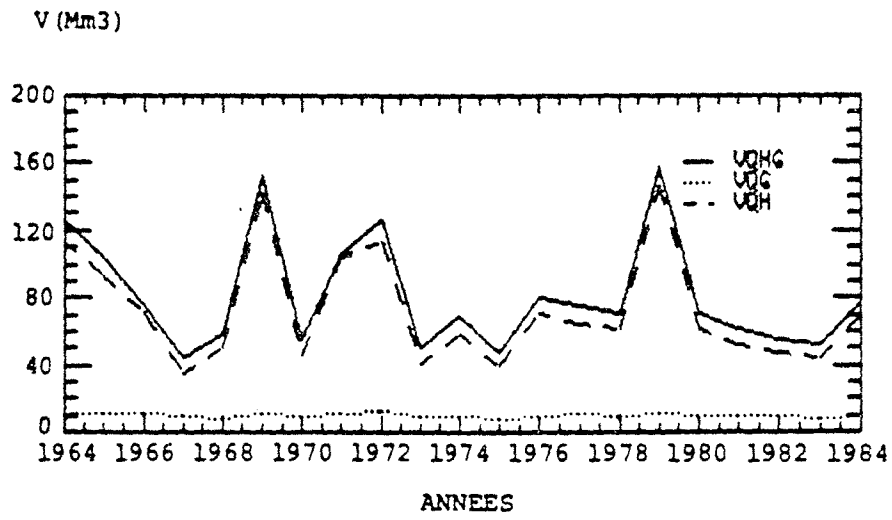
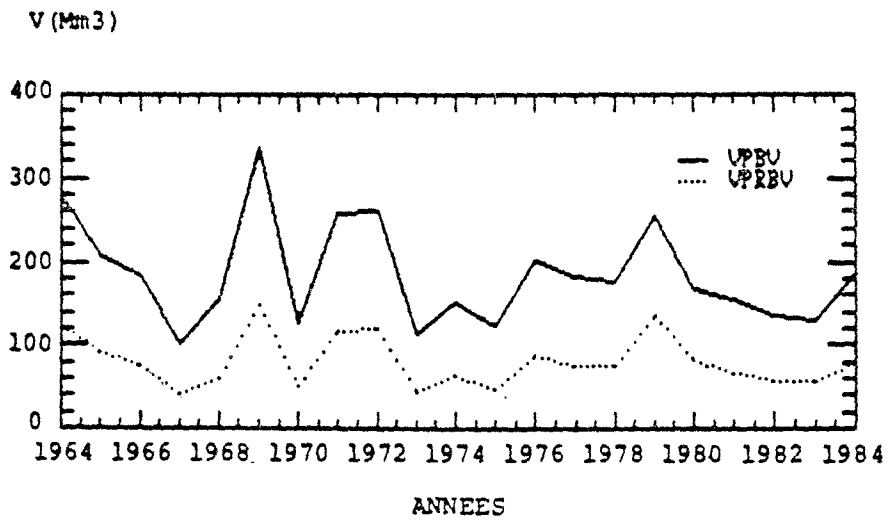


Fig.13. Bilan annuel des différents termes hydrologiques.

4.9. CONCLUSION

Les modèles conceptuels globaux à paramètres optimisés constituent un des outils habituels de l'hydrologie opérationnelle. Ils permettent une simulation réaliste des sorties à l'exutoire d'un bassin versant, à partir de la connaissance des lames d'eau précipitées sur le bassin versant. Ces simulations sont en général de bonne qualité et entrent dans les systèmes de gestion des eaux de bassin versant.

La problématique initiale de notre recherche était axée sur l'étude de l'hydrologie de l'écosystème de Thau. Un modèle global Bassin versant-Etang-Mer du type conceptuel a été établi, les résultats pratiques obtenus par ce modèle se révèlent corrects vis-à-vis de notre objectif de simulation. On peut tirer de cette étude quelques conclusions suivantes:

- les apports moyens du bassin versant sont obtenus par le modèle Bassin versant-Etang, ils sont composés de deux parties, la première partie, de composante rapide est traditionnellement affectée du sol, la seconde, de composante lente, du sous sol. Les variations des apports du sous sol sont fortement liées à celles de la pluie et au contraire les apports souterrains semblent stables au cours de vingt et une années;

- le volume d'échange entre l'étang et la mer a été estimé par le modèle Etang-Mer. Il semble que les hypothèses que l'on a faites, d'un échange permanent et instantané, sont raisonnables. Le volume d'échange est d'environ de deux fois le volume de l'étang avant 1973 et 3.2 fois après 1973. L'effet de l'ouverture du grau de Pisses-Saumes en 1974 s'est révélé, c'est la raison pour laquelle la salinité de l'étang devient de plus en plus élevée, car l'eau de mer étant généralement plus salée que celle de l'étang, plus le volume d'échange augmente, plus l'eau de l'étang est salée, c'est l'explication que l'on cherche pour le moment;

- en effet le modèle global employé est un modèle pluie-salinité par l'intermédiaire de relations entre la salinité, les apports du bassin versant et le volume d'échange avec la mer. La série calculée a été comparée à celle observée, la variance expliquée est de 89%. Les résultats semblent satisfaisants.

CHAPITRE 5

MODELE THERMIQUE DE
L'ETANG DE THAU

5.1. Introduction

La température dans un milieu aquatique (un lac, un étang ou une rivière) est une variable physique très importante dans l'évolution de la qualité de l'eau. Elle a une influence directe, non seulement sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques du milieu, mais aussi sur les propriétés écologiques. Il est donc nécessaire, en tout premier lieu, de se doter d'un outil permettant sa prédiction avec suffisamment de précision.

Deux méthodes principales (méthode statistique et méthode déterministe) ont été proposées pour le calcul et la prédiction de la température de l'eau. La première consiste à établir une corrélation entre la température de l'eau et celle de l'air. On sait que l'approche statistique, contrairement à l'autre, ne tente pas de représenter les mécanismes des phénomènes physiques étudiés mais plutôt de relier la variable estimée aux paramètres météorologiques ou physiques jugés significatifs (Ward, 1963; Kothandarman, 1971; Cluis, 1972; Smith, 1975; Song et Chien, 1977; etc.). Ceci requiert en général d'assez longues séries d'observations. La seconde que nous utiliserons est plus élaborée, elle est basée sur le phénomène d'échange de chaleur entre l'eau et le milieu ambiant.

Nous employons la méthode déterministe pour faire le calcul de la température de l'eau à partir de mesures couramment observées dans une station météorologique. Le modèle fait intervenir les transferts d'énergie à l'interface eau-atmosphère, il permet de calculer l'évolution de la température en fonction du temps dans l'étang de Thau. D'autres phénomènes tels que les seiches, les ondes internes, les effets de bord, les remontées d'eau profonde, les échanges thermiques entre l'étang et la mer et le bassin versant, peuvent également modifier la température, mais leurs effets sont supposés négligeables.

Cette étude peut être découpée en trois parties :

- rappels fondamentaux du rayonnement;
- calcul des différents termes du bilan énergétique;
- établissement du modèle et son application.

Les résultats de calcul pour une période de vingt et une années consécutives seront comparés aux températures observées dans l'étang.

5.2. Rappels fondamentaux du rayonnement

L'énergie terrestre a son origine dans le rayonnement solaire. La puissance rayonnée par le Soleil et parvenant à la Terre est inversement proportionnelle au carré de la distance Terre-Soleil. Ainsi l'énergie parvenant à la Terre durant une période est proportionnelle à l'angle

formé par les rayons vecteurs correspondant au début et à la fin de cette période.

L'angle que fait la direction du Soleil avec le plan équatorial, appelé la déclinaison solaire, peut varier de $+23^{\circ}27'$ à $-23^{\circ}27'$ au moment des solstices, en passant par la valeur 0° définissant les deux équinoxes de printemps et d'automne.

Au moment des équinoxes, la durée de la nuit est égale à celle du jour en tous les points de la Terre. A l'équateur cette égalité est maintenue tout au long de l'année quelque soit la déclinaison solaire.

Comme les rayons vecteurs déterminant les positions des solstices et équinoxes sont opposés ou perpendiculaires, les quantités d'énergie parvenant à la Terre sont identiques durant chacune des quatre saisons :

- printemps (92 jours 20 h);
- été (93 jours 15 h);
- automne (89 jours 19 h);
- hiver (89 jours 1 h).

On peut en déduire sans difficulté que les sommes énergétiques reçues entre les deux solstices par chacune des hémisphères terrestres sont égales entre elles.

Pour calculer l'énergie parvenant au sol qui varie de plus ou moins 3.5% autour de la constante solaire 1400 W/m^2 , il est nécessaire de tenir compte de la véritable distance Terre-Soleil à chaque date de l'année.

5.2.1. Comportement des corps vis-à-vis du rayonnement

5.2.1.1. Corps noir

Pour mettre en évidence la différence de comportement des divers corps quant à la quantité d'énergie émise par unité de temps, on peut établir une référence en considérant un corps idéal "émetteur parfait", et donc fournissant la puissance rayonnée la plus grande dans des conditions données de température. Ce corps, appelé "corps noir", placé à la température T , dans un milieu au zéro absolu, va émettre un rayonnement dont la puissance par unité de surface (émittance du corps noir) est donnée par la loi de Stefan :

$$M_{cn} = \sigma T^4$$

σ , coefficient de Stefan-Boltzmann, vaut $5.67 \cdot 10^{-8}$ lorsque T est exprimée en degré absolu (Kelvin), M_{cn} étant obtenu en watts par mètre carré de surface émissive (W/m^2).

5.2.1.2. Corps quelconques

L'émittance des autres corps, placé dans les mêmes conditions de température que le corps noir sera donnée par la formule :

$$M = \epsilon \sigma T^4$$

ϵ , facteur d'émission (émissivité) du corps, caractérisera celui-ci par rapport au corps noir, et sera compris entre zéro et l'unité ($0 < \epsilon < 1$).

5.2.1.3. Le Soleil

Le Soleil est une source de rayonnement. L'analyse du rayonnement qui nous en parvient montre que nous pouvons considérer le Soleil comme un corps noir placé à une température comprise entre 5800°K et 6000°K , et lui appliquer les lois que nous venons de rappeler.

Son émittance est ainsi de :

$$M = \sigma T^4 = 5.67 \cdot 10^{-8} \cdot (5800)^4 = 64 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$$

L'énergie ainsi rayonnée est pratiquement incluse dans la bande de longueurs d'onde $0.25 \mu\text{m} < \lambda < 4 \mu\text{m}$.

5.2.2. L'interception du rayonnement par les corps

Un corps quelconque placé dans un environnement déterminé peut donc, selon les circonstances, être émetteur ou récepteur de rayonnement. Nous considérons le corps qui reçoit un flux de rayonnement provenant d'une source telle que définie précédemment. De manière générale, ce corps peut absorber une partie de ce rayonnement et en réfléchir une autre partie; quelquefois il peut aussi transmettre une troisième partie (Fig.14).

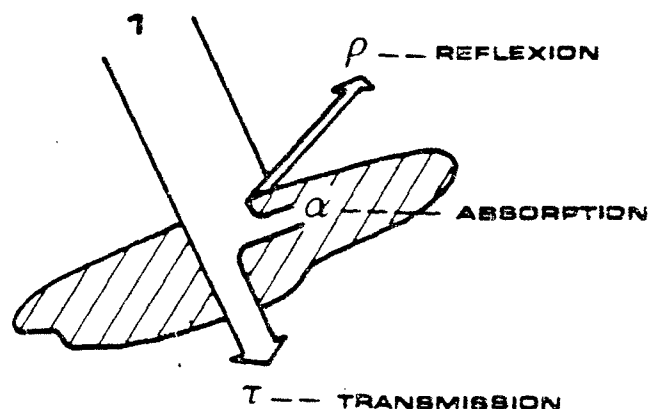


Fig.14. Comportement général d'un corps recevant un flux de rayonnement.

Du point de vue énergétique, ce rayonnement incident correspond à une certaine puissance arrivant à l'instant considéré à la surface du corps, on peut caractériser le comportement de ce dernier par une série de rapports symbolisés par les lettres grecques α , β , τ , et tel que:

$$\alpha = PA / PI , \quad \beta = PR / PI , \quad \tau = PT / PI$$

où :

- PA — puissance absorbée par le corps;
- PR — puissance réfléchie par le corps;
- PT — puissance transmise par le corps;
- PI — puissance incidente;
- α — coefficient d'absorption;
- β — coefficient de réflexion;
- τ — coefficient de transmission.

Les coefficients α , β , τ , étant ainsi définis, on peut écrire que $\alpha + \beta + \tau = 1$.

Dans notre cas, nous nous intéressons à l'absorption. Elle est différente de la réflexion et de la transmission. L'énergie absorbée quitte sa forme rayonnante, et peut être retrouvée sous forme de chaleur au niveau de la surface du corps absorbant. Pour les corps usuels, seule une fraction de l'énergie rayonnante incidente est absorbée (et donc convertie en chaleur). Comme pour l'émission et dans le but d'introduire une comparaison entre les diverses caractéristiques d'absorption, on définit un absorbteur parfait, corps idéal pour lequel $\alpha=1$. Ce corps idéal est le même que pour l'émission, c'est le corps noir, à la fois absorbteur parfait et émetteur parfait. Pour le corps noir on a donc $\alpha = \epsilon = 1$, on démontre que cette égalité du coefficient d'absorption et du coefficient d'émission est valable pour tous les corps lorsqu'il s'agit d'un même rayonnement bien déterminé $\alpha_{\lambda} = \epsilon_{\lambda}$.

5.3. Calcul des différents termes du bilan thermique

5.3.1. Echanges radiatifs

5.3.1.1. Rayonnement solaire direct, diffus et global

Avant d'arriver à la surface du globe terrestre, ce rayonnement subit diverses modifications dans l'atmosphère terrestre, une partie de ce rayonnement avait été diffusée, c'est-à-dire déviée dans toutes les directions. Une fraction de ce rayonnement revient donc vers le sol, mais cette fois, en provenant de l'ensemble de la voûte céleste, et sans direction privilégiée; cette fraction constitue le rayonnement "diffus" (D). L'autre partie du rayonnement arrive directement à la surface du sol (du plan d'eau) sous un angle d'incidence variable essentiellement avec le temps et la latitude du lieu en question, ce rayonnement consti-

tue le rayonnement "direct" (I), lorsque la surface du sol (du plan d'eau) est le plan horizontal, la somme des rayonnements (composante verticale) et diffus, est appelée le rayonnement "global" (G).

Plusieurs méthodes d'estimations de ce rayonnement solaire ont été étudiées par différents auteurs (Duttweiler, 1963; Edinger et Geyer, 1965; Boutin et al., 1981). Bien sur l'utilisation de valeurs mesurées du rayonnement solaire au sol demeure la meilleure approche. L'absence fréquente de mesures nécessite d'estimer le rayonnement solaire dans chacun des sites considérés en fonction de leurs caractéristiques propres (luminosité du sol, position géographique etc.). Il existe deux méthodes d'estimation du rayonnement solaire: celle de Klein qui est une méthode de calcul directe, et celle de De Brichambaut, basée sur des considérations statistiques, qui intègre les influences des divers facteurs locaux (masse optique de l'air, humidité, trouble atmosphérique). La méthode de De Brichambaut a été choisie en raison de sa simplicité. Cet auteur utilise un calcul statistique effectué à partir de longues séries de mesures chronologiques du rayonnement solaire. Les formules obtenues intègrent tous les facteurs intervenant dans l'atténuation du flux solaire: absorption et diffusion du rayonnement solaire par la masse d'air optique, humidité de l'air et densité d'aérosols rencontrées par un rayon solaire vertical. Quelques résultats ont été donnés dans le tableau 8.

| !Hauteur angulaire! ! du soleil (h) | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
|--|------|------|------|------|------|------|--------|
| !-----! | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! G conditions | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! moyennes | ! 53 | !127 | !303 | !482 | !727 | !922 | !1080! |
| !-----! | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! G _{max} ciel très | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! pur | ! 59 | !144 | !331 | !518 | !769 | !978 | !1130! |
| !-----! | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! G _{min} zone | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! industrielle | ! 51 | !110 | !263 | !425 | !655 | !834 | !995 ! |
| !-----! | ! | ! | ! | ! | ! | ! | ! |

Tableau 8. Valeurs de la radiation solaire en fonction de la hauteur angulaire solaire (d'après Eddi,1980).

donc on obtient :

$$\begin{aligned}
 G_{\max} &= 1130 (\sin h) \quad 1.15 \\
 G_{\text{moy}} &= 1080 (\sin h) \quad 1.22 \\
 G_{\min} &= 995 (\sin h) \quad 1.25
 \end{aligned}$$

La formule générale pour estimer la valeur de la radiation solaire maximum au sol (i.e. par ciel clair sans nuage) est la suivante :

$$G_{\max} = AG (\sin h)^{BG}$$

où :

- h — hauteur angulaire du soleil;
- AG, BG — coefficients relatifs à la luminosité et à la couleur du ciel;
- G_{\max} — rayonnement instantané en W/m^2 .

Le rayonnement solaire qui arrive au plan d'eau est en partie absorbé (10 à 95%) et en partie réfléchi vers l'atmosphère (qui le rediffuse) ou vers les corps environnants. On donne le nom d'albédo à la fraction du rayonnement incident qui est renvoyé par le sol ou l'eau. Ce fractionnement est sensiblement sélectif, c'est-à-dire qu'il varie avec les longueurs d'onde des rayonnements considérés. La fraction $A \cdot G_{\max}$ est réfléchie et rediffusée, et l'autre fraction $(1-A) G_{\max}$ est absorbée par le sol ou l'eau.

L'albédo est mesuré en général à une latitude donnée et à différentes époques de l'année (tableau 9).

| Latitude | Janv. | Févr. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Dec. |
|----------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|------|-------|------|------|------|
| 80 N | | | 0.33 | 0.14 | 0.10 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.12 | | | |
| 70 N | | 0.41 | 0.15 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.25 | | |
| 60 N | 0.28 | 0.12 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.10 | 0.16 | 0.44 |
| 50 N | 0.11 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.11 | 0.12 |
| 40 N | 0.10 | 0.09 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.11 |
| 30 N | 0.09 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.09 |
| 20 N | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| 10 N | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 |
| 0 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| 10 S | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| 20 S | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| 30 S | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.06 |
| 40 S | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.11 | 0.10 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.06 | 0.06 |
| 50 S | 0.06 | 0.07 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.13 | 0.11 | 0.08 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 |
| 60 S | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.11 | 0.13 | | 0.27 | 0.07 | 0.08 | 0.07 | 0.06 | 0.06 |

Tableau 9. Valeurs moyennes de l'albédo pour l'Océan Atlantique en fonction du mois et de la latitude (d'après Eddi, 1980).

L'atténuation de ce rayonnement, due à la couverture nuageuse, est prise en compte. Elle varie avec le type de nuages, leur épaisseur,

leur niveau dans le ciel et leur réflexivité. L'influence de la couverture nuageuse est estimée par la formule d'ANGSTROM :

$$\Phi_{\text{RSG}} = G_{\text{max}} (1 - F \cdot C^2)$$

où :

Φ_{RSG} — rayonnement solaire global au plan d'eau;

C — nébulosité, i.e. fraction du ciel couverte par les nuages;

F — coefficient empirique variant avec la hauteur moyenne du soleil (0.65).

La formule complète donnant le flux d'énergie solaire rayonnée qui pénètre dans le plan d'eau est alors estimée :

$$\Phi_{\text{RSG}} = 1130 \cdot (\sin h)^{1.15} (1 - 0.65 C^2) \cdot (1 - A)$$

Le calcul de la hauteur du soleil h peut être fait à partir d'équations astronomiques connues :

$$\sin h = \sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos AH$$

où :

h — hauteur angulaire du soleil;

ϕ — latitude du lieu (signe+ dans l'hémisphère nord);

δ — déclinaison du soleil (en fonction de la date de l'année),

on peut la calculer d'après une formule d'interpolation suivante :

$$\delta = 23.45 \cdot \sin \left(\frac{\pi \cdot (j-82)}{184} \right), \quad j=1 \text{ à } 365$$

AH — angle horaire (défini par le temps solaire vrai local TSV);

AH = TSV - 12 , en minute;

ou AH = (TSV-12)/4, en degré;

TSV = TU + ET + longitude/4

où :

TU — temps moyen mesuré au méridien de Greenwich (en heure);

ET — correction périodique du jour solaire vrai.

Jusqu'ici on peut calculer la hauteur du soleil à n'importe quel instant pendant une journée pour un ciel très clair, et pur.

A partir des formules ci-dessus, on peut notamment établir les courbes de variation de l'énergie captée par un plan d'eau, au cours d'une journée déterminée en un lieu donné ($\psi = 0^\circ$ et $\psi = 43^\circ$), $G_{\text{max}} = f(t)$.

Le temps t , repéré en heure TSV est porté en abscisses, l'énergie G_{ψ} en ordonnées.

Pour chaque TSV, on peut connaître la position du soleil, pour une journée déterminée par ses coordonnées équatoriales (déclinaison δ , et angle horaire AH) connaissant la latitude du lieu ϕ .

On tire $G_{\psi} = f(t)$ pour chaque point horaire, la figure 15 donne un exemple de cette représentation (SE:solstice d'été, EQX:équinoxes, SH:solstice d'hiver).

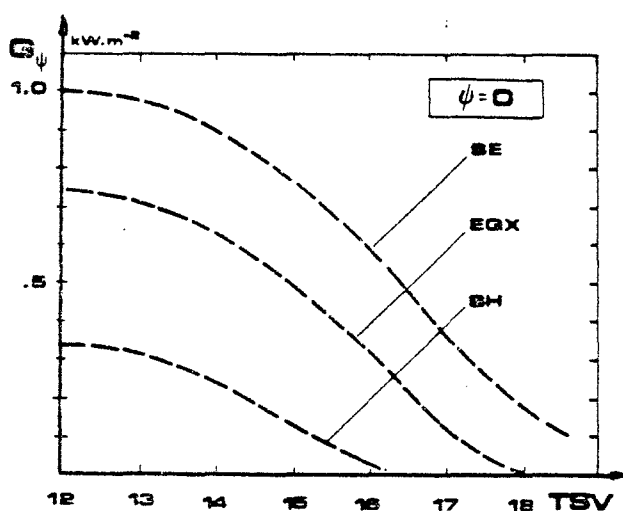


Fig.15(a):
Exemple de variation diurne de l'irradiation d'un plan horizontal, pour quelques journées type (latitude $\phi=43^{\circ}$, inclinaison $\psi=0^{\circ}$).

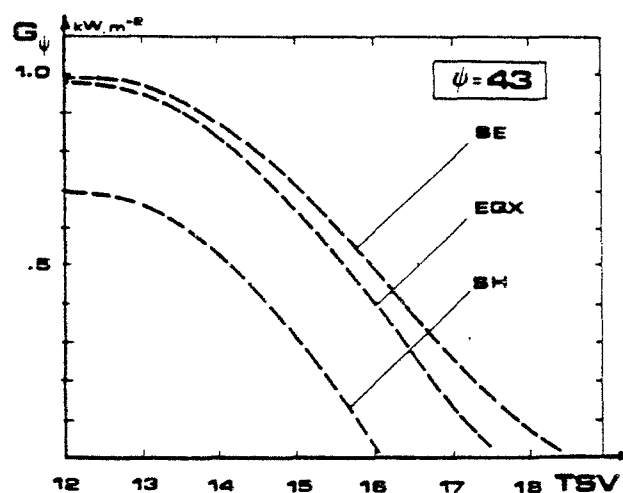


Fig.15(b):
Exemple de variation diurne de l'irradiation d'un plan vertical Sud (latitude $\phi=43^{\circ}$, inclinaison $\psi=90^{\circ}$).

L'intégration de ces courbes fournit l'énergie reçue par le plan d'eau au cours d'une journée claire et ensoleillée.

En effectuant cette opération pour diverses journées au cours d'une année, on aura une estimation de l'énergie maximum connaissant la latitude du lieu (Fig.16(a)).

Pour la latitude 43° , on peut trouver les valeurs de G_0 de chaque mois sur cette figure (tableau 10).

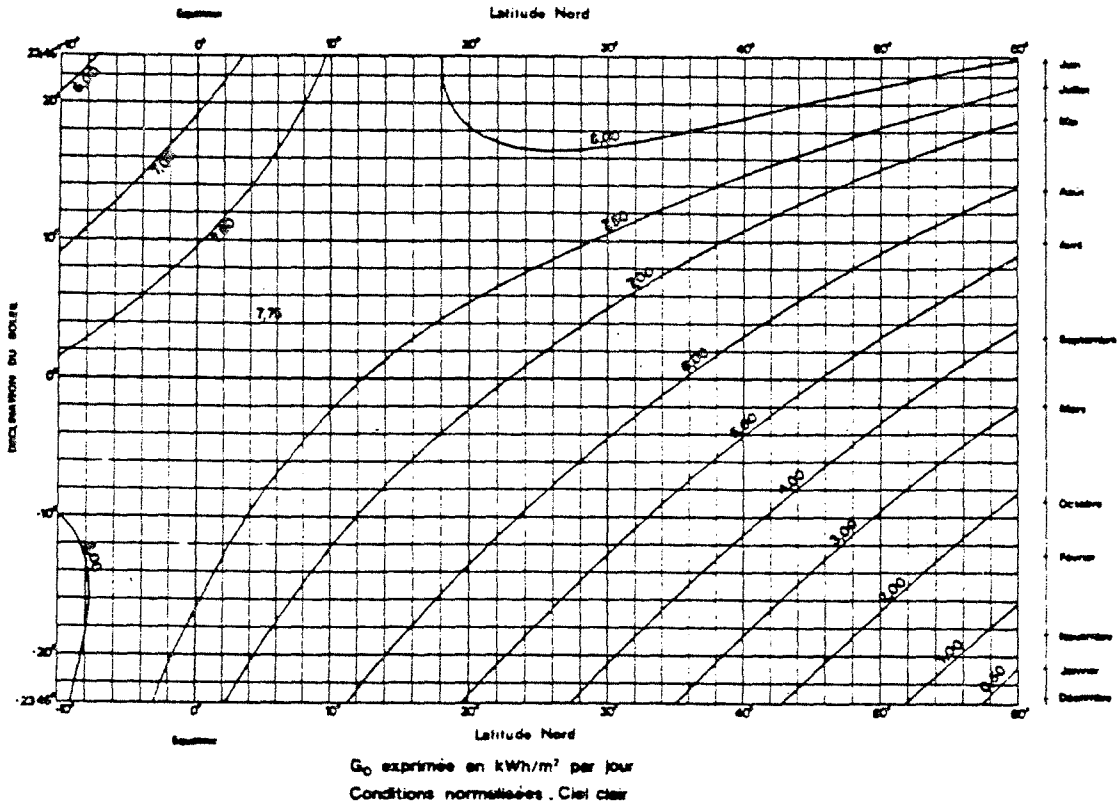


Fig.16(a). Irradiation quotidienne globale d'un plan horizontal en fonction de la latitude du lieu.

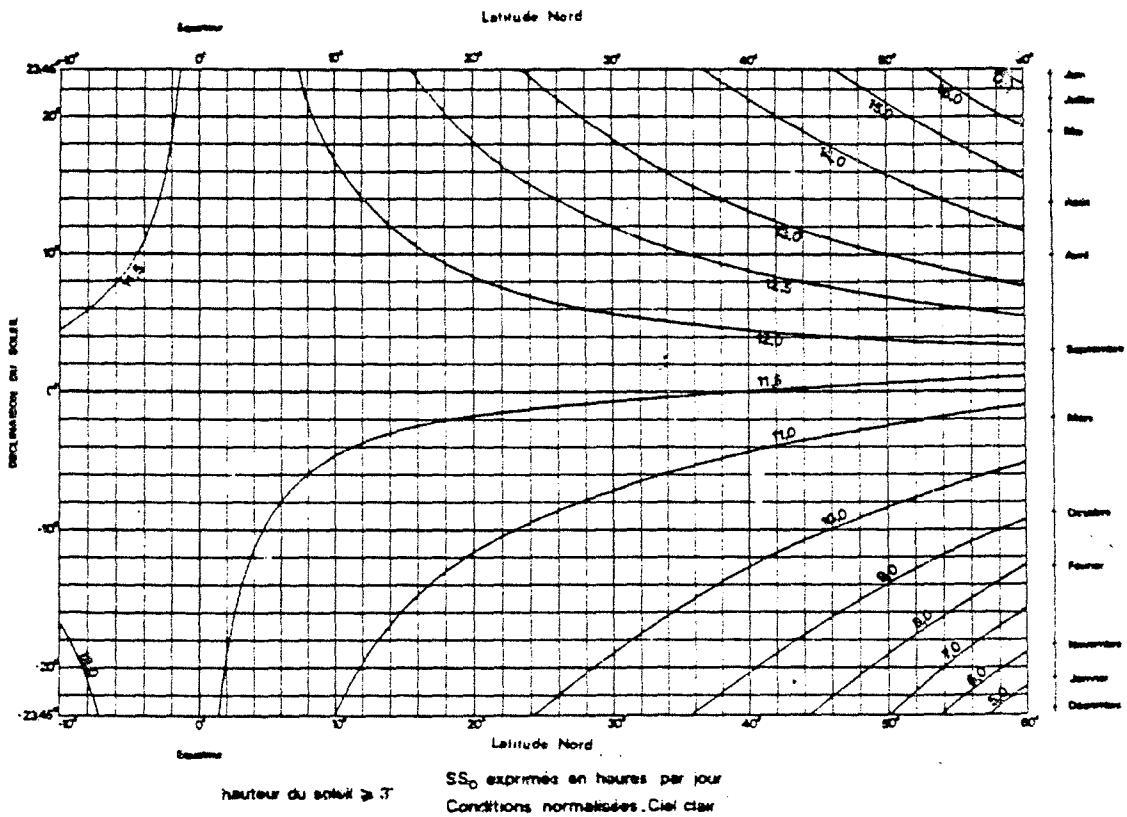


Fig.16(b). Abaque donnant les durées quotidiennes d'insolation en fonction de la latitude du lieu (d'après Peri,1977).

| mois | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Go | 2.3 | 3.4 | 5.0 | 6.3 | 7.7 | 8.3 | 8.0 | 7.3 | 5.3 | 4.0 | 2.7 | 2.3 |

Tableau 10. Valeurs mensuelles de Go en kWh/m².

Selon le tableau 10, on constate que le rayonnement solaire global par ciel clair suit une courbe à peu près sinusoïdale sur une base annuelle, nous pouvons écrire :

$$Go(t) = C_1 + C_2 \cdot \sin \left(\frac{2\pi t}{365} + \phi \right)$$

où:

- C_1, C_2 — constantes estimées;
- t — jours de l'année (1 à 365);
- ϕ — terme d'ajustement de phase.

Les coefficients C_1 , C_2 et ϕ ont été ajustés à partir des valeurs du tableau 10. Ces valeurs sont les suivantes :

$$C_1 = 5.175, \quad C_2 = 3.139, \quad \phi = 4.930.$$

La nébulosité peut être calculée à partir de la fraction d'ensoleillement qui est un rapport de la durée réelle de l'insolation avec la durée maximum d'insolation:

$$C = 1 - (SS/SSo)^{3/5}$$

SSo est la durée maximum (définie par sa latitude Φ), et à une époque de l'année (déterminée par la déclinaison δ du soleil) (Fig.16(b)). SS est la mesure de la durée d'insolation effectivement.

La figure 16(b) fournit les valeurs de SSo pour la latitude nord 43° (tableau 11).

Le tableau 11 montre que la durée d'insolation maximum suit aussi une courbe sinusoïdale. On a déterminé les coefficients C_1 , C_2 et ϕ avec la même méthode que dans le calcul de Go .

| mois | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|
| SSo | 8.5 | 9.3 | 11.2 | 12.7 | 13.8 | 14.5 | 14.2 | 13.2 | 11.8 | 10.3 | 9.0 | 8.3 |

Tableau 11. Valeurs mensuelles de SSo en heure

La formule du calcul de SSo est la suivante:

$$SSo = 11.36 + 2.92 \sin \left(\frac{2\pi t}{365} + 4.90 \right)$$

La formule finale utilisée donnant le rayonnement solaire global qui rentre dans l'étang est la suivante :

$$\Phi_{RSG} = G_0 (1 - 0.65 C^2) (1 - A)$$

5.3.1.2. Rayonnement atmosphérique

Le rayonnement atmosphérique comprend d'une part la fraction du rayonnement solaire diffus de l'atmosphère et d'autre part une fraction importante du rayonnement thermique émis par le plan d'eau, et absorbée par les aérosols de l'atmosphère. Il est essentiellement de type diffus, c'est-à-dire que chaque point de l'atmosphère émet des rayons dans toutes les directions.

Le rayonnement thermique de l'atmosphère a une grande longueur d'onde. Donc il s'effectue dans l'infra-rouge et, par conséquent, est dû uniquement aux gaz présentant des bandes d'absorption dans ce domaine, à savoir l'ozone, le gaz carbonique et surtout la vapeur d'eau, qui joue le rôle principal, lorsque l'air est parfaitement sec. Le pouvoir émissif de l'atmosphère est assez faible (de l'ordre de 0.2), mais augmente avec l'humidité, et devient voisin de 1 par temps couvert.

Le rôle principal joué par la vapeur d'eau, qui est concentrée dans les basses couches de l'atmosphère, a conduit à proposer des formules empiriques exprimant le rayonnement propre de l'atmosphère en fonction de la tension de vapeur d'eau au voisinage du plan d'eau et de la température de l'air au même niveau, pour un ciel sans nuage, en particulier celles de Brunt, Angström et Swinbank. La formule la plus simple, et semble-t-il, la plus utilisée, est celle d'Angström qui a été choisie:

$$\Phi_{RATO} = (a - b e^{-r EA}) \sigma T_a^4$$

où:

σ — constante de Stefan;

T_a — température de l'air en °K;

a, b, r sont des constantes déterminées expérimentalement et variant avec la saison et le site. On prend les valeurs suivantes:

$$a = 0.860, \quad b = 0.305, \quad r = 0.124.$$

EA — pression de la vapeur d'eau dans l'air calculée par la formule ci-dessous :

$$EA = 6.11 \cdot \exp \left(2.3026 \frac{a_1 \cdot T_a}{b_1 + T_a} \right)$$

$$\text{si } T_a > 0, a_1 = 7.5, b_1 = 237.3$$

$$\text{si } T_a < 0, a_1 = 9.5, b_1 = 265.3.$$

L'influence de la nébulosité est donnée par la formule de Bolzt :

$$\Phi_{\text{RAT}} = \Phi_{\text{RATO}} (1 + K \cdot C^2)$$

où :

K — coefficient de la fonction du type de nuage

on prend 0.17 comme valeur de K;

C — nébulosité en dixième.

A la surface, il y a une faible réflexion, cette réflexion modifie le rayonnement atmosphérique et, est de l'ordre de 0.03, ce qui correspond à une émissivité de 0.97.

La formule générale du rayonnement atmosphérique susceptible d'intervenir dans le bilan thermique du plan d'eau est donnée par : (en W/m^2)

$$\Phi_{\text{RAT}} = 0.97 \cdot (1 + 0.17 \cdot C^2) (a - b \cdot \exp (- r \cdot EA)) \sigma T_a^4$$

5.3.1.3. Rayonnement thermique du plan d'eau

Tout corps émet du rayonnement électromagnétique sous forme de spectre continu. Aux températures peu élevées, comme celles de la surface terrestre ou des objets environnants, il n'y a émission que dans l'infra-rouge. Aux températures suffisamment élevées, il y a production de radiation visible. La répartition spectrale de ce rayonnement, dit thermique ou propre, dépend de la température du corps et de sa nature. Le rayonnement émis par un corps noir est :

$$M_{\text{cn}} = \sigma T^4$$

Dans le cas d'un corps non-noir, son rayonnement thermique est toujours inférieur à celui du corps noir (à une température identique).

La surface de l'eau rayonne comme un corps gris dont l'émissivité ne dépend pas de la longueur d'onde, mais du site en question, la couche superficielle du plan d'eau émet un rayonnement infra-rouge et perd ain-

si sa chaleur au profit de l'atmosphère. L'émissivité de l'eau est une grandeur mesurable, elle varie entre 0.917 et 0.966 (on prend 0.94). Le rayonnement thermique du plan d'eau (en W/m²) peut être estimé par la loi de Stefan-Boltzmann, soit :

$$\Phi_{RT} = \epsilon \sigma T_e^4$$

où:

- ϵ — émissivité du plan d'eau (0.94);
- σ — constante de Stefan (5.68E-8);
- T_e — température de l'eau en K°.

5.3.2. Echanges turbulents

Les échanges turbulents à l'interface eau-atmosphère concernent les flux de quantité de mouvement, de vapeur d'eau et de chaleur sensible.

5.3.2.1. Flux de chaleur latente

La perte d'énergie thermique par évaporation est un des termes les plus importants du bilan thermique du plan d'eau, elle est fonction de l'écart entre la pression de vapeur saturante à la température de l'eau de surface et celle de vapeur d'eau dans l'air. Elle varie également avec la vitesse du vent et tend à devenir nulle dans le cas où la couche proche de la surface de l'eau est saturée.

Tous ces termes sont pris en compte dans la formule de Mac Adams qui donne la quantité d'eau évaporée E_v , en kilogramme par mètre carré et seconde. Le flux d'énergie (en W/m²) de chaleur latente par évaporation est donné par E_v multiplié par la chaleur latente de vaporisation L , soit:

$$\Phi_{CL} = L \cdot E_v = L K_2 \left(1 + \frac{V}{K_1} \right) \cdot (P_S - P_V)$$

où:

L — chaleur latente de vaporisation donnée par la formule suivante:

$$L = 2.487 - 0.0021 \cdot T_e \quad (\text{en J/kg});$$

T_e — température de l'eau en °C;

P_S — pression de vapeur saturante à la température de l'eau de surface calculée par la formule indiquée dans la section 5-3-1-2;

P_V — pression de vapeur d'eau dans l'air en Pascal
(1mb = 10² pascal);

V — vitesse du vent (m/s);
 K_1, K_2 — coefficients régionaux

Dans notre cas, on dispose de données d'évaporation décadaire calculées par la formule de Penman. On les utilise dans la formule précédente, soit :

$$\Phi_{CL} = L \cdot E_v$$

5.3.2.2. Flux de chaleur sensible

A l'interface atmosphère-eau, l'air, suivant qu'il est plus froid ou plus chaud que l'eau de surface, extrait ou fournit de la chaleur à l'étang. Ce flux est proportionnel à la différence entre la température de l'eau de surface, et la température de l'air. Si la température de l'air devient supérieure à la température de l'eau, ce flux d'énergie se transforme en gain de chaleur pour le plan d'eau, mais ce cas est rare et son influence devient quasi négligeable. Pour estimer ce flux, on a retenu la formule classique de Mac Adams :

$$\Phi_{CS} = \rho_a C_{pa} (a + b \cdot V) \cdot (T_e - T_a)$$

où:

ρ_a — masse volumique de l'air (1.2 kg/m³);
 C_{pa} — chaleur spécifique de l'air à pression constante (1005 J/kg/°C);
 V — vitesse du vent (m/s);
 T_e — température de l'eau (°C);
 T_a — température de l'air (°C);
 a, b — coefficients à déterminer.

5.3.3. Bilan thermique du plan d'eau

La façon la plus commune de définir le bilan d'énergie Φ est de l'exprimer comme étant la somme de chacun des termes définis précédemment. La valeur du bilan radiatif total entraîne donc au niveau du plan d'eau un gain ou une perte d'énergie. La conséquence en est la variation de température du plan d'eau.

Mais les échanges par le rayonnement ne sont pas les seuls à intervenir. L'énergie est échangée également par conduction et convection dans l'air, par évaporation et condensation de l'eau, par conduction et convection vers les couches d'eau de l'étang. Ces échanges sont évidemment variables en fonction de facteurs géographiques, de la nature et du profil du plan d'eau etc., mais aussi en fonction des saisons.

Pour avoir une idée globale des échanges thermiques au plan d'eau

et estimer la variation de la température de l'étang on est donc amené à évaluer une moyenne pour l'ensemble du plan d'eau. C'est un tel bilan qui est représenté à la figure 17.

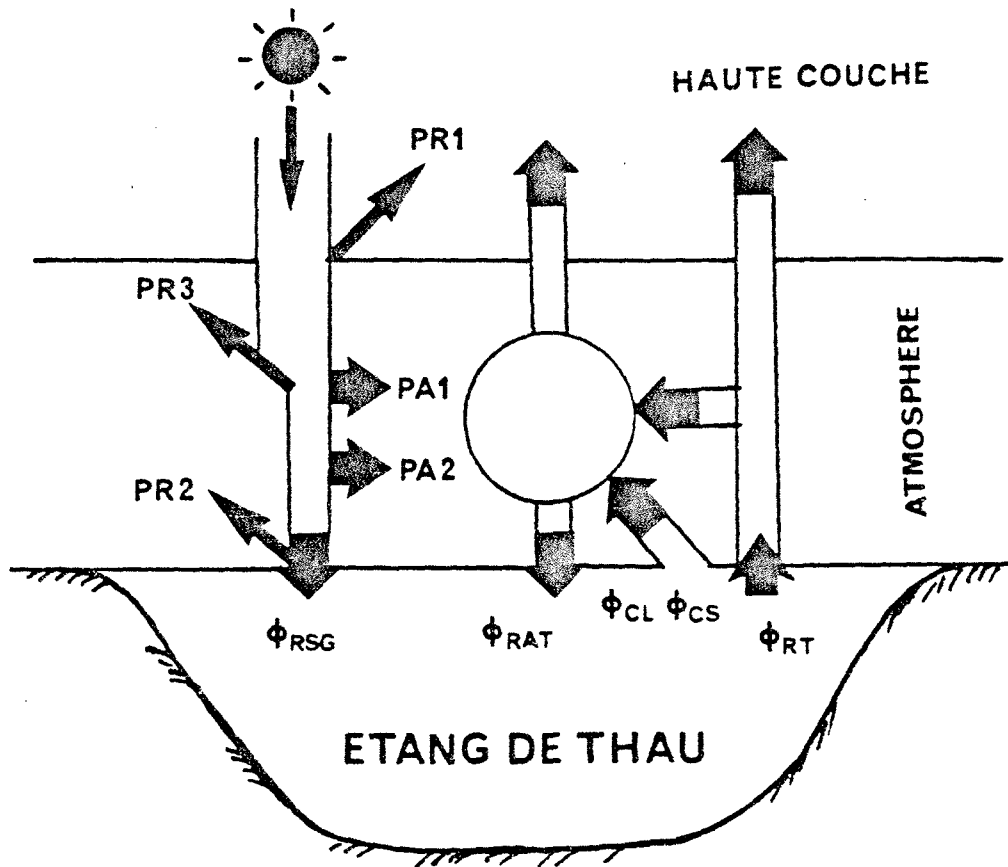


Fig.17. Schématisation du bilan thermique de l'étang de Thau.

A gauche, le rayonnement solaire qui atteint le globe terrestre en perdant une partie de son intensité par réflexion PR, sur l'étang PR2, sur les hautes couches de l'atmosphère PR1, les nuages PR3, puis par absorption dans les différents constituants de l'atmosphère PA1, PA2. En définitive, une certaine proportion ϕ_{RSG} est absorbée par le plan d'eau et constitue un élément positif du bilan.

A droite, l'émission du plan d'eau ϕ_{RT} constitue un élément négatif du bilan d'énergie. La plus grande partie de cette énergie se trouve absorbée par l'atmosphère qui à son tour, en ré-émettra vers le plan d'eau une quantité importante ϕ_{RAT} . Les éléments positifs du bilan sont ϕ_{RSG} et ϕ_{RAT} auxquels s'ajoute l'énergie échangée par des processus non-radiatifs (évaporation ϕ_{CL} et convection ϕ_{CS}).

Le bilan thermique au niveau du plan d'eau est :

$$\Delta\phi = \phi_{RSG} + \phi_{RAT} - \phi_{RT} - \phi_{CL} - \phi_{CS}$$

Si $\Delta\phi > 0$, le plan d'eau va recevoir cette quantité d'énergie qui entraînera une augmentation de la température de l'étang de Thau. Si $\Delta\phi < 0$, le plan d'eau va perdre de l'énergie, sa température diminuera.

5.4. Construction du modèle thermique

5.4.1. Modèle général

Considérons un élément de volume $dx dy dz$ d'eau et soit C sa concentration (par unité de volume) en un élément conservatif en solution. Les masses de substances dissoutes traversant par diffusion turbulente les deux faces d'aires $dy dz$ par unité de temps et par unité de surface sont respectivement égales à :

$$-\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x} \quad \text{et à} \quad -\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{D_x}{\rho} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)$$

où : D_x désigne le coefficient de diffusion turbulente suivant l'axe des x et ρ la masse volumique.

La variation de la masse de substance contenue par l'élément de volume est donc, par unité de temps :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x} \right) dx \cdot dy \cdot dz$$

d'où une variation de concentration égale, par unité de temps, à :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x} \right)$$

Il en est de même suivant les axes des y et des z . Au total, la variation de concentration par unité de temps due aux phénomènes de diffusion turbulente est :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{D_y}{\rho} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{D_z}{\rho} \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (1)$$

où : D_y , D_z désignent respectivement les coefficients de diffusion turbulente suivant les axes des y et des z .

Selon le même raisonnement on peut considérer aussi la variation

de concentration par unité de temps due aux phénomènes de diffusion moléculaire.

Soit par ailleurs V_x , V_y et V_z les composantes du courant au niveau de l'élément de volume considéré. Les masses de substance dissoute transportées par ce courant par unité de temps à travers les deux faces d'aire $dydz$ de l'élément de volume sont respectivement égales à :

$$C \cdot V_x \cdot dy \cdot dz \quad \text{et à} \quad C \cdot V_x \cdot dy \cdot dz + \frac{\partial}{\partial X} (C \cdot V_x) dx dy dz.$$

La variation de la masse de substance contenue dans l'élément de volume est donc, par unité de temps :

$$- \frac{\partial}{\partial X} (C \cdot V_x) dx dy dz,$$

d'où une variation de concentration égale, par unité de temps, à :

$$- \frac{\partial}{\partial X} (C \cdot V_x).$$

Il en est de même suivant les axes des y et des z . Au total, la variation de concentration par unité de temps due aux phénomènes d'advection est :

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} &= - \frac{\partial}{\partial X} (C \cdot V_x) - \frac{\partial}{\partial Y} (C \cdot V_y) - \frac{\partial}{\partial Z} (C \cdot V_z) \\ &= - V_x \frac{\partial C}{\partial X} - V_y \frac{\partial C}{\partial Y} - V_z \frac{\partial C}{\partial Z} - C \left(\frac{\partial V_x}{\partial X} + \frac{\partial V_y}{\partial Y} + \frac{\partial V_z}{\partial Z} \right) \end{aligned}$$

Soit, puisque d'après l'équation de continuité la divergence de la vitesse du courant est nulle pour un fluide incompressible, ce qui est pratiquement le cas de l'eau :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = - \left(V_x \frac{\partial C}{\partial X} + V_y \frac{\partial C}{\partial Y} + V_z \frac{\partial C}{\partial Z} \right) \quad (2)$$

En combinant les équations (1) et (2), c'est-à-dire en tenant compte à la fois des phénomènes de diffusion et d'advection, on a finalement :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial X} \left(\frac{D_x}{\rho} \frac{\partial C}{\partial X} \right) + \frac{\partial}{\partial Y} \left(\frac{D_y}{\rho} \frac{\partial C}{\partial Y} \right) + \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{D_z}{\rho} \frac{\partial C}{\partial Z} \right) - (V_x \frac{\partial C}{\partial X} + V_y \frac{\partial C}{\partial Y} + V_z \frac{\partial C}{\partial Z}) \quad (3)$$

L'équation différentielle régissant la répartition de la concentration de l'eau en un élément conservatif traduit le fait qu'en un point donné la variation de concentration résulte de la différence entre les effets de diffusion turbulente et ceux d'advection.

Pratiquement, l'équation (3) est toujours utilisée sous une forme simplifiée qui est unidimensionnelle selon la profondeur. Elle s'écrit :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{D_z}{\rho} \frac{\partial C}{\partial Z} \right) - V_z \frac{\partial C}{\partial Z} \quad (4)$$

Selon le même raisonnement, l'équation (4) peut s'appliquer aux quantités de chaleur en ajoutant le flux d'énergie provenant du bilan thermique. L'équation générale unidimensionnelle décrivant l'évolution de la température dans le temps et selon la profondeur s'écrit:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V_z \frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(\frac{K_z}{\rho} \frac{\partial T}{\partial Z} \right) + \frac{\Delta \Phi \cdot A}{\rho C_p \cdot V_o} \quad (5)$$

où :

- K_z — conductivité thermique turbulente suivant l'axe z ;
- A — surface du plan d'eau (m^2);
- V_o — volume de l'étang (m^3);
- C_p — chaleur spécifique de l'eau ($J/kg/^\circ C$);
- Φ — bilan d'énergie du plan d'eau (W/m^2).

5.4.2. Modèle simplifié

Les mesures de température effectuées dans l'étang depuis 1964 montrent que :

- les variations de température sont plus importantes dans le plan vertical que dans le plan horizontal;

- la température verticale est peu variable car l'étang a une profondeur moyenne de 3.8 m, donc la température de l'étang tend à atteindre une valeur moyenne à cause des effets du vent et de la convection. Si le vent est fort, ce processus est plus rapide, l'étang sera bien mélangé. Ainsi la température de l'étang peut être exprimée par une valeur moyenne qui est calculée par la méthode décrite dans la section 3-8-5.

Dans notre cas, nous avons pris un modèle zéro-dimensionnel. L'é-

quation (5) se réduit à :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\Delta\phi \cdot A}{\rho C_p \cdot V_0} = \frac{\Delta\phi}{\rho \cdot C_p \cdot h} \quad (6)$$

où :

- h — profondeur moyenne de l'étang (m);
- C_p — chaleur spécifique de l'eau (J/kg/°C);
- ρ — masse volumique de l'eau (1000 kg/m³).

L'équation (6), puisque Δφ est fonction de la température de l'eau T, est une équation différentielle de premier ordre. Pour la résoudre il y a plusieurs façons. On utilise ici la méthode de Runge-Kutta.

Pour une valeur initiale fixée, nous générons une série de T_n par relation de récurrence en utilisant l'algorithme de Taylor de l'ordre 4:

$$\begin{aligned} K_1 &= f(T_n); \\ K_2 &= f(T_n + K_1 h / 2); \\ K_3 &= f(T_n + K_2 h / 2); \\ K_4 &= f(T_n + K_3 h); \end{aligned}$$

$$T_{n+1} = T_n + h (K_1 + 2 \cdot K_2 + 2 \cdot K_3 + K_4) / 6.$$

Si l'on suppose connaître T₁, on peut calculer une série de valeurs de la température T.

5.5. Application du modèle simplifié à l'étang de Thau

5.5.1. Données disponibles

Les mesures météorologiques n'étant pas effectuées dans la région de Sète, nous avons été amenés à utiliser les mesures de la station météorologique de Montpellier-Fréjorgues. Les mesures utilisées sont les suivantes :

- la température de l'air;
- la vitesse du vent;
- la durée d'insolation;
- l'évapotranspiration potentielle calculée par la formule de Penman.

Les données météorologiques disponibles concernent la période 1964-1984. Le pas de temps minimum est imposé par la période des relevés météorologiques, le modèle a été utilisé avec un pas de temps journalier.

5.5.2. Détermination des coefficients du modèle

L'estimation des échanges d'énergie à l'interface eau-atmosphère nécessite de connaître un ensemble de coefficients qui dépendent essentiellement des caractéristiques particulières du site considéré.

Les coefficients a et b , qui interviennent dans le calcul de la chaleur sensible, ont été déterminés par la méthode d'optimisation de Rosenbrock. La période de calage va de 1964 en 1968. L'optimisation a fixé les valeurs de a et b suivantes $a=0.0021$, $b=0.0052$ (la valeur de la fonction critère est égale à 1.11).

5.5.3. Vérification du modèle thermique

La vérification du modèle a été faite à partir de l'année 1969, les résultats de calcul sont comparés aux températures mesurées dans l'étang (annexe 2).

Dans les calculs ci-dessus la température initiale de l'eau T_0 a été choisie arbitrairement (5°C) car on n'a pas de mesure au premier janvier 1964. On voit que la température calculée se rapproche rapidement de la température mesurée.

Les graphiques montrent que la température de l'étang est bien reconstituée. Son évolution est correcte, l'écart maximal est d'environ 4°C .

La performance du modèle a été aussi vérifiée par les caractéristiques statistiques des résultats du modèle, il s'agit de la moyenne, de l'écart-type, de l'écart quadratique moyen, du coefficient de corrélation et du coefficient de détermination (tableau 12).

| | T cal | T obs |
|------------------------------|-------|--------|
| Moyenne | 15.23 | 15.02 |
| Ecart-type | 6.73 | 6.31 |
| Ecart quadratique moyen | | 1.388 |
| Moyenne du résidu | | -0.203 |
| Coefficient de corrélation | | 0.978 |
| Coefficient de détermination | | 96.5% |

Tableau 12. Valeurs statistiques des résultats du modèle

Selon les valeurs du tableau 12, on constate que les résultats du modèle sont satisfaisants car le coefficient de détermination est de 96.5%. L'évolution thermique de l'étang de Thau est bien reconstituée.

5.5.4. Analyse de la sensibilité de la profondeur moyenne

La seule caractéristique géographique utilisée est la profondeur moyenne. Il est donc nécessaire de savoir quelle est la sensibilité du modèle à la profondeur moyenne.

Pour ce faire on a choisi plusieurs profondeurs moyennes, et refait l'optimisation pour déterminer les coefficients a et b. Ensuite les calculs des caractéristiques statistiques pour la température calculée et mesurée ont été effectués (tableau 13).

| | H = 1m | H = 2m | H = 3.8m | H = 10m |
|------------------------------|--------|--------|----------|---------|
| a | 0.0021 | 0.002 | 0.0021 | 0.0008 |
| b | 0.07 | 0.007 | 0.051 | 0.01 |
| Fonction de critère | 3.64 | 1.95 | 1.11 | 1.39 |
| Moyenne | 14.25 | 14.27 | 15.23 | 13.80 |
| Ecart-type | 7.10 | 6.90 | 6.73 | 6.03 |
| Ecart quadratique moyen | 1.91 | 1.41 | 1.39 | 1.18 |
| Coefficient de corrélation | 0.962 | 0.976 | 0.978 | 0.983 |
| Coefficient de détermination | 95.2% | 96.4% | 96.5% | 97% |

Tableau 13. Résultats de l'analyse de la sensibilité du modèle à la profondeur moyenne de l'étang.

Les résultats montrent que le modèle est peu sensible à la profondeur moyenne de l'étang de Thau.

5.6. Conclusion

La méthode décrite ci-dessus a permis de simuler la température journalière de l'eau sur l'étang de Thau pour une période de vingt et une années consécutives avec une précision satisfaisante.

Cette méthode est simple, ne demande pas de mesures spéciales et peut vraisemblablement être appliquée à un lac, un réservoir ou un cours d'eau peu profonds. Il est possible de s'en servir pour prédire les températures de l'eau sous diverses conditions météorologiques et hydrologiques.

Le modèle présenté dans cette étude n'inclut pas les phénomènes d'échanges avec la mer par les canaux et avec le bassin versant. En effet en hiver, la température de l'eau de la mer et des eaux du bassin versant est plus élevée que celle de l'étang, en été, c'est l'inverse. Les échanges d'eau en été vont provoquer une diminution de la température de l'étang et en hiver c'est le contraire.

Plusieurs sources d'erreurs sont à signaler. En premier lieu, par la nature même de calculs du type bilan. La quantité de chaleur Φ est donnée par la somme de plusieurs termes positifs ou négatifs qui sont du même ordre de grandeur, de sorte qu'une erreur même faible sur chacun de ces termes peut entraîner une erreur importante sur le résultat.

La différence climatique entre la station météorologique et le lieu étudié est essentiellement pris en compte par les coefficients a et b , ces coefficients ont été déterminés par la méthode d'optimisation.

Les mesures disponibles de la température dans l'étang ne sont pas continues. Pour conclure définitivement à la validité du modèle il serait intéressant d'avoir des mesures continues à un pas de temps au moins journalier.

CHAPITRE 6

MODELISATION DE LA TEMPERATURE
ET DE LA SALINITE PAR LA
METHODE DE L'ANALYSE DES
COEFFICIENTS DE DIRECTION
(A.C.D.)

6.1. Introduction

L'analyse des causes de la dynamique spatio-temporelle des variables physico-chimiques d'un écosystème, par rapport aux fluctuations de leur environnement, constitue notre problématique générale.

La méthodologie d'analyse est la suivante :

- reconnaître parmi les variables mesurées, et dont on suppose qu'elles peuvent influencer la variable étudiée, celles qui l'influencent réellement (problème de description);
- fournir des estimations numériques satisfaisantes des relations entre les variables explicatives et la variable à expliquer (problème d'estimation);
- prédire l'évolution des variables physico-chimiques (problème de validation et d'extrapolation).

Dans les milieux aquatiques, de nombreux auteurs ont utilisé des modèles de type prédictif ou explicatif basé sur la formulation mathématique des mécanismes régissant les relations entre variables. Jorgensen et al. (1976,1978) ont développé un modèle basé sur la dynamique de la population du phytoplancton, et sur la cinétique de type Monod. Bien que potentiellement plus riches en information écologique, à cause surtout de la réflexion conceptuelle préalable qu'il exige, ce type de modèle est souvent difficile à mettre en oeuvre pour certaines variables physico-chimiques et écologiques (Troussellier, 1987). En effet il nécessite:

- une identification et une connaissance préalable des mécanismes qui sous-tendent les relations entre variables;
- leur formulation mathématique exacte, et
- la mesure ou l'estimation d'un grand nombre de paramètres dans les équations qui le composent.

La méthode la plus largement utilisée pour décrire des relations entre variables environnementales et physico-chimiques consiste à calculer des corrélations paramétriques ou non-paramétriques. Cependant le calcul des corrélations, quelle que soit leur nature, entre descripteurs ne constitue pas la modélisation d'un processus. La corrélation ne permet que de constater l'existence de relations (qui peuvent n'avoir aucun contenu causal) et, par conséquent elle ne peut servir qu'à rejeter certaines relations causales présumées.

Un niveau d'analyse plus fin est obtenu avec les techniques de régression multiple. Elles conduisent à un modèle de type corrélatif dé-

crivant les relations possibles entre une variable dépendante et une série de variables indépendantes.

Dans notre cas, on a choisi une approche qui occupe une position intermédiaire entre des modèles basés sur la formulation mathématique des mécanismes, et les modèles de régression multiple et qui permet de répondre à notre problématique initiale. Il s'agit de l'analyse des coefficients de direction (A.C.D.) ("Path analysis", en anglais).

A partir de la formulation d'un modèle conceptuel de relations linéaires entre variables, et d'une série d'observations de ces variables, le calcul des coefficients de direction permet d'estimer l'intensité de la relation entre une cause hypothétique et son effet. L'A.C.D. est souvent utilisée pour choisir parmi différents modèles hypothétiques celui qui s'ajuste le mieux aux données. Elle sera utilisée ici pour tester l'existence, le sens, l'intensité et la nature directe ou indirecte des effets, au cours du temps, des facteurs environnementaux sur la dynamique des variables physico-chimiques.

6.2. Exposé de la méthode de l'A.C.D.

Cet exposé est extrait du livre de Legendre (1979).

On sait que le simple examen des corrélations entre plusieurs descripteurs, qu'il s'agisse de corrélations simples, multiples ou partielles, ne permet pas d'établir de façon non ambiguë les relations causales entre ces descripteurs. Plusieurs modèles de causalité différents peuvent en effet rendre compte d'une même matrice de corrélation. Or dans le cas d'une prédiction, l'écologiste doit connaître les relations causales (et non seulement corrélatives) qui existent entre les descripteurs. L'A.C.D. est une extension de la régression linéaire multiple, qui permet de décomposer et d'évaluer les relations linéaires entre un petit nombre de descripteurs. On peut ainsi formuler diverses hypothèses quant aux relations causales entre les descripteurs et en examiner les conséquences, compte tenu des coefficients de régression et de corrélation calculés entre ces descripteurs.

L'A.C.D., développée par Wright (1921, 1960), n'a été que peu utilisée en écologie, alors qu'on en trouve de nombreux exemples d'application en génétique des populations et en sciences sociales. Elle a été appliquée dans le domaine de l'écologie bactérienne (Schwinghamer, 1983; Troussellier, 1987). La méthode a été décrite en détail par différents auteurs Nie et al. (1975), Asher (1976), Kenny (1979) et Sokal et Rohlf (1980). Le bref exposé ci-dessous dégage les grandes lignes de l'A.C.D.

L'A.C.D. repose sur deux hypothèses de base. Pour utiliser cette analyse, on doit pouvoir établir (par hypothèse ou à la suite d'expé-

riences) un ordre causal entre les descripteurs. Il s'agit ici de causalité faible, en ce sens que l'hypothèse se limite, par exemple, à établir que y_1 affecte peut-être y_2 alors que y_2 ne peut en aucune façon affecter y_1 . Dans les diagrammes des coefficients de direction, un tel ordre causal est représenté par une flèche $y_1 \rightarrow y_2$. Aucun modèle ne peut, bien sûr, expliquer toute la variance observée. Il faut donc tenir compte de ce qu'il y a des variables non-controlées u_i , qui sont les causes résiduelles de chacun des descripteurs y_i . L'hypothèse de causalité fermée implique l'indépendance des causes résiduelles, à savoir que, s'il faut presque toujours faire intervenir des variables résiduelles u_i (causes résiduelles des y_i) dans les modèles, par exemple $u_1 \rightarrow y_1$ ou $u_2 \rightarrow y_2$, en aucun cas ne peut-on considérer $u_1 \rightarrow y_2$ ou encore $u_2 \rightarrow y_1$.

Un exemple fictif, comprenant trois variables en relations causales, permet d'illustrer les principales caractéristiques de l'A.C.D. Cet exemple fictif est adapté de Nie et al.(1975). On considère ici les relations entre la température de l'eau, le microphytoplancton (algues du type microflagellés) et le microzooplancton (ciliés, etc.), qui broute le microphytoplancton. La température de l'eau (y_3) affecte directement la croissance du microzooplancton (y_1) et aussi celle du microphytoplancton (y_2), dont l'abondance affecte à son tour celle du microzooplancton. La figure 18 schématise ce réseau hypothétique de relations causales. Comme les trois variables du modèle ne pourront probablement pas expliquer toute la variation observée, il faut aussi ajouter trois variables résiduelles u_1 à u_3 .

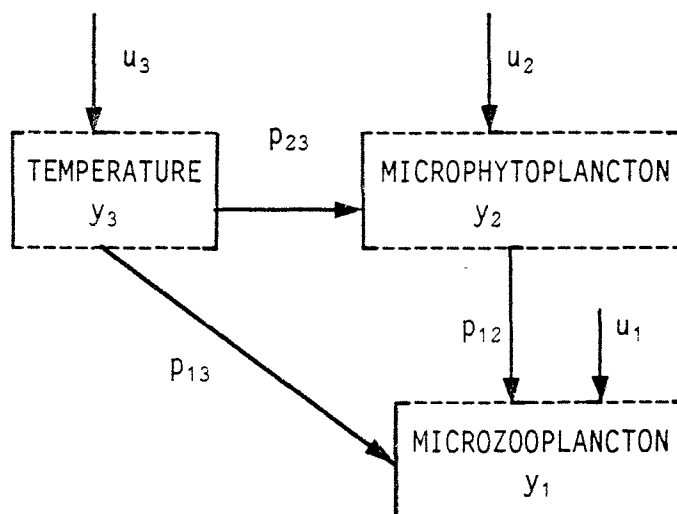


Fig.18. Diagramme des coefficients de direction pour trois descripteurs en relation linéaire. Adapté de Nie et al.(1975).

On peut formuler, au moyen des trois équations suivantes, les hypothèses relatives à l'ordre causal des descripteurs de la fig.18:

$$\begin{aligned}y_3 &= u_3 \\y_2 &= p_{23} y_3 + u_2 \\y_1 &= p_{13} y_3 + p_{12} y_2 + u_1\end{aligned}$$

où les p_{ij} sont les coefficients de direction et où toutes les variables sont centrées sur leur moyenne. L'hypothèse de causalité fermée, quant à elle, implique que :

$$s(u_1, u_2) = s(u_1, u_3) = s(u_2, u_3) = 0$$

puisque les causes résiduelles sont indépendantes (s est la covariance).

L'estimation des coefficients de direction se ramène à un problème de régression multiple, dont le calcul peut être réalisé au moyen de n'importe quel programme approprié :

$$\begin{aligned}y_2 &= p_{23} y_3 \\y_1 &= p_{13} y_3 + p_{12} y_2\end{aligned}$$

les coefficients constants étant absents par suite du centrage des données. Si le modèle comporte n descripteurs, on peut estimer tous les coefficients de direction (coefficients de régression) au moyen d'au plus $n-1$ équations de régression: il suffit de prendre à tour de rôle, comme variable dépendante, chacun des $n-1$ descripteurs d'ordre causal inférieur et de le prédire (régression multiple) au moyen des descripteurs d'ordre causal supérieur.

Les coefficients de corrélation linéaire simple entre les trois descripteurs sont appelés r_{12} , r_{13} et r_{23} .

La corrélation r_{13} dépend à la fois de la relation directe entre y_1 et y_3 et de leur relation indirecte par l'intermédiaire de y_2 . L'A.C.D. permet aussi d'interpréter la corrélation r_{13} , selon le modèle de relation causale choisi, à condition que les régressions aient été calculées à partir des variables centrées réduites :

$$r_{13} = p_{13} + r_{23} p_{12}$$

La corrélation entre y_1 et y_3 est constituée de la contribution directe de y_3 à y_1 (coefficient de direction p_{13}) et aussi de la cause commune entre y_3 et toute autre variable (il n'y a ici que y_2) qui a un effet direct sur y_1 . Ces diverses contributions peuvent, selon le cas, augmenter ou diminuer la corrélation entre les deux descripteurs. Le coefficient de corrélation r_{13} est donc constitué ici d'une composante directe et d'une composante indirecte.

L'A.C.D. peut évidemment être étendue à plus de trois variables. Toutefois, à mesure que le nombre de descripteurs s'accroît, l'interprétation des résultats devient de plus en plus complexe et le nombre de modèles possibles augmente rapidement. De façon pratique, l'A.C.D. ne permet donc d'explorer la structure de causalité que de systèmes relativement simples. Dans bon nombre de situations écologiques, cette analyse peut toutefois rendre de grands services, en permettant de formuler de façon explicite des hypothèses quant aux relations causales entre des descripteurs et d'en vérifier les conséquences à partir des covariances observées entre ceux-ci.

Selon les descriptions ci-dessus, on peut résumer les approches de l'A.C.D. de la façon suivante (Troussellier, 1987).

La première étape consiste à sélectionner les variables explicatives significatives par la méthode de la régression progressive, si l'on ne connaît pas de relations causales entre les variables. Ensuite un diagramme contenant tous les facteurs choisis par la régression progressive, ayant un effet (direct ou indirect) sur la variable dépendante qui est à expliquer et/ou à prédire, doit être établi. Les influences de ces variables les unes sur les autres et sur la variable dépendante sont représentées comme des effets directionnels (flèches). A partir de ce diagramme des relations causales présumées, l'A.C.D. permet de décomposer la covariance totale entre chaque paire de variables en ses composantes causales (directes et indirectes) et non-causales.

Le modèle statistique utilisé dans ce travail est une extension de la régression multiple. L'estimation correcte des coefficients de corrélation et de régression nécessaires à l'établissement d'un tel modèle, et desquels sont déduits les coefficients de direction, soulève plusieurs problèmes. Les tests statistiques qui peuvent leur être associés présupposent, pour qu'ils soient valides, que les distributions de fréquence des variables soient normales et que leurs relations soient linéaires. Le test de Kolmogorov-Smirnov, peut être utilisé pour vérifier la normalité des données. Lorsque les distributions de fréquence de certaines variables s'écartaient d'une distribution normale au seuil de 5%, la meilleure transformation normalisatrice est recherchée par la méthode de Box-Cox (Sokal et Rohlf, 1981). Après ces transformations, la linéarité entre paires de variables est contrôlée en comparant les coïncidences entre les valeurs significatives de matrices de corrélations paramétriques (r de Pearson). Enfin, toutes les variables ont été centrées et réduites (en soustrayant à chaque valeur la moyenne de la série et en divisant par l'écart type) dans le but d'éliminer l'effet d'échelle de mesure de chaque variable et les constantes des équations de régression multiples, comme il est coutume de le faire en analyse des coefficients de direction.

Des erreurs importantes dans l'estimation des coefficients de ré-

gression, et donc des coefficients de direction, peuvent être dues à l'existence d'une non-indépendance des variables explicatives (i.e. lorsqu'elles sont fortement corrélées entre elles), appelée multicollinéarité. L'erreur peut porter aussi bien sur la valeur absolue du coefficient que sur son signe qui peut être inversé. Deux solutions à ce problème sont couramment proposées dans la littérature: la régression pseudo-orthogonale ou régression de crête ("ridge régression", en anglais) (Hocking, 1976). Dans notre modèle, c'est la méthode de régression de crête qui a été retenue pour calculer les coefficients de direction car elle permet de localiser plus aisément la zone de stabilité des coefficients de régression. Bien que les coefficients issus de la régression de crête soient des estimateurs biaisés des coefficients de régression multiple, ils sont considérés comme plus stables (possédant une variance moins forte) et en conséquence les équations qui en résultent peuvent fournir de meilleures prédictions de la variable dépendante, lorsque les variables explicatives sont colinéaires.

Les calculs nécessaires à l'établissement des modèles de l'A.C.D. ont été réalisés à l'aide du logiciel nommé Statgraf.

6.3. Evolution de la salinité

La salinité est fonction essentiellement des phénomènes d'évaporation (E) et de précipitation (P), qui concentrent ou au contraire diluent les eaux de surface, et des phénomènes de mélange entre eaux superficielles et eaux sous-jacentes. De plus, les apports du bassin versant peuvent intervenir dans les régions côtières (Ivanoff, 1972).

Les variations de la salinité sont liées dans une certaine mesure à celles de la différence E-P. Lorsqu'il y a une très forte variation annuelle de la précipitation, les variations de la salinité sont également importantes.

En 1979, la salinité a atteint 23 ‰ dans l'étang de Thau à cause de très fortes pluies.

Selon les observations on constate que :

- pendant la période hivernale ($T < 13^{\circ}\text{C}$), les variations de la salinité dépendent des apports d'eau douce (précipitation, apports de bassin versant, volume d'échanges avec la mer). La salinité des eaux de l'étang est plus faible que celle de la mer, et les eaux profondes ont une salinité plus forte que celle de surface;

- pendant la période estivale ($T > 17^{\circ}\text{C}$), les variations de la salinité dépendent d'une part des apports d'eau douce, d'autre part de l'évaporation du plan d'eau, et cette dernière est fortement liée aux échanges thermiques avec l'atmosphère. La salinité des eaux est plus grande que celle de la mer, et elle est plus forte en surface qu'au fond.

6.4. Evolution de la température

La température est, avec la salinité, la caractéristique la plus importante de l'eau de mer. D'une part la température, comme la salinité, est une propriété conservative des eaux de mer (du moins en dehors de la couche superficielle des océans, où les échanges thermiques avec l'atmosphère influent notablement sur ces deux paramètres). Rien ne peut modifier d'une manière sensible les valeurs de la température ou la salinité après que les eaux aient quitté la zone superficielle, si ce n'est les phénomènes de mélange, que l'on peut donc étudier en suivant l'évolution de ces deux paramètres. La densité d'une eau de mer est également fonction de sa température et de sa salinité (et de la pression, c'est-à-dire de la profondeur).

La température est fonction de l'éclairement solaire, qui est la source d'énergie, des échanges thermiques entre le milieu étudié et l'atmosphère, qui réalisent un partage de cette énergie entre les eaux

et l'air, et enfin des phénomènes de mélange entre eaux superficielles et eaux sous-jacentes.

En ce qui concerne les échanges thermiques entre le milieu concerné et atmosphère, on en distingue trois types:

- échanges par rayonnement infrarouge dit thermique;
- échanges par évaporation;
- échanges par convection.

Dans l'étang de Thau, la température des eaux est plus faible que celle de la mer, et elle est plus grande au fond qu'en surface durant la période estivale. C'est la contraire pendant la période hivernale.

6.5. Modélisation de la température et de la salinité

6.5.1. Préparation des données des modèles

Selon les analyses de l'évolution de la salinité et de la température, les données climatiques nécessaires pour leurs modèles sont les suivantes :

- rayonnement solaire global (Φ_{rsg});
- rayonnement atmosphérique (Φ_{rat});
- rayonnement thermique du plan d'eau (Φ_{rt});
- flux de chaleur latente (évaporation, Φ_{rc1});
- flux de chaleur sensible (convection, Φ_{rcs}).

Dans notre modèle on considère la somme des trois premiers termes comme une variable nommée Φ_{rn} . Ces données sont fournies par le modèle thermique de l'étang.

En ce qui concerne les données hydrologiques de l'étang on utilise les apports du bassin versant (V_{bv}) et le volume d'échanges avec la mer (V_e) calculés par le modèle hydrologique global, et le volume de précipitation sur le plan d'eau (V_p).

Les données climatique (Φ_{rn} , Φ_{rc1} , Φ_{rcs} , V_{bv} , V_e , V_p) correspondent uniquement aux années où les variables physico-chimiques ont été mesurées (1975-1982).

Pour éviter les effets instantanés des variables, les données ont été moyennées de la façon suivante :

$$X_t = \frac{1}{N_t} \sum_{i=t}^{t+1} X_i$$

où :

X_t - variables météorologiques et hydrologiques;

N_t - nombre de jours de l'instant t à l'instant $t+1$.

On sait que la température est un facteur important dans l'évolution des organismes d'un milieu aqueux. On a vu que la température suit une loi de la distribution binormale durant l'année, la coupure se trouve à 15°C. Deux époques sont donc distinguées, une époque de type hivernal ($T < 13^\circ\text{C}$, du mois de novembre au mois de mars), et une époque de type estival ($T > 17^\circ\text{C}$, du mois de mai au mois de septembre). Ces deux époques sont séparées par de courtes périodes de transition (le mois d'avril et le mois d'octobre).

Les autres variables ont été aussi séparées en deux parties selon la température. Puisque les évolutions biologiques sont différentes pendant ces deux périodes, il est donc raisonnable de construire deux modèles différents pour ces deux périodes. Le calage des paramètres sera effectué pendant six années (1975-1980).

6.5.2. Caractéristiques statistiques des variables

Le tableau 14 donne les valeurs statistiques des variables concernées.

Le tableau 15 présente la matrice des coefficients de corrélation simple entre les variables.

Dans cette matrice, on voit qu'il existe peu de corrélation forte entre la température, la salinité et les autres variables. Il est donc admis que les variables climatiques ont une influence faible sur la température et la salinité elles-mêmes, mais elles ont une influence très forte sur les variations de la température et de la salinité. Ainsi, on est amené à transformer ces deux variables en valeurs de croissance unitaire selon la formule suivante:

$$\frac{dX}{dt} = \frac{1}{N} (X_{t+1} - X_t)$$

| | T < 13°C | | | | T > 17°C | | | |
|--------------|----------|-------|-------|------|----------|-------|-------|------|
| | MIN | MAX | MOY | ECT | MIN | MAX | MOY | ECT |
| T | 5.17 | 13.00 | 8.74 | 2.10 | 17.85 | 26.77 | 21.70 | 2.05 |
| Φ_{rn} | -4.77 | 4.83 | -0.34 | 2.00 | -0.18 | 6.03 | 2.66 | 1.47 |
| Φ_{rc1} | 1.60 | 9.23 | 4.01 | 2.06 | 5.63 | 16.14 | 12.61 | 2.64 |
| Φ_{rcs} | -1.18 | 12.05 | 4.07 | 3.76 | 6.10 | 19.80 | 15.12 | 3.92 |
| S | 29.45 | 38.74 | 34.85 | 2.15 | 33.13 | 39.72 | 36.98 | 1.66 |
| Vbv | 0.37 | 25.85 | 2.80 | 4.08 | 0.32 | 3.79 | 1.15 | 0.85 |
| Ve | 0.14 | 28.48 | 3.51 | 5.22 | 1.59 | 5.30 | 3.39 | 0.92 |
| Vp | 0 | 8.87 | 1.27 | 1.67 | 0 | 4.42 | 0.73 | 0.99 |
| DS | -0.19 | 0.11 | -0.02 | 0.06 | -0.04 | 0.06 | 0.03 | 0.02 |
| DT | -0.30 | 0.40 | 0.01 | 0.14 | -0.55 | 0.35 | 0.01 | 0.18 |

Tableau 14. Valeurs maximales, minimales, moyennes et des écarts types pendant deux périodes.

* Les valeurs de Φ_{rn} , Φ_{rc1} , Φ_{rcs} sont en unité $(10^6)J/m^2/j$ et les valeurs de Vbv , Ve , Vp sont en unité $(10^5)m^3/j$.

Le tableau 16 donne les corrélations entre les variables transformées et les autres variables climatiques. Il démontre que les valeurs de croissance unitaire de la température et de la salinité sont fortement corrélées avec les variables climatiques. C'est la raison pour laquelle les modèles des variables de croissance unitaire vont être construits par la méthode de l'A.C.D. pour deux périodes.

| | T | ϕ_{rn} | ϕ_{rc1} | ϕ_{rcs} | S | Vbv | Ve | Vp |
|--------------|-------|-------------|--------------|--------------|-------|-------|-------|-------|
| T | 1.00 | .343 | .828 | .732 | -.225 | -.124 | -.178 | -.253 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .003 | .906 | .126 | .000 |
| ϕ_{rn} | .343 | 1.00 | .381 | .449 | .093 | -.221 | -.188 | -.057 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .999 | .005 | .067 | 1.00 |
| ϕ_{rc1} | .828 | .381 | 1.00 | .922 | -.235 | -.229 | -.271 | -.302 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .001 | .002 | .000 | .000 |
| ϕ_{rcs} | .732 | .450 | .922 | 1.00 | -.219 | -.231 | -.254 | -.267 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .006 | .002 | .000 | .000 |
| S | -.226 | .093 | -.235 | -.219 | 1.00 | -.337 | -.250 | -.033 |
| | .003 | .999 | .001 | .006 | .000 | .000 | .000 | 1.00 |
| Vbv | -.124 | -.221 | -.229 | -.231 | -.337 | 1.00 | .965 | .620 |
| | .906 | .005 | .002 | .002 | .000 | .000 | .000 | .000 |
| Ve | -.178 | -.188 | -.271 | -.254 | -.250 | .965 | 1.00 | .794 |
| | .126 | .067 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 |
| Vp | -.253 | -.057 | -.302 | -.267 | -.033 | .620 | .794 | 1.00 |
| | .000 | 1.00 | .000 | .000 | 1.00 | .000 | .000 | .000 |
| T<13° | | | | | | | | |
| T | 1.00 | -.388 | .550 | .552 | .122 | -.372 | .295 | -.318 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .939 | .000 | .000 | .000 |
| ϕ_{rn} | -.388 | 1.00 | -.136 | -.182 | -.136 | .257 | -.002 | .303 |
| | .000 | .000 | .797 | .137 | .791 | .000 | 1.00 | .000 |
| ϕ_{rc1} | .550 | -.136 | 1.00 | .883 | -.370 | -.464 | .295 | -.502 |
| | .000 | .797 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 |
| ϕ_{rcs} | .522 | -.182 | .883 | 1.00 | -.156 | -.460 | .452 | -.424 |
| | .000 | .137 | .000 | .000 | .477 | .000 | .000 | .000 |
| T>17° | | | | | | | | |
| S | .122 | -.136 | -.370 | -.156 | 1.00 | -.003 | .160 | .191 |
| | .939 | .791 | .000 | .477 | .000 | 1.00 | .407 | .079 |
| Vbv | -.372 | .257 | -.464 | -.460 | -.003 | 1.00 | .113 | .715 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | 1.00 | .000 | .407 | .000 |
| Ve | .295 | -.002 | .295 | .483 | .160 | .113 | 1.00 | .335 |
| | .000 | 1.00 | .000 | .000 | .407 | .977 | .000 | .000 |
| Vp | -.318 | .303 | -.502 | -.424 | .191 | .712 | .335 | 1.00 |
| | .000 | .000 | .000 | .000 | .079 | .000 | .000 | .000 |

Tableau 15. Matrice de coefficients de corrélation (T<13°C et T>17°C).

| | ϕ_{rn} | ϕ_{rc1} | ϕ_{rcs} | Vbv | Ve | Vp | T, S (t-1) |
|--------------------------|-------------|--------------|--------------|-------|-------|-------|---------------|
| $T < 13^{\circ}\text{C}$ | | | | | | | |
| dT | | | | | | | |
| -- | -.401 | .480 | .248 | .060 | .017 | -.107 | -.427 |
| dt | .000 | .000 | .000 | 1.00 | 1.00 | .988 | .000 |
| dS | | | | | | | |
| -- | .315 | .363 | .377 | -.736 | -.797 | -.749 | -.422 |
| dt | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 |
| $T > 17^{\circ}\text{C}$ | | | | | | | |
| dT | | | | | | | |
| -- | -.569 | .481 | .297 | -.311 | .079 | -.270 | -.553 |
| dt | .000 | .000 | .000 | .000 | 1.00 | .000 | .000 |
| dS | | | | | | | |
| -- | .050 | .626 | .739 | -.332 | .225 | -.424 | -.517 |
| dt | 1.00 | .000 | .000 | .000 | .006 | .000 | .000 |

Tableau 16. Matrice des coefficients de corrélation entre variables transformées de T et de S, et variables climatiques.

6.5.3. Application de la méthode à la température et à la salinité

Avant d'établir le diagramme de direction, on a fait la régression progressive afin de choisir les meilleures variables explicatives au seuil de 5%. Les variables explicatives sélectionnées sont reportées dans le tableau 17.

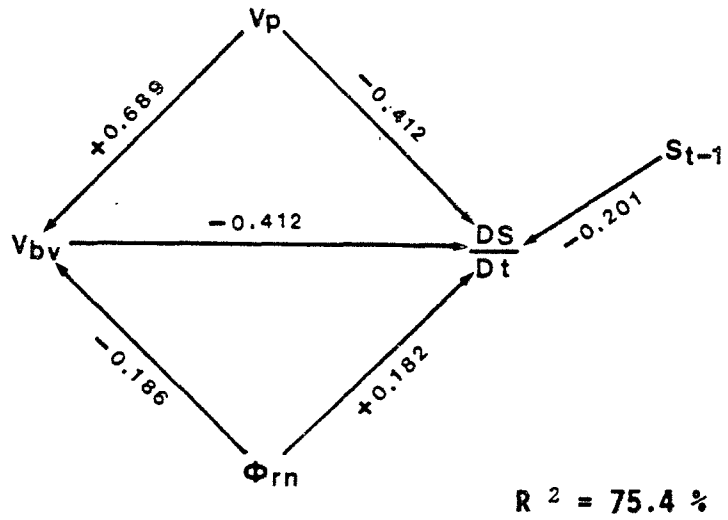
| Variables | Variables explicatives |
|--------------------------|---|
| dT | $\phi_{rn}, \phi_{rcl}, \phi_{rcs}, T_{t-1}$ |
| $T < 13^{\circ}\text{C}$ | |
| dS | $V_p, V_{bv}, \phi_{rn}, S_{t-1}$ |
| dT | $\phi_{rn}, \phi_{rcl}, \phi_{rcs}, V_e, T_{t-1}$ |
| $T > 17^{\circ}\text{C}$ | |
| dS | $V_p, \phi_{rcl}, \phi_{rcs}, S_{t-1}$ |

Tableau 17. Variables explicatives sélectionnées par la régression progressive.

Ensuite on a établi les diagrammes représentant les coefficients de direction, traduisant un effet direct d'une variable sur une autre en se référant les résultats obtenus par la régression progressive et en introduisant les mécanismes que l'on connaît. Les diagrammes de direction concernent le modèle d'évolution de la croissance unitaire de la température et de la salinité. Le pourcentage de variance expliquée (R^2) par chacun des modèles pour ces variables est également reporté sur ces graphiques (Fig.19).

T < 13°C

SALINITE



TEMPERATURE

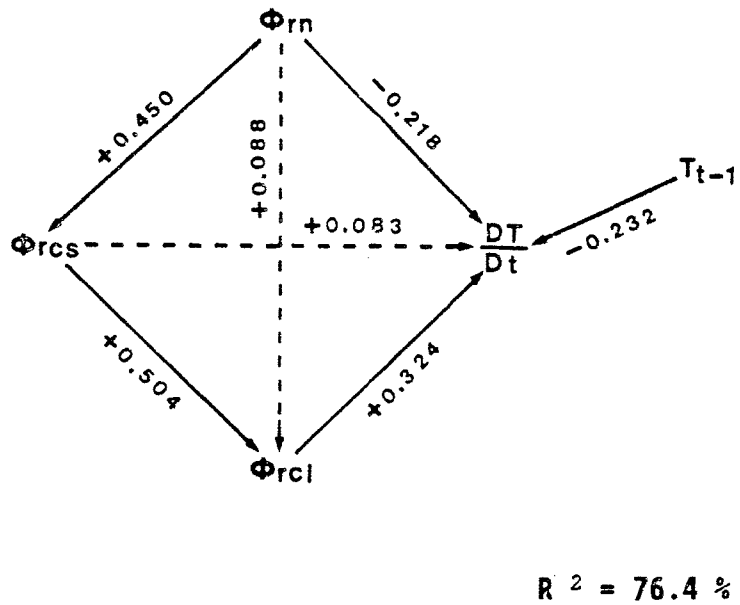
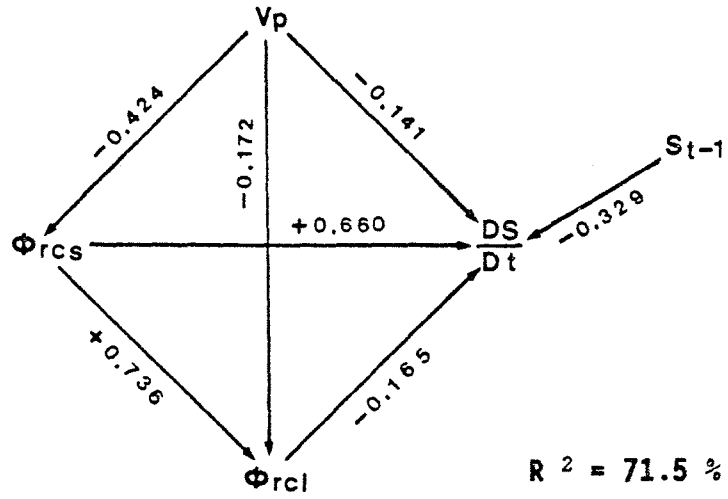


Fig.19(1). Diagramme de direction entre les variables expliquées (dS/dt et dT/dt) et les variables explicatives pour T<13°C.

T > 17°C

SALINITE



TEMPERATURE

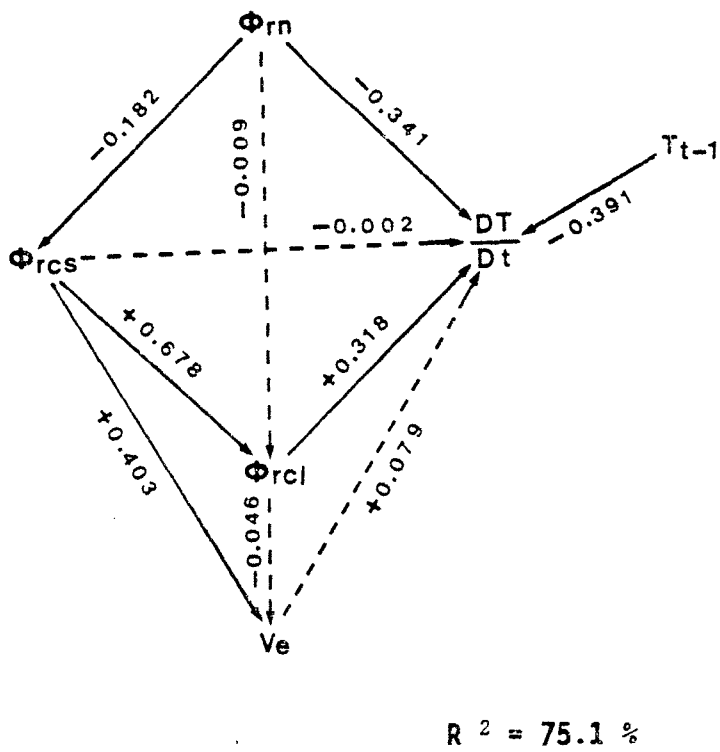


Fig.19(2). Diagramme de direction entre les variables expliquées (dS/dt et dT/dt) et les variables explicatives pour $T > 17^\circ C$.

| ! paires de vari. ! | ! cov. ! | | ! cov. causales ! | | | ! cov. ! | | ! cov.causale! cov due ! | |
|---------------------|------------|-------------------------|-------------------|---------------|------------|-----------------|------------|--------------------------|-----------------|
| | ! totale ! | ! Régression de crête ! | ! directe ! | ! indirecte ! | ! totale ! | ! non causale ! | ! totale ! | ! à la multi- ! | ! colinéarité ! |
| | ! A ! | ! B ! | ! C ! | ! D=B+C ! | ! E=A-D ! | ! D' ! | ! G=D'-D ! | | |
| ! Vp - DS ! | ! -.749 ! | ! -.412 ! | ! -.255 ! | ! -.669 ! | ! -.082 ! | ! -.412 ! | ! .255 ! | | |
| ! Vbv- DS ! | ! -.736 ! | ! -.412 ! | ! ---- ! | ! -.412 ! | ! -.324 ! | ! -.412 ! | ! ---- ! | | |
| ! φrn- DS ! | ! .315 ! | ! .182 ! | ! .091 ! | ! .273 ! | ! .042 ! | ! .182 ! | ! -.091 ! | | |
| ! St-1-DS ! | ! -.422 ! | ! -.201 ! | ! ---- ! | ! -.201 ! | ! -.221 ! | ! -.201 ! | ! ---- ! | | |
| ! Vp- Vbv ! | ! .620 ! | ! .609 ! | ! ---- ! | ! .609 ! | ! .011 ! | ! .609 ! | ! ---- ! | | |
| ! φrn-Vbv ! | ! -.221 ! | ! -.186 ! | ! ---- ! | ! -.186 ! | ! -.035 ! | ! -.186 ! | ! ---- ! | | |
| ! φrn- DT ! | ! -.401 ! | ! -.218 ! | ! .139 ! | ! -.079 ! | ! -.323 ! | ! -.335 ! | ! -.256 ! | | |
| ! φrcs-DT ! | ! .248 ! | ! .083 ! | ! .163 ! | ! .246 ! | ! .002 ! | ! -.845 ! | ! -1.091 ! | | |
| ! φrc1-DT ! | ! .480 ! | ! .324 ! | ! ---- ! | ! .324 ! | ! .156 ! | ! 1.502 ! | ! 1.178 ! | | |
| ! Tt-1-DT ! | ! -.427 ! | ! -.232 ! | ! ---- ! | ! .232 ! | ! -.195 ! | ! -.331 ! | ! -.099 ! | | |
| ! φrcs - φrc1 ! | ! .922 ! | ! .504 ! | ! ---- ! | ! .504 ! | ! .418 ! | ! .940 ! | ! .436 ! | | |
| ! φrn - φrc1 ! | ! .381 ! | ! .088 ! | ! .227 ! | ! .315 ! | ! .066 ! | ! -.042 ! | ! -.357 ! | | |

Tableau18(1). Valeurs des différentes sources de covariance entre les paires de variables pour $T < 13^{\circ}\text{C}$ ($DT=dT/dt$ et $DS=dS/dt$) (c.f.Fig.19(1)).

| ! paires de vari. ! | ! cov. ! | | ! cov. causales ! | | | ! cov. causale ! | | ! cov. due à la multi-colinéarité ! |
|---------------------|------------|-------------------------|-------------------|---------------|------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| | ! totale ! | ! Régression de crête ! | ! directe ! | ! indirecte ! | ! totale ! | ! non causale ! | ! totale régression multiple ! | |
| | A | B | C | D=B+C | E=A-D | D' | G=D'-D | |
| ! Vp - DS ! | -.435 | -.141 | -.200 | -.341 | -.094 | -.180 | .161 | |
| ! φrcs-DS ! | .739 | .660 | -.121 | .539 | .200 | 1.080 | .548 | |
| ! φrcl-DS ! | .626 | -.165 | ---- | -.165 | .791 | -.631 | -.466 | |
| ! St-1-DS ! | -.517 | -.329 | ---- | -.329 | -.188 | -.443 | -.114 | |
| ! Vp - φrcl ! | -.501 | -.172 | -.312 | -.484 | -.141 | -.467 | -.039 | |
| ! φrcl - φrcs ! | .883 | .736 | ---- | .736 | .147 | .817 | .081 | |
| ! φrn- DT ! | -.569 | -.341 | -.087 | -.428 | -.141 | -.467 | -.039 | |
| ! φrcs-DT ! | .297 | -.0002 | .245 | .245 | .052 | -.537 | -.782 | |
| ! φrcl-DT ! | .481 | .318 | -.003 | .315 | .166 | .831 | .516 | |
| ! Ve - DT ! | .079 | .079 | ---- | .079 | ---- | .217 | .138 | |
| ! Tt-1-DT ! | -.553 | -.391 | ---- | -.391 | -.162 | -.413 | -.022 | |
| ! φrn - φrcl ! | -.136 | -.009 | -.123 | -.132 | -.004 | .026 | .158 | |
| ! φrcs - φrcl ! | .883 | .678 | ---- | .678 | .205 | .887 | .209 | |
| ! φrcs-Ve ! | .483 | .403 | -.031 | .372 | .111 | 1.006 | .634 | |
| ! φrcl-Ve ! | .295 | -.046 | ---- | -.046 | .341 | -.593 | -.547 | |

Tableau 18(2). Valeurs des différentes sources de covariance entre les paires de variables pour $T > 17^{\circ}\text{C}$ (DT=dT/dt et DS=dS/dt) (cf.Fig.19(2)).

| VARIABLES A EXPLIQUER | VARIABLES EXPLICATIVES |
|---|--|
| <u>T < 13 C</u> | |
| dS | |
| -- = - .412Vp - .412 Vbv | Vbv = .609 Vp - .186 Φ_{rn} |
| dt + .182 Φ_{rn} - .201 St-1 | |
| | R ² =41.9% |
| R ² =75.4% | |
| dT | |
| -- = -.218 Φ_{rn} + .083 Φ_{rcs} | Φ_{rc1} = .504 Φ_{rcs} + .088 Φ_{rn} |
| dt + .324 Φ_{rc1} - .232 Tt-1 | |
| | R ² =85.1% |
| R ² =76.6% | |
| | Φ_{rcs} = .45 Φ_{rn} R ² =20.3% |
| <u>T > 17 C</u> | |
| dS | |
| -- = -.141 Vp -.660 Φ_{rcs} | Φ_{rc1} = .736 Φ_{rcs} - .172 Vp |
| dt -.165 Φ_{rc1} - .329 St-1 | |
| | R ² =80.0% |
| R ² =71.5% | Φ_{rcs} = -.424 Vp R ² =18.0% |
| dT | |
| -- = -.341 Φ_{rn} - .0002 Φ_{rcs} | Φ_{rc1} = - .0097 Φ_{rn} + .678 Φ_{rcs} |
| dt +.318 Φ_{rc1} -.079 Ve | |
| - .391 Tt-1 | R ² =78.0% |
| R ² =76.6% | |
| | Ve = .403 Φ_{rcs} - .046 Φ_{rc1} |
| | R ² =31.0% |
| | Φ_{rcs} = - .182 Φ_{rn} R ² =3.3% |

Tableau 19. Equations de régression et valeurs de R² correspondantes entre les variables du modèle.

Le tableau 18 contient les résultats de la partition de la covariance (colonne A) entre chaque paire de variables, (X, Y) en ses composantes. Pour deux variables X et Y, on peut connaître les composantes :

- directes (X - Y : colonne B);
- indirectes (X - Z - Y , lorsqu'un effet indirect à travers une variable Z peut exister par construction du modèle : colonne C);
- et non causales (colonne E).

Les résultats indiqués dans ce tableau ont été obtenus par l'A.C.D. appliquée aux équations de régression transcrites dans le tableau 19.

Les valeurs de covariance causale sont obtenues à partir des équations de régression de crête et de ce fait il est possible de mesurer l'importance de la multicollinéarité dans chacun des modèles.

La multicollinéarité est la part de corrélation linéaire entre un groupe de variables indépendantes agissant sur la même variable dépendante. Elle peut être mesurée par la différence entre la covariance totale calculée après une régression linéaire multiple standard (colonne D) et celle calculée après une régression de crête. Cette différence reportée dans la colonne G montre que la multicollinéarité aurait pu conduire à une surestimation des covariances causales dans certains cas, si celles-ci avaient été déduites par la régression multiple standard plutôt que par la régression multiple de crête (ϕ_{rcs-DT} , ϕ_{rc1-DT} pour $T < 13^\circ C$, ϕ_{rc1-DS} , ϕ_{rcs-DT} , ϕ_{rcs-DT} pour $T > 17^\circ C$ etc...).

Les colonnes E du tableau 19 montrent aussi deux types de conséquences des relations linéaires entre une variable dépendante et un ensemble de variables indépendantes (incluses ou non dans le modèle). Une fausse corrélation peut être rencontrée pour une paire donnée de variable (X,Y) lorsque la construction du modèle est telle qu'il peut exister une (ou plusieurs) variable(s) Z qui influencent ces deux variables simultanément. Lorsque Z est une variable du modèle, sa contribution à une fausse corrélation entre X et Y sera égale à l'effet indirect de Z sur la variable dépendante Y (colonne C dans le tableau 19). D'autre part, une covariance non causale peut avoir d'autres origines. Ce peut être un manque de linéarité dans les relations étudiées, ou encore l'existence de variables autres que celles prévues dans le modèle, desquelles dépendent linéairement à la fois les variables X et Y. Cette dernière situation correspond à une violation de l'hypothèse de causalité fermée (ou d'indépendance des erreurs), c'est-à-dire que la covariance entre X et Y n'est pas fermée à des influences extérieures. Enfin, lorsqu'un seul effet (une seule flèche) influence une variable Y, il n'existe pas, par construction, de covariance non-causale mesurable.

6.5.4. Analyse des résultats des modèles

Le pourcentage de variance expliquée par le modèle pour la variable transformée de la température de l'eau expliquée par le modèle est significatif dans les deux cas ($T < 13^\circ\text{C}$ et $T > 17^\circ\text{C}$). De plus, les valeurs du coefficient de détermination (R^2) restent stables ($R^2 = 76.6\%$ pour $T < 13^\circ\text{C}$, et $R^2 = 75.1\%$ pour $T > 17^\circ\text{C}$).

Pendant la période hivernale ($T < 13^\circ\text{C}$), la température de l'eau est influencée par Φ_{rn} , Φ_{rc1} , Φ_{rcs} et T à l'instant $t-1$. Φ_{rn} a un effet direct négatif (le coefficient de direction a un signe négatif), et un effet indirect positif par l'intermédiaire de Φ_{rcs} , Φ_{rc1} . La variance non-causale de la paire (Φ_{rn}, DT) est plus importante que pour les autres paires de variables. Les variables Φ_{rcs} et Φ_{rc1} ont un effet positif sur DT , Φ_{rcs} a un effet indirect sur DT par l'intermédiaire de Φ_{rc1} plus important que son effet direct. Ces deux variables sont très corrélées entre elles ($R = 0.941$). De plus, les covariances liées à la multicollinéarité pour les paires de variables (Φ_{rcs}, DT) et (Φ_{rc1}, DT) sont beaucoup plus fortes que celles des couples (Φ_{rn}, DT) et (T_{t-1}, DT). Φ_{rc1} explique plus de variance que Φ_{rcs} .

Pendant la période estivale ($T > 17^\circ\text{C}$), le modèle fait en plus intervenir le volume d'échanges avec la mer. Φ_{rn} a un effet direct négatif sur DT , et un effet indirect par l'intermédiaire de Φ_{rcs} , Φ_{rc1} et Ve , le premier effet étant plus important que le second. Φ_{rcs} a un effet direct négatif très faible et un effet indirect positif très fort par l'intermédiaire de Φ_{rc1} et Ve : cela traduit qu'il existe une forte corrélation entre Φ_{rcs} , Φ_{rc1} et Ve . On voit bien que la covariance due à la multicollinéarité est plus forte pour la paire de variables Φ_{rcs} et DT que pour les autres paires de variables (colonne G). Φ_{rc1} a aussi un effet direct positif et un effet indirect négatif faible par Ve .

On sait que la salinité subit un processus de dilution ou de concentration. Elle varie avec les apports extérieurs.

Dans notre modèle pour la période hivernale, les apports Ve et Vbv ont un effet négatif direct sur DS , Ve ayant de plus un effet indirect par l'intermédiaire de Vbv . Φ_{rn} influence aussi la croissance unitaire de la salinité par un effet direct positif et un effet indirect par l'intermédiaire de Vbv . La variance expliquée (R^2) par le modèle est de 75.4%.

Pour la période estivale, la variance expliquée est significative ($R^2 = 71.5\%$). L'effet direct de Vp sur DS est plus faible que celui indirect par l'intermédiaire de Φ_{rcs} et Φ_{rc1} . L'effet direct de Φ_{rcs} sur DS et son effet indirect par l'intermédiaire de Φ_{rc1} sont de signe contraire, car l'effet direct de Φ_{rc1} sur DS est négatif. La variance de multicollinéarité du couple (Φ_{rcs}, DS) est très forte (colonne G).

L'intégration des équations de régression portées dans le tableau 19 nous a permis de calculer la température et la salinité, le changement d'équations a lieu à la température de 15°C. Ce modèle peut être utilisé de deux façons différentes.

- Modèle d'évolution

Ce modèle a l'intérêt de simuler les variables à expliquer (T et S) sans utiliser les observations antérieures sur ces variables. Dans notre cas, la température et la salinité à l'instant t ont été simulées en utilisant la température et la salinité calculées à l'instant t-1, et les autres variables climatiques. Les résultats des modèles d'évolution sont données figure 20 (1975-1980 pour le calage et 1981, 1982 pour le test de validation du modèle).

- Modèle de prévision

Ce modèle permet de prévoir la température et la salinité à l'instant t en utilisant les deux variables observées à l'instant t-1. Dans notre cas, on peut faire la prévision de la température et de la salinité en faisant la prévision des variables climatiques au pas de temps de quinze jours environ. Les résultats sont représentés la figure 21.

La figure 20 illustre bien la qualité d'ajustement du modèle d'évolution pour la température et la salinité en présentant simultanément les valeurs observées et les valeurs théoriques déduites du modèle (i.e. de l'équation de régression). Les résultats de la simulation sont aussi bons pour la période de calage que pour celle de test. Ils indiquent que les variables explicatives choisies pour constituer les modèles sont significatives, même si elles ne sont pas les seules à régir la température et la salinité. Ces résultats sont comparables aux résultats obtenus par les modèles déterministes.

La figure 21 montre aussi la qualité des modèles de prévision de la température et de la salinité en présentant les valeurs observées (courbe) et les valeurs de prévision (flèche).

Les caractéristiques statistiques des résultats des modèles regroupées dans le tableau 20 permettent de montrer et de comparer les performances de ces deux types de modèles.

Selon ce tableau, on constate que les modèles d'évolution pour la température et la salinité donnent les résultats satisfaisants, la variance expliquée par les modèles est égale à 93.6% pour la température, et à 88.7% pour la salinité, et que les résultats des modèles de prévision sont aussi satisfaisants. Il est normal que les résultats des

Fig.20.

Résultats de la simulation pour
la température et la salinité

— période de calage (1975-1980)

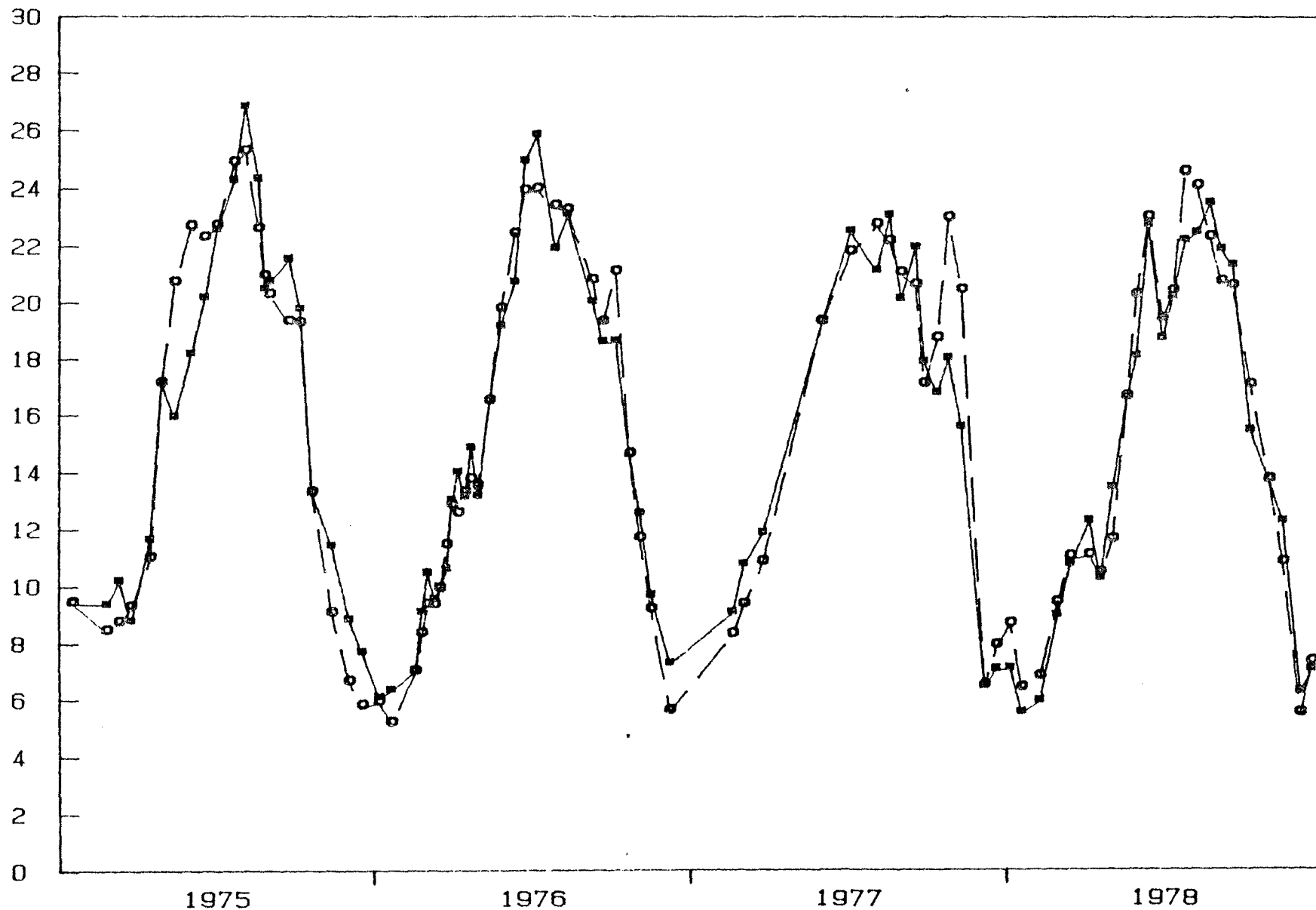
— période de test (1981-1982)

—○— valeurs simulées

—■— valeurs observées

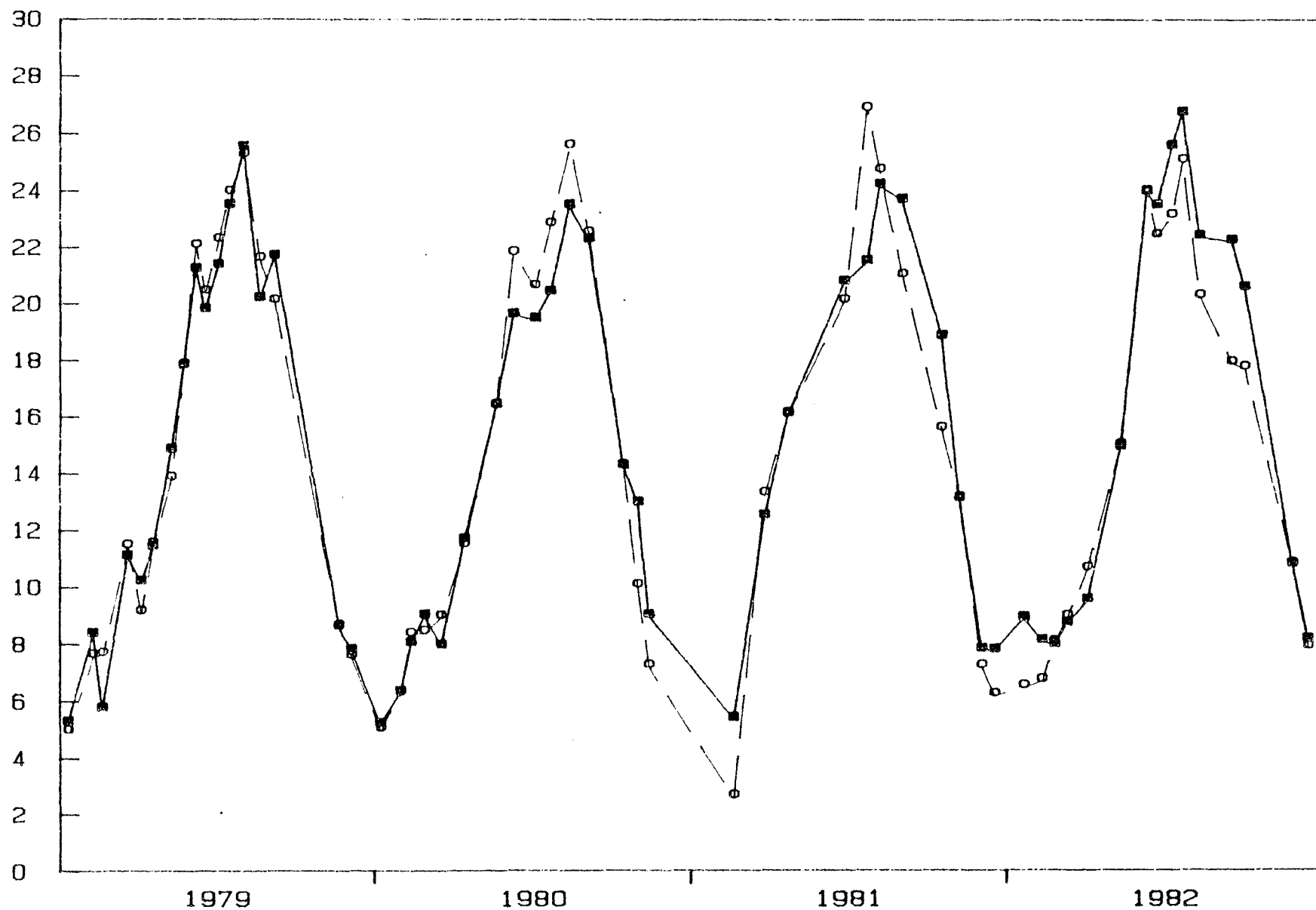
T (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE OBSERVEE ET CALCULEE



T (°C)

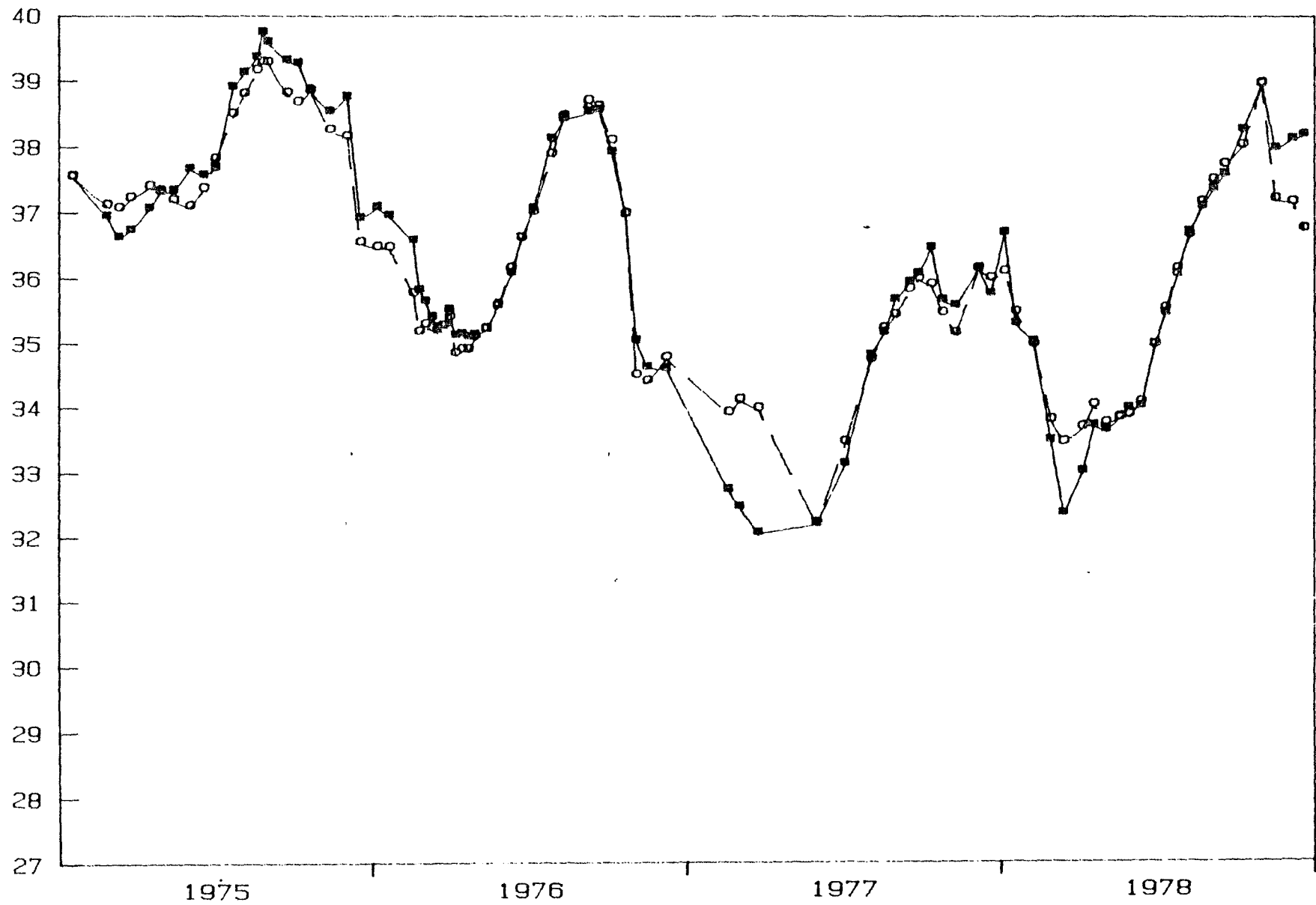
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE OBSERVEE ET CALCULEE



ANNEES

S (‰/‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE OBSERVEE ET CALCULEE



S (‰/o)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE OBSERVEE ET CALCULEE

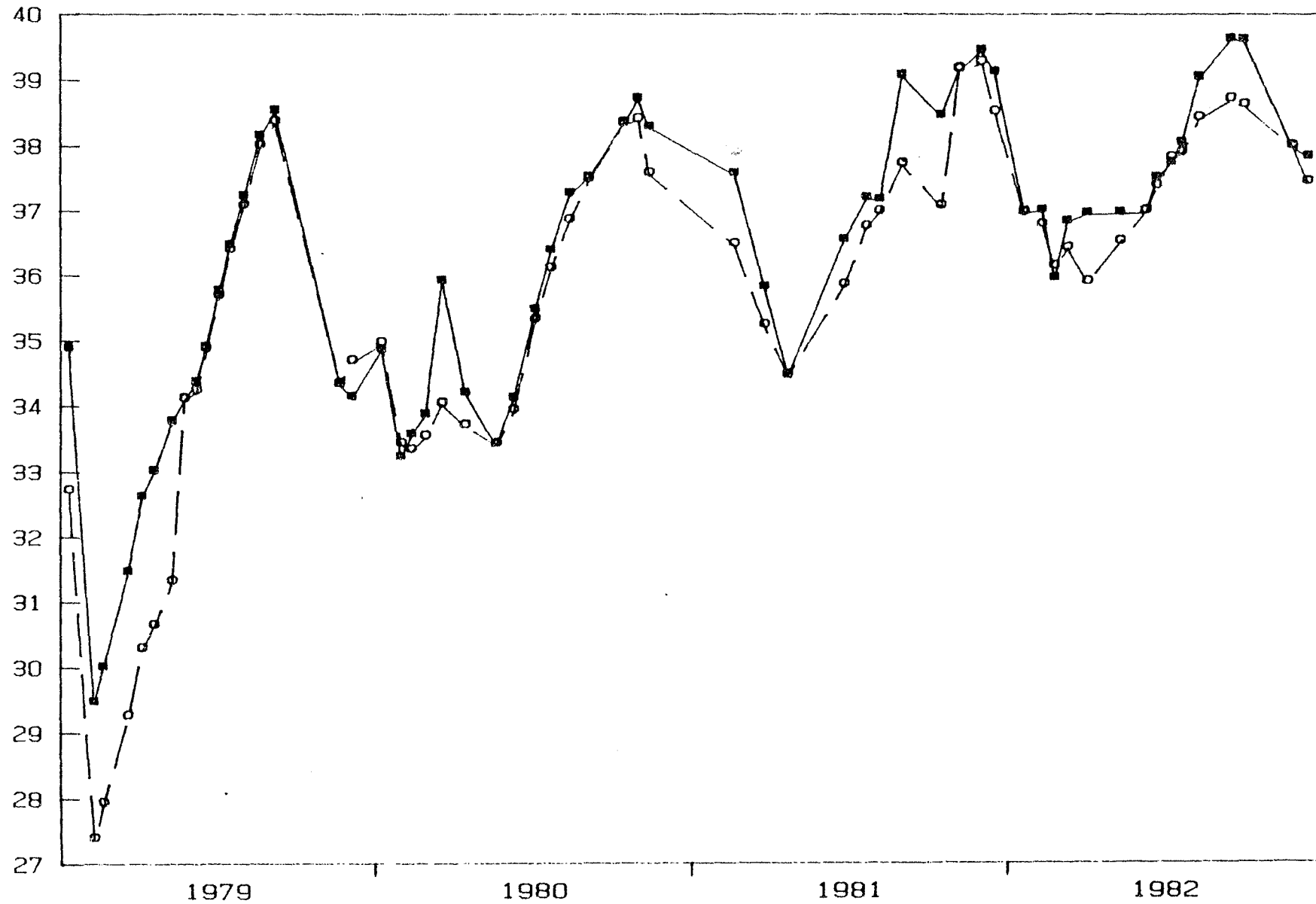


Fig.21.

Résultats de la prévision pour
la température et la salinité

— période de calage (1975-1980)

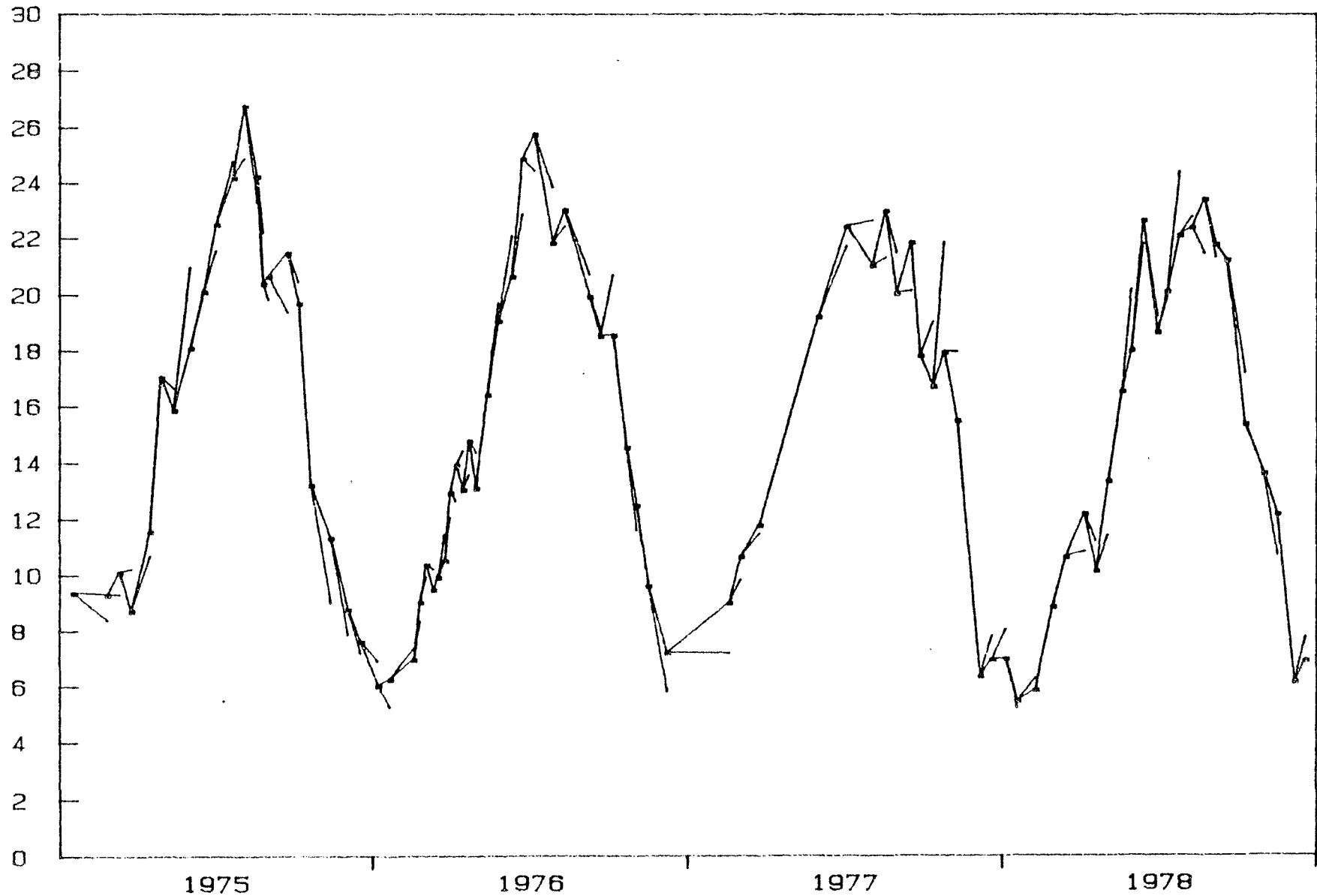
— période de test (1981-1982)

—o— valeurs observées

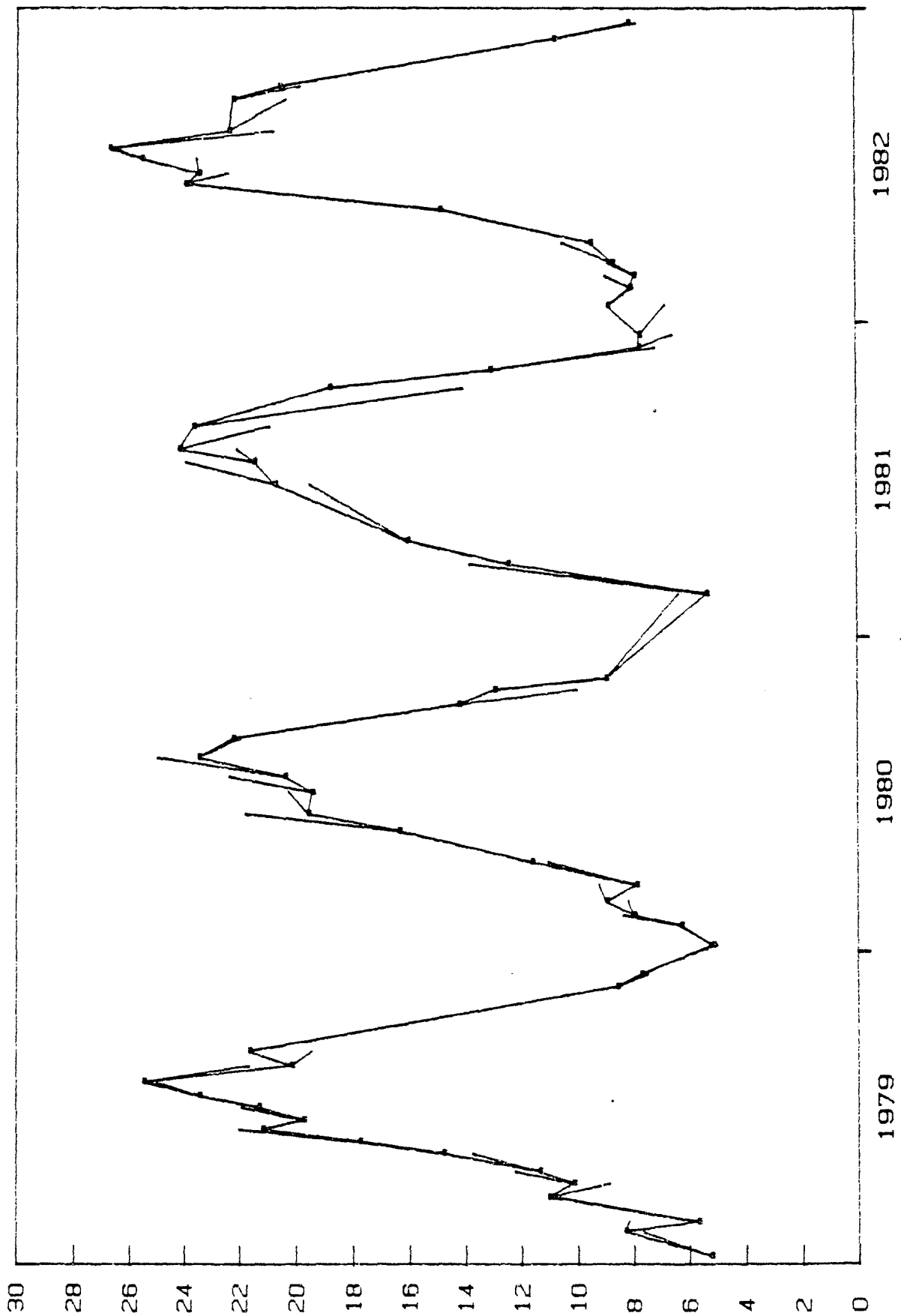
—■— valeurs prévues

T (°C)

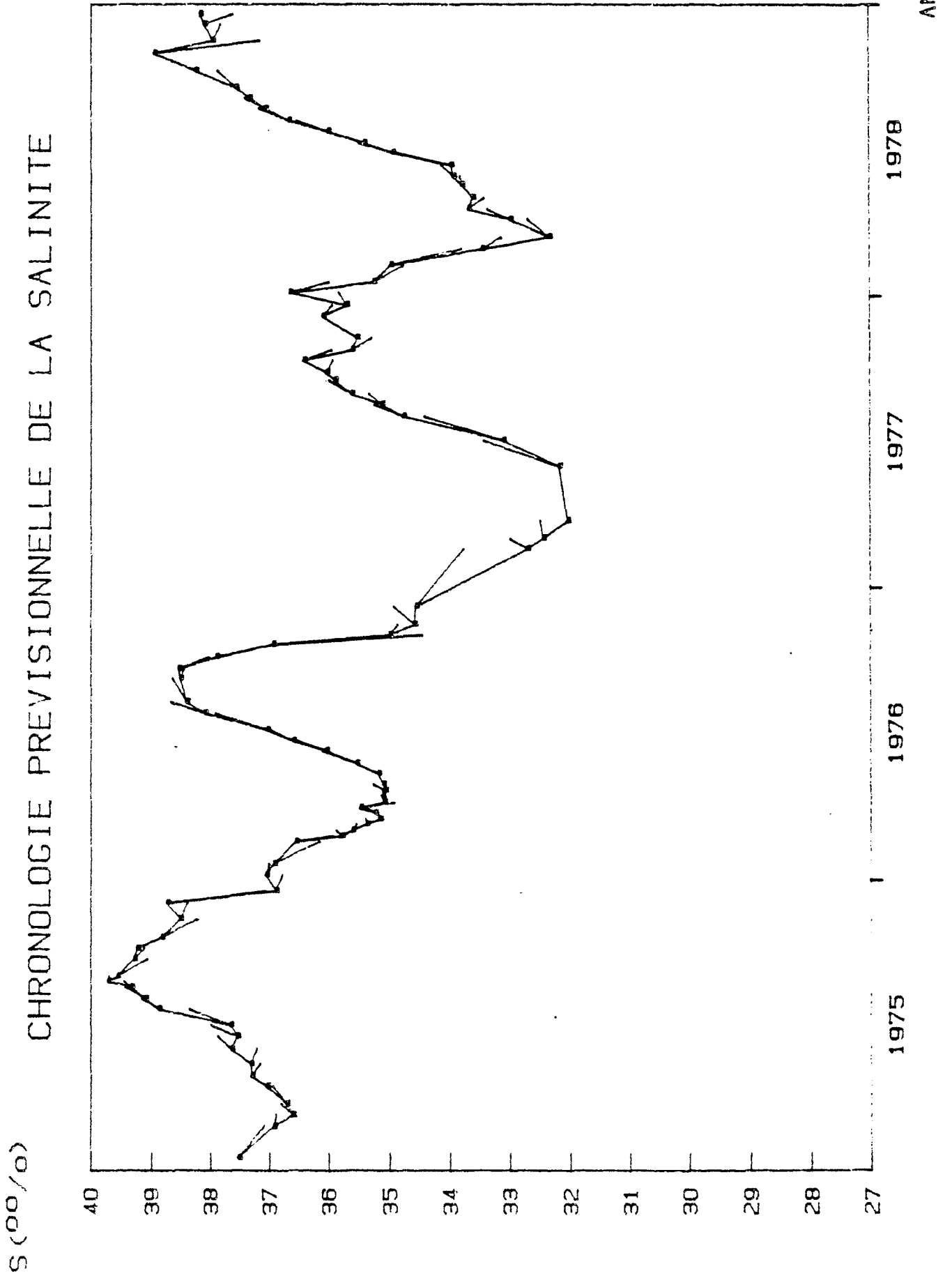
CHRONOLOGIE PREVISIONNELLE DE LA TEMPERATURE



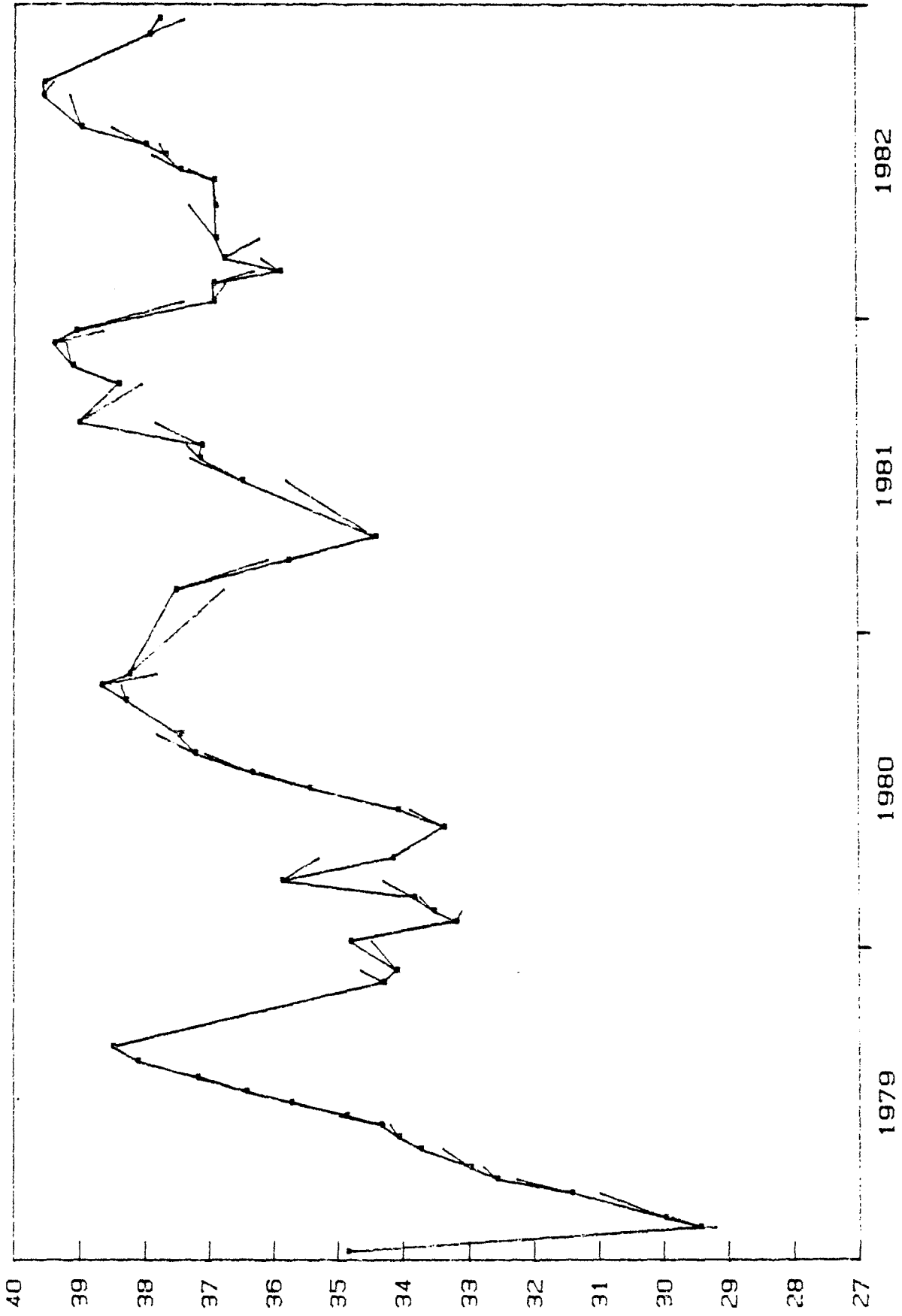
T (°C)
CHRONOLOGIE PREVISIONNELLE DE LA TEMPERATURE



ANNEES



CHRONOLOGIE PREVISIONNELLE DE LA SALINITE



ANNEES

| | Modèle de prévision | | | | Modèle d'évolution | | | |
|----------------|---------------------|-------|-------|-------|--------------------|-------|-------|-------|
| | Tobs | Tcal | Sobs | Scal | Tobs | Tpre | Sobs | Spre |
| MOY | 15.26 | 15.17 | 36.46 | 36.40 | 15.26 | 15.17 | 36.46 | 36.20 |
| ECT | 6.22 | 6.34 | 2.11 | 2.06 | 6.22 | 6.53 | 2.11 | 2.20 |
| EQM | 2.56 | | 0.136 | | 2.44 | | 0.495 | |
| R | 0.972 | | 0.985 | | 0.971 | | 0.955 | |
| R ² | 0.941 | | 0.969 | | 0.936 | | 0.887 | |

Tableau 20. Performances des modèles d'évolution et de prévision

modèles de prévision soient meilleurs que ceux des modèles d'évolution, car les modèles de prévision sont corrigés par les observations à chaque pas de temps.

6.6. Discussions et conclusions

L'A.C.D. fournit à son utilisateur plus d'informations que la régression multiple standard, bien que les coefficients de direction soient obtenus par des techniques de régression. En effet : (1) ces coefficients sont intégrés dans une trame causale, (2) cette méthode permet de différencier les effets directs des effets indirects, (3) elle identifie les fausses corrélations qui, lorsqu'elles sont présentes, indiquent qu'un effort supplémentaire doit être réalisé pour affiner la perception conceptuelle du modèle, et (4) cette méthode permet de dégager de la masse des corrélations significatives entre toutes les paires de variables celles - et elles sont peu nombreuses dans les exemples étudiés (colonne B) - qui traduisent une relation causale significative.

Les modèles d'A.C.D. trouvent leur pleine utilité lorsqu'ils sont utilisés pour tester l'hypothèse qu'une variable dépend d'un ensemble de causes. Le concept de relation causale faible est alors à rapprocher de celui des fonctions multivariées, utilisé normalement comme base de la modélisation traditionnelle des phénomènes écologiques. Comparée à ce type de modèle, l'A.C.D. peut paraître comme un instrument plus grossier pour l'analyse des systèmes, ne serait-ce que par le fait qu'il est limité, dans notre cas, à des relations linéaires simples entre variables. Il ne faut cependant pas oublier que pour certaines variables du modèle utilisé, ce ne sont pas les données brutes mais leurs valeurs transfor-

mées - dans nos modèles la croissance unitaire des variables expliquées - qui sont en relation linéaire avec les autres variables climatiques.

Quoiqu'il en soit, cette méthode de modélisation statistique, les résultats obtenus dans ce travail l'ont montré, peut être utile à différentes étapes de la recherche écologique, notamment pour étudier des variables dont les causes d'évolution sont peu connues.

Les résultats obtenus par cette méthode sont significatifs et encourageants. Ils montrent que:

- La salinité dépend principalement des apports d'eau douce en hiver, leurs arrivées dans l'étang diminuent la salinité, en revanche en été elle dépend du volume de la pluie d'une part, et des échanges thermiques avec l'atmosphère d'autre part qui peuvent être traduits par les effets du vent et de l'évaporation;

- La température est essentiellement fonction des échanges thermique entre l'étang et l'atmosphère pendant toute l'année. La somme du rayonnement global, atmosphérique et thermique reçu par le plan d'eau et le flux de chaleur latente jouent un rôle plus important que celui du flux de chaleur sensible dans l'évolution de la température de l'eau.

Les variations temporelles de la température et de la salinité peuvent être déterminées par les fluctuations des variables environnementales prises en compte par les modèles (V_p , V_{bv} , V_e , Φ_{rn} , Φ_{rc1} , Φ_{rcs}). L'importance des modèles établis est qu'ils peuvent servir à la prévision de la température et de la salinité en connaissant les variables environnementales. Dans la réalité, on peut utiliser les résultats de la prévision météorologique afin de prévoir la température et la salinité. La figure 21 illustre les résultats de la prévision de la température et de la salinité en supposant les variables environnementales observées comme celles prévues.

CHAPITRE 7

EVOLUTION ET MODELISATION DE
L'OXYGENE DISSOUS

7.1. Introduction

L'oxygène est un des facteurs fondamentaux de la vie. Il entre pour 21% (en volume) dans la composition de l'atmosphère, et représente 35% environ (en volume) des gaz dissous dans l'eau à pression normale. Parmi les gaz dissous, l'oxygène est celui qui joue le rôle le plus important pour la qualité biotique des eaux.

La teneur en oxygène dissous est conditionnée d'une part par des mécanismes purement physiques (échanges entre la couche superficielle et l'atmosphère, diffusion entre les couches d'eau différentes), d'autre part par des processus biologiques et biochimiques. L'activité photosynthétique des végétaux aquatiques (algues supérieures, plancton) fournit de l'oxygène, la respiration des organismes vivants, la dégradation des matières organiques par les bactéries hétérotrophes en consomment comme les phénomènes d'auto-oxydation de différentes substances organiques ou minérales et les processus enzymatiques.

Avant d'établir un modèle qui permettra de prévoir la teneur en oxygène dissous à partir d'autres variables notamment physico-chimiques, nous allons essayer d'approfondir les mécanismes qui conditionnent le plus souvent la concentration en oxygène dans les eaux.

Il est admis que la consommation d'oxygène dépend assez directement de l'importance de la production organique.

Les eaux superficielles ont des teneurs en oxygène dissous qui avoisinent le plus souvent la saturation (environ 7 à 8 mg/l).

7.2. Evolution de la teneur en oxygène dissous

7.2.1. Processus physico-chimiques

7.2.1.1. Echanges avec l'atmosphère

Dans l'étude de la répartition spatiale du gaz dissous dans les eaux de mer, il est admis que tout élément de volume d'eau s'est trouvé à un moment donné en contact avec l'atmosphère et qu'un équilibre s'est établi entre cette dernière et les gaz dissous contenus dans l'élément de volume d'eau considéré. Pour l'oxygène, cet équilibre est régi simplement par la loi de Henry, selon laquelle la concentration de chaque gaz dissous (oxygène, azote ...) est proportionnelle à la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère. Le coefficient de proportionnalité,

appelé coefficient de saturation, dépend du gaz considéré, de la température et de la salinité dans le cas des eaux de mer.

L'oxygène dissous dans les eaux résulte du brassage qui existe entre l'eau et l'air. On observe donc une meilleure oxygénation des eaux de surface en période de vent qu'en période de calme.

Dans les eaux plus profondes la photosynthèse algale et la diffusion sont les seules sources d'oxygène.

En moyenne la ré-oxygénation des eaux par l'air constitue 5 à 20% de l'oxygène dissous.

7.2.1.2. Solubilité de l'oxygène dans les eaux de mer

Le tableau 21 indique, selon divers chercheurs (Ivanoff, 1972), les teneurs en oxygène, de l'eau distillée et d'une eau de mer de salinité 35‰ sous la pression atmosphérique normale, l'air étant supposé saturé de vapeur d'eau à la température considérée. Les résultats sont fournis en ml/l soit pratiquement en cm³ de gaz (dans les conditions dites normales, c'est-à-dire à 0°C et sous la pression atmosphérique normale) par litre d'eau (à 20°C). Pour l'oxygène qui est un gaz presque parfait, 1 ml/l vaut sensiblement 0.0893 mol g/l.

On voit que la solubilité de l'oxygène décroît lorsque la température augmente, et est plus faible dans l'eau de mer que dans l'eau distillée (d'une manière plus générale elle décroît lorsque la salinité augmente; dans les eaux de mer c'est toutefois la température qui constitue le facteur prédominant).

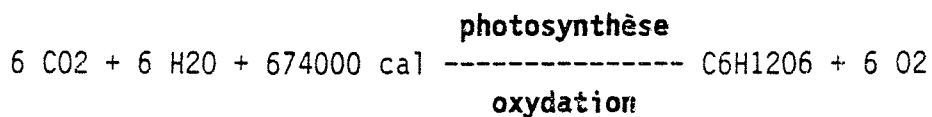
Signalons enfin qu'il s'agit dans le tableau ci-dessus de la valeur de saturation à l'équilibre. A la surface de la mer interviennent certainement de nombreux facteurs tels que l'état d'agitation, le vent, la formation de bulles au voisinage de la surface, l'évaporation, l'humidité de l'atmosphère, les phénomènes de convection et plus généralement la vitesse de renouvellement de la pellicule superficielle, facteur dont l'influence n'est pour ainsi dire pas connue.

| | !Eau distillée! | | !Eau de mer de! | | |
|-------|-----------------|-------|-----------------|------|---|
| | ! | | !salinité 35% ! | | ! |
| ! | !(1)! | ---- | ! | ---- | ! |
| ! | !(2)! | 10.24 | ! | 8.04 | ! |
| !0 C | !(3)! | 10.23 | ! | 8.05 | ! |
| ! | !(4)! | 10.22 | ! | 8.05 | ! |
| ! | !(5)! | ---- | ! | 7.98 | ! |
| ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! | !(1)! | ---- | ! | ---- | ! |
| ! | !(2)! | 7.88 | ! | 6.32 | ! |
| !10 C | !(3)! | 7.88 | ! | 6.32 | ! |
| ! | !(4)! | 7.89 | ! | 6.32 | ! |
| ! | !(5)! | ---- | ! | 6.28 | ! |
| ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! | !(1)! | 6.53 | ! | 5.31 | ! |
| ! | !(2)! | 6.36 | ! | 5.18 | ! |
| !20 C | !(3)! | 6.36 | ! | 5.17 | ! |
| ! | !(4)! | 6.35 | ! | 5.17 | ! |
| ! | !(5)! | ---- | ! | 5.18 | ! |
| ! | ! | ! | ! | ! | ! |
| ! | !(1)! | 6.49 | ! | 4.52 | ! |
| ! | !(2)! | 5.28 | ! | 4.36 | ! |
| !30 C | !(3)! | 5.28 | ! | 4.35 | ! |
| ! | !(4)! | 5.28 | ! | 5.28 | ! |
| ! | !(5)! | ---- | ! | 4.44 | ! |

Tableau 21. Teneur (ml/l dans les conditions normale) de l'eau distillée et de l'eau de mer de salinité 35% en oxygène (d'après Ivanoff, 1972).

7.2.2. Processus biologiques et biochimiques

De l'oxygène est formé lors de la photosynthèse de la matière organique, que l'on peut résumer par la réaction correspondant à la synthèse du glucose :



La photosynthèse est assurée dans les eaux de mer par le phyto-plancton, les algues supérieures et quelques plantes à fleurs.

Dans tous les cas, elle dépend de la présence à des teneurs convenables du gaz carbonique, des sels nutritifs et de l'énergie des radiations lumineuses.

Les organismes vivants animaux et végétaux ont besoin pour opérer toutes les transformations chimiques nécessaires à leur vie, d'une source d'énergie: l'oxygène.

Leur consommation varie selon l'espèce, l'âge, le sexe et leur productivité etc... Ces consommations dépendent de la température et de la quantité de nourriture disponible dans le milieu, et sont influencées par la teneur en oxygène du milieu.

Un autre facteur intervient sur les échanges d'oxygène et de dioxyde de carbone entre l'eau et les organismes vivants: le pH. Cette grandeur qui est reliée à la concentration en bicarbonates et à la pression partielle en CO₂ a une valeur optimale pour chaque espèce (Pourriot, 1982).

Les bactéries minéralisent la majorité des déchets organiques qui s'accumulent (excréta, cadavres d'animaux, débris de végétaux).

Les bactéries dites hétérotrophes, parce que leur source de carbone est organique, sont soit aérobies, soit anaérobies. Elles utilisent lors de la dégradation de la matière organique, de l'oxygène, ce qui n'est pas le cas des bactéries anaérobies.

D'autres bactéries dites autotrophes, parce qu'elles tirent leur énergie de l'oxydation des substances minérales (NH₄, NO₃, H₂S, Fe ...), sont également consommatrice d'oxygène, mais elles sont généralement moins nombreuses dans les milieux lagunaires.

7.2.3. Phénomènes anoxiques

Les phénomènes anoxiques résultent d'un bilan en oxygène déficitaire. L'oxygène, provenant de la photosynthèse et des échanges avec l'atmosphère, est insuffisant pour compenser les besoins pour la respiration des organismes vivants et les mécanismes de dégradation oxydative des composés azotés, phosphorés et des matières organiques carbonées.

L'aération artificielle permet d'éviter l'épuisement en oxygène des bassins d'élevage intensif où les phénomènes anoxiques ont un caractère accidentel. Par contre, en mer ouverte, le risque existe dans les zones où les conditions suivantes sont réunies:

- étang ou baie où les échanges avec les eaux du large sont faibles;

- faible agitation de la mer entraînant une stratification verticale des masses d'eau qui empêche la pénétration de l'oxygène dans les couches profondes;

- température élevée des eaux favorisant simultanément l'abaissement du taux de saturation en oxygène et l'accroissement des besoins pour le métabolisme des organismes et la dégradation des matières organiques;

- fortes charges en matières organiques dans les eaux provenant soit d'une biomasse phytoplanctonique détritique produite par un excès de sels nutritifs, soit par des rejets anthropiques divers.

Ces phénomènes sont redoutés dans les étangs littoraux de la Méditerranée où, connus sous le nom de malaïgues, ils ont déjà provoqués des mortalités importantes dans le cheptel mytilicole de l'étang de Thau.

Les organismes aquatiques aérobies sont sensibles au taux d'oxygène dans l'eau. Il est généralement admis que le milieu devient défavorable quand la teneur en oxygène est inférieure à 70% du taux de saturation (Barnabe, 1986). Ainsi, l'article 11 de l'arrêté du 15 juin 1978, fixant les conditions techniques auxquelles doivent satisfaire les établissements ostréicoles habilités à expédier ou vendre directement les huîtres, exige que:

" Quelle que soit la quantité d'huîtres en dégorgement, toutes précautions soient prises pour maintenir en permanence la teneur en oxygène dissous dans l'eau au-dessus de 70% de la saturation."

7.3. Evolution de la teneur en oxygène dans l'étang de Thau

Sur les figures 22 et 23 sont représentées les variations de la teneur en oxygène (en mg/l) et le pourcentage d'oxygène dissous dans les eaux de l'étang de Thau, observées entre 1975 et 1982. Ces figures ont été tracées à partir des données fournies par l'IFREMER. Sur chaque figure les valeurs observées à différentes profondeurs -1m, -3m ou -8m (niveaux 1,2 et 3) ont été reportées.

Le tableau 22 contient la valeur moyenne, les valeurs minimales et maximales de la teneur en oxygène et l'écart-type. N100 et N70 représentent le nombre de valeurs pour lesquelles la teneur en oxygène dissous est respectivement supérieure à 100% et inférieure à 70%.

O₂ (mg/l)

CHRONOLOGIE DE L' OXYGENE DISSOUS MESURE

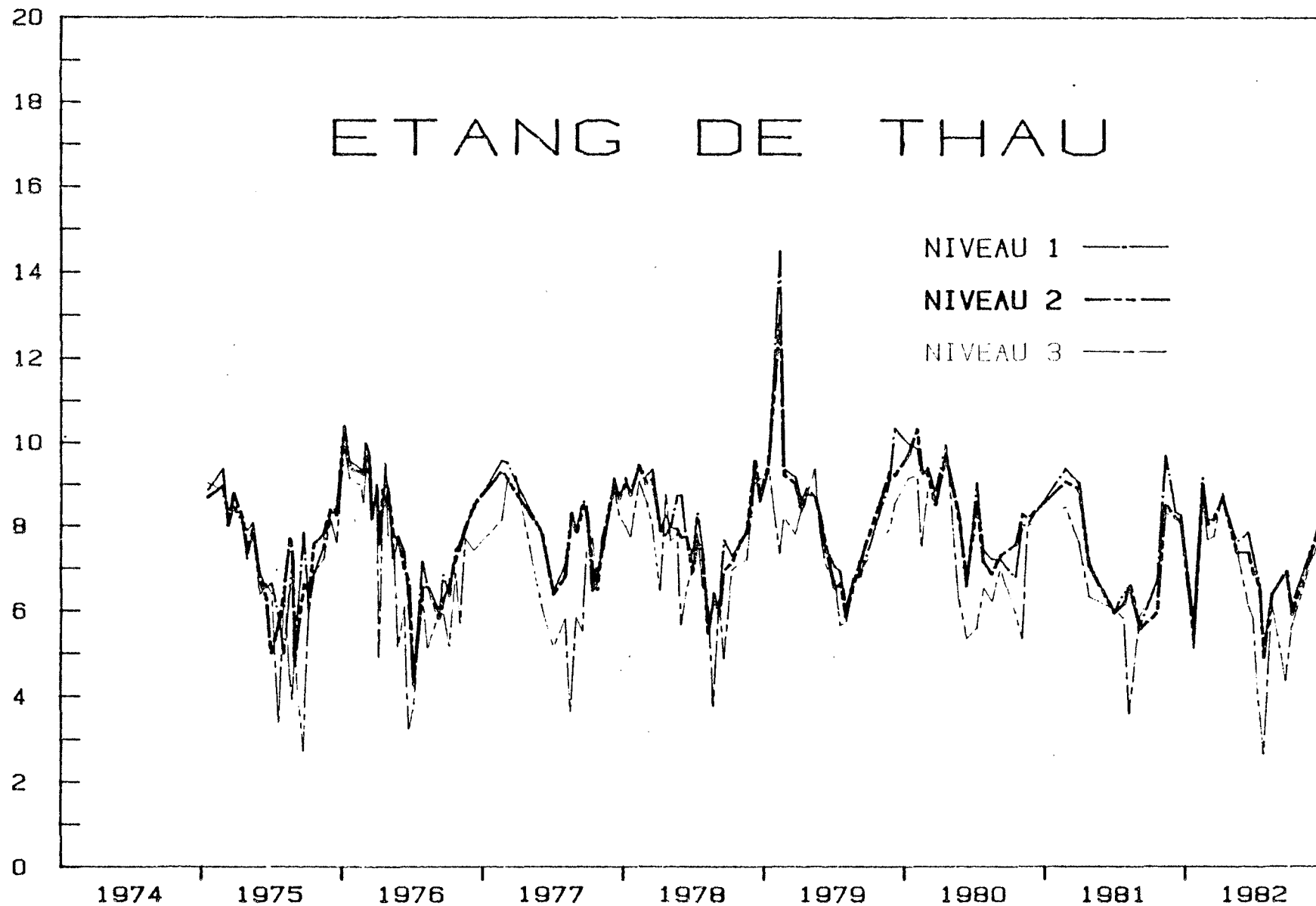


Fig.22. Présentation des variations d'oxygène dissous en fonction de la profondeur dans l'étang de Thau (en unité mg/l).

DATES

OXY (o/o)

CHRONOLOGIE DE L'OXYGENE DISSOUS MESURE

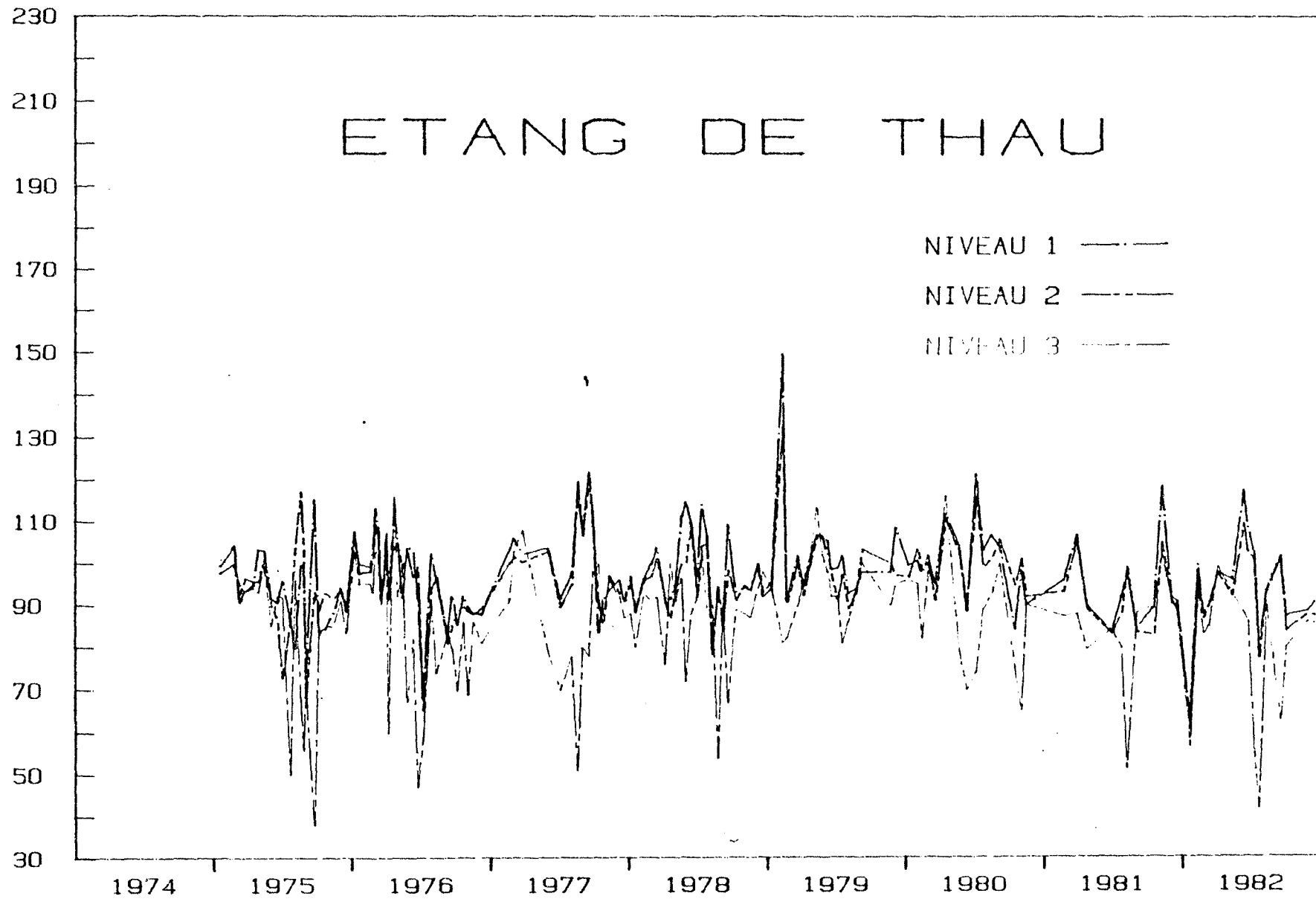


Fig.23. Présentation des variations d'oxygène dissous en fonction de la profondeur dans l'étang de Thau (en unité %).

DATES

| Niveaux | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
|------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|
| profondeur | -1 | -2 | -8 | -1 | -3 | -8 |
| en m | en mg/l | | | en % | | |
| Maximale | 14.48 | 12.99 | 10.04 | 149.5 | 133.3 | 116.0 |
| Minimale | 4.5 | 4.28 | 2.68 | 62.9 | 60.9 | 38.0 |
| Moyenne | 7.92 | 7.80 | 7.06 | 97.5 | 95.9 | 86.1 |
| Ecart-type | 1.35 | 1.29 | 1.62 | 10.8 | 9.72 | 14.4 |
| N100 | | | | 52 | 50 | 20 |
| N70 | | | | 2 | 3 | 21 |

Tableau 22. Valeurs statistique de la teneur en oxygène dissous en fonction de la profondeur.

D'après ces résultats, il apparaît que les eaux superficielles sont plus oxygénées que les eaux profondes et que les teneurs en oxygène varient pour les eaux de surface de 4.5 mg/l à 14.5 mg/l, pour les eaux intermédiaires de 4.28 mg/l à 12.99 mg/l, et pour les eaux les plus profondes de 2.66 mg/l à 10.04 mg/l. A ce dernier niveau, la variabilité est plus grande qu'aux autres niveaux (1.62 au niveau 3 et 1.35 - 1.29 au niveaux 1 et 2).

Les eaux de surface sont le plus souvent saturées et parfois sursaturées (52 fois au niveau 1 et 52 fois au niveau 2). Ses sursaturations qui se produisent à des dates différentes selon les années, sont le plus souvent liées à une activité photosynthétique intense.

Par contre dans les couches les plus profondes, des désoxygénations sont observées et peuvent atteindre 70% du taux de saturation (21 fois). Ces anoxies dangereuses pour l'équilibre de l'étang semblent avoir lieu de façon assez aléatoire.

Il existe une corrélation simple entre la température et la quantité d'oxygène dissous (Fig.24), le coefficient de corrélation est égale à -0.832, et une relation entre la salinité et la teneur en oxygène dissous (Fig.25), la valeur de ce coefficient de corrélation est de -0.49.

OXY

RELATION ENTRE OXY ET T

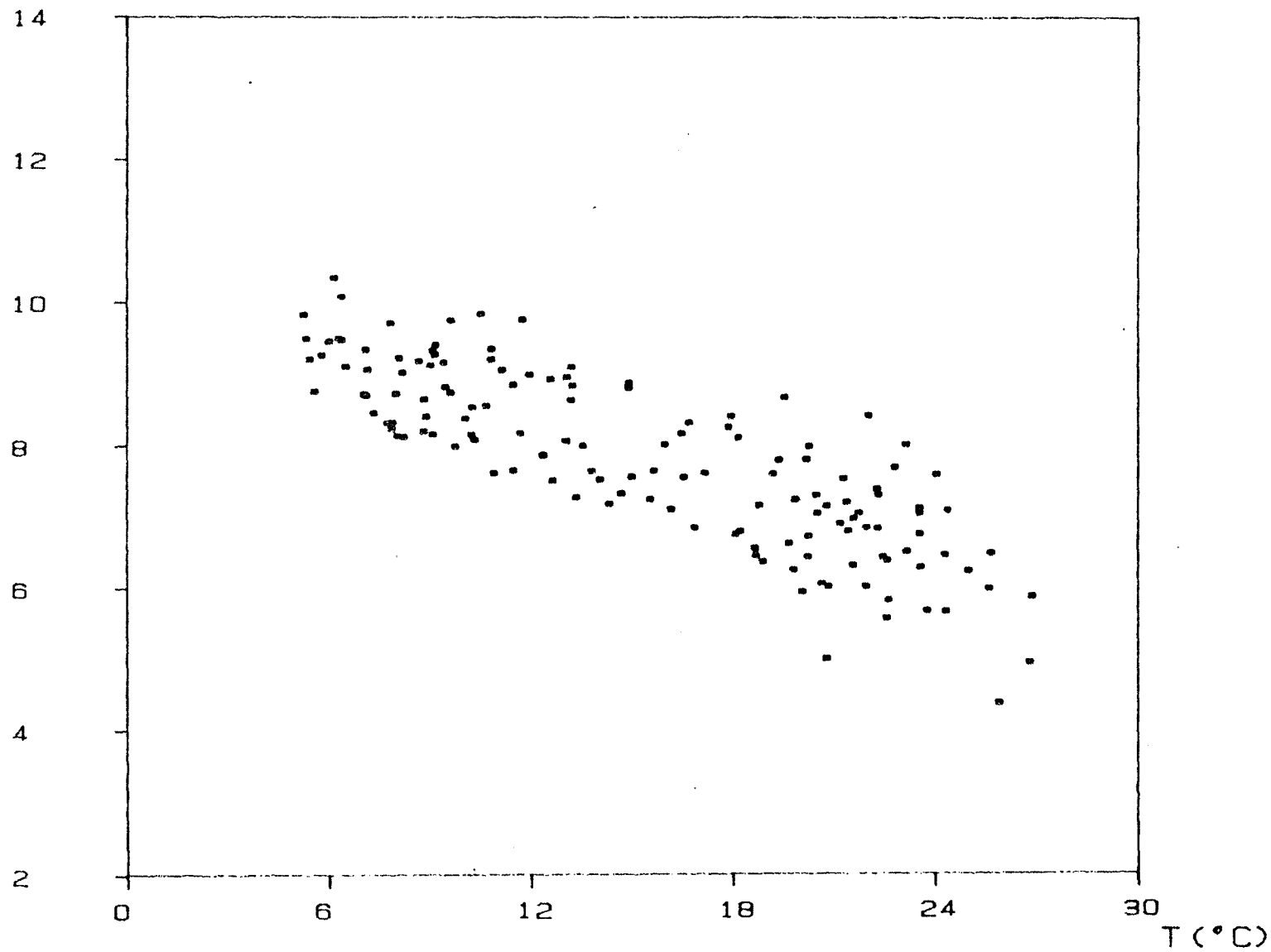


Fig.24. Présentation de la relation simple entre la température et l'oxygène dissous.

OXY

RELATION ENTRE OXY ET S

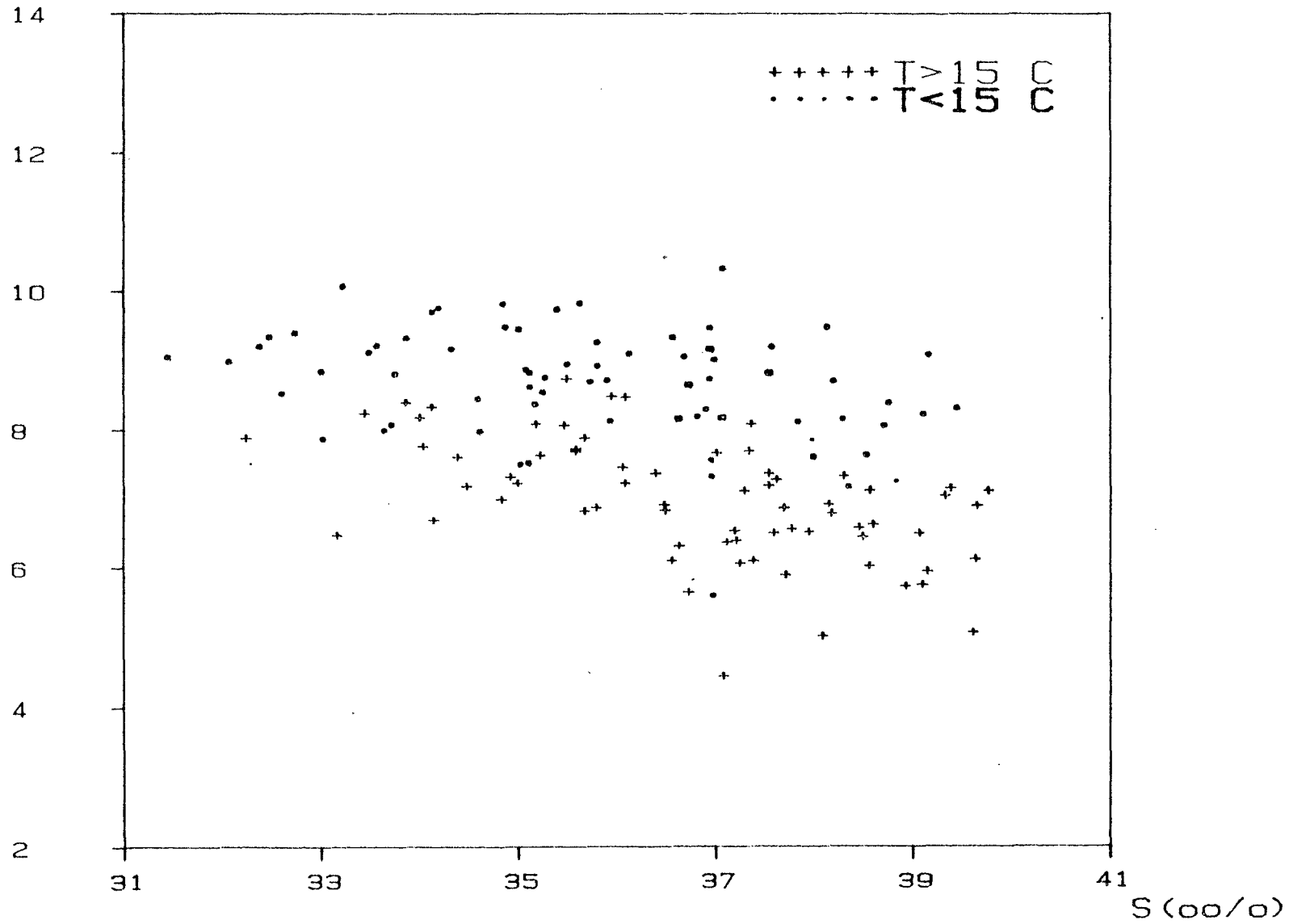


Fig.25. Présentation de la relation simple entre la salinité et l'oxygène dissous.

De ce fait nous avons recalculé les grandeurs du tableau 22 en considérant d'une part les valeurs observées pendant la période hivernale ($T < 15^{\circ}\text{C}$) et d'autre part celles observées pendant la période estivale ($T > 15^{\circ}\text{C}$). Les valeurs de ces grandeurs sont portées dans le tableau 23.

| ! profondeur ! | -1 ! | -3 ! | -8 ! | -1 ! | -3 ! | -8 ! |
|----------------|-------------|---------|---------|----------|---------|---------|
| ! en m ! | ! en mg/l ! | | | ! en % ! | | |
| ! Maximale ! | 14.48 ! | 12.99 ! | 10.04 ! | 149.5 ! | 133.3 ! | 116.0 ! |
| ! Minimale ! | 5.70 ! | 5.51 ! | 4.93 ! | 62.9 ! | 60.9 ! | 56.7 ! |
| ! Moyenne ! | 8.79 ! | 8.69 ! | 8.15 ! | 97.3 ! | 96.4 ! | 91.3 ! |
| !T<15 C! | | | | | | |
| ! Ecart type ! | 1.08 ! | 0.93 ! | 1.04 ! | 10.2 ! | 8.39 ! | 10.7 ! |
| ! N100 ! | | | | 22 ! | 24 ! | 13 ! |
| ! N70 ! | | | | 1 ! | 2 ! | 17 ! |
| ! Maximale ! | 9.18 ! | 8.60 ! | 7.94 ! | 121.7 ! | 120.3 ! | 102.0 ! |
| ! Minimale ! | 4.50 ! | 4.28 ! | 2.68 ! | 68.3 ! | 65.5 ! | 38.0 ! |
| ! Moyenne ! | 7.05 ! | 6.85 ! | 5.88 ! | 97.7 ! | 95.5 ! | 80.4 ! |
| !T>15 C! | | | | | | |
| ! Ecart type ! | 0.97 ! | 0.90 ! | 1.27 ! | 11.4 ! | 11.0 ! | 15.8 ! |
| ! N100 ! | | | | 30 ! | 26 ! | 7 ! |
| ! N70 ! | | | | 1 ! | 2 ! | 17 ! |

Tableau 23. Valeurs statistiques de la teneur en oxygène dissous en fonction de la profondeur et selon la période (estivale et hivernale).

Pendant la période hivernale les valeurs minimales et maximales de la teneur en oxygène, la valeur moyenne et l'écart-type correspondant, sont peu différentes entre les deux niveaux supérieurs et un peu plus faibles au niveau le plus profond. Par ailleurs, les eaux de surface sont plus fréquemment sursaturées en oxygène (22 et 24 fois contre 13 fois).

Pendant la période estivale, la teneur moyenne en oxygène aux niveaux supérieurs est égale à 7.05 (6.86 mg/l) avec un écart-type de 0.97 (0.90), alors que celle du niveau inférieur est plus faible, de 5.88 mg/l avec un écart-type élevé 1.27. Les eaux profondes comme nous l'avons fait remarquer précédemment et c'est pendant cette période qu'a lieu la majorité des anoxies dans les couches les plus profondes (de mai à octobre).

7.4. Modélisation de l'oxygène dissous par l'A.C.D.

7.4.1. Choix et construction du modèle

Il est très difficile de faire un modèle conceptuel à partir du schéma du cycle d'oxygène. A notre connaissance il existe peu d'informations sur ce type de modèles, cela peut être dû aux raisons suivantes:

L'établissement du cycle nécessiterait de nombreuses déterminations de la biomasse (phytoplancton, zooplancton), de la respiration des organismes vivants et de la photosynthèse du phytoplancton. Il nécessite également des mesures en continu, des mesures horaires ou journalières qui sont généralement très coûteuses.

Selon les données obtenues et notre objectif, il apparaît raisonnable de faire un modèle plus simple, et plus acceptable au problème posé.

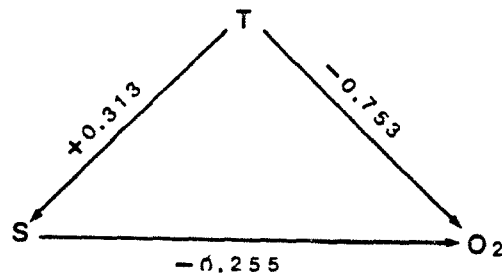
Le modèle statistique de l'analyse de coefficients de direction a donc été choisi. Ce modèle tient une place intermédiaire entre le modèle déterministe et le modèle statistique, il est basé sur le fait qu'il existe une relation causale entre les variables expliquées et explicatives.

Il résulte de l'analyse des résultats (cf. section 7.3) que la teneur en oxygène dissous peut être considérée comme homogène car d'une part il n'existe pas grande différence entre les niveaux supérieurs, et d'autre part le niveau inférieur ne représente que 6% du volume total de l'étang. La teneur en oxygène dissous de l'étang peut être représentée par la valeur moyenne obtenue par la somme des teneurs à chaque niveau pondéré du volume contenu dans chaque niveau.

Dans le modèle qu'on va établir, le terme $O_2 t-1$ n'est pas intervenu dans l'équation de régression, car l'oxygène dissous varie avec le jour et la nuit, son évolution a donc un mémoire plus court que le pas de temps de mesures (15 jours environ). On a vérifié que ce terme n'est pas significatif statistiquement au seuil de 5%. Le modèle obtenu est donc un modèle d'équilibre.

Il est admis que l'oxygène dissous (O_2) est inversement proportionnel à la température (T) et à la salinité (S). Les figures 25 et 26 représentent les relations simples entre ces variables. On voit bien que les teneurs en oxygène dissous diminuent lorsque la température et la salinité augmentent.

Comme pour les modèles de la température et de la salinité, la figure 26 représente le diagramme de direction.



$$R^2 = 75.1 \%$$

Fig.26. Diagramme de direction du modèle d'oxygène dissous.

Le tableau 24 contient les valeurs des différentes sources de covariance entre les paires de variables.

| !paire de ! | ! cov. ! | ! covariance causale ! | | | ! cov. ! |
|--------------|------------|------------------------|---------------|------------|-----------------|
| ! variable ! | ! totale ! | ! directe ! | ! indirecte ! | ! totale ! | ! non causale ! |
| ! T -- O2 ! | ! -0.832 ! | ! -0.753 ! | ! -0.079 ! | ! -0.832 ! | ! ---- ! |
| ! S -- O2 ! | ! -0.490 ! | ! -0.255 ! | ! ---- ! | ! -0.255 ! | ! -0.235 ! |
| ! T -- S ! | ! 0.313 ! | ! 0.313 ! | ! ---- ! | ! 0.313 ! | ! ---- ! |

Tableau 24. Valeurs des différentes sources de covariance.

L'équation de régression obtenue par l'analyse des coefficients de direction est la suivante :

$$O_2 = -0.753 T - 0.254 S \quad (R^2=75.1\%)$$

où: O_2 , T et S sont en valeurs centrées réduites

$$\text{ou } O_2 = -0.146 T - 0.147 S + 15.35$$

où: O_2 , T et S sont en valeurs naturelles.

7.4.2. Explications et discussions des résultats du modèle

La variance expliquée par le modèle est significative ($R^2=75.1\%$), elle représente une détermination forte pour un modèle causal d'une variable physico-chimique dans un écosystème.

Les deux variables explicatives (S et T) ont une influence directe importante. La température (T) a un effet direct négatif (-75.3%) sur l'oxygène dissous, et cet effet est plus important que celui de la salinité (S), mais l'effet indirect de T (par l'intermédiaire de la salinité) sur l' O_2 est plus faible (-7.9%) que leur effet direct respectif. D'autre part, la salinité a aussi un effet direct négatif sur l' O_2 . Il existe -23.5% de covariance non causale, cette situation correspond à une violation de l'hypothèse de causalité fermée, c'est-à-dire que la covariance entre T et S n'est pas fermée à des influences extérieures. Il faudrait faire des mesures en continu (horaire ou journalière) pour définir le bon pas de temps de mesures et les cycles journalières en utilisant le terme antérieur $O_2 t-1$.

Les résultats du modèle sont présentés de la façon suivante:

- par les valeurs des caractéristiques statistiques pour l'oxygène dissous calculé et observé (tableau 25);

- par les graphiques présentés par des valeurs calculées et observées (fig.27);

Selon le tableau 25 et la figure 27, on constate que dans l'ensemble le résultat de la simulation est satisfaisant, la variation de l'oxygène dissous est correctement reconstituée. Mais la variabilité de l' O_2 calculée (ECT=1.05) est un peu plus faible que celle observée (ECT=1.21), cette situation est bien illustrée sur les graphiques. Il y a aussi en été quelques valeurs surestimées par le modèle, cela peut être expliqué par l'existence des phénomènes biologiques (respiration et activité bactérienne) qui font baisser l'oxygène dissous.

| | 02 obs | 02 cal |
|-------------------------------|--------|--------|
| Maximale | 10.32 | 10.10 |
| Minimale | 4.35 | 5.68 |
| Moyenne | 7.86 | 7.86 |
| Ecart type | 1.21 | 1.05 |
| Coefficient de corrélation | 0.867 | |
| Ecart quadratique moyen | 0.361 | |
| Variance expliquée | 75.1% | |

Tableau 25. Valeurs statistiques des résultats du modèle

OXY (mg/l)

CHRONOLOGIE DE L'OXYGENE DISSOUS OBSERVE ET CALCULE

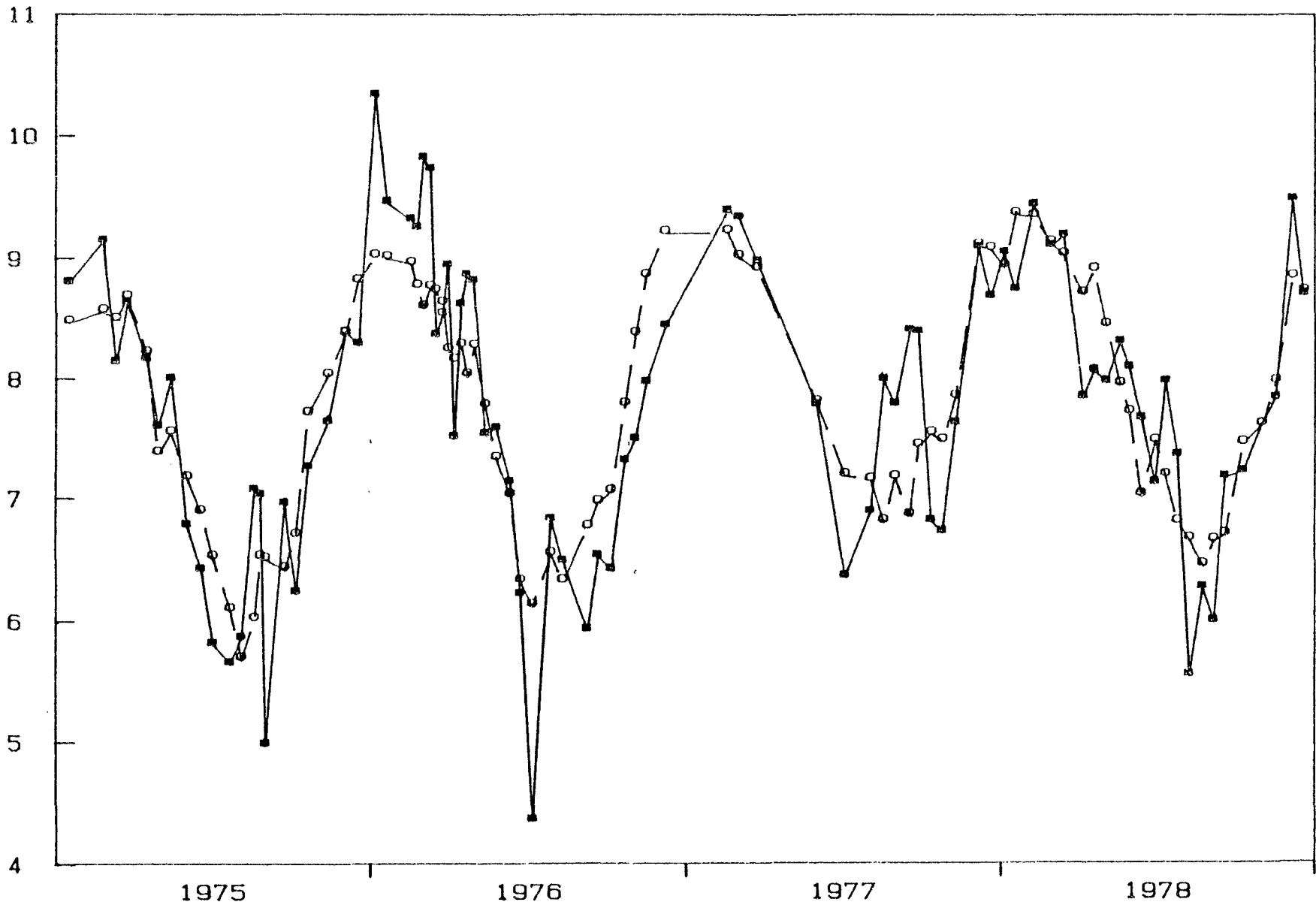
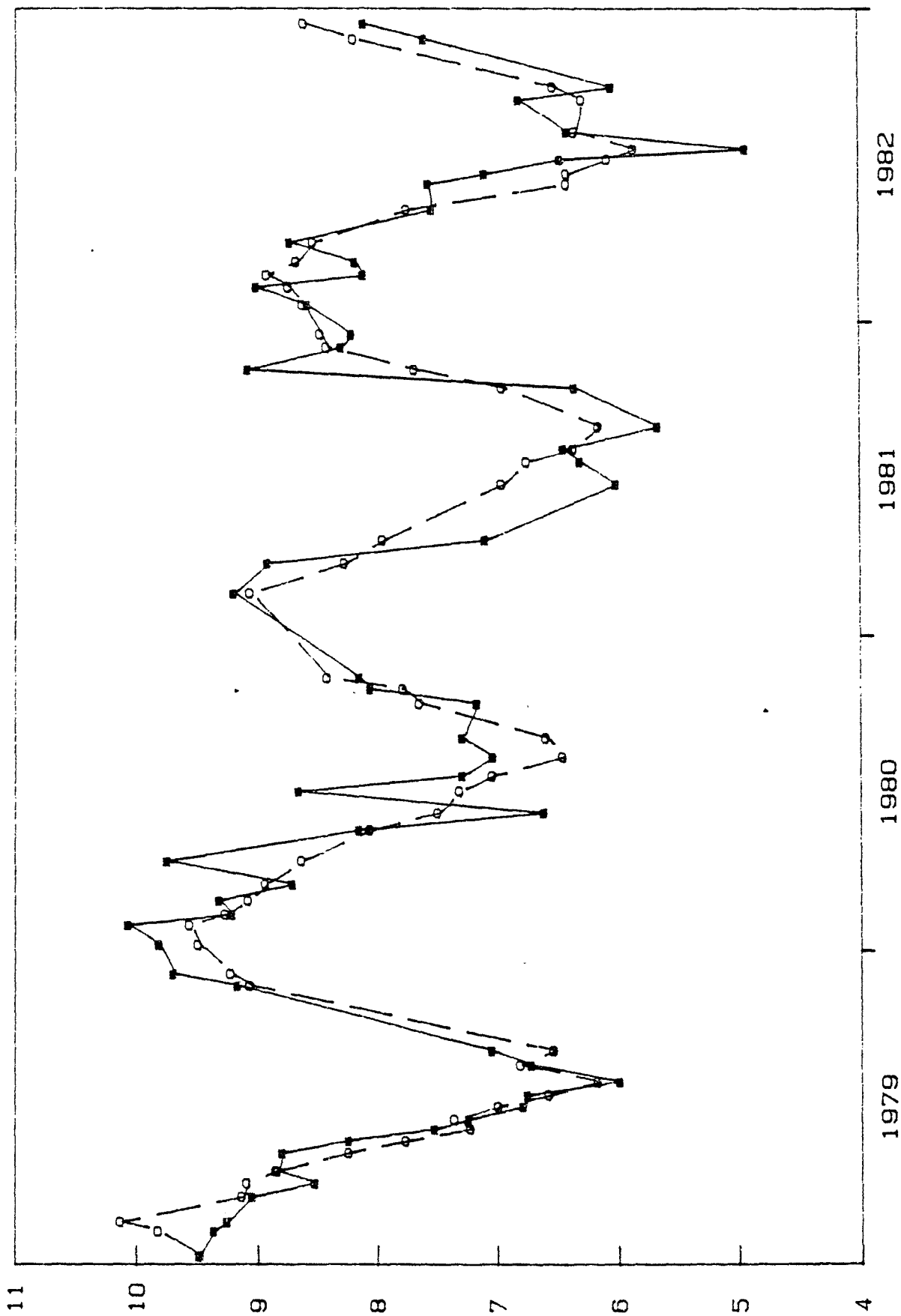


Fig.27. Présentation des résultats de la simulation de l'oxygène dissous

OXY (mg/l) CHRONOLOGIE DE L'OXYGENE DISSOUS OBSERVE ET CALCULE



CHAPITRE 8

EVOLUTION ET MODELISATION
DU PHOSPHORE DANS
L'ETANG DE THAU

Les apports en phosphore à la rivière puis au lac ou l'étang dépendent des caractéristiques du bassin versant : géologie, géomorphologie, hydrologie, occupations humaines, mode d'utilisation des sols ... Ces sources peuvent être classées en deux catégories : les sources ponctuelles et les sources diffuses.

Les sources ponctuelles (égouts, sortie de lagunage ...) se caractérisent par un apport relativement constant dans le temps.

Les sources diffuses dépendent des événements pluvieux et intéressent l'ensemble du bassin versant (érosion et ruissellement sur les sols agricoles, urbains ...).

Ces deux sources sont indépendantes l'une de l'autre. Malgré cela, leur contribution est difficile à estimer à l'échelle d'un bassin versant hétérogène, possédant un large éventail de sources et de points de rejets. Les apports ponctuels présentent l'avantage d'être mesurables sur le terrain même s'ils sont divers. Les apports diffus sont au contraire incontrôlables et tout le problème réside dans leur estimation.

1) Utilisation de la relation entre la concentration et le débit

Pour les bassins versants où il n'existe qu'un seul type d'apport vraiment dominant, la relation entre la concentration de phosphore et le débit est simple (Balland, 1979). Lorsqu'il y a ^{des} apports ponctuels peu variables, on observe des concentrations élevées à faible débit puis une diminution des teneurs lorsque le débit augmente par effet de dilution. A l'inverse, lors d'apports diffus, les concentrations croissent avec le débit.

2) Mesures des entrées et des sorties dans la rivière

Les apports diffus sont calculés par différence entre le flux mesuré à l'exutoire du bassin versant et les apports ponctuels.

3) Caractéristiques des apports diffus

Cette estimation repose sur le calcul (ou la mesure) du flux de phosphore spécifique à chaque type d'occupation des sols. Les apports diffus représentent dans ce cas la somme de ces flux unitaires.

- Les forêts :

Les exportations mesurées dans des bassins versants forestiers sont faibles et relativement peu variables selon les bassins, de 0.1 à 0.2 kgP/ha/an (Timmons et al., 1977);

- Les zones urbaines :

Les exportations de phosphore des zones urbaines sont proportionnelles au degré d'urbanisation du site. Les chiffres les plus souvent cités (applicables à de petits villages à faible densité de population) se situent dans la fourchette de 0.5 à 3 kgP/ha/an (EPA, 1972).

- Les sols agricoles :

Les pertes de phosphore sur les sols agricoles varient de 0.1 à plus de 50 kgP/ha/an selon les auteurs (Cooke et Williams, 1973). Pour Vollenweider (1968), elles correspondent de 1 à 5 % de la fertilisation.

4) Estimation de la teneur en phosphore des eaux de ruissellement

Cette dernière estimation repose sur la connaissance de la concentration en phosphore des eaux de ruissellement agricoles et du volume ruisselé obtenu par décomposition des hydrogrammes.

Le phosphore ne migre pas ou peu dans le sol. La contribution en phosphore de la nappe et des eaux hypodermiques au cours d'une crue est négligeable devant les apports par le ruissellement. Connaissant le volume d'eau ruisselée et le flux de phosphore à l'exutoire du sous-bassin, on détermine la concentration moyenne des eaux de ruissellement.

Cette estimation, appliquée par Johnson et al., (1976) et Probst, (1985), tient compte de la surface hydrologique active. Toutefois cette méthode suppose que la composition chimique moyenne des eaux de ruissellement est identique dans tout le bassin aussi bien pour les autres sous-bassins agricoles, les zones urbaines, les marécages ...

8.3. Apports atmosphériques

Le phosphore peut être importé par les eaux de pluie et les poussières.

Les apports atmosphériques directs peuvent devenir dans certains cas (surtout si la surface du plan d'eau est grande par rapport à celle du bassin versant) aussi importants que les apports par lessivage des sols et de ce fait ils peuvent prendre une part non négligeable dans les problèmes d'eutrophisation.

Le phosphore importé par les poussières dépend essentiellement des conditions météorologiques. Les poussières arrivent en plus grande partie dans le milieu en période de vent violent qu'en période calme.

D'après Benneton (1984), la concentration en phosphore des eaux de pluie varie entre 10 et 100 µgP/l et la quantité de phosphore apportée par les poussières est d'environ 0.5 kgP/ha/an.

8.4. Modélisation du phosphore dans l'étang de Thau

8.4.1. Modèle biogéochimique du phosphore

8.4.1.1. Description du modèle utilisé

Ce modèle est basé sur la description du cycle du phosphore utilisé dans des lacs d'eau douce par Imboden et al., (1978), et Griffin et al., (1984). Dans notre cas nous voulons essayer de tester la validité de ce modèle dans un milieu salé (étang de Thau). Le modèle reprend les mêmes échelles de temps et d'espace que les modèles déterministes de la température et de la salinité. Tout l'étang est supposé être bien mélangé, et le phosphore est considéré comme élément limitant de la vitesse de croissance algale. Une des principales hypothèses du modèle consiste à postuler une seule variable d'état, prise sous forme inorganique en vue de manque des mesures de données du phosphore organique particulaire ou dissous. Il en résulte que les principaux phénomènes pris en compte sont le relargage d'orthophosphate au fond de l'étang en période de faible concentration en oxygène dissous, et la sédimentation du phosphore inorganique. La figure 28 représente le schéma du modèle simplifié.

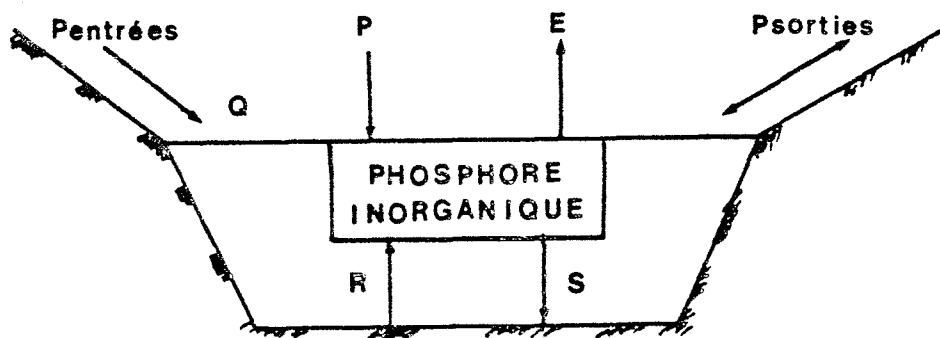


Fig.28. Schématisation du modèle des phosphates

Les équations du modèle utilisé sont les suivantes :

$$\text{Si } \Delta V = P + Q - E > 0$$

$$\frac{dPe}{dt} = \text{Pentrées} + R - S + Xe (Pm - Pe) - \frac{\Delta V}{Vo} Pe \quad (1)$$

$$\text{Si } \Delta V = P + Q - E < 0$$

$$\frac{dPe}{dt} = \text{Pentrées} + R - S + Xe (P_m - Pe) + \frac{\Delta V}{V_o} P_m \quad (2)$$

$$R = R_{\max} \frac{K_o}{K_o + DO} \cdot \frac{K_p}{K_p + Pe} \quad (3)$$

$$S = K_{\text{sed}} Pe \quad (4)$$

où :

- Pe — phosphore inorganique dissous (mg/l);
- P — la pluie précipitée sur le plan d'eau (m3);
- Q — apport d'eau douce du bassin versant (m3);
- E — évaporation du plan d'eau (m3);
- P_m — phosphore inorganique dissous des eaux de mer (mg/l);
- Xe — coefficient d'échange entre l'étang et la mer;
- Pentrées — apports du phosphore extérieurs (t/an);
- R — relargage du phosphore du sédiment (mg/m2);
- K_o — constante prenant en compte de l'influence de l'oxygène dissous (mg/l);
- K_p — constante prenant en compte de l'influence de la concentration du phosphore Pe (mg/l);
- R_{max} — vitesse de relargage maximale (mg/m2);
- K_{sed} — constante de sédimentation (1/t).
- DO — concentration en oxygène dissous (mg/l);
- S — sédimentation du phosphore inorganique

Le relargage à l'interface eau-sédiment est calculé avec la formulation proposée par Griffin et al., (1984), limitant le relargage en fonction de l'oxygène dissous et de l'orthophosphate (équation 3). L'étude des relations entre l'oxygène dissous et l'orthophosphate montre en effet une corrélation très nette entre ces deux éléments (Fig.29). La formulation faisant intervenir des cinétiques de type Monod inverse a été préférée à une cinétique du premier ordre en fonction de l'oxygène dissous, car elle prend mieux en compte l'augmentation très rapide du relargage aux faibles concentrations d'oxygène : la dépendance vis-à-vis des orthophosphates permet, sous la forme d'une pseudo diffusion de modéliser le relargage en fonction de la concentration du phosphore.

Quant à la sédimentation, on suppose qu'elle est proportionnelle à la concentration du phosphore de l'étang.

8.4.1.2. Entrées du modèle

Les entrées des apports du modèle concernent les apports du bassin versant, les apports des moules et des huîtres et les apports atmosphériques.

PO4

RELATION ENTRE PO4 ET OXY

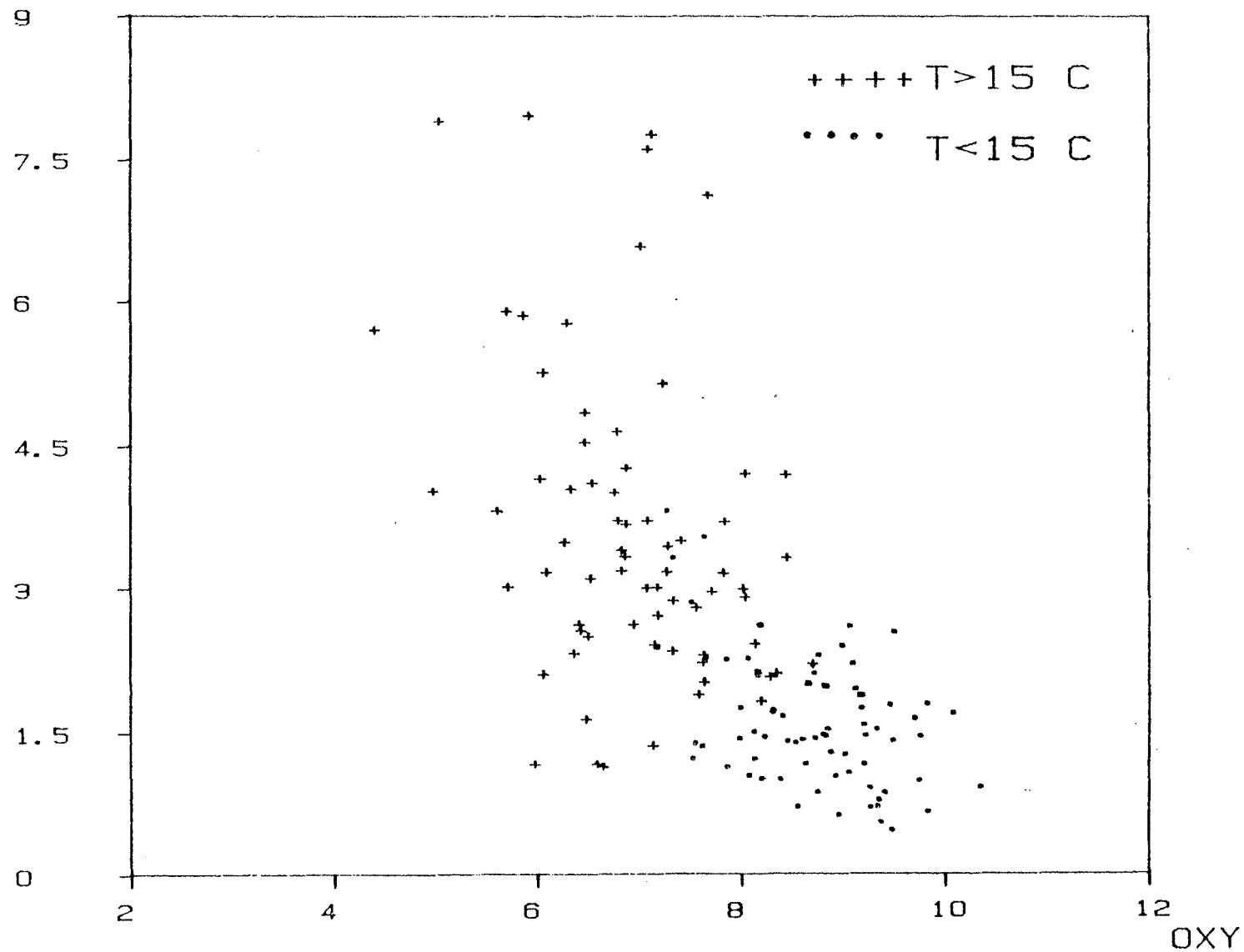


Fig.29. Relation entre phosphates et oxygène dissous.

- Les apports du bassin versant

A notre connaissance, aucune mesure n'a été effectuée sur les apports du phosphore dans l'étang. On a donc amené à faire des estimations à partir de la population sur le bassin versant.

Selon les résultats des 4 derniers recensements généraux de la population du département de l'Hérault, le nombre total de l'habitant dans les 14 villages situés dans les limites du bassin versant a passé de 73 698 à 81 224 entre 1975 et 1982. Si l'on prend le chiffre cité précédemment (0.5 kgP/ha/an), les apports du phosphore du bassin versant sont d'environ 37 tonnes en 1975 et de 41 tonnes en 1982. Puisque la zone de l'étang est un lieu touristique en été (entre mai et septembre), la population peut facilement doubler, donc on suppose que le nombre d'habitant est doublé en été. Les apports pour les années de 1976 à 1981 ont été obtenus par l'interpolation linéaire à partir des valeurs de 1975 et de 1982.

- Les apports des moules et des huîtres

Selon Hamon (1983), la quantité du phosphore sortant de l'étang par la récolte des moules et des huîtres en 1980 est de 8.3 tonnes. Cette quantité du phosphore a été attribuée aux mois de novembre, de décembre et de janvier pour la période de modélisation car c'est à cette période qu'on récolte les moules et les huîtres.

- Les apports atmosphériques

Comme on a mentionné auparavant les valeurs de 100 µgP/l et de 0.5 kgP/ha/an ont été prises pour les apports du phosphore dans les eaux de pluie et dans les poussières.

8.4.1.3. Sortie du modèle

Elle prend en compte seulement des échanges entre l'étang et la mer. Si ΔV est supérieure à zéro, la quantité du phosphore ΔV_{Pe} va sortir de l'étang. Si ΔV est inférieure à zéro, la quantité du phosphore ΔV_{Pm} va entrer dans l'étang. Un échange permanent par les canaux a été considéré, le coefficient d'échange (X_e) a été calé par le modèle hydrologique global.

8.4.1.4. Calage des paramètres du modèle

Dans le modèle que l'on vient de décrire il y quatre paramètres à caler, ils sont : K_o , K_p , K_{sed} et R_{max} . Une période de calage a été choisie (1974-1978), et la méthode d'optimisation de Rosenbrock a été employée. Les paramètres ont été déterminés par un critère du type d'écart quadratique moyen. Les valeurs initiales de ces paramètres ont été

prises arbitrairement, l'optimisation a conduit rapidement aux valeurs optimales des paramètres. Ces valeurs sont mises dans le tableau 26.

| Paramètres | Valeurs initiales | Valeurs optimales |
|------------|-------------------|-------------------|
| R max | 0.20 | 109.4 |
| Ko | 0.45 | 984.5 |
| Kp | 9.30 | 10.1 |
| K sed | 0.68 | 0.37 |

Tableau 26. Résultats du calage des paramètres

La valeur de la fonction critère a passé de 0.011 à 0.00165, les résultats de la simulation pour la période de calage sont présentés par les graphiques (annexe 3).

8.4.1.5. Vérification du modèle

La période de vérification est de 1979 à 1982, la simulation a été effectuée en utilisant les paramètres déterminés pendant la période de calage. Les résultats ont été aussi mis en annexe 3.

8.4.1.6. Analyse des résultats du modèle

Selon les résultats de la simulation (annexe 3), on constate que les valeurs calculées sont moins dynamiques que celles observées tant pour la période de calage que pour la période de vérification.

La relation entre valeurs calculées et valeurs observées (Fig.30) aussi que la zone des variations des valeurs calculées est plus petite que celle des valeurs observées (de 0.07 à 0.14 contre de 0 à 0.25).

Les valeurs des caractéristiques statistiques des résultats ont été calculés et figurent dans le tableau 27.

Le tableau 27 montre que la moyenne des valeurs calculées est légèrement plus petite que celle des valeurs observées, et que la différence entre les valeurs des écarts types est très marquée (0.0385 contre 0.0538), cela traduit que la série calculée est moins dynamique que celle observée. On constate aussi que le coefficient de détermination n'est pas assez forte (40.2%) pour la reconstitution de la série du phosphore, les résultats du modèle du phosphore ne sont pas satisfaisants. On analysera les causes éventuelles de cet échec dans la section 8.5.

RELATION ENTRE Pobs ET Pcal

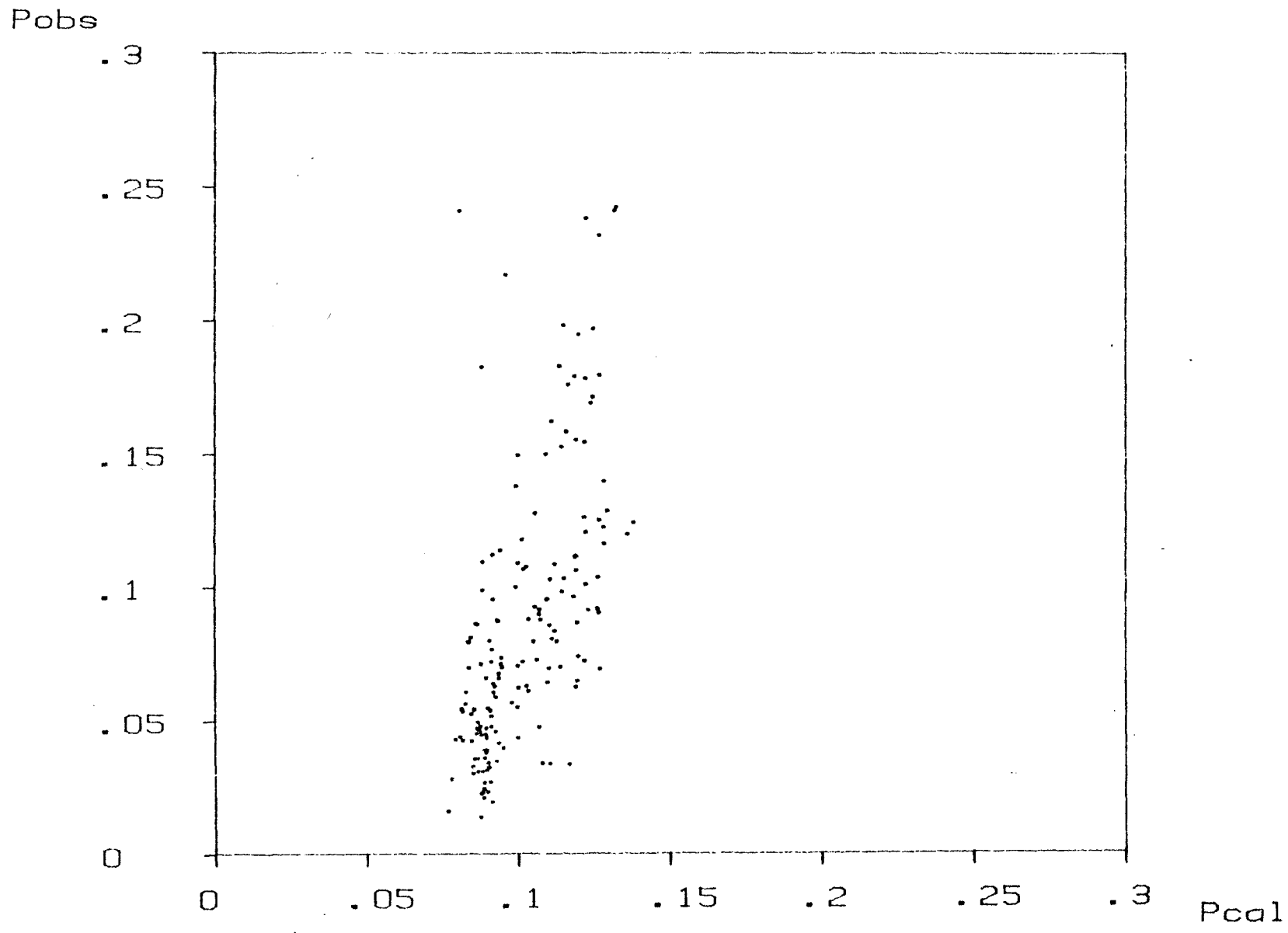


Fig.30. Relation entre phosphates calculés et observés

| | | | | | |
|---|------------------------------|---------|---------|---------|--------|
| ! | ! | P04 cal | ! | P04 obs | ! |
| ! | -----! | -----! | ! | -----! | ! |
| ! | Moyenne | ! | 0.0836 | ! | 0.0897 |
| ! | -----! | ! | -----! | ! | -----! |
| ! | Ecart type | ! | 0.0385 | ! | 0.0538 |
| ! | -----! | ! | -----! | ! | -----! |
| ! | Coefficient de corrélation | ! | 0.648 | ! | ! |
| ! | -----! | ! | -----! | ! | -----! |
| ! | Ecart quadratique moyen | ! | 0.00172 | ! | ! |
| ! | -----! | ! | -----! | ! | -----! |
| ! | Coefficient de détermination | ! | 40.2% | ! | ! |
| ! | -----! | ! | -----! | ! | -----! |

Tableau 27. Valeurs statistiques des résultats du modèle

8.4.2. Modélisation du phosphore par l'A.C.D.

8.4.2.1. Préparations des données du modèle

Les mêmes variables climatiques que celles utilisées dans les modèles de la température et de la salinité ont été prises, elles sont : V_{bv} , V_{ch} , V_p , Φ_{rn} , Φ_{cl} , Φ_{rcs} . En plus on ajoute les trois autres variables physico-chimiques qui peuvent influencer sur l'évolution du phosphore (température, salinité et oxygène dissous). Les données ont été séparées en deux parties en fonction de la température, et les valeurs du phosphore ont été transformées en valeurs de logarithme. Deux modèles seront testés: modèle de valeurs de croissance unitaire et modèle sans transformation. Les corrélations simples entre les variables expliquées et explicatives sont présentées dans le tableau 28. La période de calage est de 1975 à 1980, et la vérification du modèle sera effectuée sur les données de 1981 et de 1982.

8.4.2.2. Application de l'A.C.D. au phosphore

Avant d'établir les schémas de diagramme de direction les variables explicatives significatives ont été sélectionnées par la régression progressive, les variables sélectionnées sont dans le tableau 29.

Les diagrammes de direction ont été établis pour les deux modèles (Fig.31 et Fig.32).

Le tableau 30 contient les résultats de la covariance entre chaque paire de variable obtenue par l'A.C.D.

Les équations de régression (Tableau 31) ont été obtenues en appliquant les résultats indiqués dans le tableau 31.

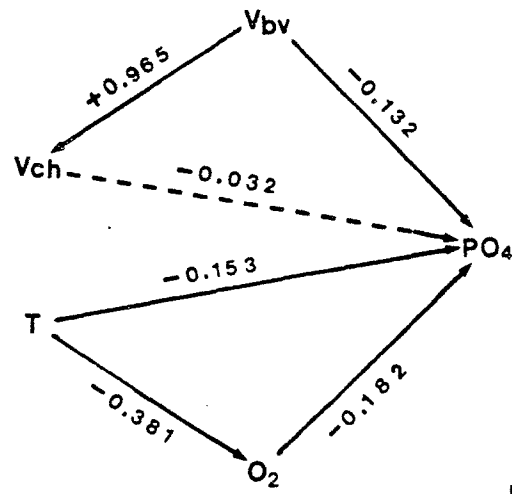
| | T < 13 C | | T > 17 C | |
|--------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | P04 | dP04 | P04 | dP04 |
| T | -0.155 (0.419) | 0.128 (0.866) | 0.447 (0.000) | 0.206 (0.276) |
| S | 0.294 (0.000) | -0.188 (0.065) | 0.425 (0.000) | -0.273 (0.001) |
| 02 | -0.253 (0.000) | 0.166 (0.960) | -0.293 (0.000) | -0.039 (1.000) |
| Vbv | -0.237 (0.001) | -0.131 (0.823) | -0.323 (0.000) | -0.387 (0.000) |
| Vch | -0.157 (0.395) | -0.104 (0.993) | -0.095 (0.999) | -0.297 (0.000) |
| Vp | 0.061 (1.000) | 0.013 (1.000) | -0.070 (1.000) | -0.200 (0.042) |
| Φ_{rn} | 0.072 (1.000) | 0.363 (0.000) | 0.004 (1.000) | -0.105 (0.994) |
| Φ_{rc1} | -0.190 (0.059) | 0.178 (0.128) | 0.050 (1.000) | 0.241 (0.001) |
| Φ_{rcs} | -0.094 (0.999) | 0.166 (0.259) | 0.137 (0.785) | 0.099 (0.999) |
| P04 t-1 | | -0.530 (0.000) | | -0.399 (0.000) |

Tableau 28. Valeurs des corrélations simples entre les variables expliquées et explicatives.

| | T < 13 C | T > 17 C |
|------|----------------------|-------------------------|
| | P04 | T, 02, Vbv, Vch |
| dP04 | Φ_{rn} , P04t-1 | T, Vbv, Vp, Vch, P04t-1 |

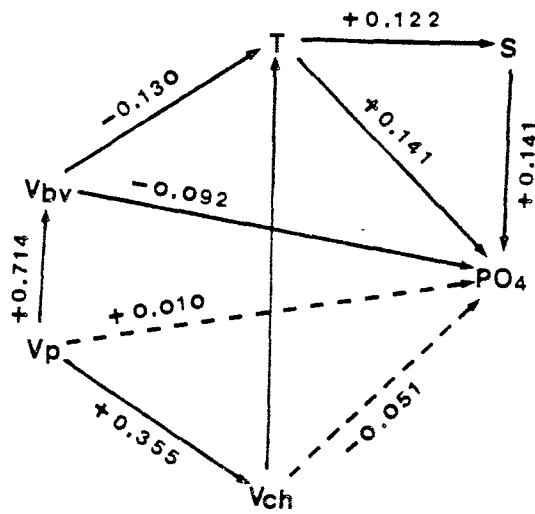
Tableau 29. Variables sélectionnées pour les modèles de phosphates.

T < 13°C



$R^2 = 23.3 \%$

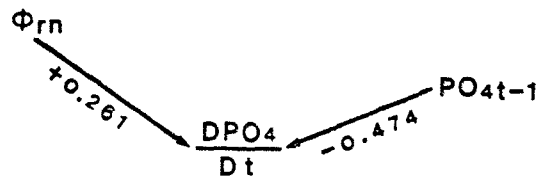
T > 17°C



$R^2 = 51.8 \%$

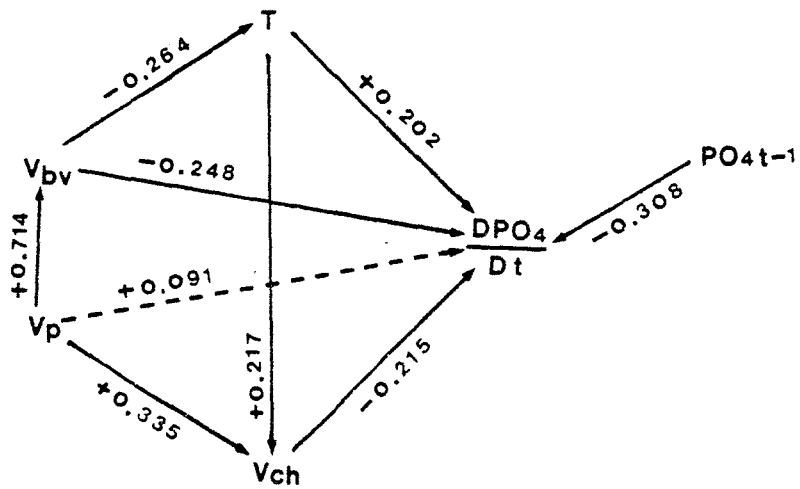
Fig.31. Diagramme de direction entre les variables expliquées (PO4) et les variables explicatives.

T < 13°C



$R^2 = 34.6 \%$

T > 17°C



$R^2 = 61.1 \%$

Fig.32. Diagramme de direction entre les variables expliquées et les variables explicatives.

| ! paires de vari. ! | ! cov. causales ! | | | | | ! cov. causale ! | ! cov. due à ! |
|---------------------|-------------------|-------------------------|---------------|------------|----------|------------------|----------------|
| | ! cov. ! | ! régression de crête ! | | | ! cov. ! | | |
| ! de ! | ! totale ! | ! directe ! | ! indirecte ! | ! totale ! | ! non ! | ! régression ! | ! colinéa- ! |
| ! A ! | ! B ! | ! C ! | ! D=B+C ! | ! E=A-D ! | ! D' ! | ! G=D'-D ! | ! rité ! |
| ! T < 13 ° C ! | | | | | | | |
| ! Vbv- PO4 ! | !-.237 ! | !-.132 ! | ! -0.021 ! | !-.153 ! | !-.084 ! | ! -1.007 ! | ! -.854 ! |
| ! Vch- PO4 ! | !-.157 ! | !-.022 ! | ! ---- ! | !-.022 ! | !-.135 ! | ! 0.807 ! | ! .829 ! |
| ! T - PO4 ! | !-.155 ! | !-.153 ! | ! 0.069 ! | !-.084 ! | !-.071 ! | ! -0.256 ! | ! -.172 ! |
| ! O2 - PO4 ! | !-.253 ! | !-.182 ! | ! ---- ! | !-.182 ! | !-.071 ! | ! -0.316 ! | ! -.134 ! |
| ! \$rn-DPO4 ! | !.363 ! | !.261 ! | ! ---- ! | !.261 ! | !.102 ! | ! ---- ! | ! ---- ! |
| ! PO4 t-1 ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! |
| ! -- DPO4 ! | !-.530 ! | !-.474 ! | ! ---- ! | !-.474 ! | !-.056 ! | ! ---- ! | ! ---- ! |
| ! T > 17 ° C ! | | | | | | | |
| ! Vp - PO4 ! | !-.070 ! | !.010 ! | !-.080 ! | !-.070 ! | !.000 ! | !.465 ! | !.535 ! |
| ! Vch- PO4 ! | !-.095 ! | !-.051 ! | !.016 ! | !-.035 ! | !-.060 ! | !-.411 ! | !-.376 ! |
| ! Vbv- PO4 ! | !-.323 ! | !-.092 ! | !-.021 ! | !-.113 ! | !-.210 ! | !-.413 ! | !-.300 ! |
| ! T -- PO4 ! | !.447 ! | !.141 ! | !.017 ! | !.158 ! | !.289 ! | !.522 ! | !.364 ! |
| ! S -- PO4 ! | !.425 ! | !.140 ! | ! ---- ! | !.140 ! | !.285 ! | !.337 ! | !.197 ! |
| ! Vbv - T ! | !-.372 ! | !-.130 ! | ! ---- ! | !-.130 ! | !-.242 ! | !-.411 ! | !-.281 ! |
| ! Vch - T ! | !.295 ! | !.105 ! | ! ---- ! | !.105 ! | !.190 ! | !.342 ! | !.238 ! |
| ! Vp- DPO4 ! | !-.200 ! | !.091 ! | !-.272 ! | !-.180 ! | !-.020 ! | !.623 ! | !.803 ! |
| ! Vbv-DPO4 ! | !-.387 ! | !-.248 ! | !-.054 ! | !-.302 ! | !-.085 ! | !-.621 ! | !-.109 ! |
| ! Vch-DPO4 ! | !-.294 ! | !-.215 ! | !.044 ! | !-.171 ! | !-.126 ! | !-.518 ! | !-.347 ! |
| ! T - DPO4 ! | !.206 ! | !.203 ! | ! ---- ! | !.203 ! | !.003 ! | !.522 ! | !.319 ! |
| ! Vbv - T ! | !-.372 ! | !-.264 ! | ! ---- ! | !-.264 ! | !-.108 ! | !-.411 ! | !-.147 ! |
| ! Vch - T ! | !.292 ! | !.217 ! | ! ---- ! | !.217 ! | !.075 ! | !.342 ! | !.125 ! |
| ! PO4 t-1 ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! | ! ! |
| ! -- DPO4 ! | !-.399 ! | !-.308 ! | ! ---- ! | !-.308 ! | !-.091 ! | !-.590 ! | !-.282 ! |

Tableau 30. Valeurs des différentes sources de covariance entre les paires de variables (cf. Fig. 31 et 32).

| | Variables à expliquer | Variables explicatives |
|-------------|--------------------------------|-------------------------------------|
| ! | ! | ! |
| ! | ! | ! |
| ! | !(1) P04 = -.153 T - .183 O2 | Vch = .965 Vbv |
| ! | ! | R ² =93.1% |
| ! | ! | R ² =23.3% |
| ! T < 13 C! | dP04 | O2 = - .381 T |
| ! | ! | R ² =14.1% |
| ! | !(2) ----- = .261 Φ_{rn} | ! |
| ! | ! | ! |
| ! | dt - .474 P04t-1 | ! |
| ! | ! | R ² =34.6% |
| ! | ! | ! |
| ! | ! | ! |
| ! | !(1) P04 = .141 T + .140 S | Vbv = .714 Vp R ² =51% |
| ! | ! | Vch = .335 Vp R ² =11.2% |
| ! | ! | T = -.13 Vbv + .105 Vch |
| ! | ! | R ² = 51.8% |
| ! | ! | R ² =25.4% |
| ! T > 17 C! | S = .122 T | R ² =1.5% |
| ! | dP04 | ! |
| ! | !(2) ----- = .203 T - .248 Vbv | Vbv = .714 Vp R ² =51% |
| ! | ! | Vch = .335 Vp R ² =11.2% |
| ! | ! | T = -.264 Vbv + .217 Vch |
| ! | ! | R ² =61.1% |
| ! | ! | R ² =25.4% |

Tableau 31. Equations de régression et valeurs de R² correspondantes entre les variables des modèles.

8.4.2.3. Explications des résultats du modèle

Les pourcentages de variance expliquée par les modèles (1) et (2) sont plus significatifs pendant la période estivale que pendant la période hivernale (51.8% et 61.1% contre 23.3% et 34.6%) et le modèle (2) donne plus de variance expliquée que le modèle (1) pendant ces deux périodes.

Pour la période hivernale, le modèle (1) a fait intervenir T, O2, Vbv et Vch, ces variables ont toutes des influences négatives sur la variable (P04), mais l'influence de Vch est beaucoup plus faible que les trois autres variables. Les apports du bassin versant (Vbv) ont un effet de dilution et aussi un effet indirect par l'intermédiaire de Vch, ces deux variables sont très corrélées entre elles (R²=91.3%). Les covariances dues à la multilinéarité sont beaucoup plus fortes pour Vbv et Vch que pour T et O2 (-85.4% pour Vbv et 82.9% pour Vch). La température a un effet négatif et un effet positif indirect par l'O2. Quant au modèle

(2), seule la variable (Φ_{rn}) est intervenue. La température (T) et l'oxygène dissous ne sont pas rentrés dans le modèle car les corrélations sont faibles entre eux. Le terme autorégressif est aussi significatif.

Pour la période estivale, le modèle (1) contient cinq variables explicatives: T, S, Vp, Vbv, Vch. Les apports du bassin versant ont un effet négatif et un effet indirect par T et S, les apports de Vch et Vp ont aussi intervenus dans le modèle même si les corrélations entre Vch, Vp et P04 sont très faibles car ils sont très corrélés avec Vbv. La température et la salinité ont des effets positifs, on peut constater qu'elles jouent un rôle beaucoup plus importants que ceux des Vbv, Vp et Vch, ce sont ces deux variables qui dominent une grande partie de l'évolution du phosphore en été. En ce qui concerne le modèle (2), les apports extérieurs (Vbv, Vp, Vch) ont des influences plus importantes que celles du modèle (1), cela traduit que ces trois variables peuvent influencer sur la variation du phosphore, non sur la valeur de P04 instantanée. Ils ont aussi des effets de dilution sur la croissance unitaire de P04. La covariance due à la multicollinéarité est importante entre Vbv et Vp. Quant à la température, on voit qu'elle joue un rôle aussi important dans le modèle (2) que dans le modèle (1), elle a toujours un effet direct positif.

Afin de savoir les performances des modèles qu'on vient de développer, les combinaisons de ces deux périodes de modélisation ont été réalisées pour les modèles (1) et (2) pendant la période 1975-1982, le changement de ces deux équations différentes a lieu à la température de 15°C. Les résultats du modèle (1) sont présentés par la figure 33 et les résultats du modèle (2) peuvent être représentés de la même façon que les modèles de la température et de la salinité.

- Modèle d'évolution

Ce modèle peut simuler l'évolution des phosphates sans utiliser les observations de cette variable. Les résultats sont présentés par la figure 33.

- Modèle de prévision

Ce modèle nous permet de prévoir les phosphates dans l'étang de Thau en utilisant les autres variables prévues au pas de temps 15 jours. Les graphiques (Fig.34) présentés par les flèches montrent bien les performances des modèles de prévision.

Les résultats des caractéristiques statistiques du modèle (2) sont donnés par le tableau 32.

Fig.33.

Résultats de la simulation

pour le modèle (1)

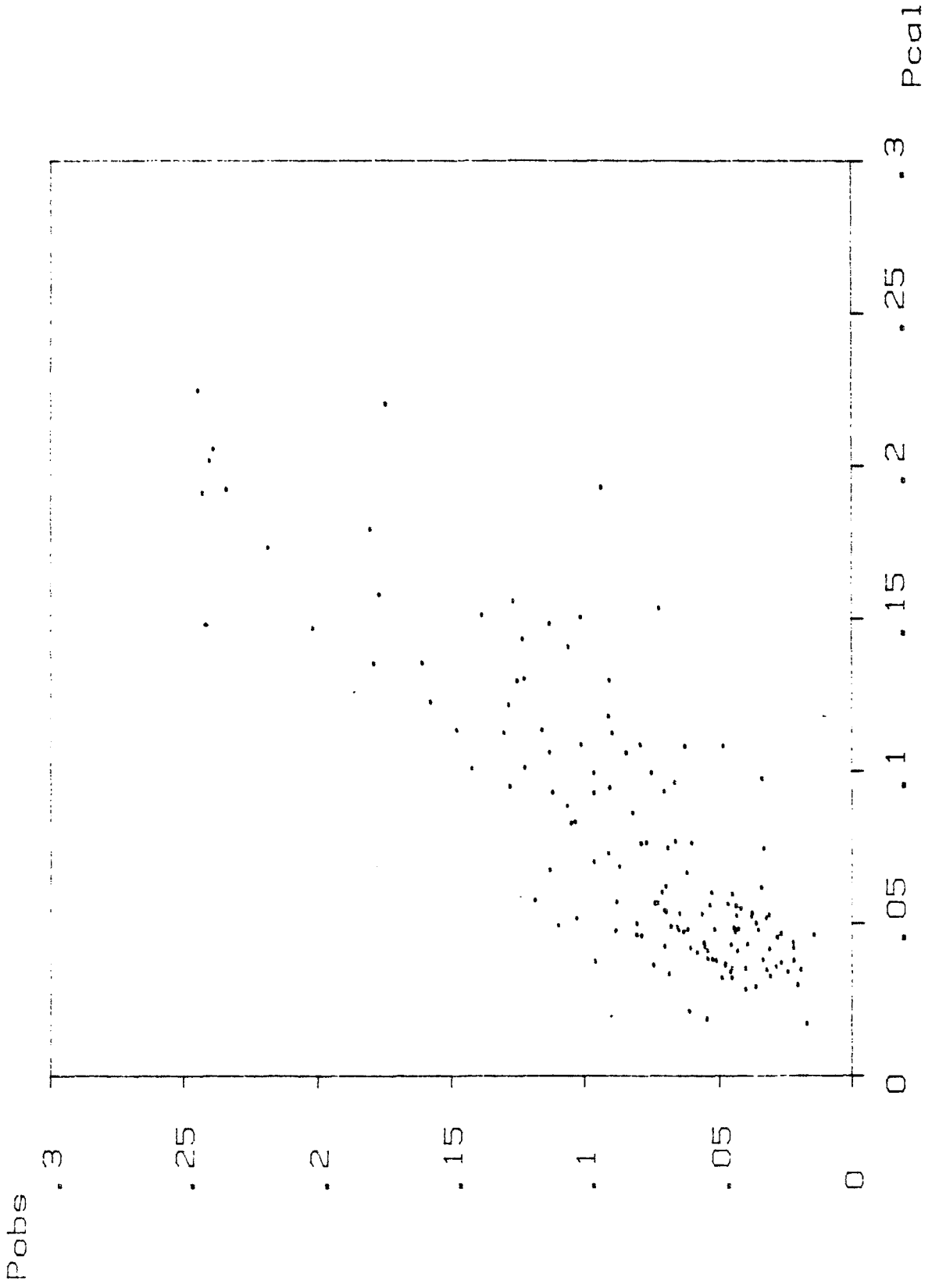
- période de calage (1975-1980)

- période de test (1981-1982)

—○— valeurs simulées

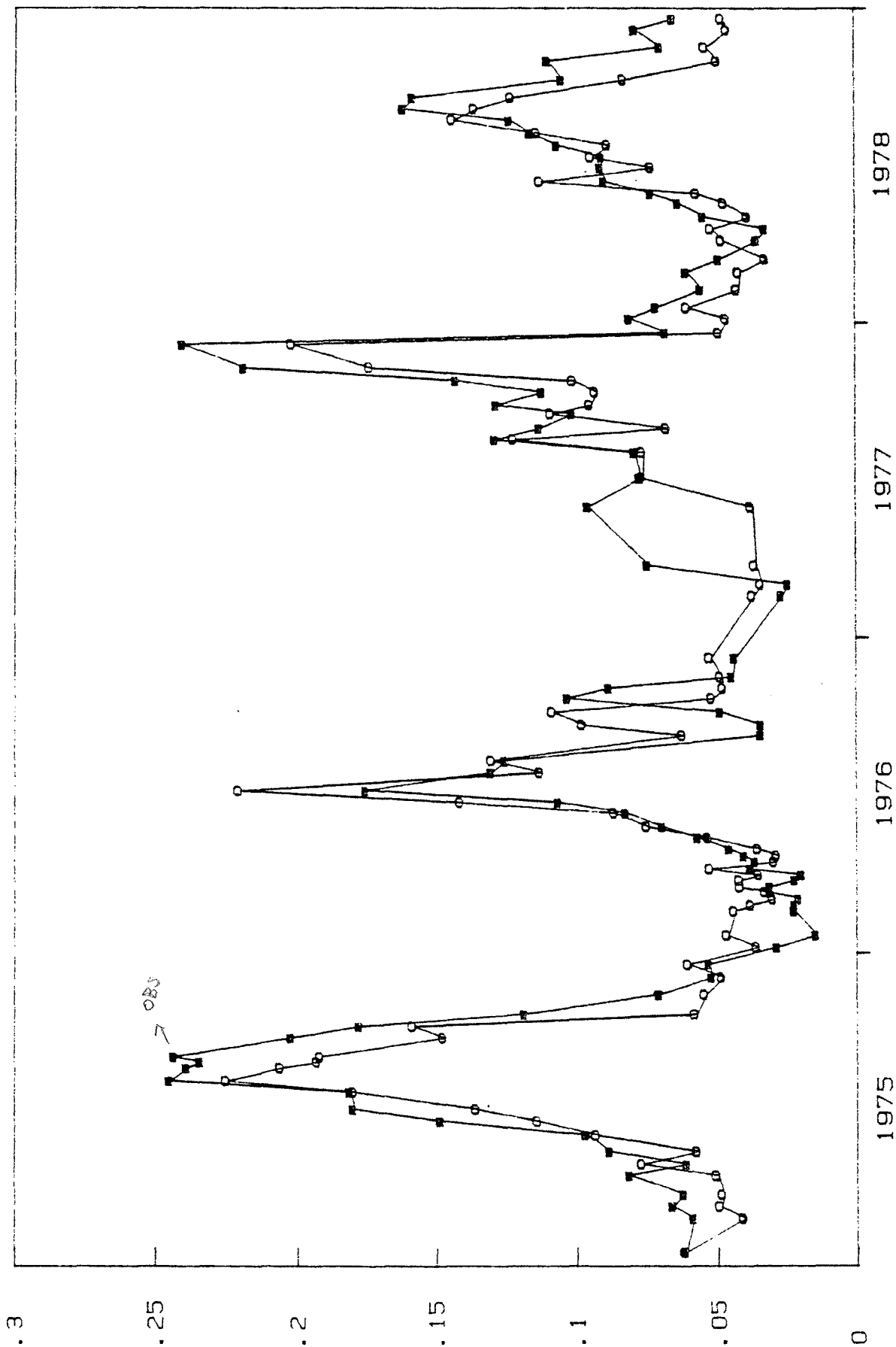
—■— valeurs observées

RELATION ENTRE Pobs ET Pcal



CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES OBSERVES ET CALCULES

PO4 (mg/l)



P04 (mg/l)

CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES OBSERVES ET CALCULES

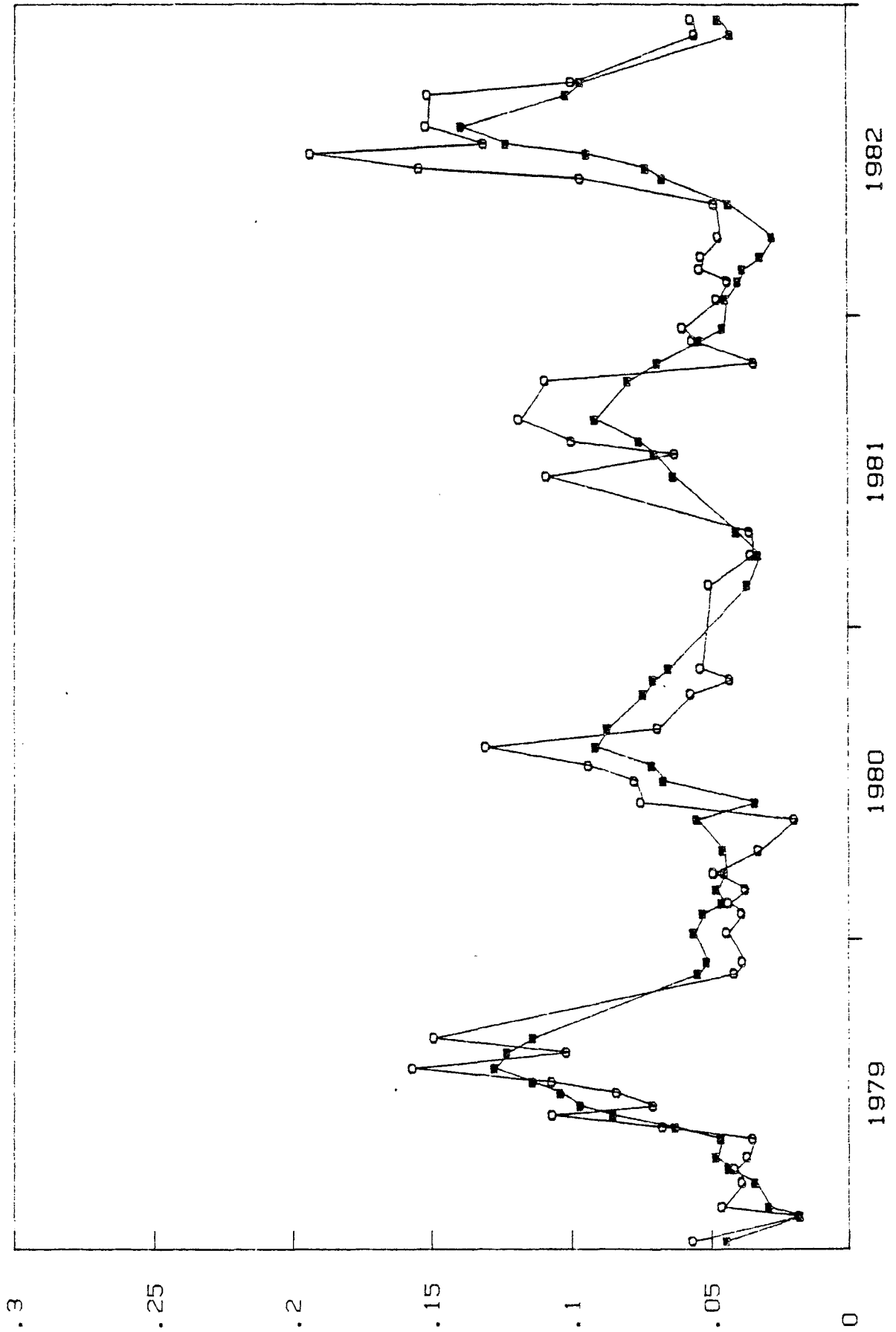


Fig.34.

Résultats de la simulation et de prévision
pour le modèle (2)

— période de calage (1975-1980)

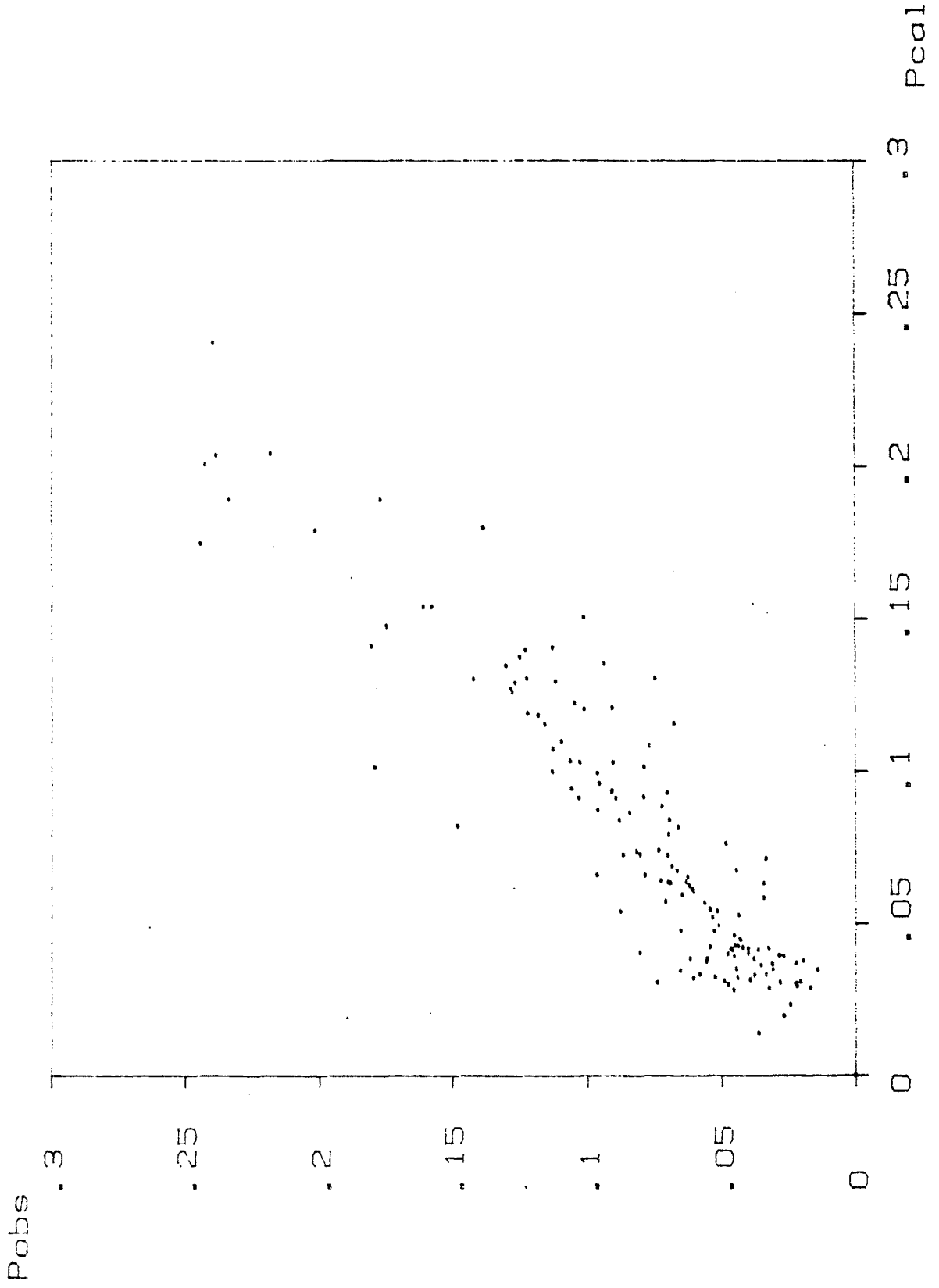
— période de test (1975-1980)

—○— valeurs simulées

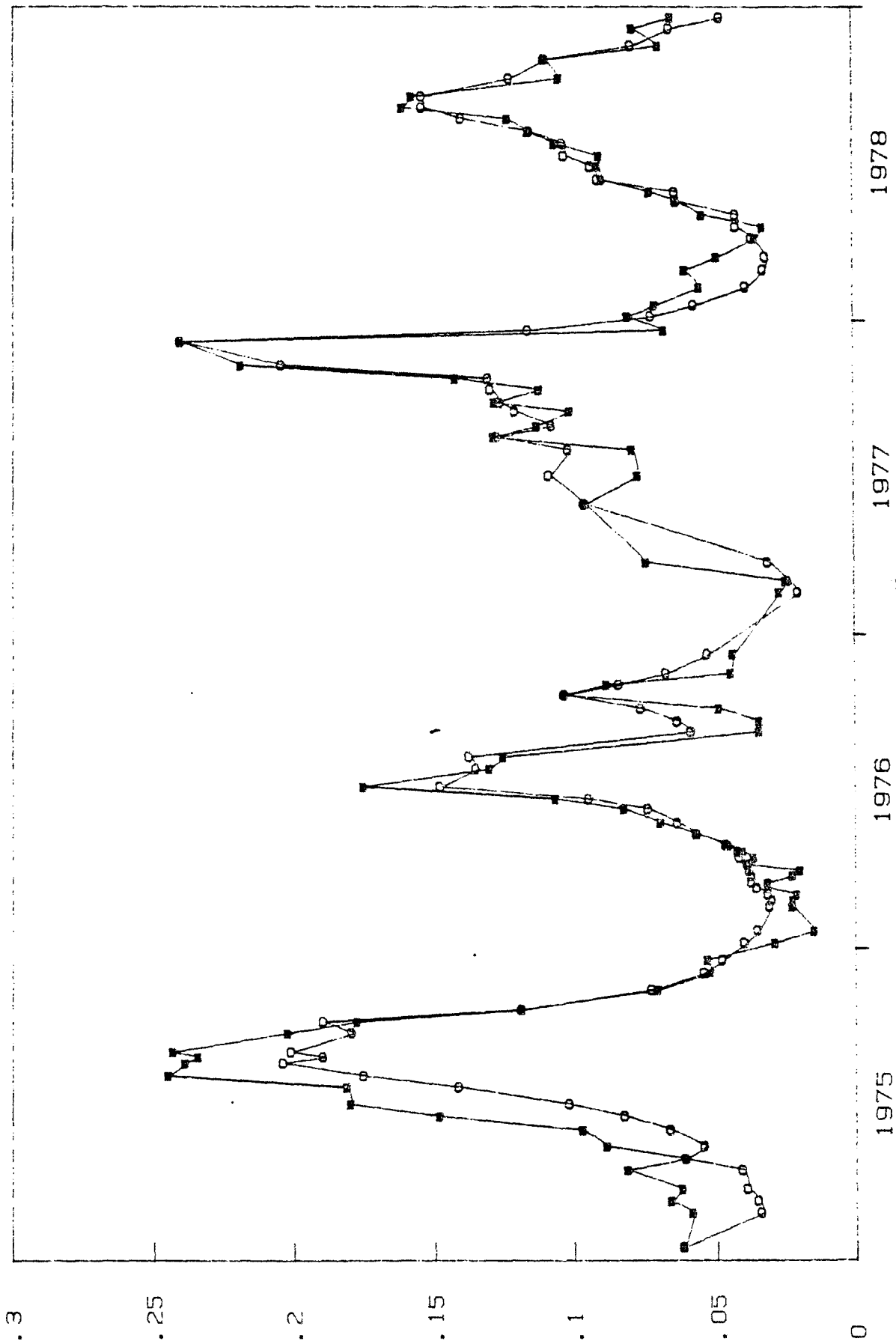
—■— valeurs observées

— valeurs prévues

RELATION ENTRE Pobs ET Pcal



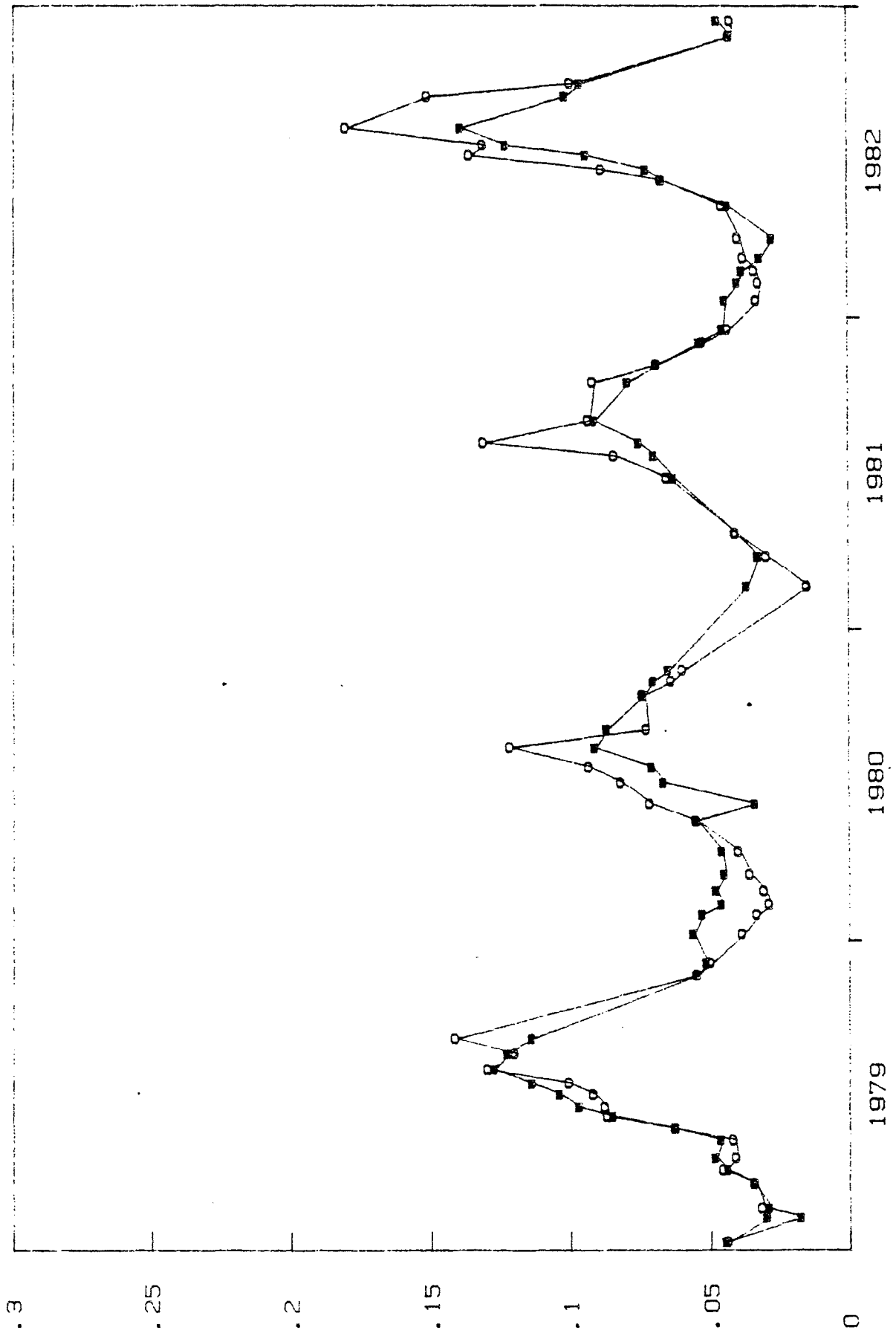
CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES OBSERVES ET CALCULES



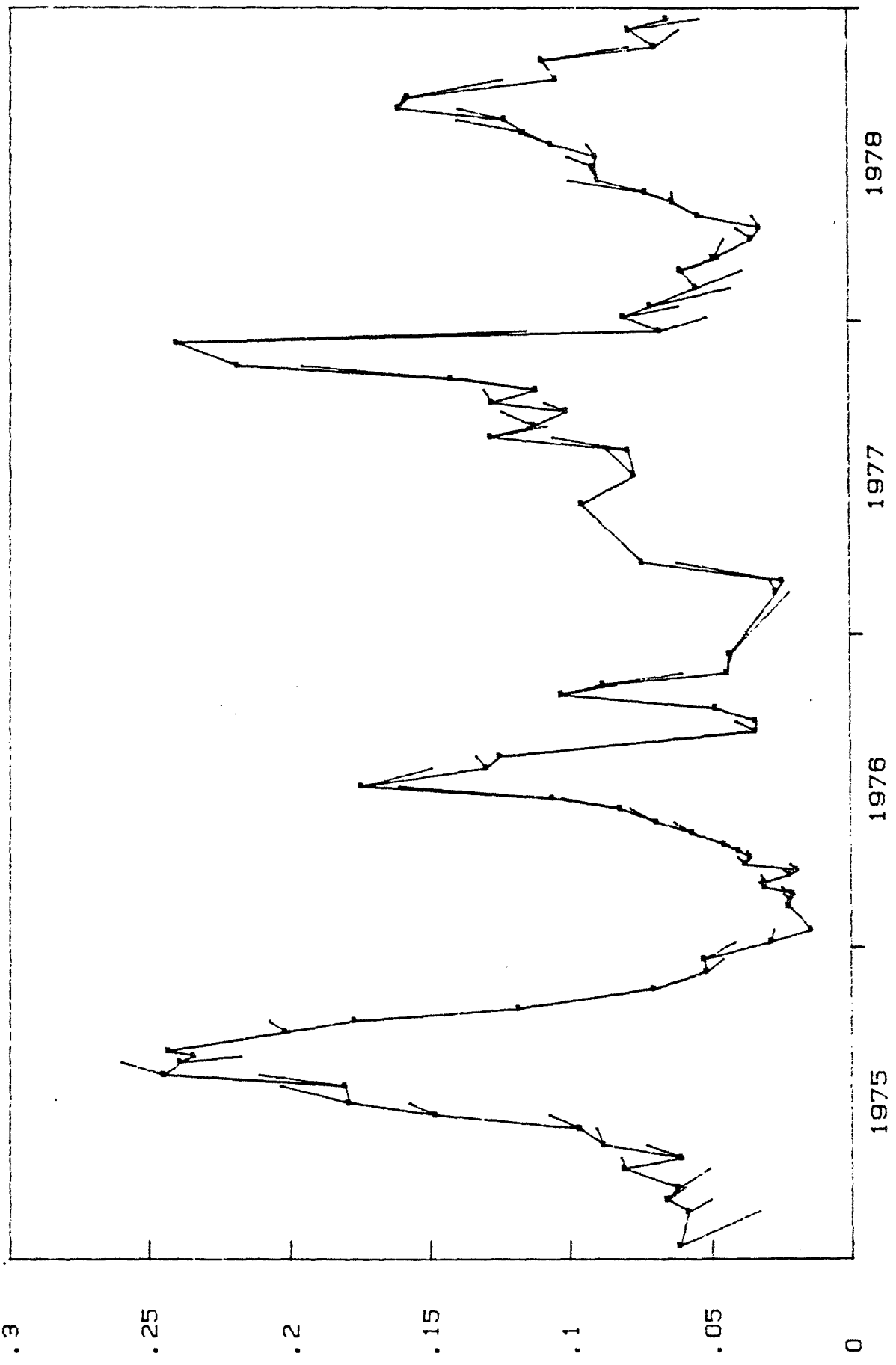
ANNEES

P04 (mg/l)

CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES OBSERVES ET CALCULES



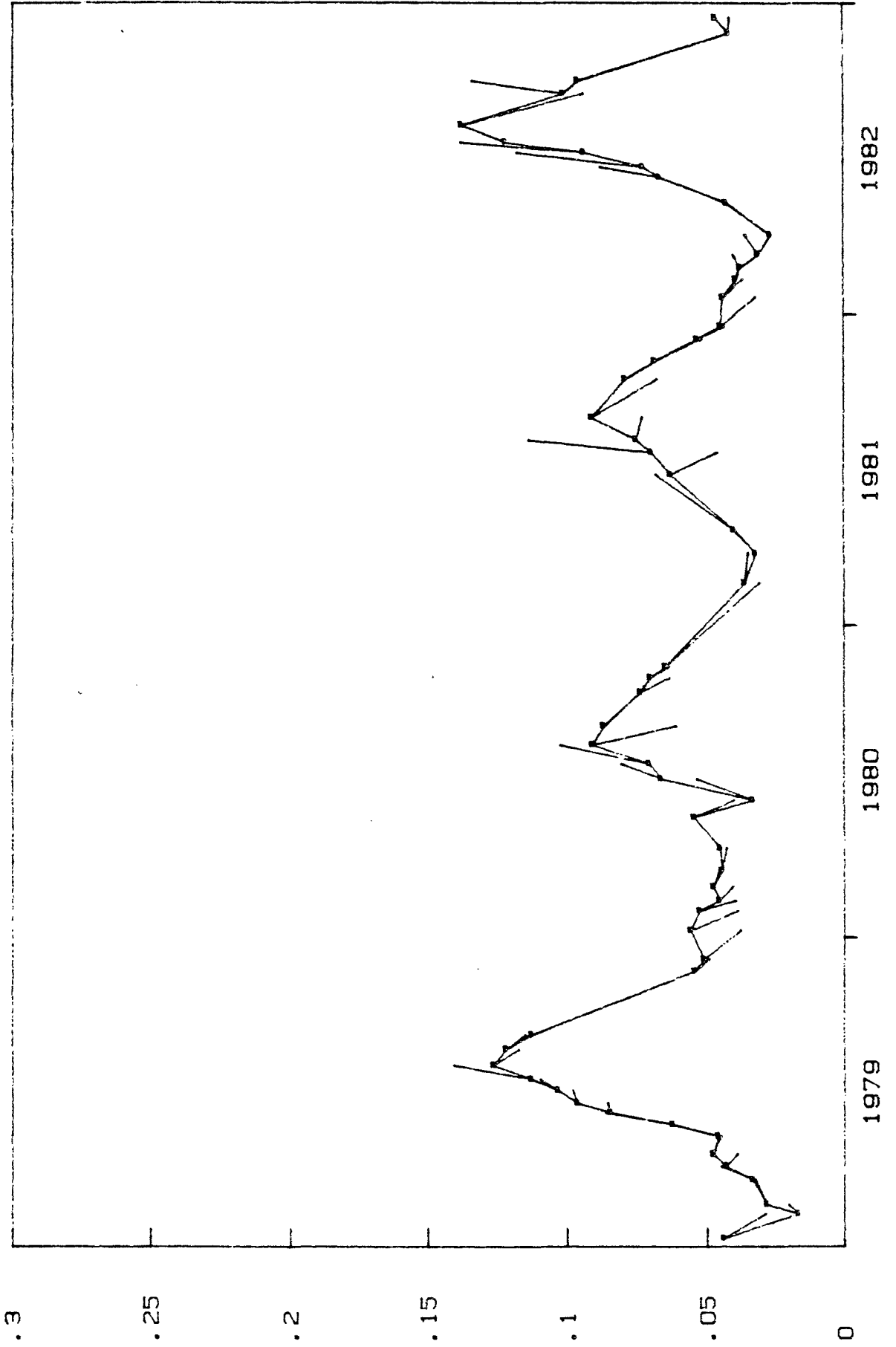
PO4 (mg/l)
CHRONOLOGIE PREVISIONNELLE DES PHOSPHATES



ANNEES

CHRONOLOGIE PREVISIONNELLE DES PHOSPHATES

PO4 (mg/l)



| ! | ! | Modèle de prévision | ! | Modèle d'évolution | ! |
|---|---|---------------------|---|--------------------|---|
| ! | ! | P04pré | ! | P04obs | ! |
| ! | ! | MOY | ! | 0.0798 | ! |
| ! | ! | ECT | ! | 0.0509 | ! |
| ! | ! | R | ! | 0.963 | ! |
| ! | ! | EQM | ! | 0.000187 | ! |
| ! | ! | R ² | ! | 92.62% | ! |

Tableau 32. Valeurs statistiques des résultats du modèle (2).

Du point de vue statistique, la performance d'un modèle peut être représentée par la variance expliquée (coefficient de détermination). Selon le tableau 32 on constate que les résultats du modèle de prévision sont satisfaisants.

8.5. Discussion et conclusion

Deux modèles ont été développés dans ce chapitre afin de simuler la dynamique temporelle du phosphore dans l'étang de Thau: un modèle biogéochimique et un modèle établi par la méthode de l'A.C.D.

- Modèle biogéochimique du phosphore

Selon les résultats du modèle, on a vu que la dynamique du phosphore n'est pas suffisamment reconstituée, cela peut être dû aux effets des simplifications du modèle :

- Dans ce modèle, tout d'abord, on a seulement considéré les phénomènes de relargage et de sédimentation. Il y a deux autres phénomènes importants que l'on n'a pas retenus: ceux de production et de décomposition. Dans le deuxième modèle on a vu que la température joue un rôle très important dans l'évolution du phosphore. En effet selon Imboden et Gachter (1978) les deux phénomènes de production et de décomposition font intervenir la température, l'intensité lumineuse et la concentration en phosphore particulaire. Malheureusement il manque des mesures de concentration en phosphore particulaire dans l'étang de Thau. On n'a donc pas pu prendre en compte ces deux phénomènes;

- La deuxième simplification du modèle est celle de l'estimation des apports du bassin versant. Jusqu'à ce jour, aucun contrôle des apports du bassin versant vis-à-vis de la concentration du phosphore n'a été effectuée. Nous avons donc été amenés à estimer ces apports à partir de la population de la zone limitée par le bassin versant. La prise en compte d'une valeur constante durant toute l'année est très approximative.

Pour améliorer les résultats de ce modèle, il serait nécessaire de considérer les phénomènes de production et de décomposition du phosphore. Pour ce faire des mesures de la concentration en phosphore particulière doivent être en plus effectuées. Un système du contrôle des entrées du phosphore du bassin versant (apports diffus et ponctuels) doit aussi être établi pour une durée d'au moins un an afin de connaître l'évolution temporelle de ces apports.

- Modèle établi par la méthode de l'A.C.D.

Les résultats obtenus par le modèle sont encourageants, il nous a permis de découvrir les relations entre certaines variables physico-chimiques et variables écologiques. On constate que la température joue un rôle primordial dans l'évolution du phosphore dans l'étang de Thau, et que les apports d'eau douce ont des effets de dilution. Le modèle nous a permis de simuler l'évolution du phosphore inorganique en mode de prévision.

CHAPITRE 9

CONCLUSION GENERALE

Les modèles physiques et géochimiques du système de l'étang de Thau ont été développés dans ce travail. Si la modélisation du sous-système physique représente une grande partie de l'ensemble de cette étude, elle a toujours été effectuée en gardant à l'esprit l'idée d'un couplage entre le fonctionnement physique et le fonctionnement écologique, afin de fournir des résultats ultérieurement exploitables dans une approche plus profondément axée sur la description du système écologique. Conformément à la description des modèles d'écosystèmes lacustres, nous avons travaillé à la fois dans l'objectif d'une connaissance du milieu et de mise au point d'outils potentiellement utilisables dans la gestion du milieu.

Notre objectif, en abordant cette étude, était double:

- développer des modèles nous permettant une meilleure compréhension du système écologique constitué par l'étang de Thau;

- puis de cette expérience de modélisation, on peut ensuite définir un outil de gestion de l'environnement, c'est-à-dire adapter les modèles à des objectifs de prévision et de gestion, par exemple simuler l'impact sur l'écosystème d'une modification ou d'une perturbation de la situation initiale (conséquence d'une destratification artificielle des eaux, d'une réduction de la charge externe en nutriments de l'étang, d'une évacuation des eaux profondes, du détournement d'une rivière, etc....).

Le modèle hydrologique global sous forme d'une structure conceptuelle a été développé. Il nous a permis de décrire l'évolution hydrologique de l'écosystème Bassin versant-Etang-Mer à une grande échelle de temps (vingt et une années). Certaines variables dans l'étang ont été considérées comme homogènes. L'évolution de la salinité est essentiellement liée aux apports du bassin versant.

Les résultats de la comparaison entre la salinité calculée et celle observée sont satisfaisants. Le modèle nous a permis également de préciser le bilan des apports du bassin versant et le volume d'échange avec la mer, qui sont utilisés dans des modèles hydrodynamique et écologiques.

Un modèle thermique de l'étang a été établi à un pas de temps journalier à l'aide des données météorologiques de la station concernée. La méthode utilisée consiste à résoudre une équation zéro-dimensionnelle du bilan global de l'énergie. Les différents termes du bilan d'énergie (rayonnement solaire global, rayonnement infrarouge, convection et évaporation) ont été estimés. Deux coefficients d'échanges de chaleur ont été déterminés par une fonction d'objectif. La sensibilité du modèle à la profondeur moyenne de l'étang a été analysée.

Le modèle a permis de trouver une bonne description de l'évolution thermique du système, et de servir de base à l'établissement des modèles biogéochimiques et statistiques.

Le modèle biogéochimique du phosphore développé dans le chapitre 8 a montré la complexité du fonctionnement du milieu de l'étang. Les résultats sont loin d'être satisfaisants. Il s'agit en premier lieu d'améliorer les connaissances concernant l'interface eau-sédiment et plus particulièrement les conditions de relargage en fonction de l'oxygène dissous et de l'orthophosphate, ainsi que la refixation éventuelle de celui-ci. Une autre difficulté concerne la vitesse de sédimentation et en particulier le décalage qui existe entre celle utilisée dans le modèle et celle mesurée sur le site.

L'amélioration des résultats du modèle nécessite également de considérer les phénomènes de production et de décomposition, et de connaître la biodisponibilité du phosphore entrant surtout les apports de phosphore du bassin versant.

Les modèles établis par la méthode de l'analyse des coefficients de direction nous a permis de déterminer les influences des variables environnementales sur l'évolution des variables physico-chimiques et écologiques. Il est nécessaire de préciser les hypothèses de "cause à effet" qui pourraient être en jeu. Cela conduit à définir des modèles conceptuels, pour certains relativement complexes, impliquant simultanément plusieurs variables environnementales dont les effets pourraient être directs et/ou indirects, pour d'autres beaucoup plus simples et limités à l'hypothèse de l'effet d'une seule variable ou d'un seul phénomène. Ces choix sont essentiellement conditionnés par les résultats de l'analyse des comportements spatio-temporels des variables. Ils sont limités par la nature et le nombre des variables environnementales recueillies simultanément aux variables physico-chimiques et écologiques.

Dans le cas de l'étang de Thau, la température, la salinité, l'oxygène dissous et les phosphates ont été modélisés par cette méthode. Les résultats semblent encourageants et satisfaisants. On a constaté de ces résultats que:

- la salinité est fortement liée aux apports du bassin versant et à la précipitation en hiver, essentiellement aux échanges thermiques en été;
- l'évolution de la température dépend principalement des phénomènes thermiques pendant toute l'année;
- l'évolution de la teneur en oxygène dissous est essentiellement liée à la température et à la salinité durant toute l'année;

- la température et les apports du bassin versant jouent également un rôle important dans l'évolution des phosphates.

Il nous semble opportun de souligner que les modèles d'analyse des coefficients de direction sont apparus très utiles, et sans revenir sur leurs avantages, ils peuvent au moins être considérés comme un support méthodologique à promouvoir, dans une première étape vers une compréhension plus détaillée de certaines relations qu'admettent les variables physico-chimiques et écologiques avec leur environnement.

Il est admis que la performance d'un modèle peut être représenté par le coefficient de détermination. Afin de comparer les résultats de ces deux types de modèles, les coefficients de détermination pour chaque type de modèle et chaque variable à expliquer ont été fournis par le tableau 33.

| | Modèles déterministes | Modèles statistiques |
|--------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| salinité | 89% | 88.7% |
| température | 96.5% | 93.6% |
| phosphates | 40.2% | 83.4% |
| oxygène | | 75.1% |

Tableau 33. Valeurs de R^2 pour chaque type de modèle et chaque variable à expliquer.

Le tableau 33 nous a permis de constater que pour la température et la salinité ces deux types de modèles donnent des résultats comparables et acceptables, mais pour les phosphates seul le modèle statistique est correct, le modèle déterministe est à exclure car il n'a pas pris en compte tous les processus biologiques.

Enfin il faut signaler que ce travail ne constitue pas un tout, mais s'inscrit dans le cadre beaucoup plus large de la modélisation du système de l'étang de Thau. Par rapport aux études antérieures sur ce thème, c'est la première fois que l'on a réalisé cette étude, et par rapport aux études à venir, nous osons espérer qu'il servira de base de travail, à la fois dans l'établissement de modèles hydrodynamiques, et physiques plus performants et dans l'établissement de modèles écologiques plus complets.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ASHER H.A.** 1976. Causal modeling. Sage University paper series on quantitative applications in the social sciences, 07-003. Sage Pubns., Beverly Hills, California.
- AUDOUIN J.** 1962. Hydrologie de l'étang de Thau. Rev. Trav. ISTPM. 26,1.
- AYARI A.** 1980. Application du contrôle en continu des paramètres physico-chimiques à l'aide de l'eutrophisation dans une lagune d'épuration (Le lagunage de Mèze). Thèse 3ème cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. 219p.
- BALLAND P. et VARET G.** 1979. Application des relations concentration-débit à l'estimation quantitative des apports en éléments fertilisants par le réseau hydrographique superficiel des Lacs d'Annecy et du Bourget. La technique de l'eau et de l'assainissement. 385: 17-31.
- BARNABE G.** 1986. Aquaculture, volume 1, Lavoisier, Paris. 521p.
- BENNETON J.P.** 1984. Eutrophisation des plans d'eau: inventaire des principales sources de substances nutritives azotées et phosphorées: Etude bibliographique. Rapport de LCPC. 71p.
- BONTOUX J.** 1983. Introduction à l'étude des eaux douces: Eaux naturelles-Eaux usées-Eaux de boisson. CEBEDOC. SPRL. Liège. 63p.
- CAUSSADE B. et PRAT M.** 1983. Modélisation mathématique des exports diffus d'un bassin versant. Revue Française des Sciences de l'Eau. 2: 203-220
- CHAHUNEAU F., DES CLERS S. et MEYER J.A.** 1980. Les modèles de simulation en écologie lacustre. Présentation des différentes approches et analyse des modèles existants. Acta. Oecologica, Oecologica Generalis., 1(1): 27-50.
- CLUIS D.** 1972. Relationship between stream water temperature and ambient air temperature. Nordic. Hydrol., 3(2): 65-75.
- COLLUMEAU D.** 1983. Aspects hydrologiques du drainage. Thèse Docteur-Ingénieur. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 219p.
- COMBES V.** 1985. Paramétrisation de modèles conceptuels d'un bassin versant. Contribution à l'élaboration d'un système de mesure des caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant. Thèse Docteur-Ingénieur. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 213p.

- COOKE G.W.** and **WILLIAM J.B.** 1973. Significance of man-made sources of phosphorus: fertilizers and farming. The phosphorus involved in agricultural systems and possibilities of its movement into natural water. *Water Research* 7: 19-33.
- CORMARY Y.** et **GUILBOT A.** 1971. Ajustement de réglage des modèles déterministes: Méthode de calage des paramètres. Société Hydrotechnique de France. *La Houille Blanche*, 2: 131-140.
- CORMARY Y.** et **GUILBOT A.** 1974. Etudes des relations pluie-débit sur trois bassins représentatifs. AIHS. Actes du Colloque de Madrid. Publ. USA n°118-part 1: 265-269.
- DE BRICHAMBAUT G.P.**, et **LAMBOLEY G.** 1968. Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. Cahier AFEDES n°1.
- DELCLAUX F.** 1980. Production primaire en milieu thermiquement stratifié: modélisation et application à la rivière LOT. Thèse Docteur-Ingénieur. Institut National Polytechnique de Toulouse. Toulouse. 177p.
- DOMMERGUES Y.** et **MANGENOT F.** 1970. Ecologie microbienne du sol. Masson. Paris.
- EDDI M.** 1980. Modélisation de l'évolution thermique d'un lac de barrage: Application au lac du Pareloup. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 177p.
- EMSLEY J.** 1980. The natural environment and the biogeochemical Cycles-Sprnger-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- EPA.** 1972. Role and phosphorus in eutrophication. EPA-R3-72-001. Ecological series US Environmental Protection Agency Corvallis, Oregon, 45p.
- GARCON C.** 1981. Modélisation numérique d'un écosystème aquatique: Application au réservoir de Grangent sur la Loire. Thèse 3ème cycle. Université de Paris 7. Paris. 230p.
- GDALIA L.** 1980. Application d'un modèle mathématique conceptuel à plusieurs aquifères karstiques de la bordure Méditerranéenne française. Thèse Docteur de Spécialité. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 163p.
- GRIFFIN T.T.** and **FERRARA R.A.** 1984. A multicomponent model of phosphorus dynamics in reservoirs. *Water Resour. Bull.*, 20(5): 777-788.
- GUILBOT A.** 1975. Modélisation des écoulements d'un aquifère karstique:

Application aux bassins de Saugras et du Lez. Thèse d'Université. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 110p.

GUILBOT A., GIRARD G., THIERRY D. 1978. Etude de l'efficacité relative et du domaine d'application de différents modèles hydrologiques pour prévoir les étiages. Société Hydrotechnique de France. XVe Journées de l'hydraulique, Question 1-Rapport 1. Toulouse: 1-15.

GUILBOT A. 1986. Des multiples applications d'un modèle conceptuel du cycle de l'eau en France. Revue internationale des sciences de l'eau. Vol. 2, n°1: 19-26.

HAMON P.Y. 1983. Croissance de la moule *Mytilus galloprovincialis* (Lmk) dans l'étang de Thau. Estimation des stocks de mollusques en élevage. Thèse de doctorat d'Etat. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.

HIOT B. et **PIMPARE P.** 1973. Contribution à l'étude de la pollution de l'étang de Thau. Pollution apportée par les eaux superficielles du bassin versant nord de l'étang. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.

HOCKING R.R. 1976. The analysis and selection of variables in linear regression. *Biometrics* 32: 1-49.

IMBODEN D.M. and **GACHTER R.** 1978. A dynamic lake model for trophic state prediction. *Ecol. Modelling Netherl.* 4:77-98.

IMBODEN D.M. 1974. Phosphorus model of lake eutrophication. *Limnol. Oceanogr.*, 19(2): 297-304.

IVANOFF A. 1972. Introduction à l'océanographie : propriétés physiques et chimiques des eaux de mer. Tome I. Vulbert. Paris.

JOHNSON A.H., BOULDIN D.R., GOYETTE E.A. et **HEDGES A.H.** 1976. Phosphorus loss by stream transport from a rural watershed quantities, processes and sources. *J. Environ. Qual.* Vol.5(2): 148-157.

JORGENSEN S.E. 1976. A eutrophication model for a lake. *Ecol. Modelling*, 2: 147-165.

JORGENSEN S.E., JORGENSEN L.A., KAMP-NIELSEN L. and **MEJER H.F.** 1981. Parameter estimation in eutrophication modelling. *Ecol. Modelling*, 13: 111-129.

KENNY D.A. 1979. Correlation causality. John Wiley & Sons, New York.

- KOTHANDARAMAN V.** 1971. Analysis of the water temperature variation in large river. J. Saint. Engng. Div. ASCE. Proc. Paper 7908, 97(SA1): 19-31.
- LAVENU F.** 1972. La télédétection des radiations IR appliquée à l'étude hydrologique des étangs côtiers et plus particulièrement à celle de l'étang de Thau. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Technique du Languedoc. Montpellier. 74p.
- LEGENDRE L.** et **LEGENDRE P.** 1979. Ecologie numérique. Tome 2: La structure des données écologiques. Masson, Paris.
- NIE N.H., HULL C.H., JENKINS J.G., STEINBRENNER K.** and **BENT D.H.** 1975. SPSS-statistical package for the social sciences. 2nd edition. McGraw-Hill, New York.
- PERI G.** 1977. Les capteurs convertisseurs héliothermiques sans concentration. Cahier AFEDES. no4.
- PILLEBOUE E.** 1987. Estimation de la pollution diffuse dans un bassin versant hétérogène: limites des différentes méthodes et éléments de recherche. Sciences de l'eau, 6:49-65.
- POURRIOT R.** 1982. Ecologie du plancton des eaux continentales. Masson: Paris.
- PROBST J.L.** 1985. Nitrogen and phosphorus exportation in Garonne basin. J. Hydrol., 76: 281-305.
- SCHWINGHAMER P.** 1983. Generating ecological hypotheses from biomass spectra using causal analysis: a benthic example. Mar. Ecol. Prog. Ser., 13: 151-166.
- SEGALA B.** 1980. Contribution à l'étude quantitative et qualitative des échanges d'eau entre la mer et l'étang de Thau. Thèse de DEA. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.
- SEGALA B.** 1985. Contribution à l'étude de la dynamique et de la qualité des eaux en milieu lagunaire et côtier par télédétection aérienne. Thèse 3ème cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier.
- SOKAL R.R.** and **ROHLF F.J.** 1981. Biometry. The principles and practice of statistics in biological research. 2nd edition. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- SONG C.C.S.** and **CHIEN C.Y.** 1977. Stochastic properties of daily temperature in rivers. J. Environ. Engng. Div. ASCE Proc. Paper 12858,

103(E2): 217-231.

TIMONS D.R. and al. 1977. Nutrient transport in surface runoff and interflow from an Aspen Birch Forest. *J. Environ. Qual.* Vol. 6(2): 188-192.

TOURNIER H., HAMON P.Y. et ARNAUD P. 1979. Développement de la "malaïgue" en 1975 dans l'étang de Thau. *Rapp. Comm. Int. Mer. Médit.* 25/26(3): 103-104.

TROUSSELLIER M. 1987. Dynamique des populations et des communautés bactériennes sous les effets des facteurs environnementaux le long d'un gradient aquatique continent-étang saumâtre. Thèse doctorat d'Etat. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 183p.

WARD J.C. 1963. Annual variation of stream water temperature. *J. Saint. Engng. Div. ASCE Proc. Paper 3710, 89(SA6): 1-6.*

WRIGHT S. 1921. Correlation and causation. *J. Agric. Res.*, 20: 557-565.

WRIGHT S. 1960. Path coefficients and path regressions: alternative or complementary concept? *Biometrics* 16: 189-202.

LISTE DES ILLUSTRATIONS

| | |
|---|----|
| Figure 1 : Carte de l'étang de Thau. | 20 |
| Figure 2 : Situation et carte du bassin versant. | 25 |
| Figure 3 : Relation entre profondeur H et superficie S. | 33 |
| Figure 4 : Plan des mesures. | 33 |
| Figure 5 : Relation entre la teneur en eau et le rapport ETR/ETP. | 40 |
| Figure 6 : Présentation schématique de modèle CREC complet. | 43 |
| Figure 7 : Présentation schématique du sous modèle Bassin-Etang. | 45 |
| Figure 8 : Schématisation du cas de dilution. | 48 |
| Figure 9 : Schématisation du cas de concentration. | 48 |
| Figure 10 : Présentation schématique du sous modèle Etang-Mer. | 50 |
| Figure 11 : Présentation schématique du modèle Bassin-Etang-Mer. | 51 |
| Figure 12 : Schématisation de la méthode du choix de la date de la cassure. | 54 |
| Figure 13 : Bilans annuels des différents termes hydrologiques. | 58 |
| Figure 14 : Comportement général d'un corps recevant un flux de rayonnement. | 63 |
| Figure 15(a) : Exemple de variation diurne de l'irradiation d'un plan horizontal pour quelques journées types. | 68 |
| Figure 15(b) : Exemple de variation diurne de l'irradiation d'un plan orienté Sud incliné à l'horizontale d'un angle égal à la latitude 43° . | 68 |
| Figure 16(a) : Abaque donnant les durées quotidiennes d'insolation en fonction de la latitude du lieu. | 69 |
| Figure 16(b) : Irradiation quotidienne globale d'un plan horizontale en fonction de la latitude du lieu. | 69 |
| Figure 17 : Schématisation du bilan thermique de l'étang. | 75 |
| Figure 18 : Diagramme des coefficients de direction pour trois descripteurs en relation linéaire. | 86 |

| | |
|---|-----|
| Figure19(1) : Diagramme de direction entre les variables expliquées (dS/dt et dT/dt) et les variables explicatives pour $T < 13^{\circ}\text{C}$. | 98 |
| Figure19(2) : Diagramme de direction entre les variables expliquées (dS/dt et dT/dt) et les variables explicatives pour $T > 17^{\circ}\text{C}$. | 99 |
| Figure 20 : Résultats de la simulation pour la température et la salinité. | 106 |
| Figure 21 : Résultats de la prévision pour la température et la salinité. | 111 |
| Figure 22 : Présentation des variations d'oxygène dissous en fonction de la profondeur dans l'étang de Thau (en unité mg/l). | 124 |
| Figure 23 : Présentation des variations d'oxygène dissous en fonction de la profondeur dans l'étang de Thau (en unité %). | 125 |
| Figure 24 : Présentation de la relation simple entre la température et l'oxygène dissous. | 127 |
| Figure 25 : Présentation de la relation simple entre la salinité et l'oxygène dissous. | 128 |
| Figure 26 : Diagramme de direction du modèle de l'oxygène dissous. | 131 |
| Figure 27 : Présentation des résultats de la simulation de l'oxygène dissous. | 134 |
| Figure 28 : Schématisation du modèle des phosphates. | 140 |
| Figure 29 : Relation entre phosphates et oxygène dissous. | 142 |
| Figure 30 : Relation entre phosphates calculés et observés. | 145 |
| Figure 31 : Diagramme de direction entre les variables expliquées ($P04$) et les variables explicatives. | 148 |
| Figure 32 : Diagramme de direction entre les variables expliquées ($dP04/dt$) et les variables explicatives. | 149 |
| Figure 33 : Résultats de la simulation pour le modèle (1). | 153 |
| Figure 34 : Résultats de la simulation et de la prévision pour le modèle (2). | 157 |

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 1 Introduction générale

| | |
|--|---|
| 1.1. Notion d'écosystèmes | 3 |
| 1.2. Composantes d'un écosystème lagunaire | 4 |
| 1.3. Définition et description de l'eutrophisation | 6 |
| 1.4. Description de l'objectif de l'étude | 7 |

CHAPITRE 2 Modélisation mathématique d'écosystèmes lacustres

| | |
|--|----|
| 2.1. Introduction | 10 |
| 2.2. Classification des modèles d'écosystèmes lacustres | 11 |
| 2.3. Importance du sous-système physique | 12 |
| 2.4. Description des sous-modèles physiques | 12 |
| 2.4.1. Modèles à variables d'état non distribuées spatialement | 12 |
| 2.4.2. Modèles à variables d'état distribuées spatialement | 14 |
| 2.5. Description des sous-modèles écologiques | 15 |
| 2.5.1. Modèles biogéochimiques | 15 |
| 2.5.2. Modèles à niveaux trophiques condensés | 15 |
| 2.5.3. Modèles à niveaux trophiques subdivisés | 16 |
| 2.6. Conclusion | 16 |

CHAPITRE 3 Présentation des principales caractéristiques physiques de l'étang de Thau et de son bassin versant

| | |
|---|----|
| 3.1. Situation géographique | 19 |
| 3.2. Les conditions climatiques | 21 |
| 3.3. La température des eaux | 22 |
| 3.3.1. Epoque hivernale allant de novembre à mars | 22 |
| 3.3.2. Epoque estivale allant de mai à septembre | 23 |
| 3.4. La salinité des eaux | 23 |
| 3.5. Les apports d'eau douce dans l'étang | 24 |
| 3.5.1. Apports du bassin versant | 24 |
| 3.5.2. Apports des canaux de navigation | 27 |
| 3.5.3. Apports des sources | 28 |
| 3.5.4. Apports divers | 28 |
| 3.6. Echanges entre l'étang et la mer | 28 |
| 3.7. La dynamique des eaux | 29 |
| 3.7.1. Influence de la marée | 29 |
| 3.7.2. Influence du vent | 29 |

| | |
|--|----|
| 3.7.3. Influence des courants | 29 |
| 3.8. Base de données disponible de l'étang de Thau | 30 |
| 3.8.1. Données des variables physico-chimiques | 30 |
| 3.8.2. Données des variables climatiques | 30 |
| 3.8.3. Calcul de la lame d'eau | 31 |
| 3.8.4. Relation entre la profondeur et la superficie | 31 |
| 3.8.5. Calcul de la moyenne d'une variable d'état | 32 |
| 3.9. Travaux antérieurs sur l'hydrologie de Thau | 32 |
| CHAPITRE 4 Modèle hydrologique global de l'étang de Thau | |
| 4.1. Introduction | 36 |
| 4.2. Modèles conceptuels globaux de bassin versant | 36 |
| 4.3. Présentation du modèle global du CREC | 38 |
| 4.3.1. Fonction de production | 38 |
| 4.3.2. Fonction de transfert | 41 |
| 4.4. Modèle Bassin versant-Etang | 42 |
| 4.5. Modèle Etang-Mer | 46 |
| 4.5.1. Cas de dilution | 46 |
| 4.5.2. Cas de concentration | 47 |
| 4.6. Modèle global Bassin versant-Etang-Mer | 49 |
| 4.7. Méthode de calage des paramètres du modèle | 50 |
| 4.8. Application du modèle au bassin versant de Thau | 52 |
| 4.8.1. Données utilisées | 52 |
| 4.8.2. Résultats du calage des paramètres | 52 |
| 4.8.3. Vérification du modèle | 53 |
| 4.8.4. Choix de la date de la cassure | 53 |
| 4.8.5. Recalage du modèle et sa vérification | 54 |
| 4.8.6. Vérification des caractéristiques statistiques des résultats du modèle | 55 |
| 4.8.7. Les différents apports annuels | 55 |
| 4.8.8. Volume d'échange entre l'étang et la mer | 56 |
| 4.9. Conclusion | 59 |
| CHAPITRE 5 Modèle thermique de l'étang de Thau | |
| 5.1. Introduction | 61 |
| 5.2. Rappels fondamentaux du rayonnement | 61 |

| | |
|---|----|
| 5.2.1. Comportement des corps vis-à-vis du rayonnement | 62 |
| 5.2.1.1. Corps noir | 62 |
| 5.2.1.2. Corps quelconques | 63 |
| 5.2.1.3. Le Soleil | 63 |
| 5.2.2. L'interception du rayonnement par les corps | 63 |
| 5.3. Calcul des différents termes du bilan thermique | 64 |
| 5.3.1. Echanges radiatifs | 64 |
| 5.3.1.1. Rayonnement solaire direct, diffus et global | 64 |
| 5.3.1.2. Rayonnement atmosphérique | 71 |
| 5.3.1.3. Rayonnement thermique du plan d'eau | 72 |
| 5.3.2. Echanges turbulents | 73 |
| 5.3.2.1. Flux de chaleur latente | 73 |
| 5.3.2.2. Flux de chaleur sensible | 74 |
| 5.3.3. Bilan thermique du plan d'eau | 74 |
| 5.4. Construction du modèle thermique | 76 |
| 5.4.1. Modèle général | 76 |
| 5.4.2. Modèle simplifié | 78 |
| 5.5. Application du modèle simplifié à l'étang de Thau | 79 |
| 5.5.1. Données disponibles | 79 |
| 5.5.2. Détermination des coefficients du modèle | 80 |
| 5.5.3. Vérification du modèle thermique | 80 |
| 5.5.4. Analyse de la sensibilité de la profondeur moyenne | 81 |
| 5.6. Conclusion | 81 |

CHAPITRE 6 Modélisation de la température et de la salinité par la méthode de l'analyse des coefficients de direction (A.C.D.)

| | |
|---|----|
| 6.1. Introduction | 84 |
| 6.2. Exposé de la méthode de l'A.C.D. | 85 |
| 6.3. Evolution de la salinité | 91 |
| 6.4. Evolution de la température | 91 |
| 6.5. Modélisation de la température et de la salinité | 92 |
| 6.5.1. Préparation des données des modèles | 92 |
| 6.5.2. Caractéristiques statistiques des variables | 93 |

| | |
|---|-----|
| 6.5.3. Application de la méthode à la température et à la salinité | 97 |
| 6.5.4. Analyse des résultats des modèles | 104 |
| 6.6. Discussions et conclusions | 116 |
| CHAPITRE 7 Evolution et modélisation de l'oxygène dissous | |
| 7.1. Introduction | 119 |
| 7.2. Evolution de la teneur en oxygène dissous | 119 |
| 7.2.1. Processus physico-chimiques | 119 |
| 7.2.1.1. Echanges avec l'atmosphère | 119 |
| 7.2.1.2. Solubilité de l'oxygène dans les eaux de la mer | 120 |
| 7.2.2. Processus biologiques et biochimiques | 121 |
| 7.2.3. Phénomènes anoxiques | 122 |
| 7.3. Evolution de l'oxygène dissous dans l'étang de Thau | 123 |
| 7.4. Modélisation de la teneur en oxygène dissous par la méthode de l'A.C.D. | 130 |
| 7.4.1. Choix et construction du modèle | 130 |
| 7.4.2. Explications et discussions des résultats du modèle | 132 |
| CHAPITRE 8 Evolution et modélisation du phosphore dans l'étang de Thau | |
| 8.1. Introduction | 137 |
| 8.2. Apports en phosphore par le bassin versant | 137 |
| 8.3. Apports atmosphériques | 139 |
| 8.4. Modélisation du phosphore dans l'étang de Thau | 140 |
| 8.4.1. Modèle biogéochimique de phosphore | 140 |
| 8.4.1.1. Description du modèle utilisé | 140 |
| 8.4.1.2. Entrées du modèle | 141 |
| 8.4.1.3. Sorties du modèle | 143 |
| 8.4.1.4. Calage des paramètres du modèle | 143 |
| 8.4.1.5. Vérification du modèle | 144 |
| 8.4.1.6. Analyse des résultats du modèle | 144 |
| 8.4.2. Modélisation du phosphore par l'A.C.D. | 145 |
| 8.4.2.1. Préparation des données du modèle | 145 |
| 8.4.2.2. Application de l'A.C.D. au phosphore | 145 |
| 8.4.2.3. Explications des résultats du modèle | 151 |

CHAPITRE 9 Conclusion générale

Références bibliographiques

Liste des illustrations

Table des matières

Annexe 1

Annexe 2

Annexe 3

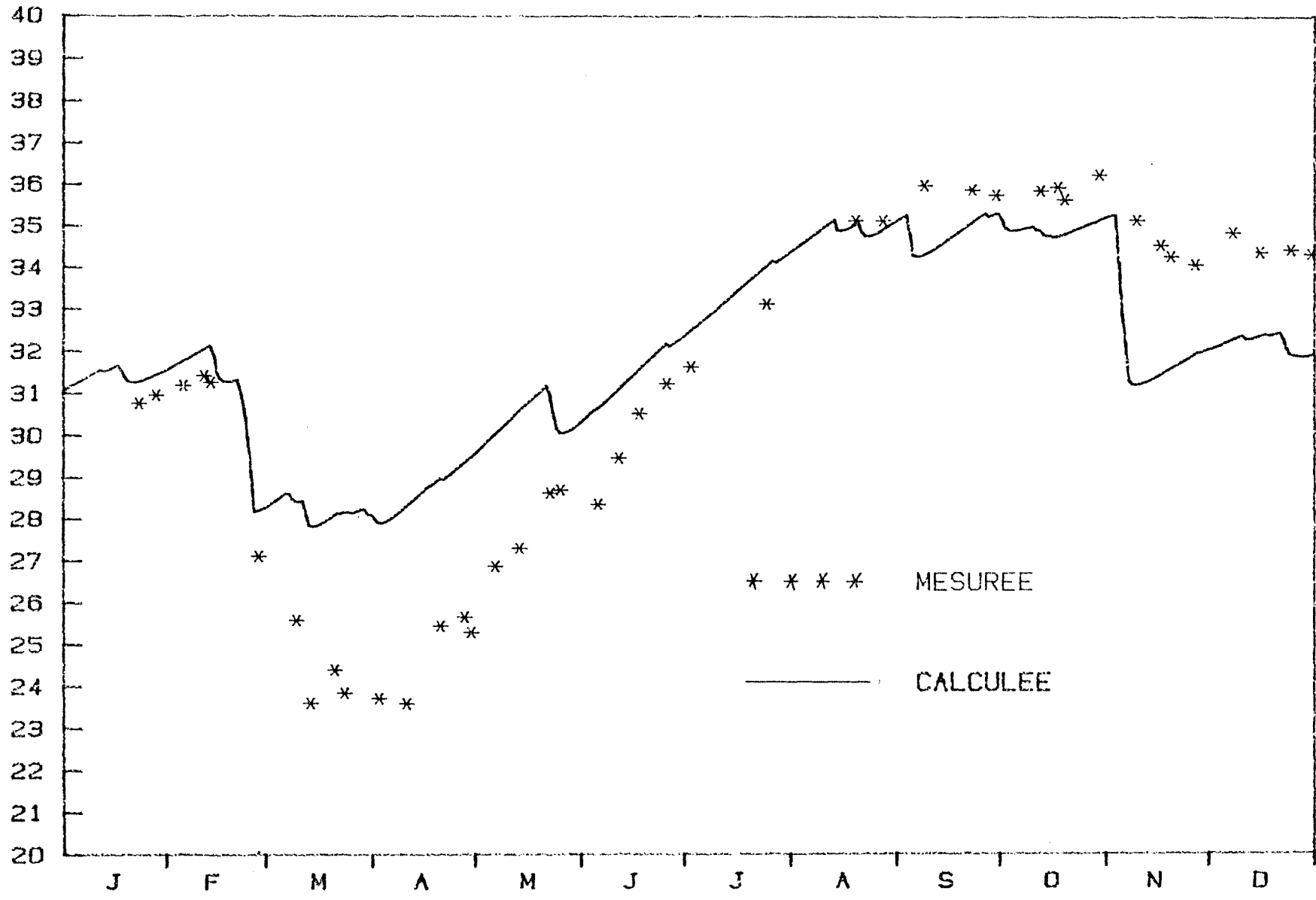
ANNEXE 1

RESULTATS DE LA SIMULATION DU MODELE HYDROLOGIQUE GLOBAL

- période de calage (1964-1968)
- période de test (1969-1973)
- période de recalage (1974-1978)
- période du nouveau test (1979-1984)

\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1964)



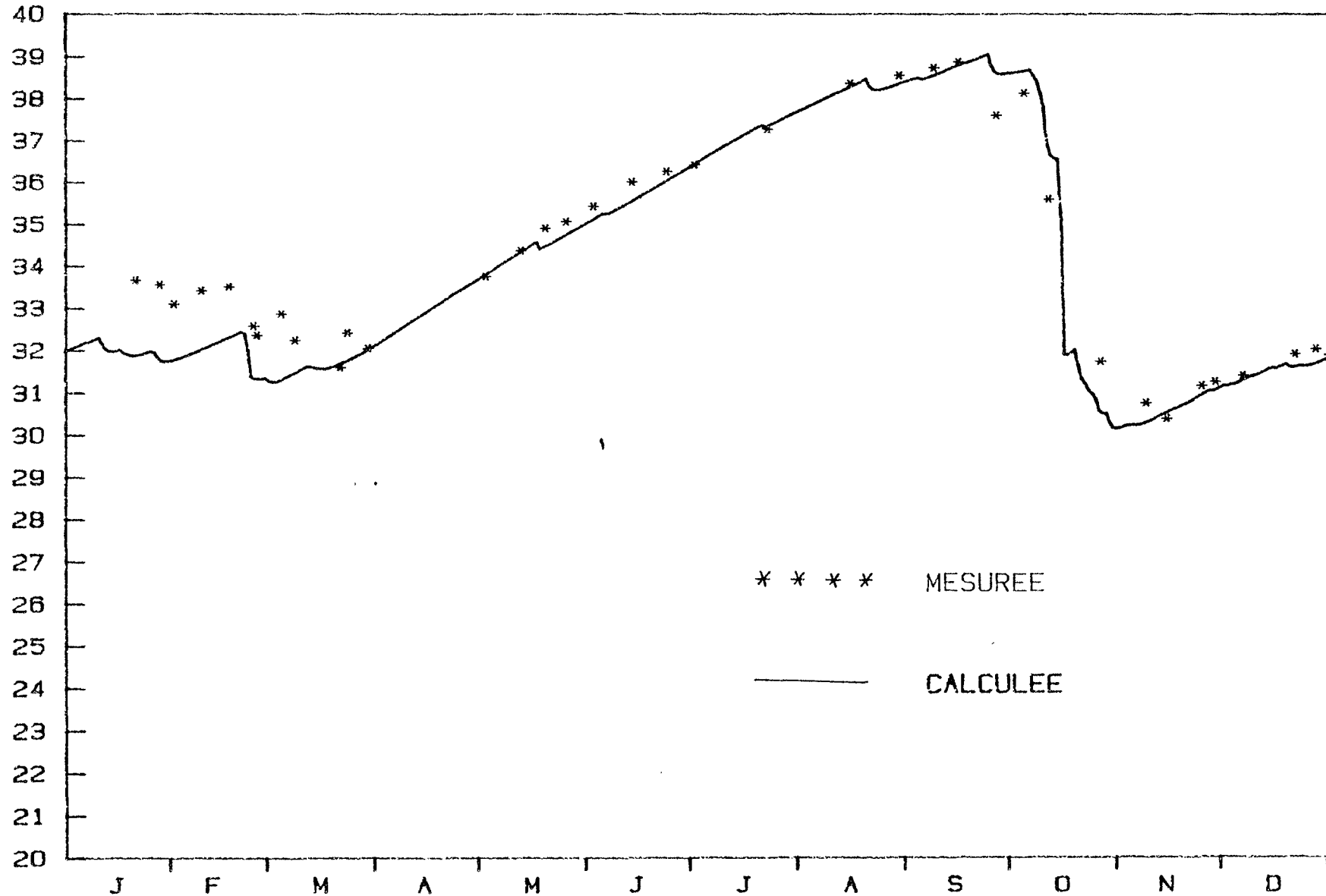
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1965)



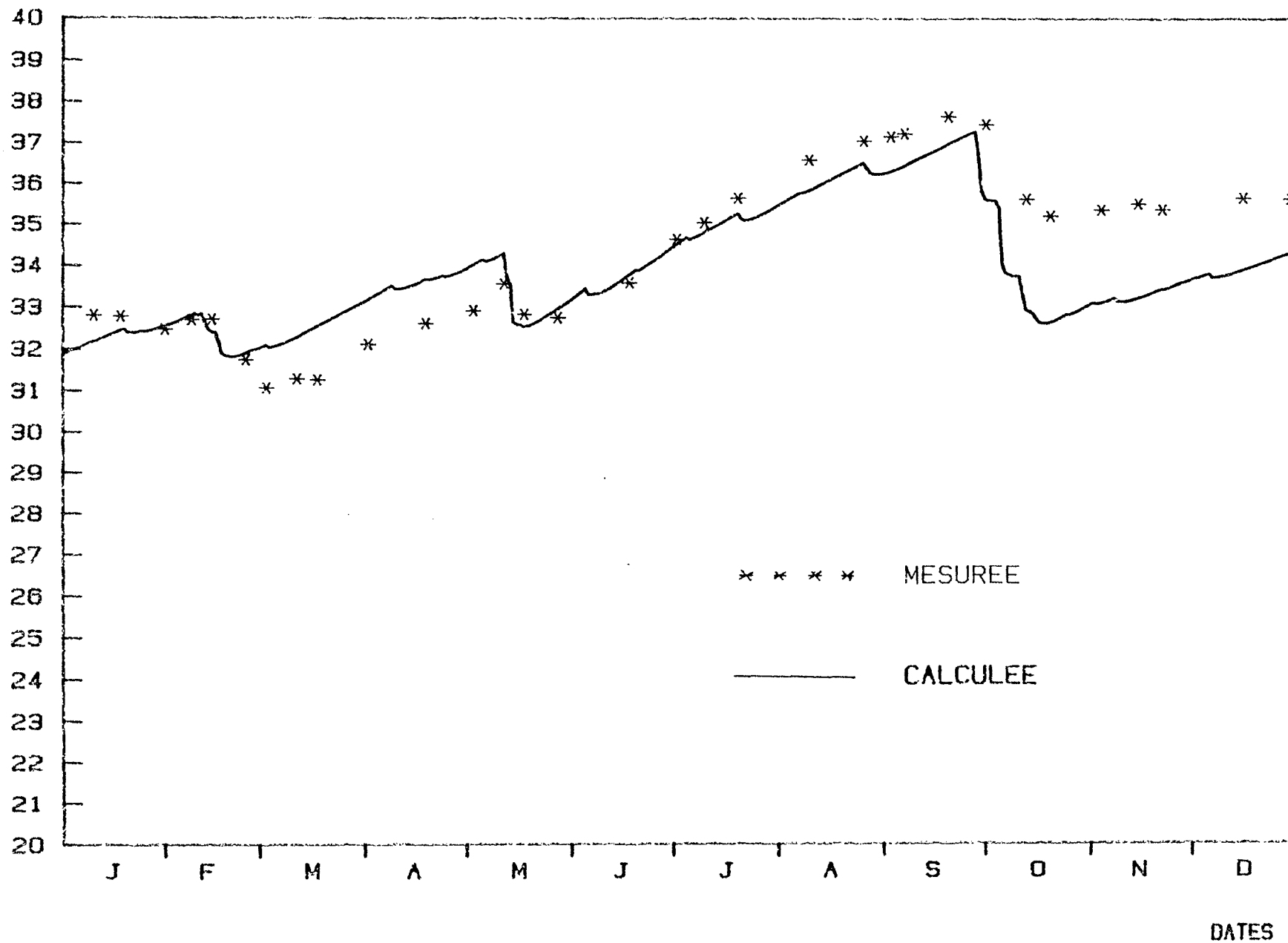
* * * * MESUREE

— CALCULEE

DATES

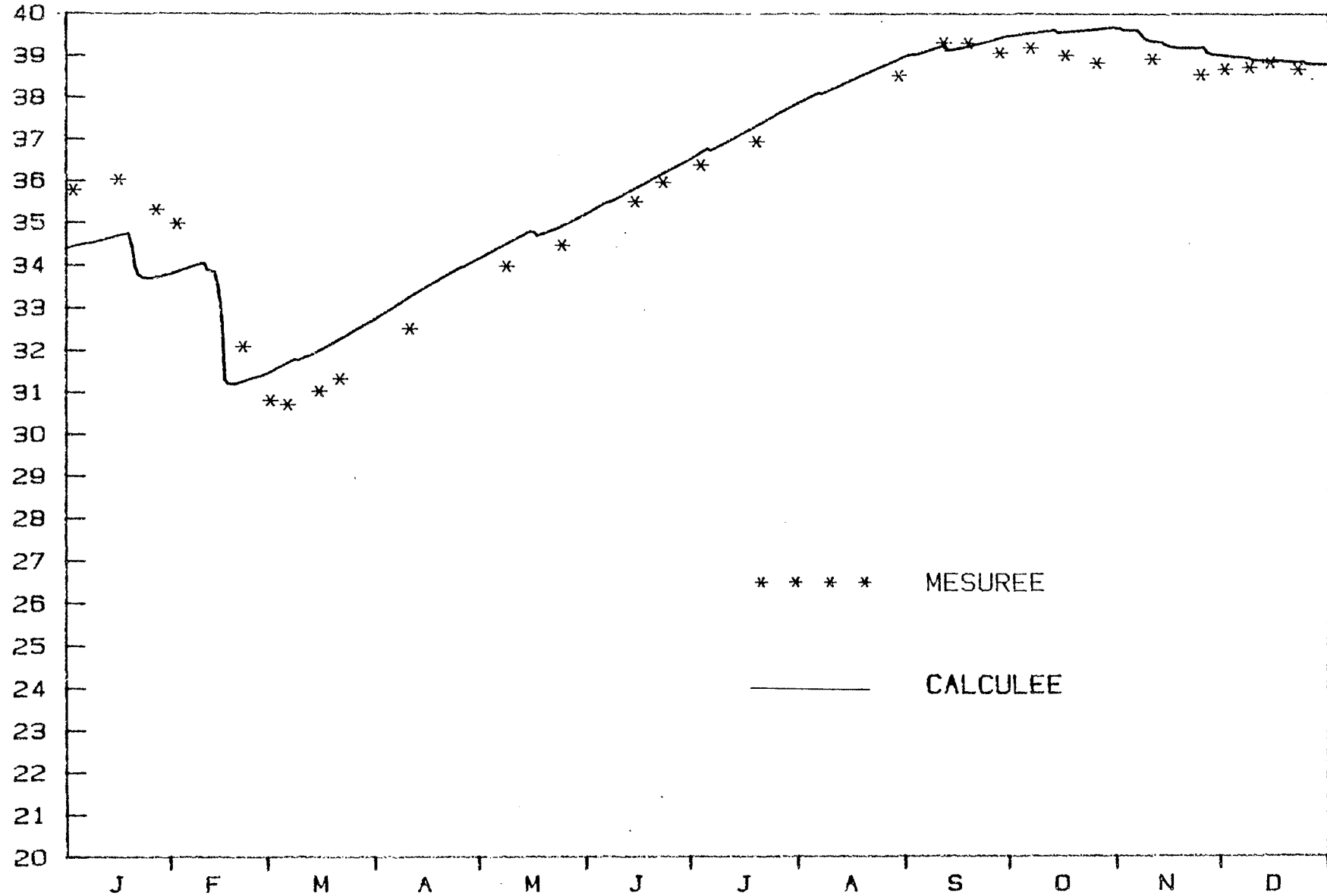
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1966)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1967)



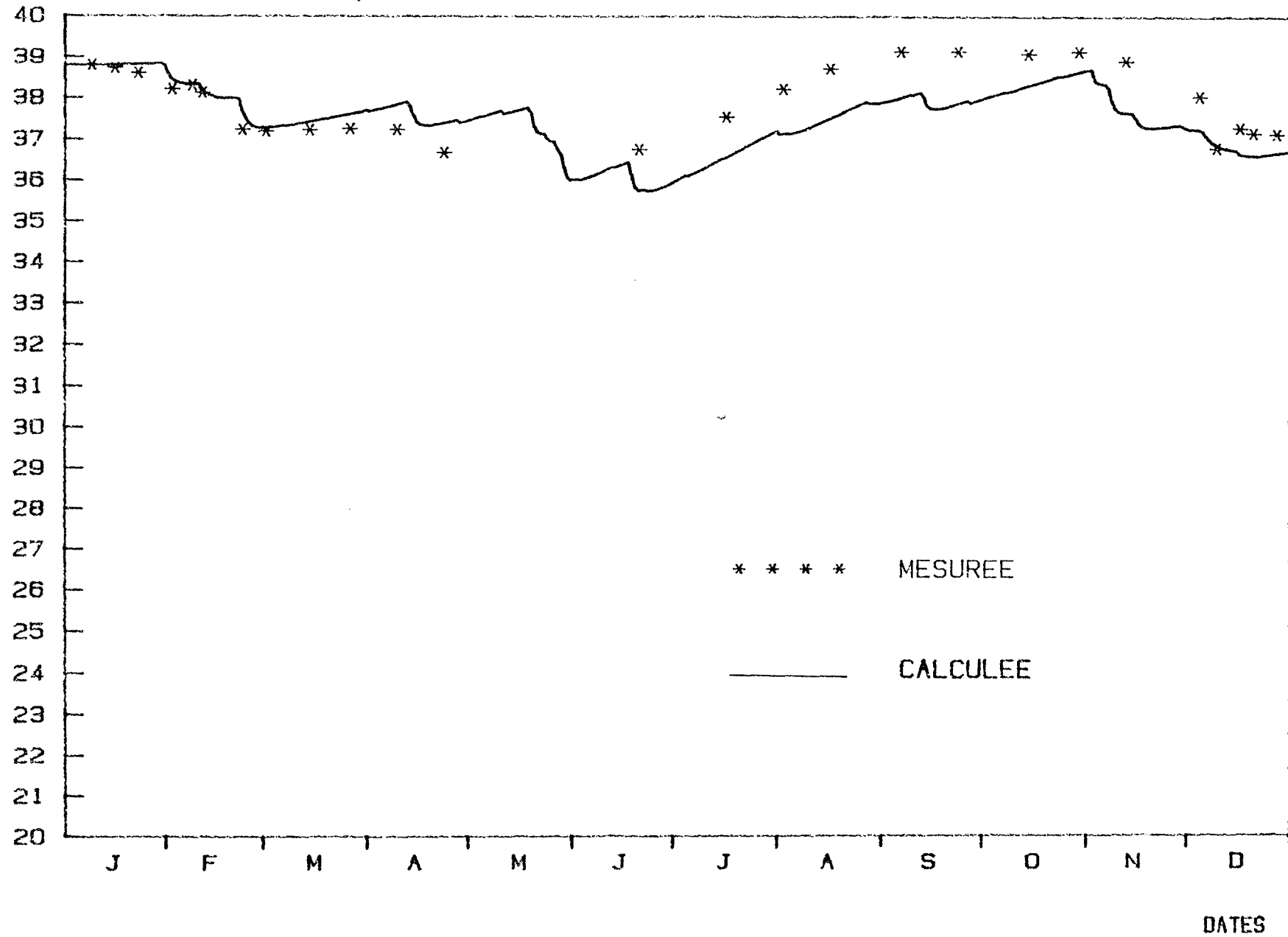
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

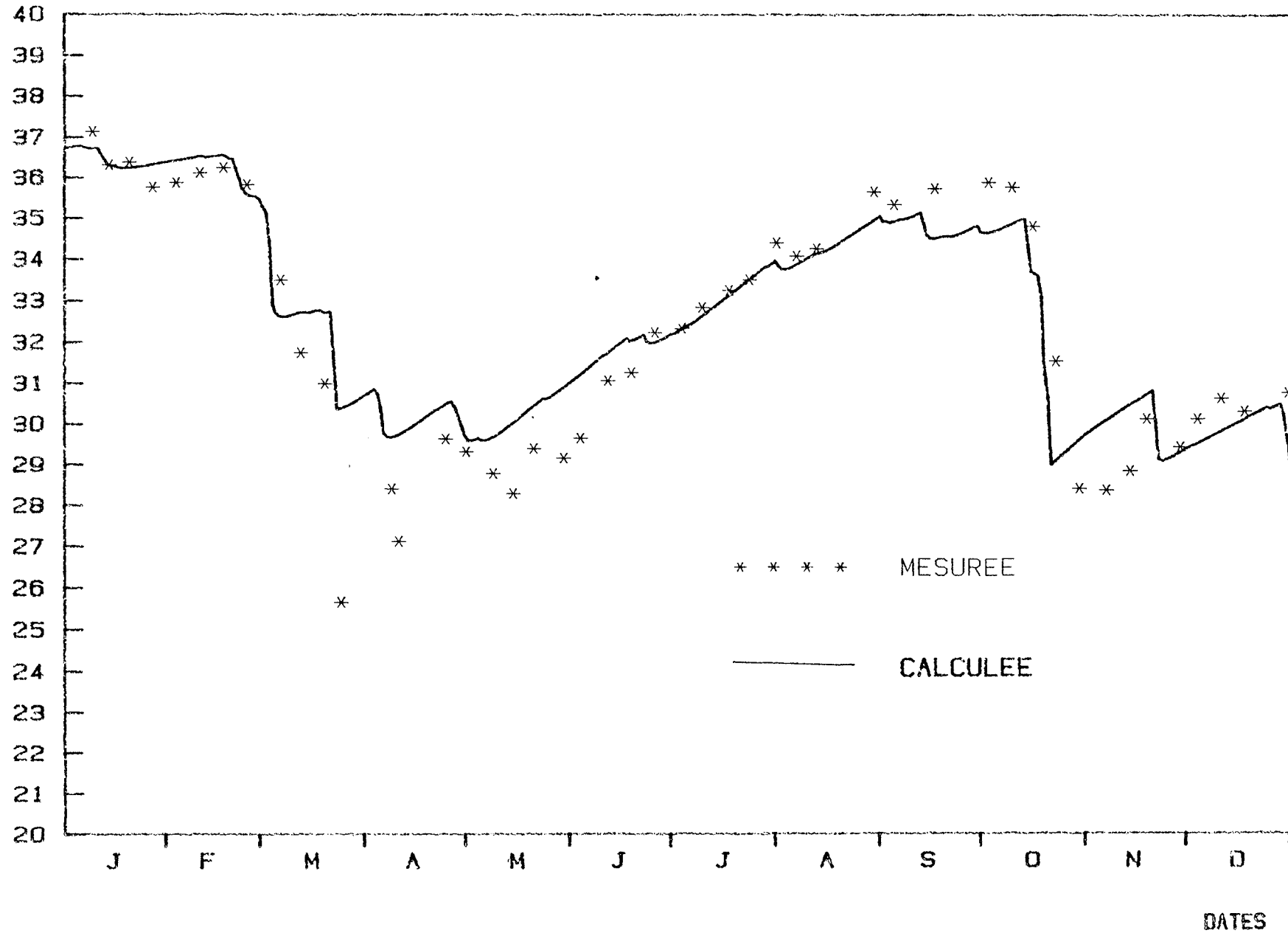
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1968)



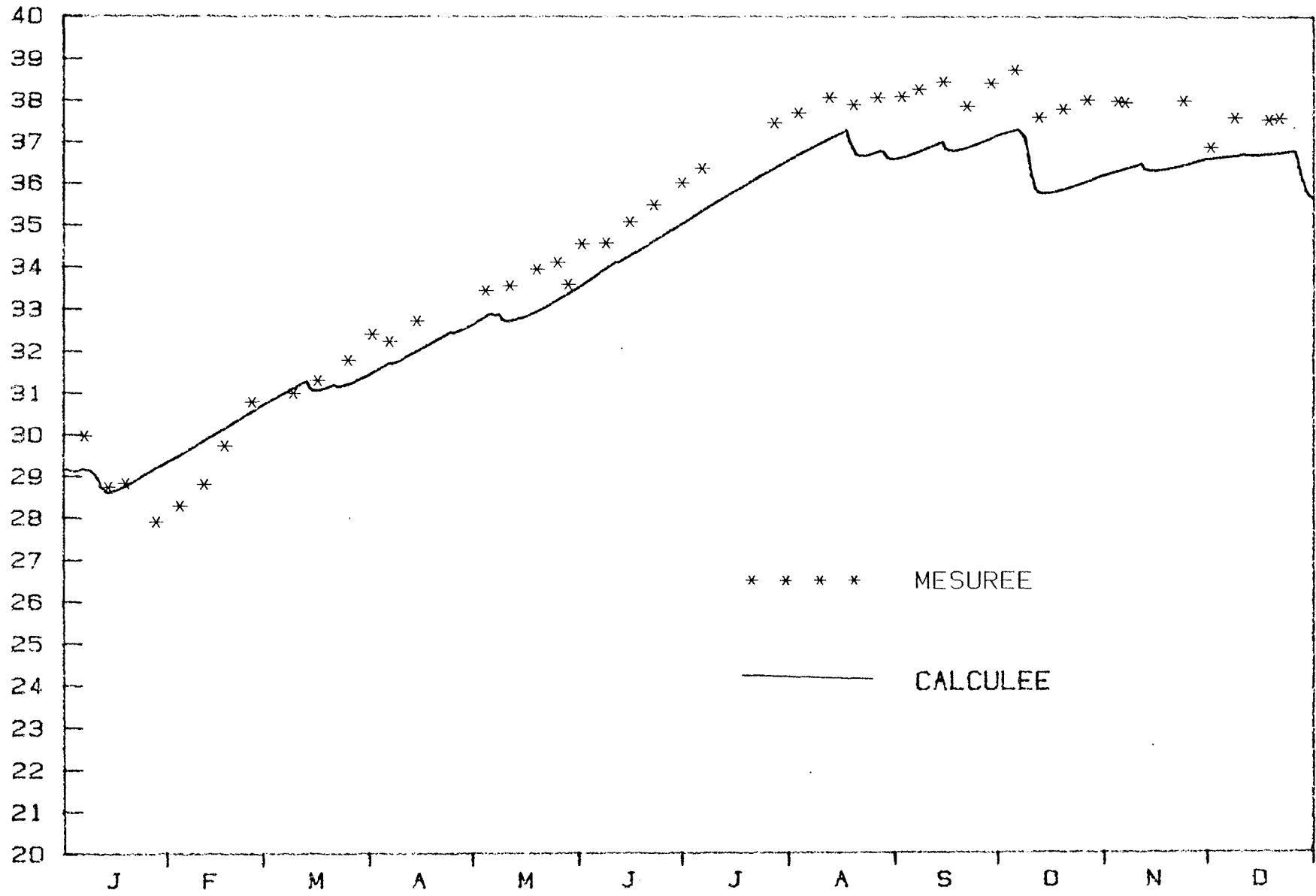
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1969)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1970)

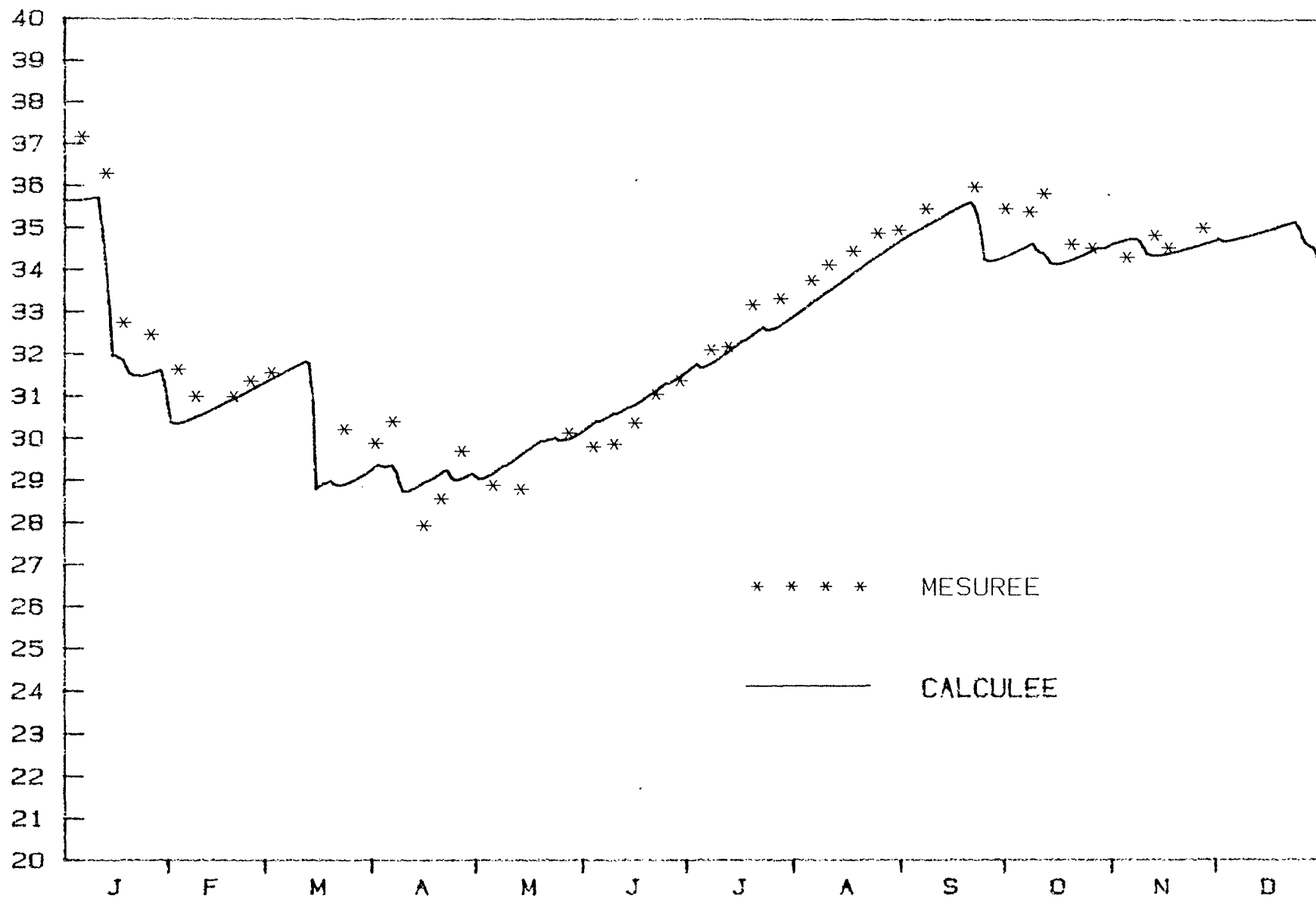


* * * * * MESUREE
————— CALCULEE

DATES

\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1971)



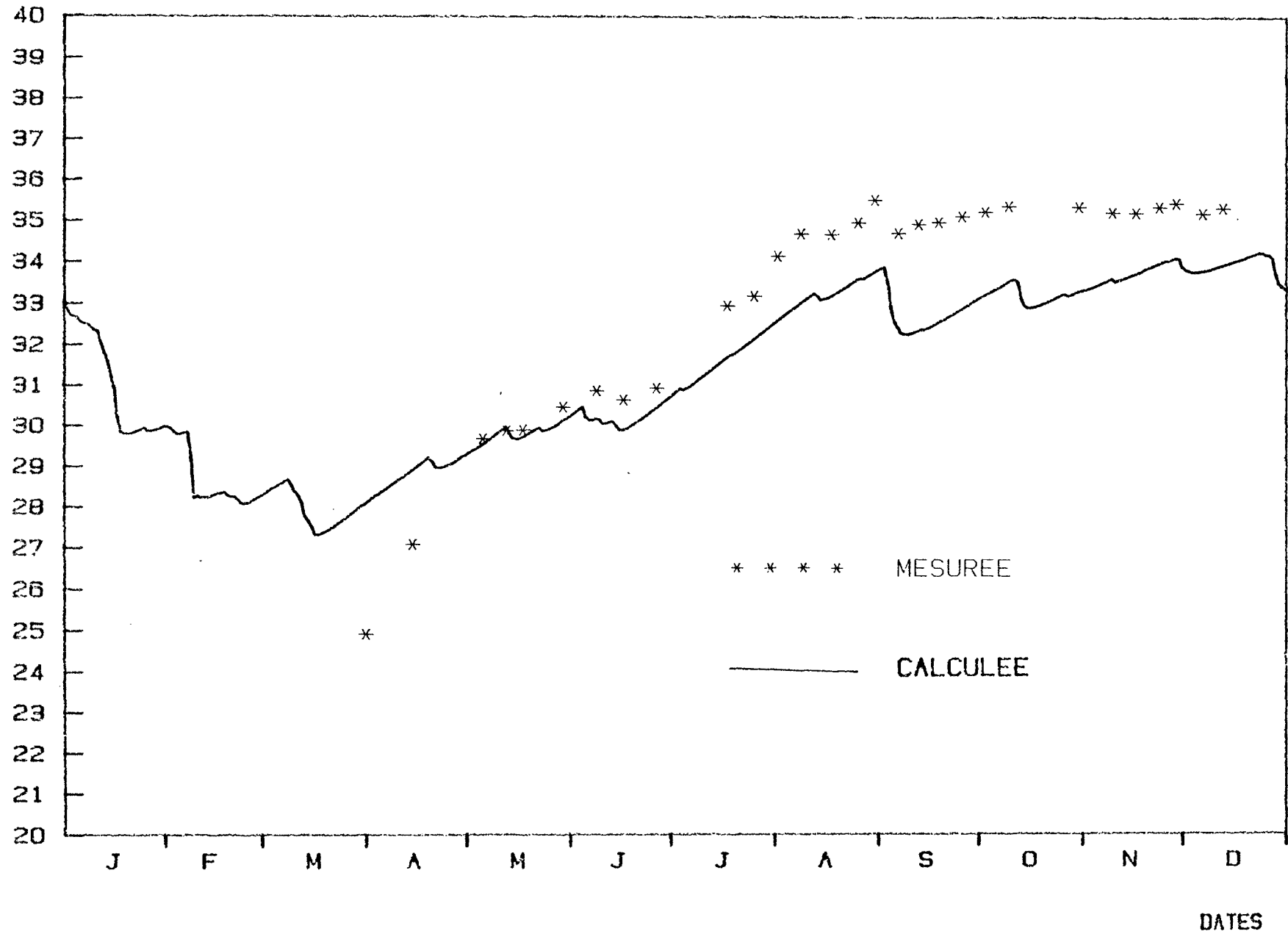
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

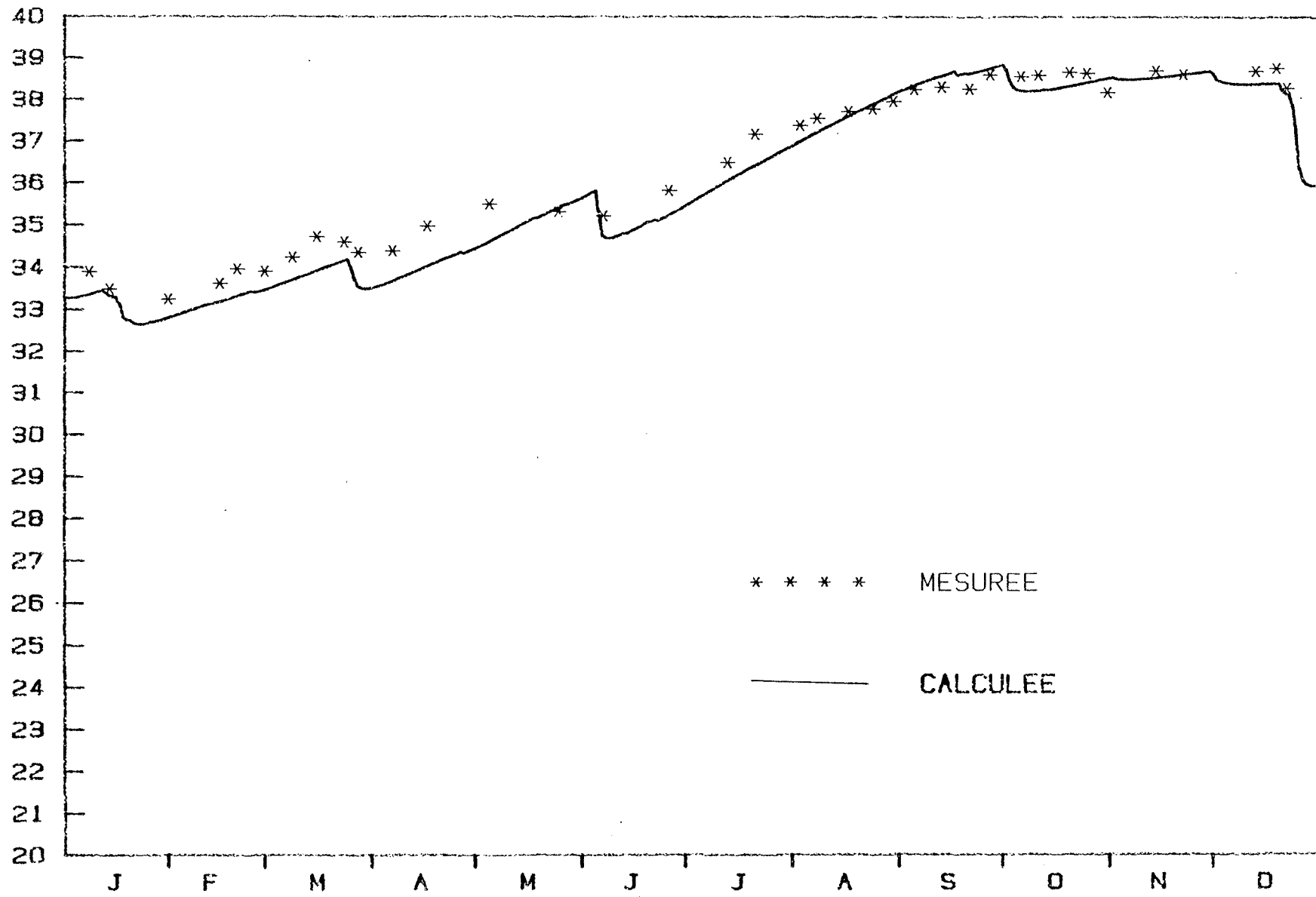
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1972)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1973)



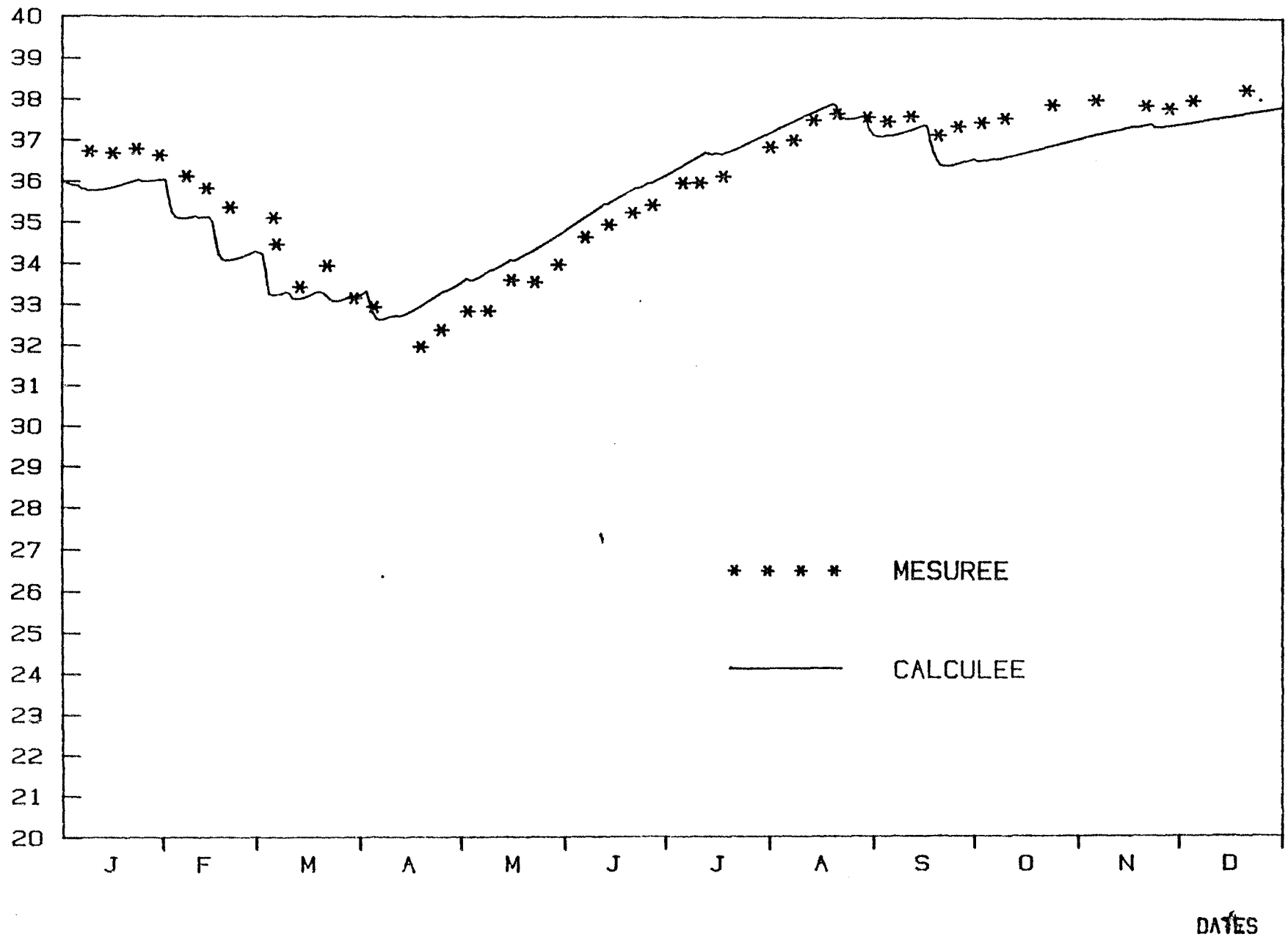
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

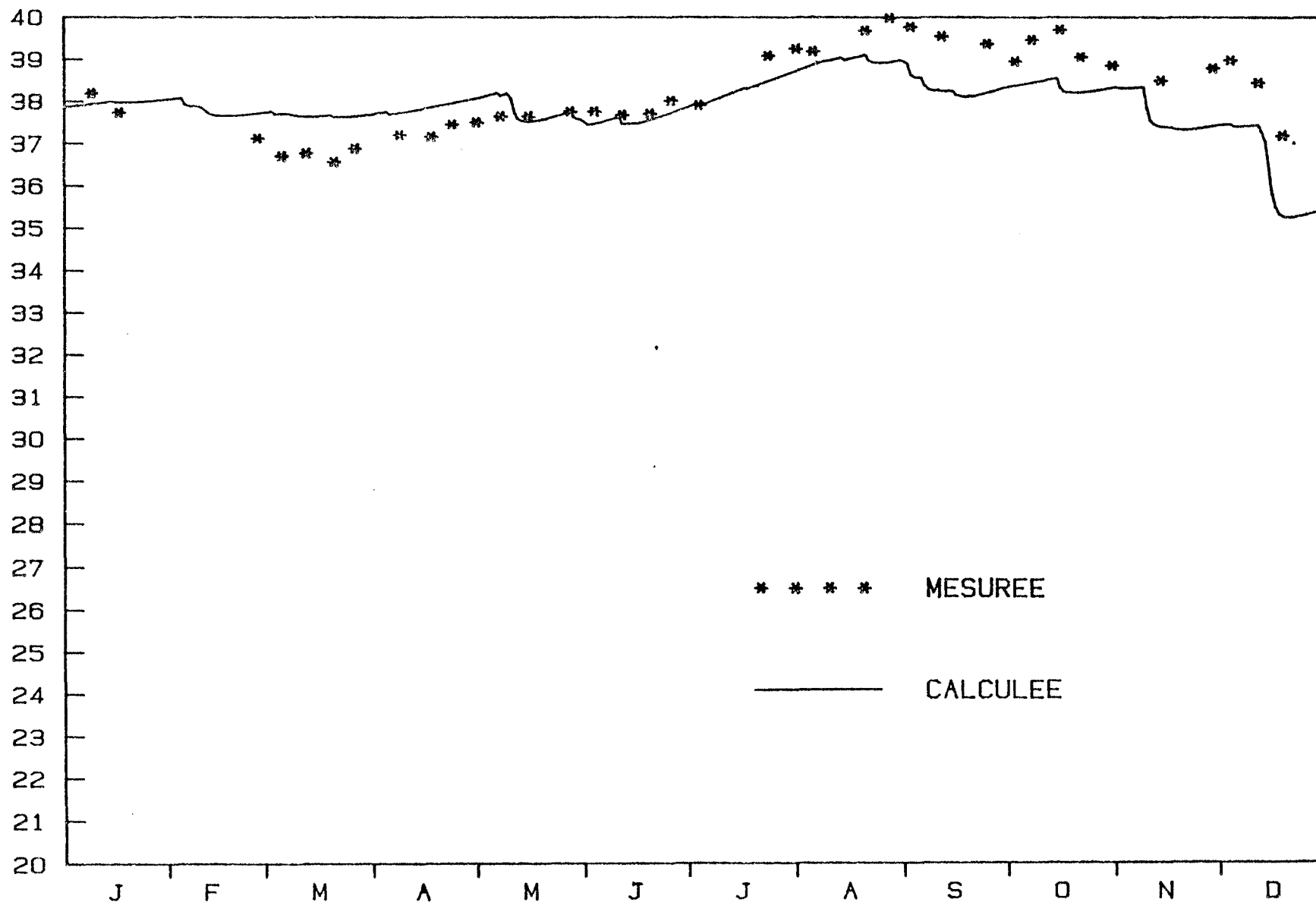
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1974)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1975)



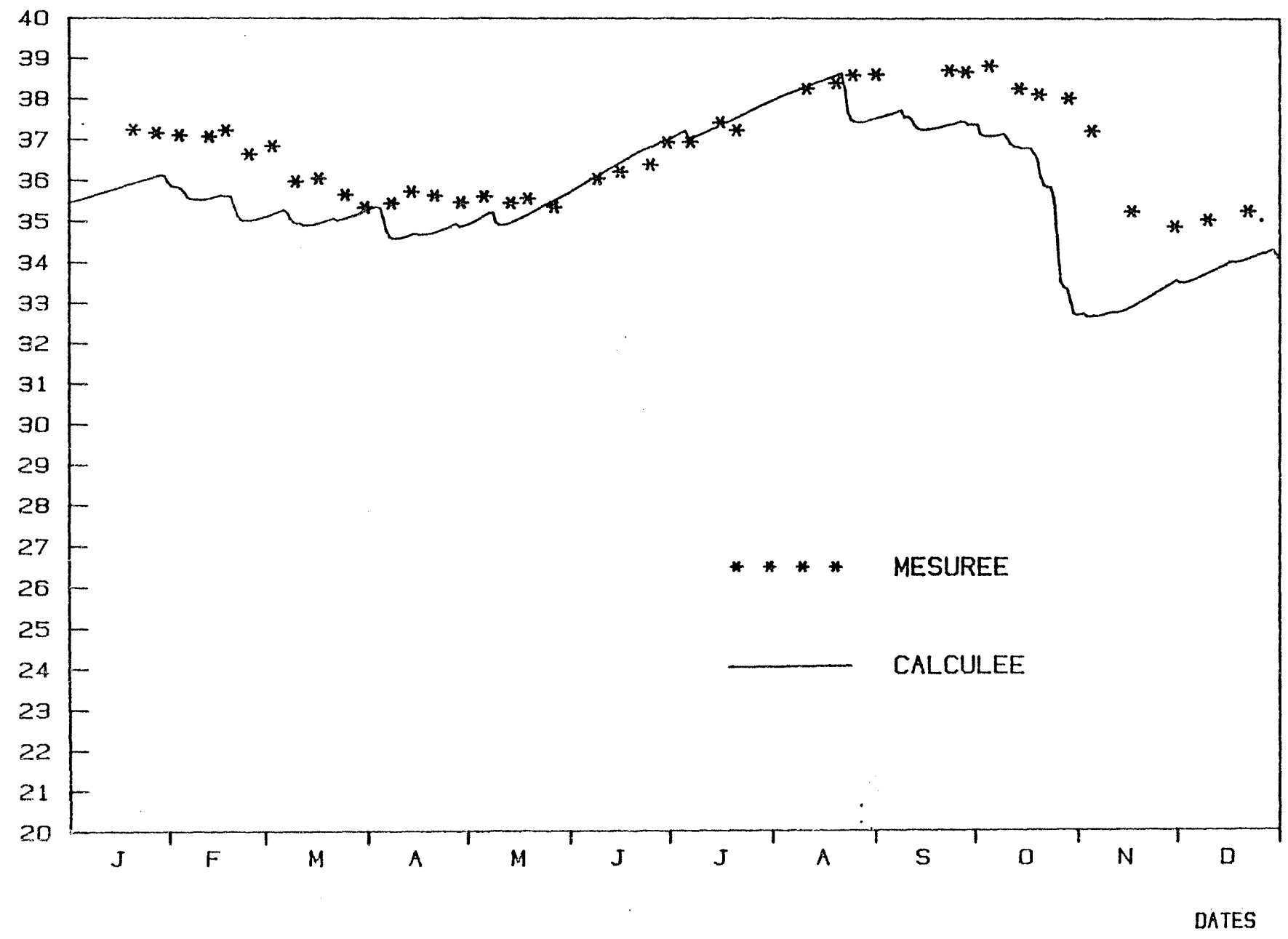
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

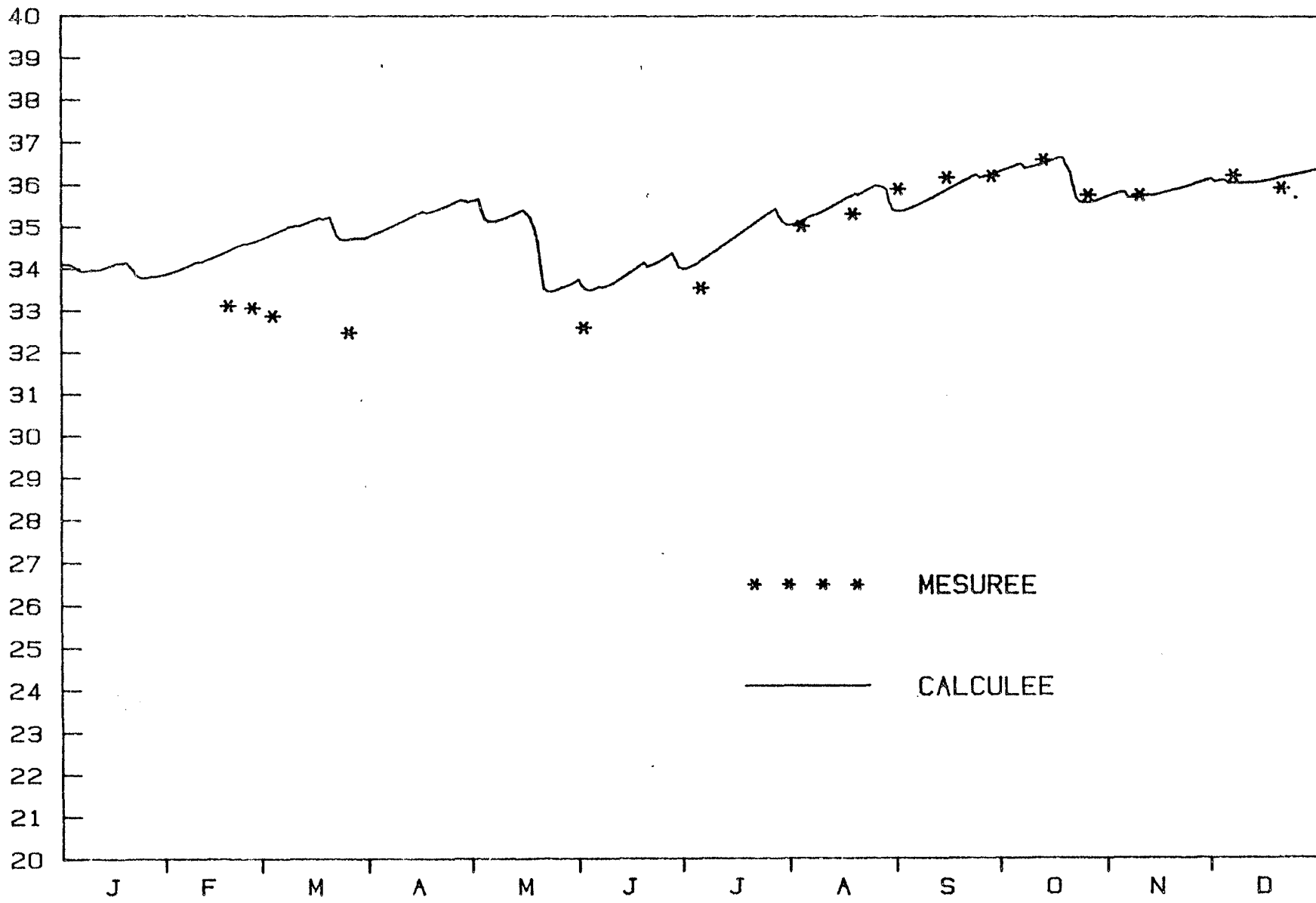
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1976)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1977)



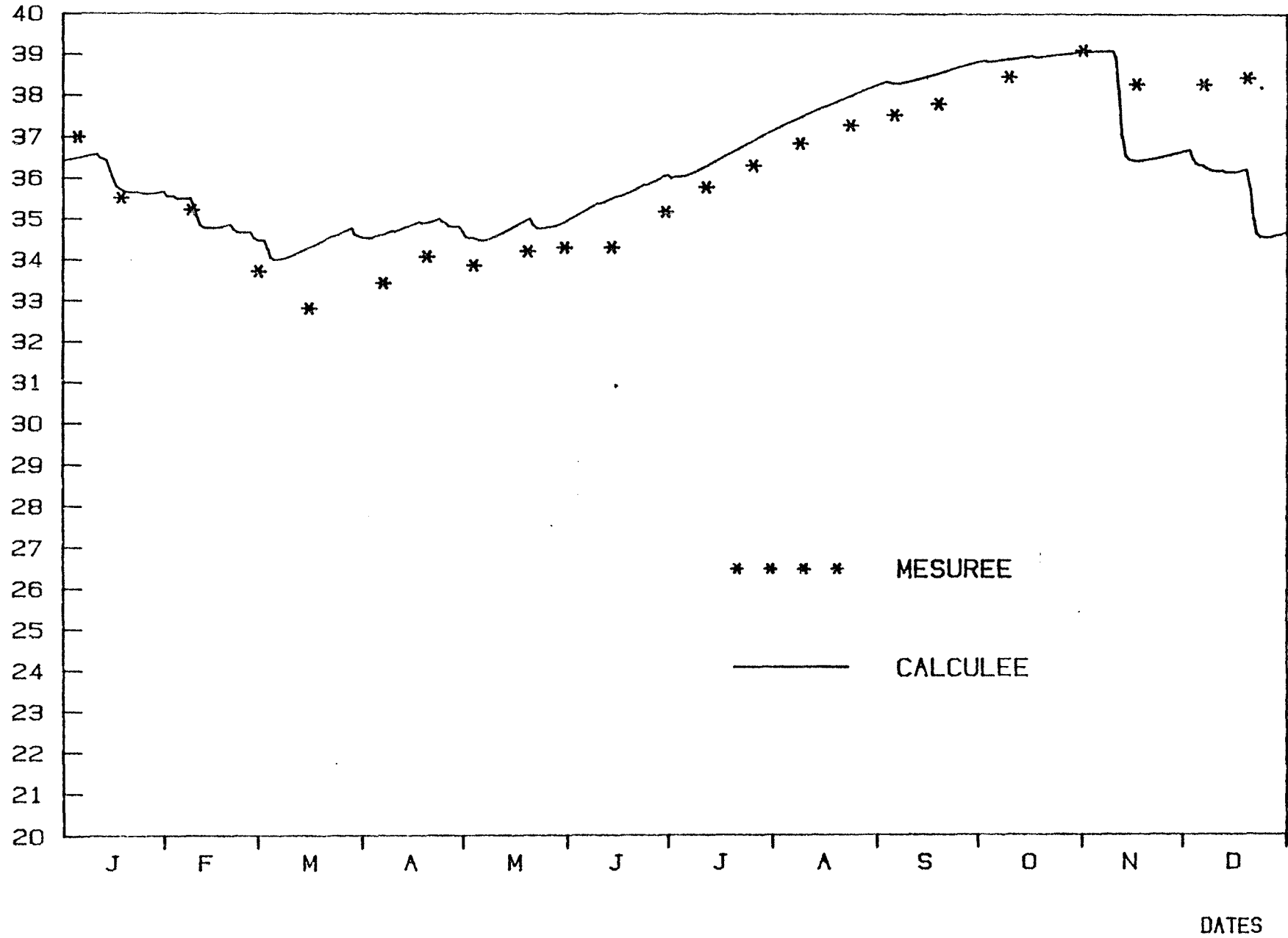
* * * * MESUREE

— CALCULEE

DATES

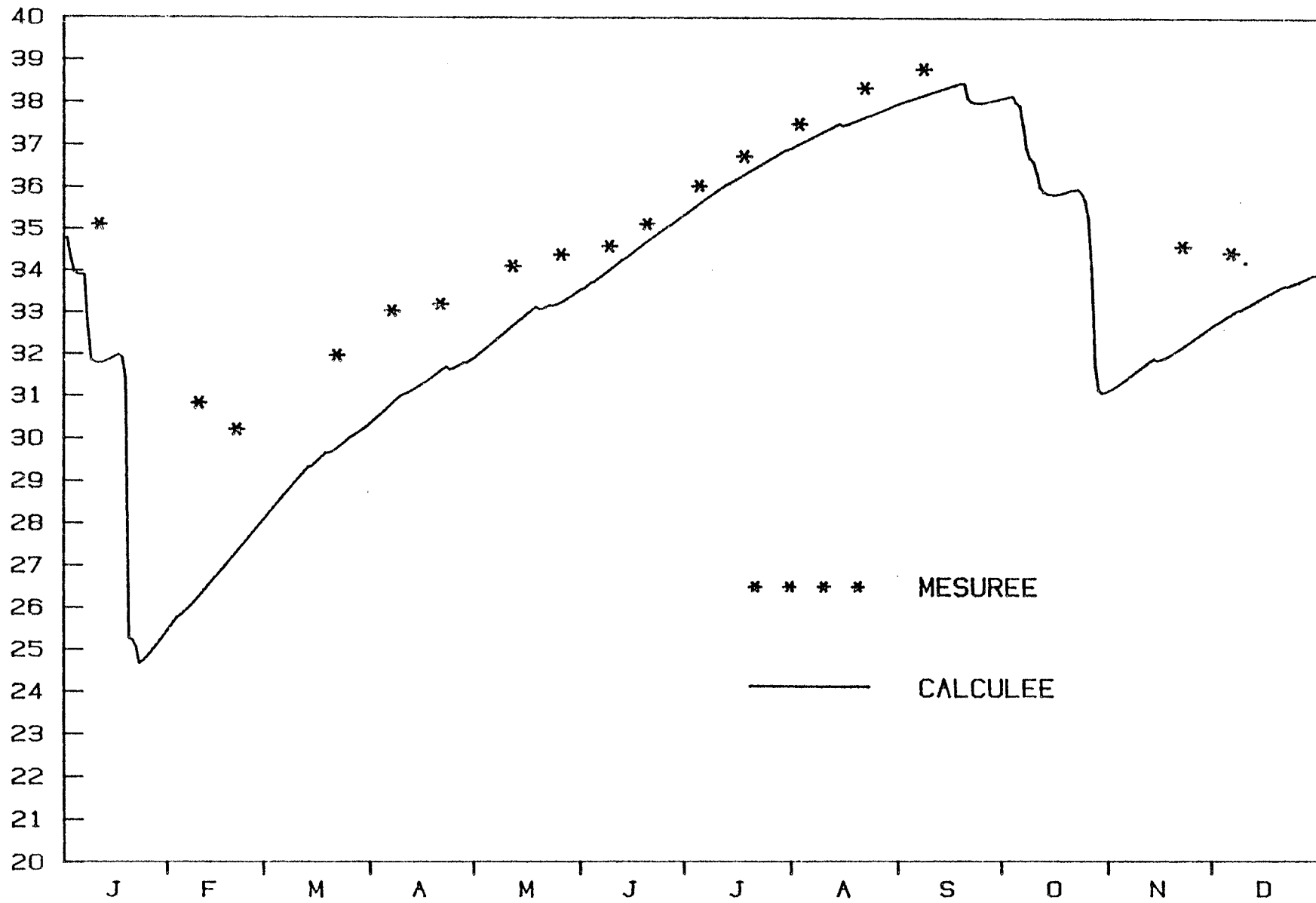
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1978)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1979)



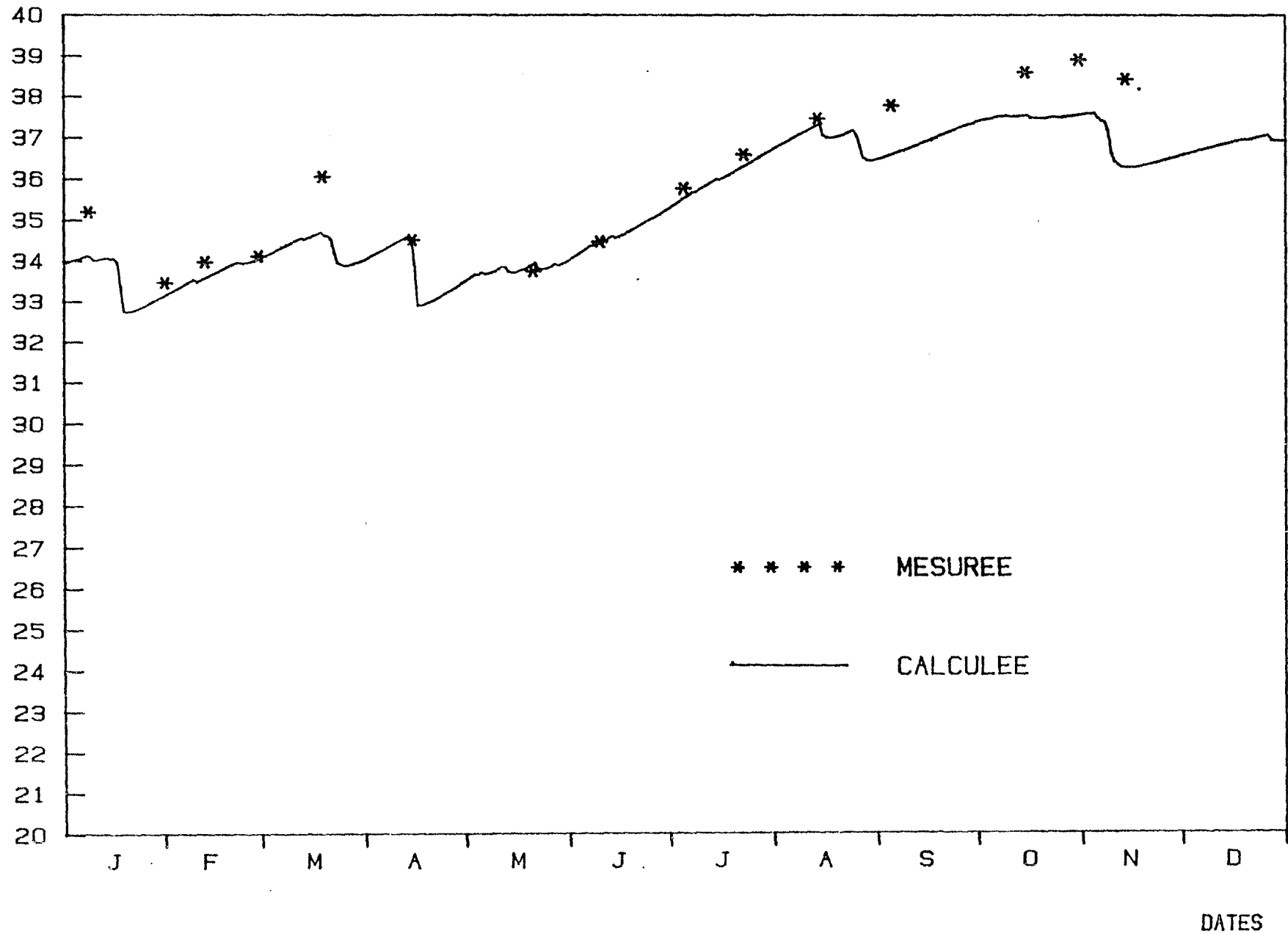
* * * * MESUREE

— CALCULEE

DATES

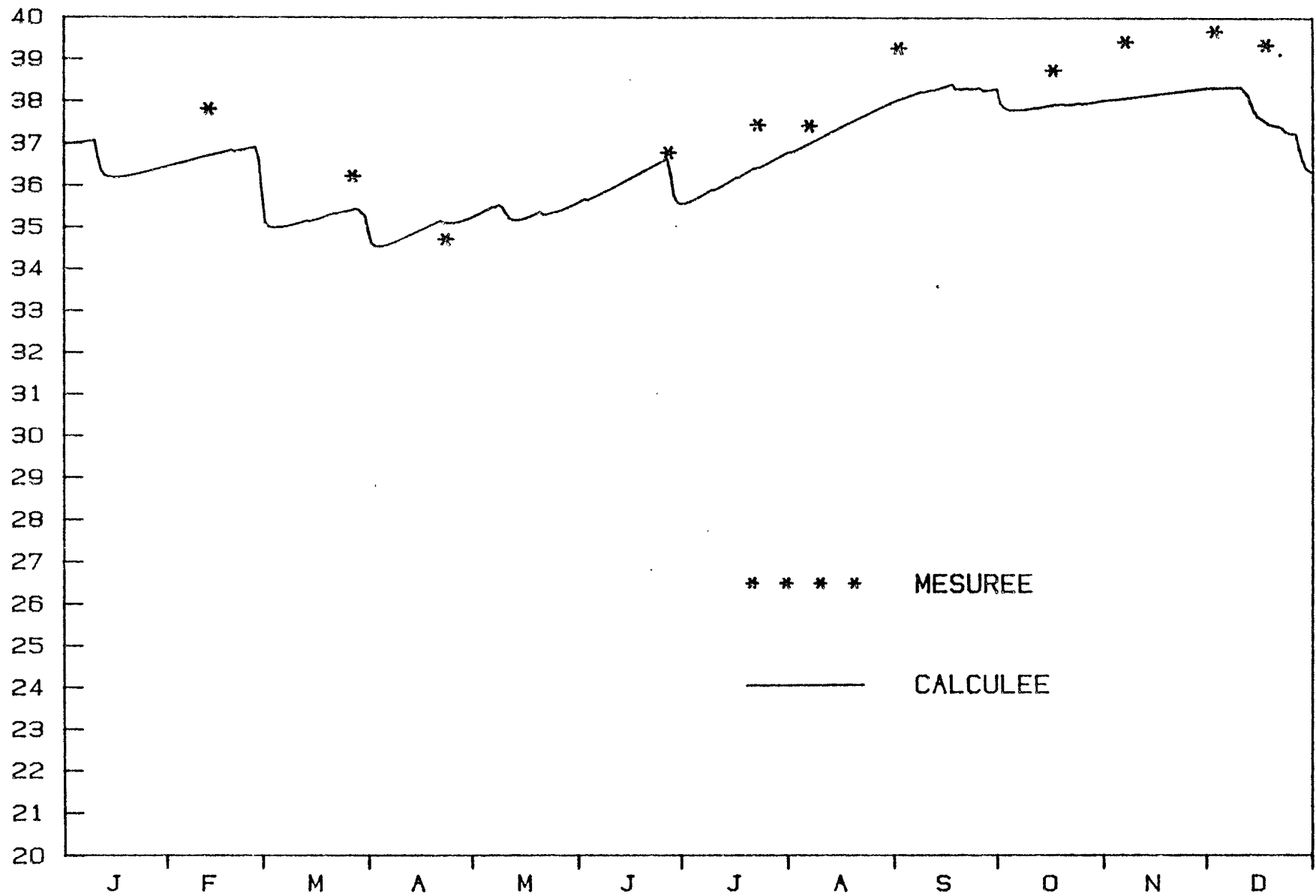
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1980)



\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1981)



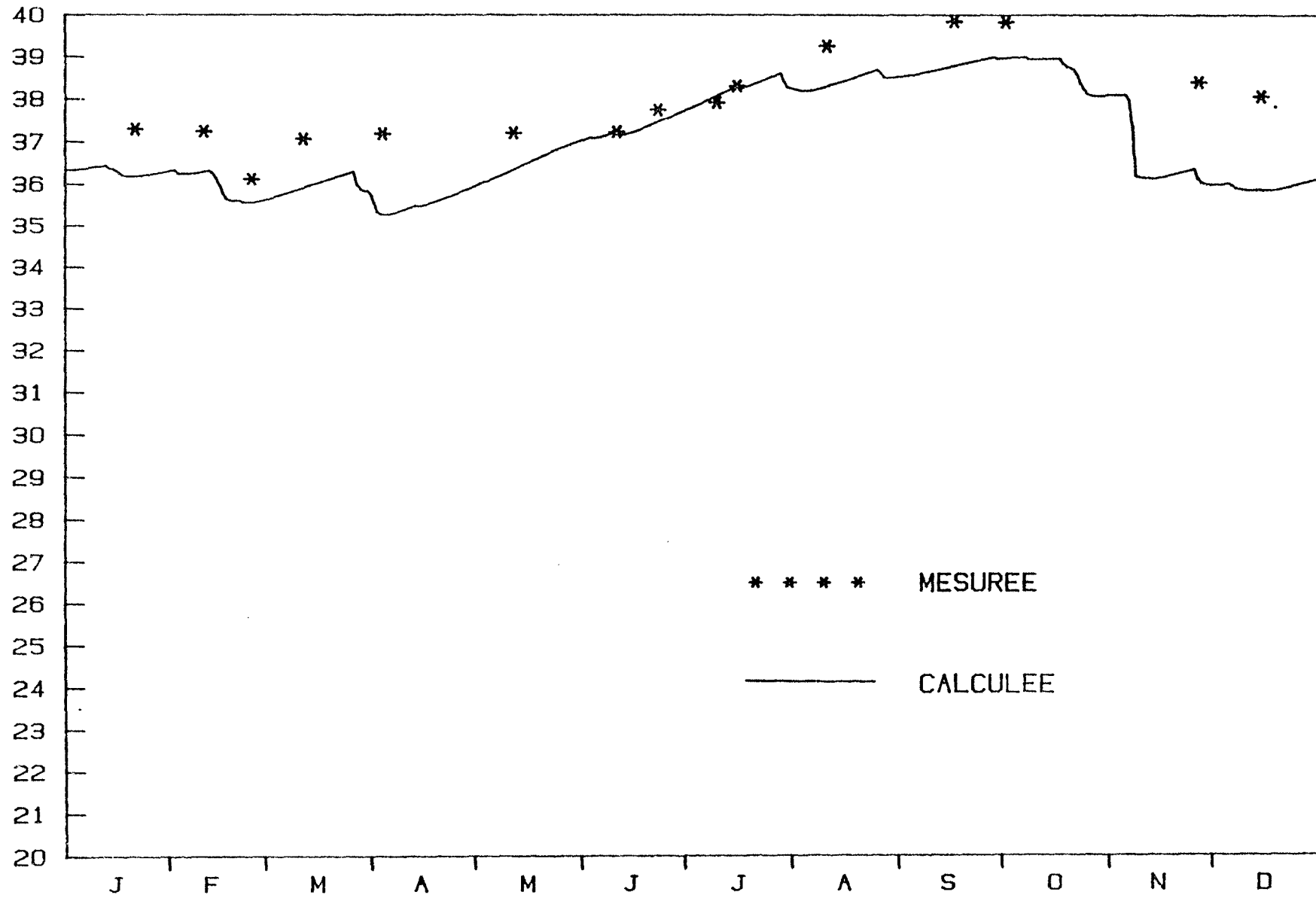
* * * * MESUREE

———— CALCULEE

DATES

\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1982)



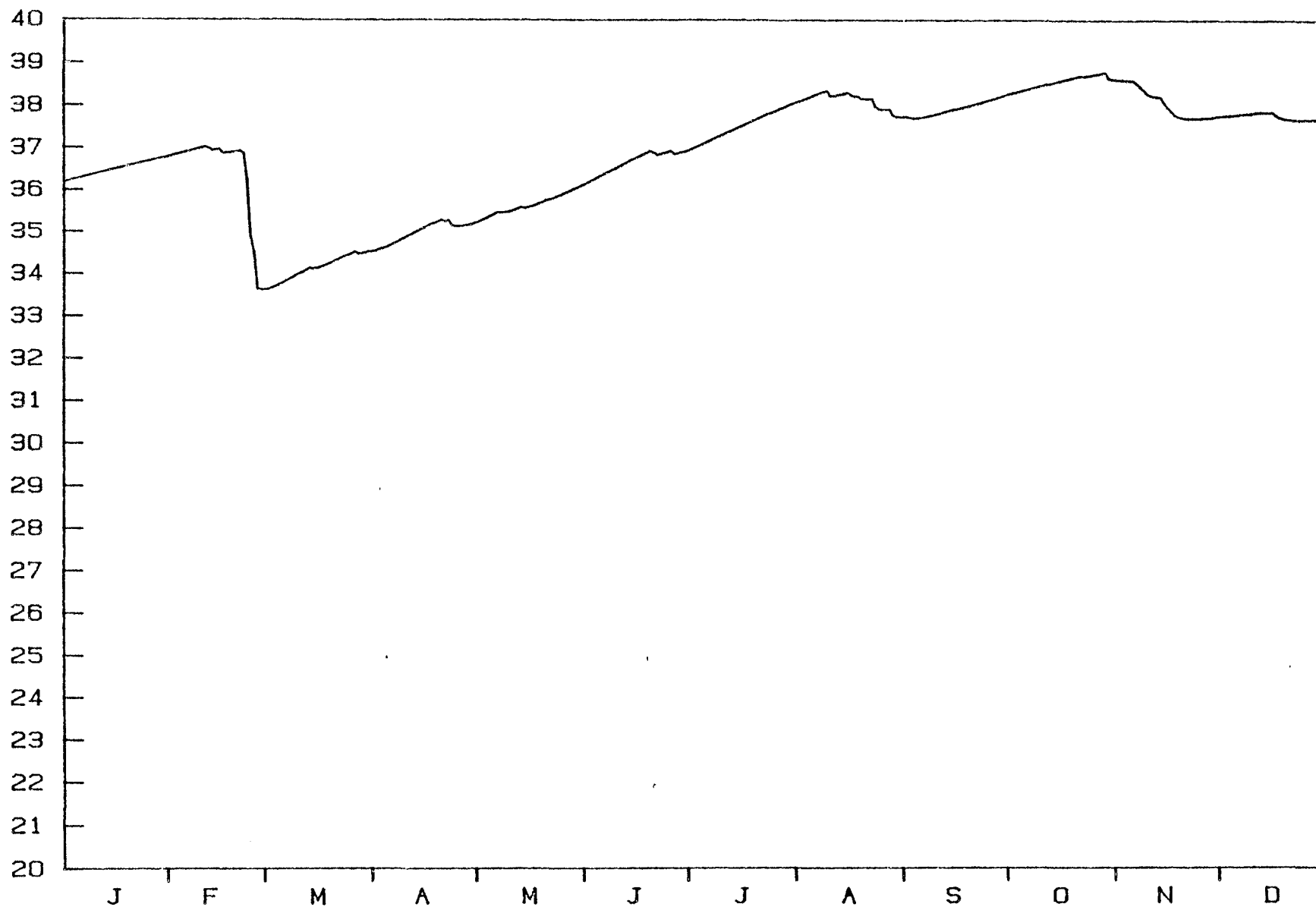
* * * * MESUREE

— CALCULEE

DATES

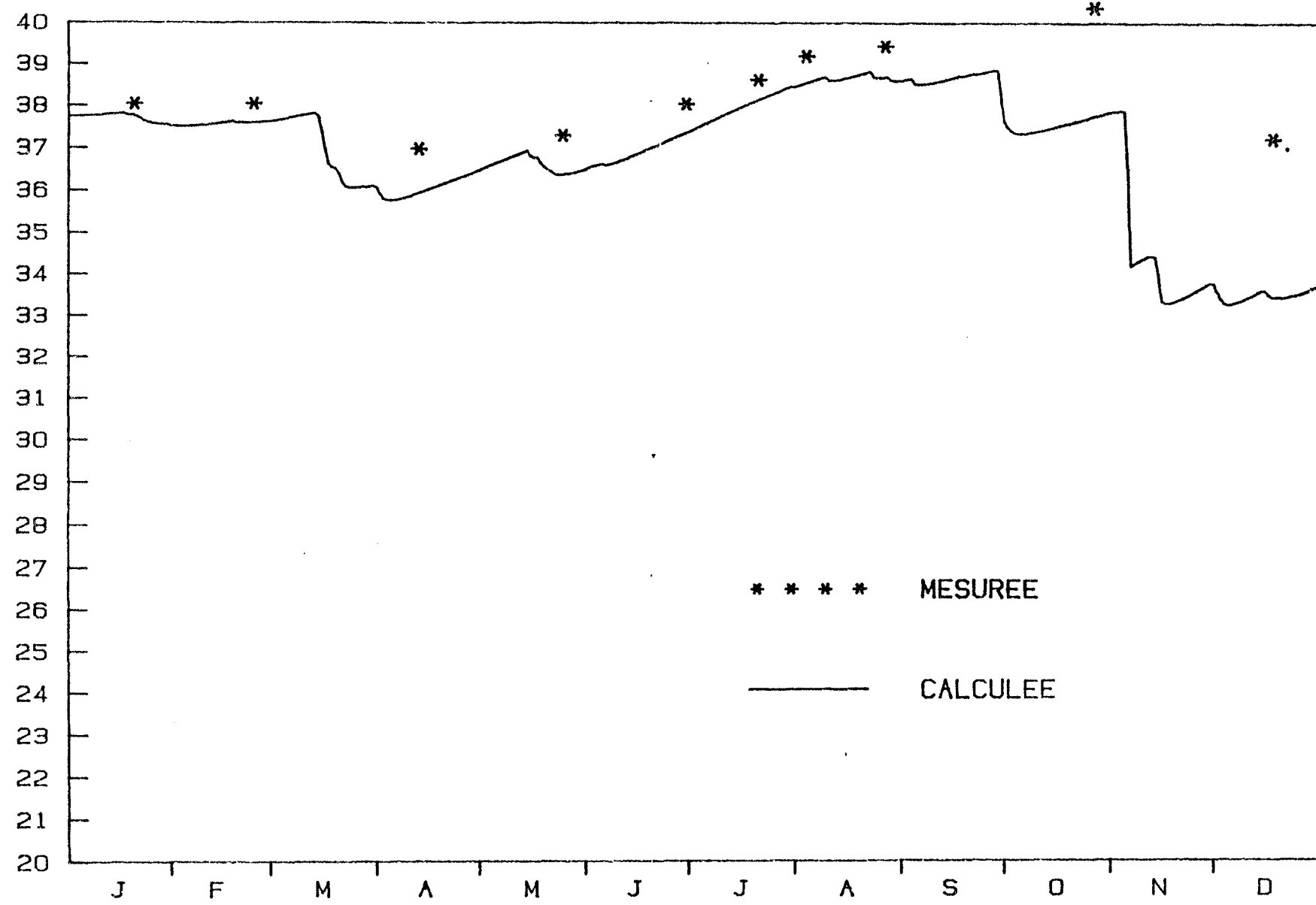
\bar{S} (‰)

CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1983)



DATES

\bar{S} (‰) CHRONOLOGIE DE LA SALINITE CALCULEE ET MESUREE (1984)



* * * * MESUREE
 ———— CALCULEE

DATES

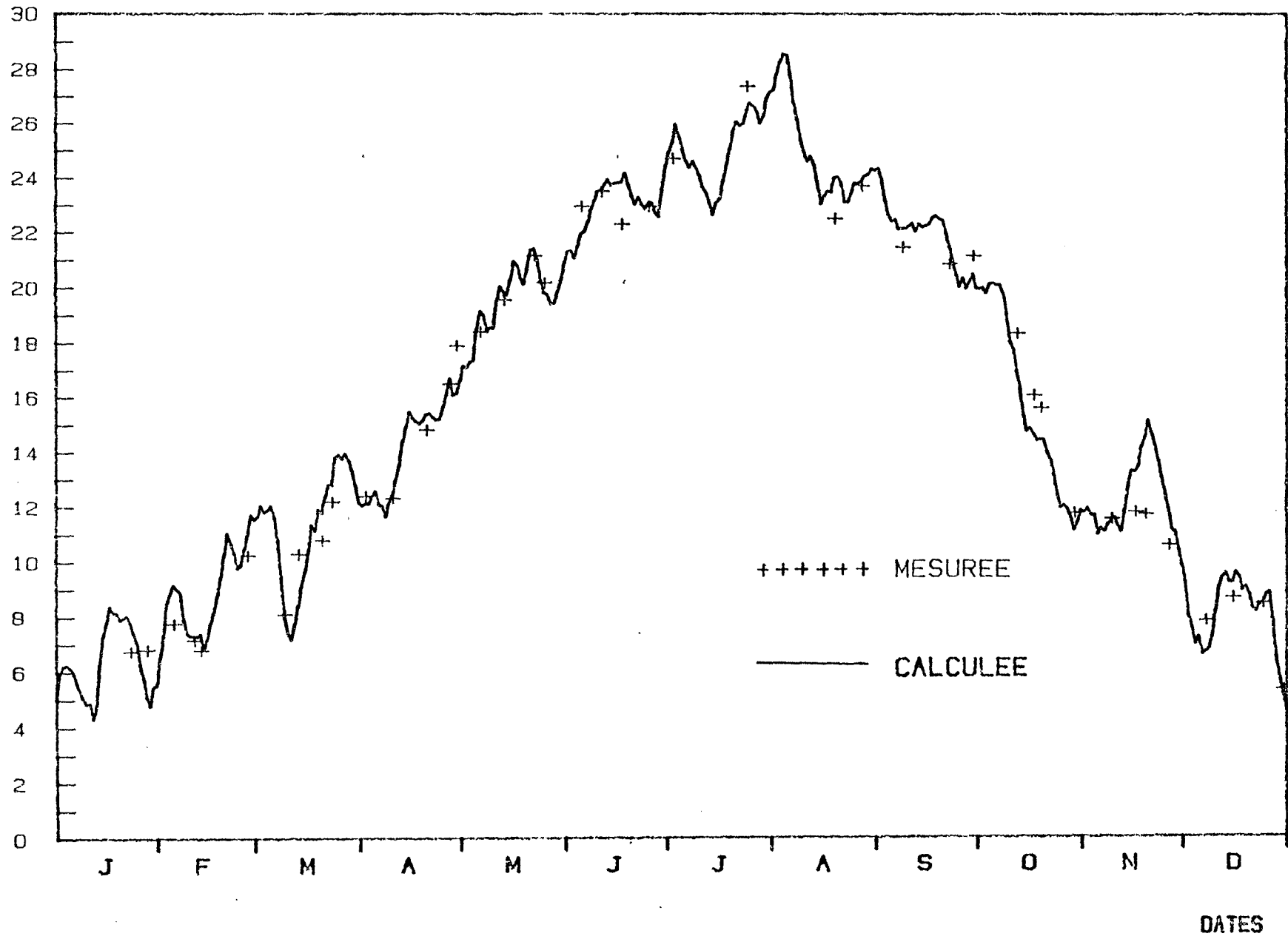
ANNEXE 2

RESULTATS DE LA SIMULATION DU MODELE THERMIQUE

- période de calage (1964-1968)
- période de test (1969-1984)

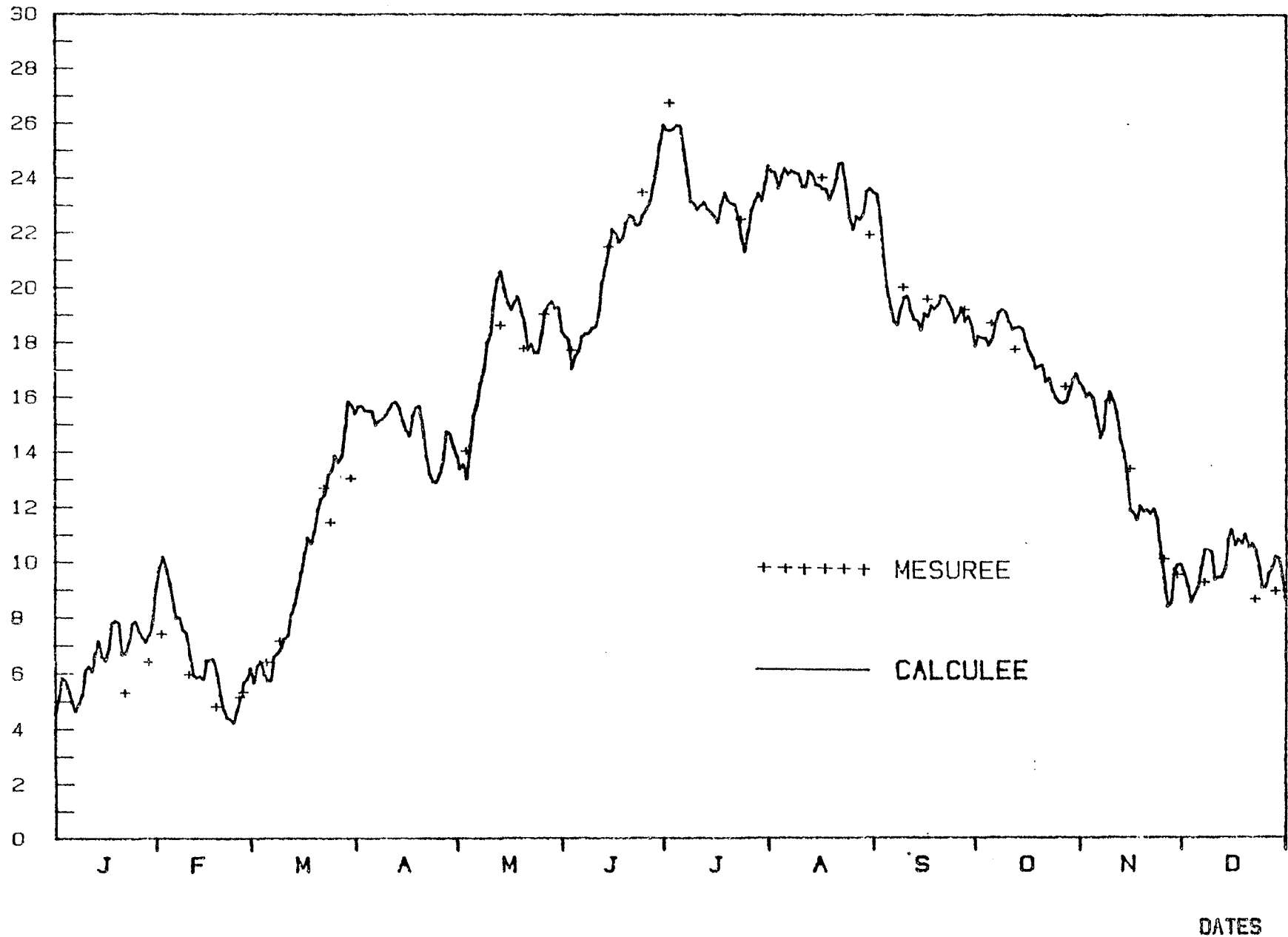
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1964)



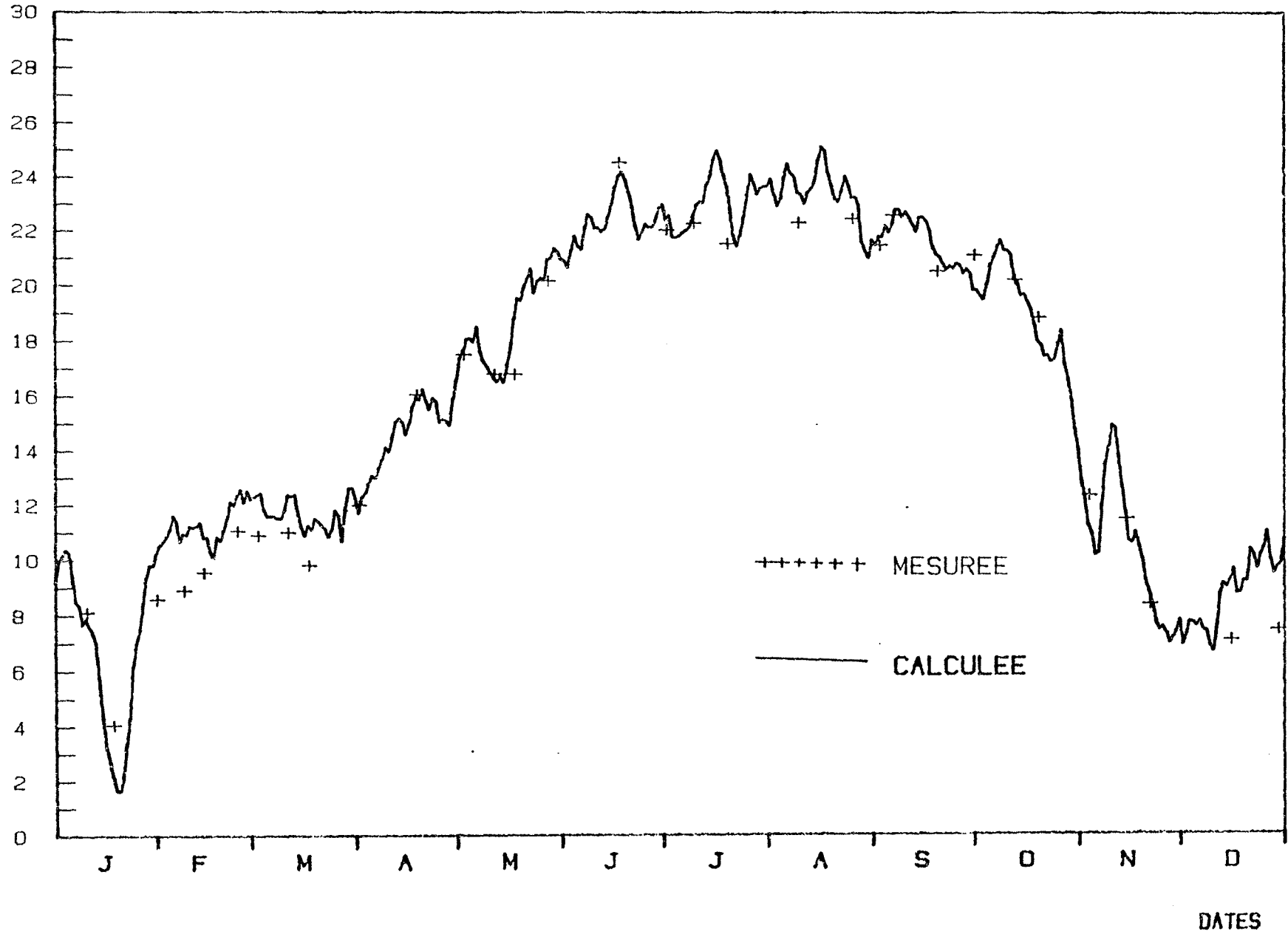
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1965)



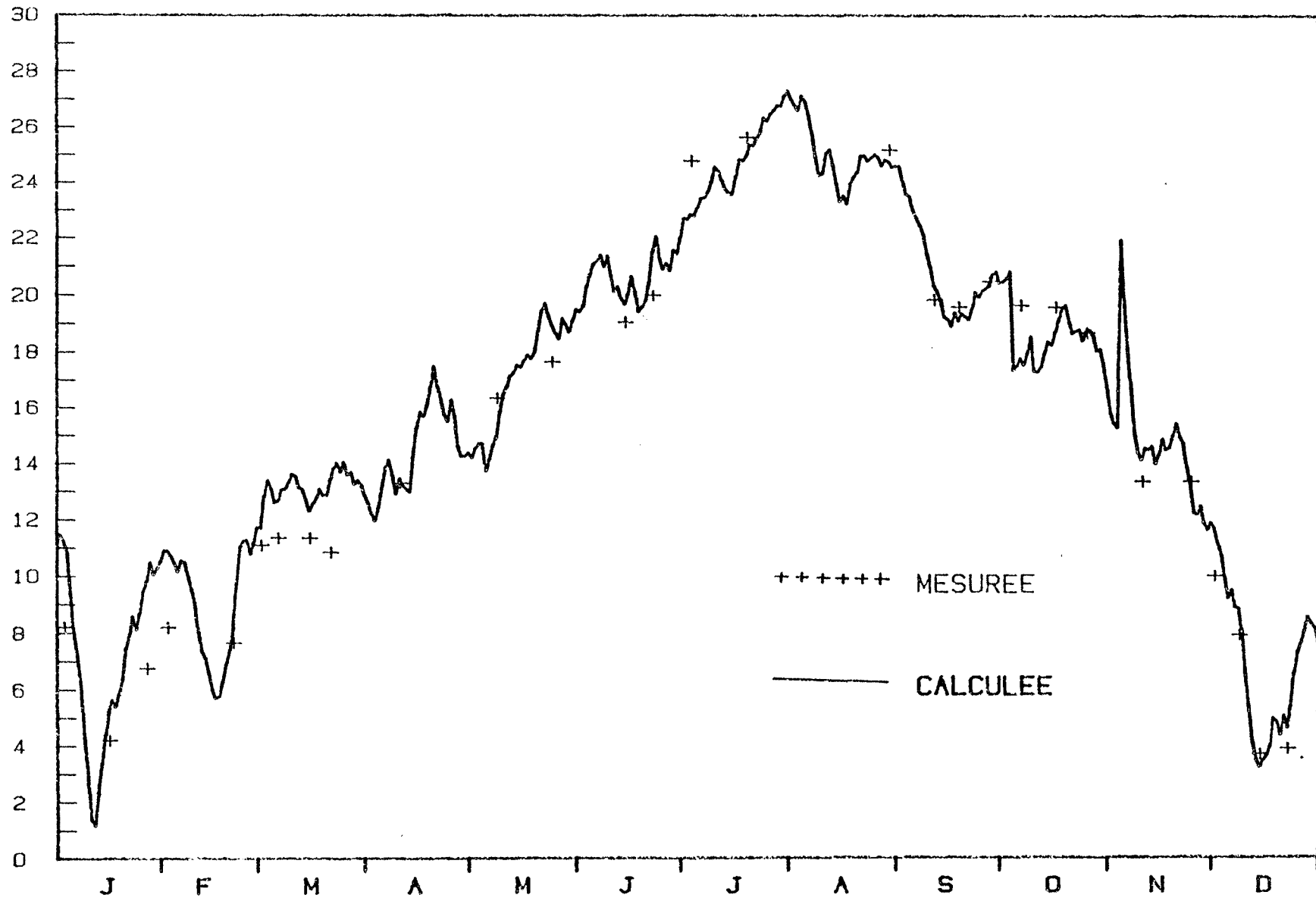
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1966)



\bar{T} (°C)

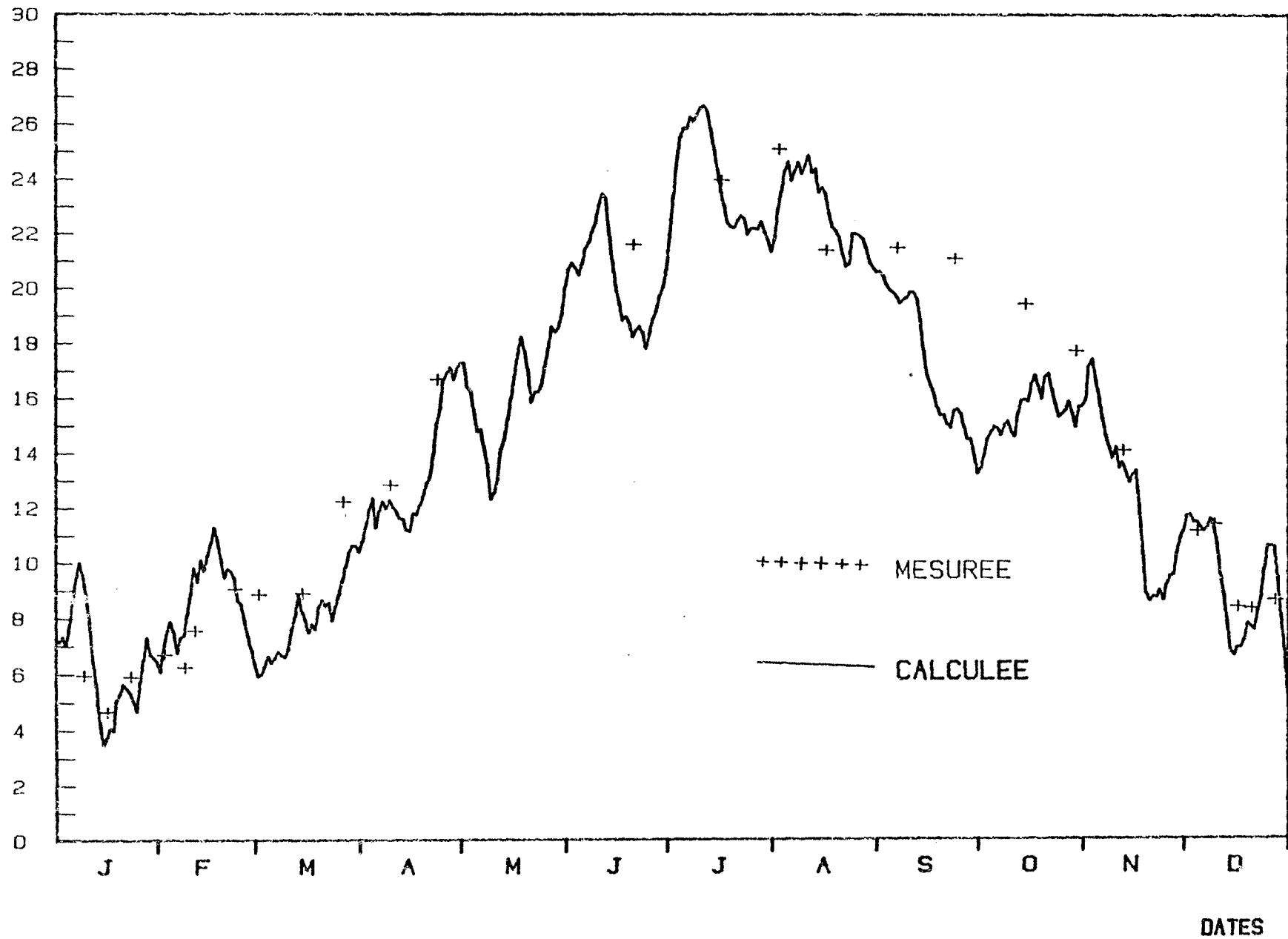
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1967)



DATES

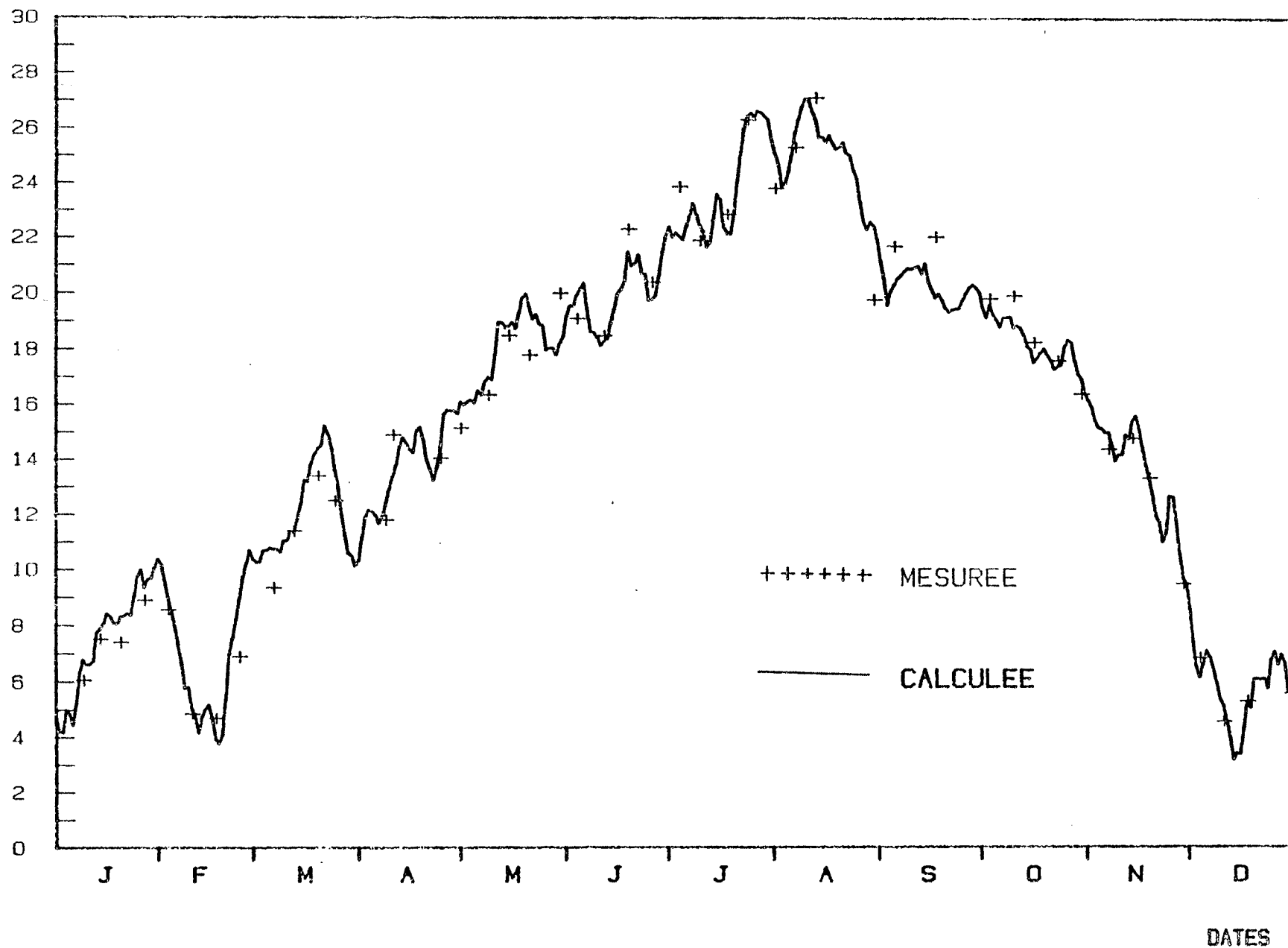
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1968)



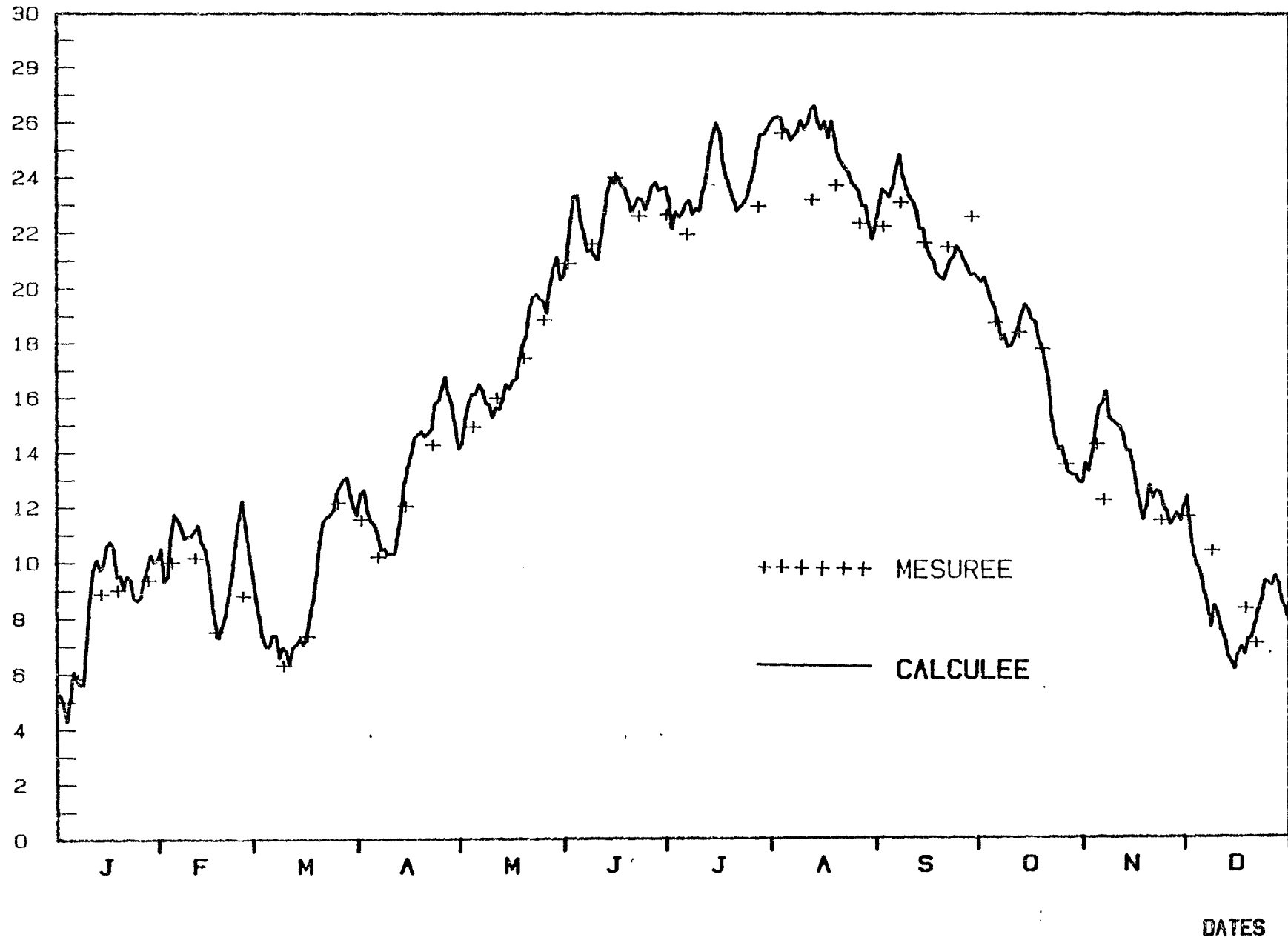
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1969)



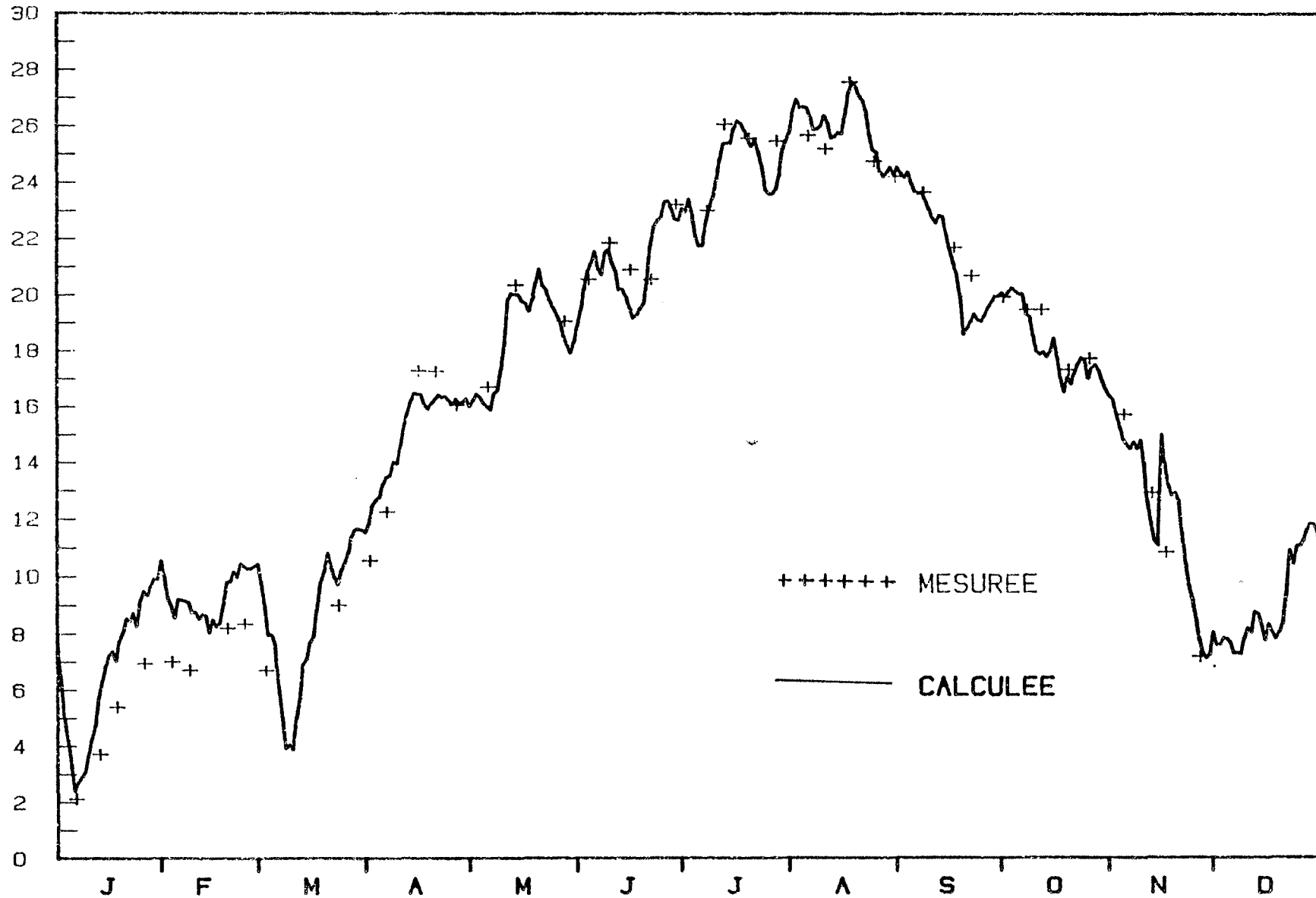
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1970)



\bar{T} (°C)

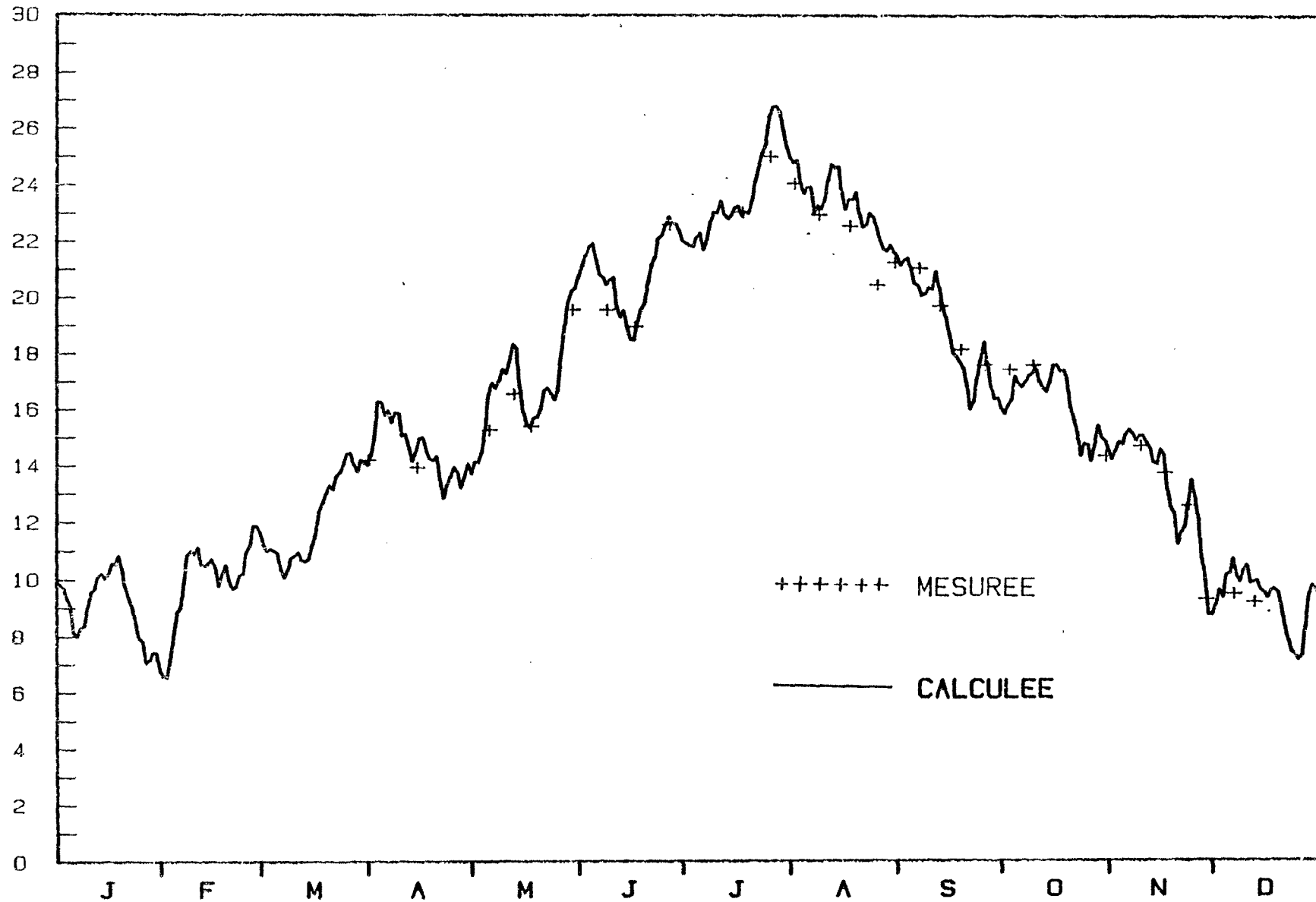
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1971)



DATES

T̄ (°C)

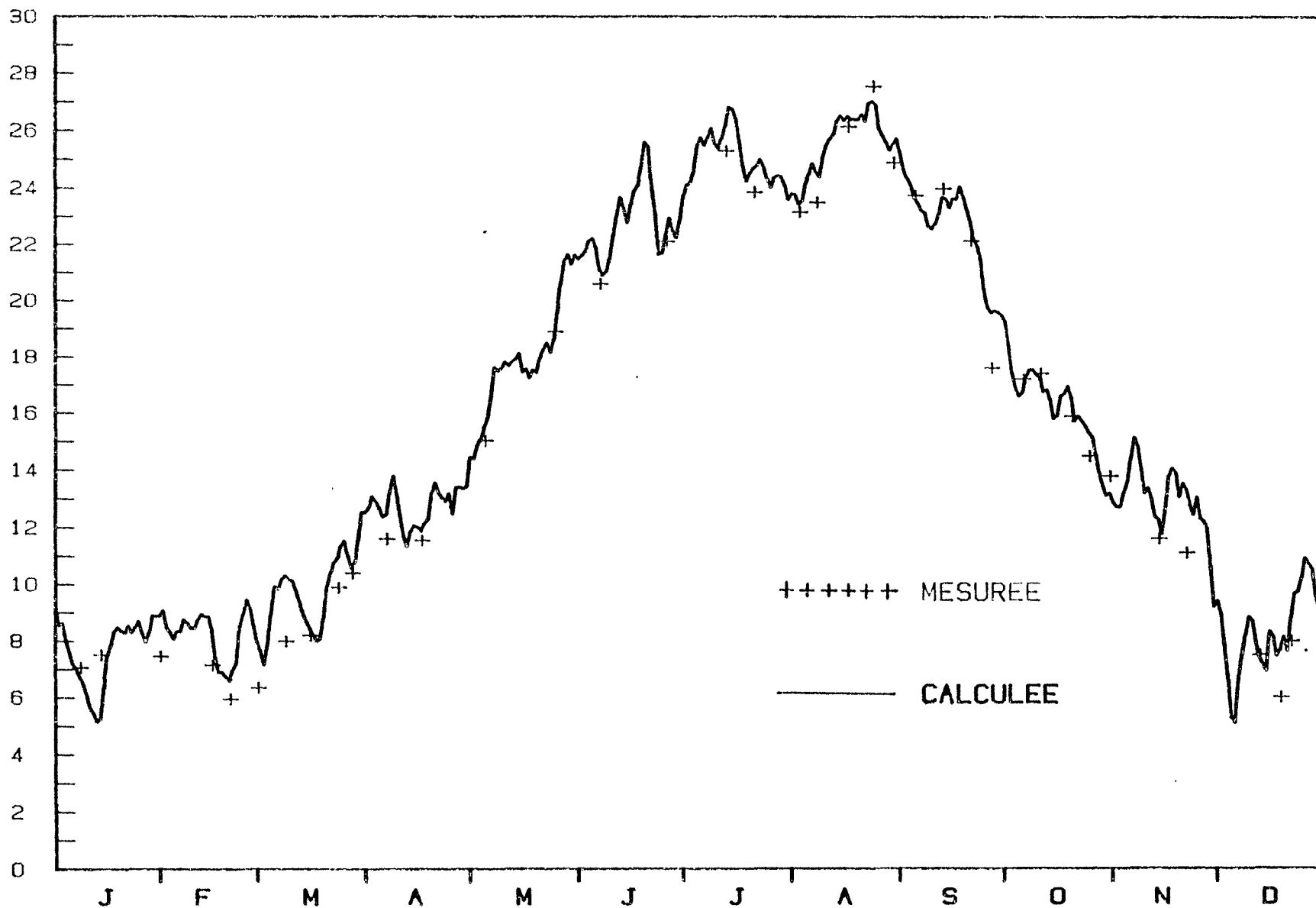
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1972)



DATES

\bar{T} (°C)

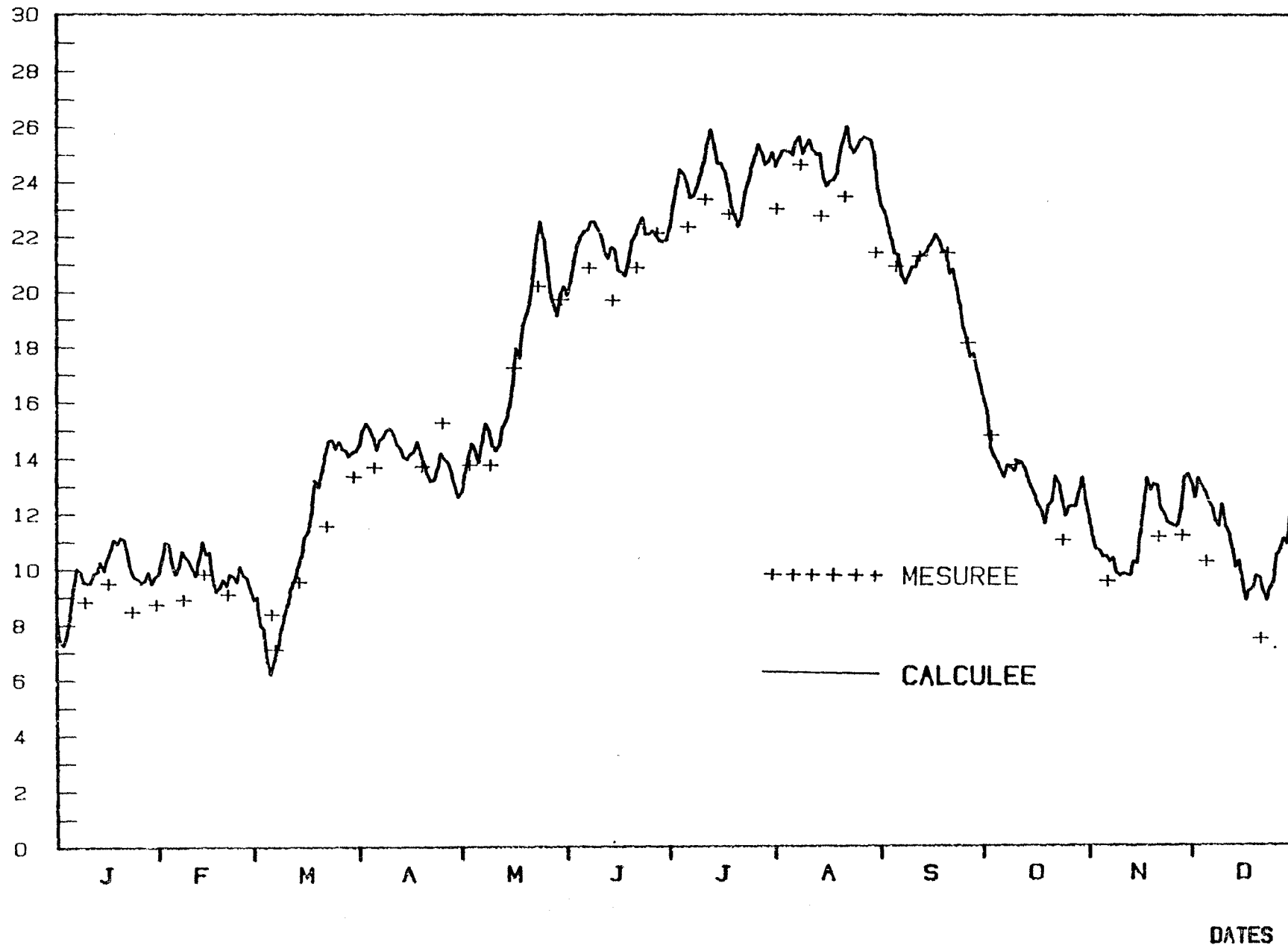
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1973)



DATES

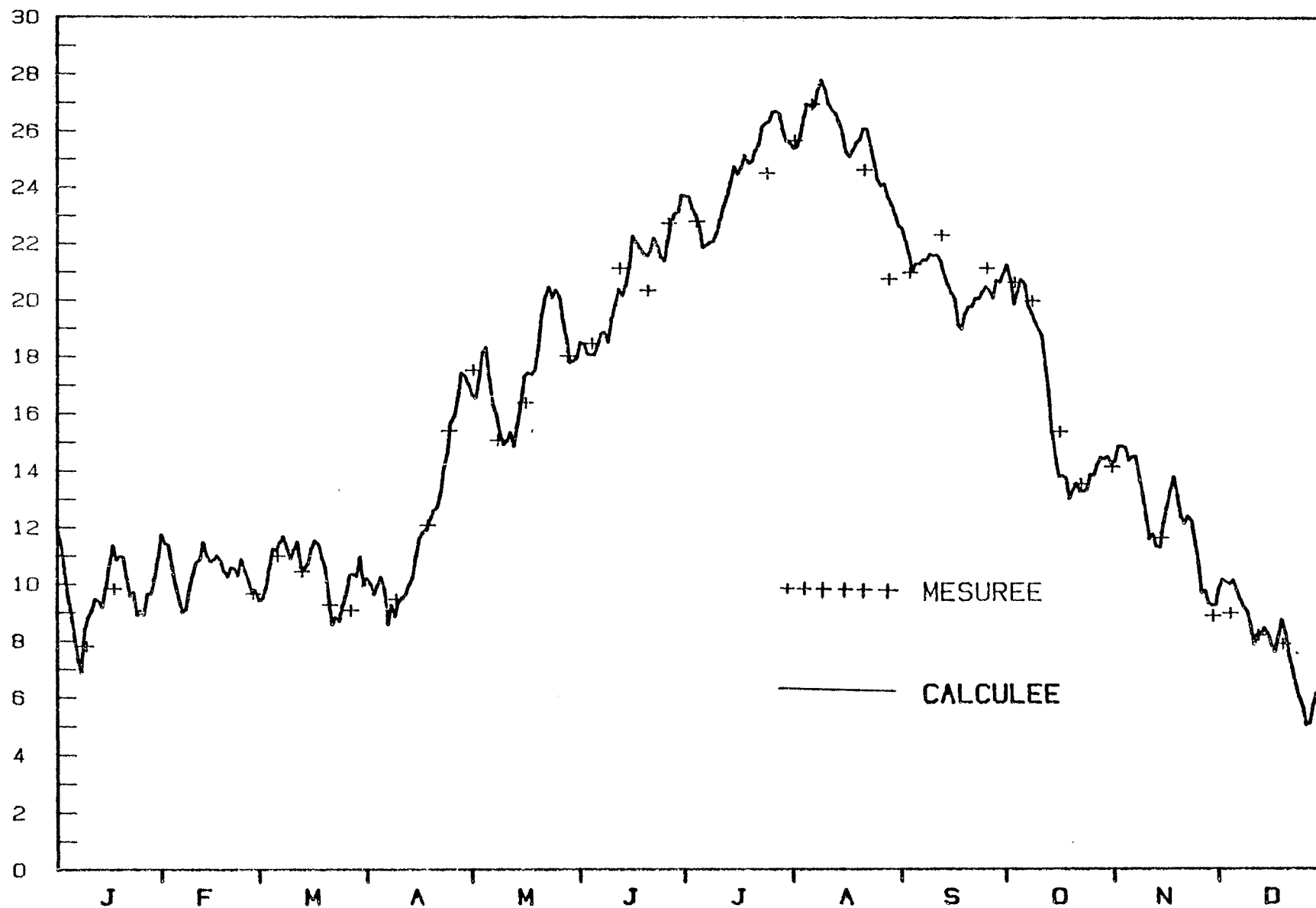
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1974)



\bar{T} (°C)

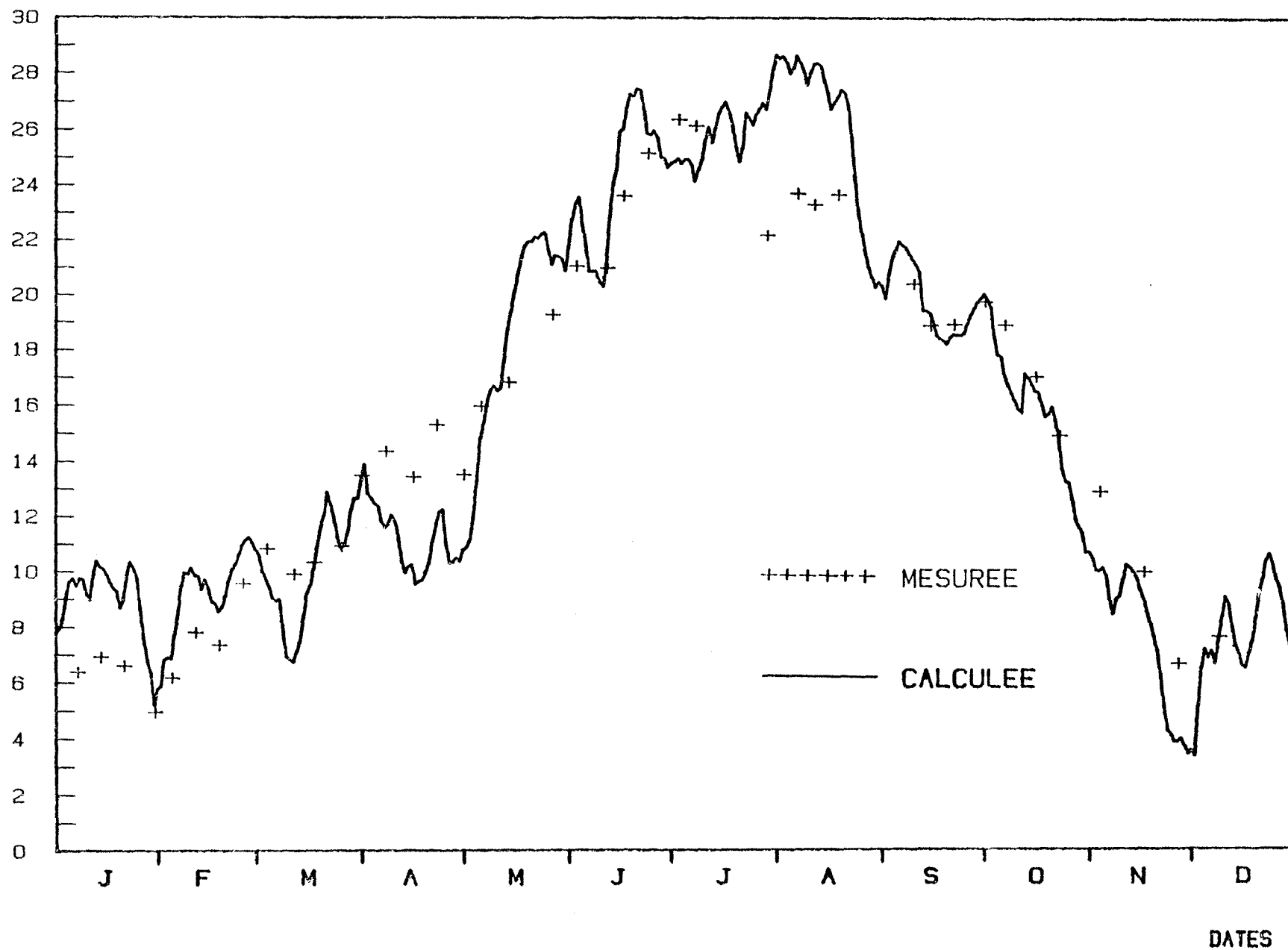
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1975)



DATES

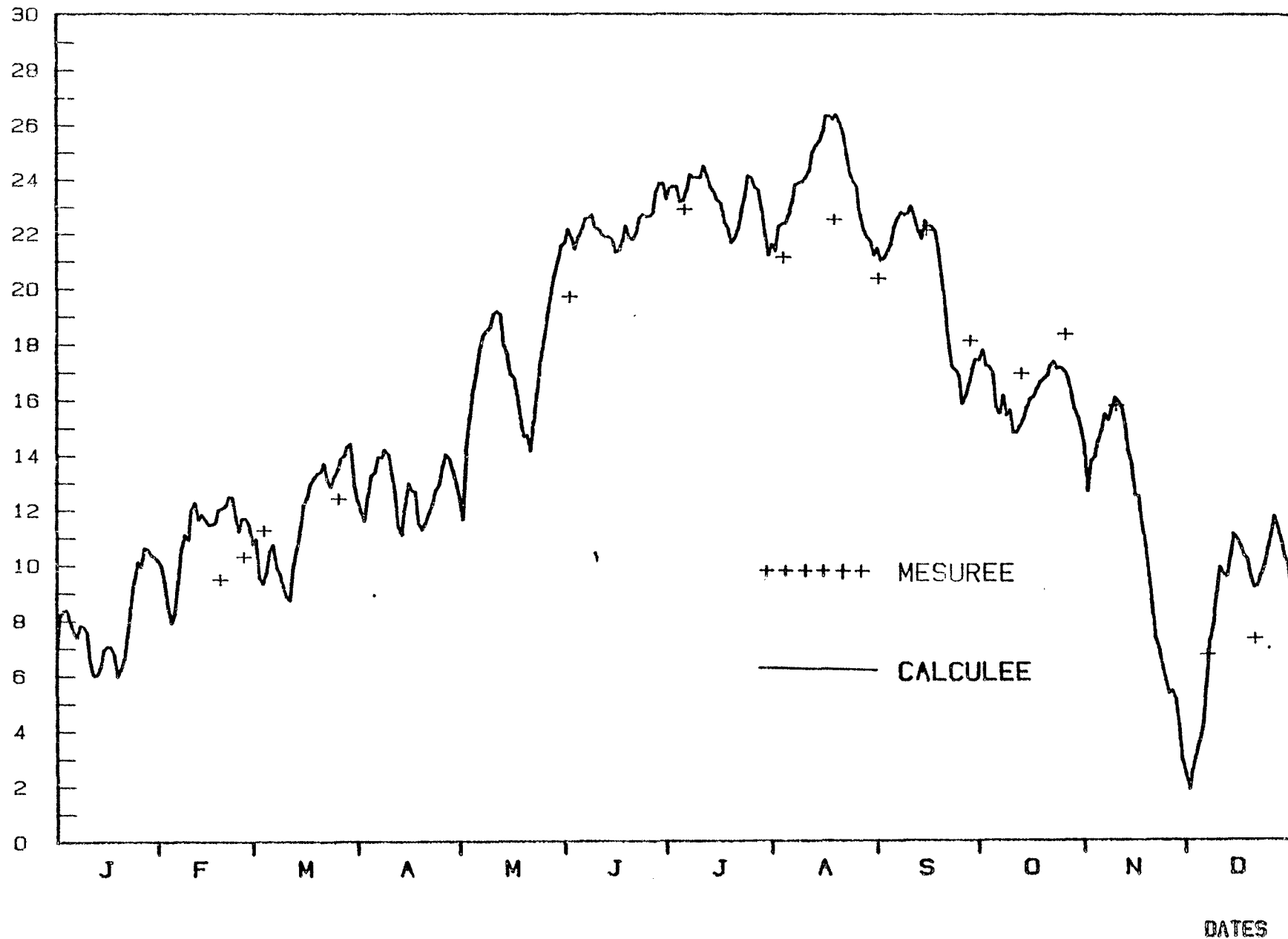
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1976)



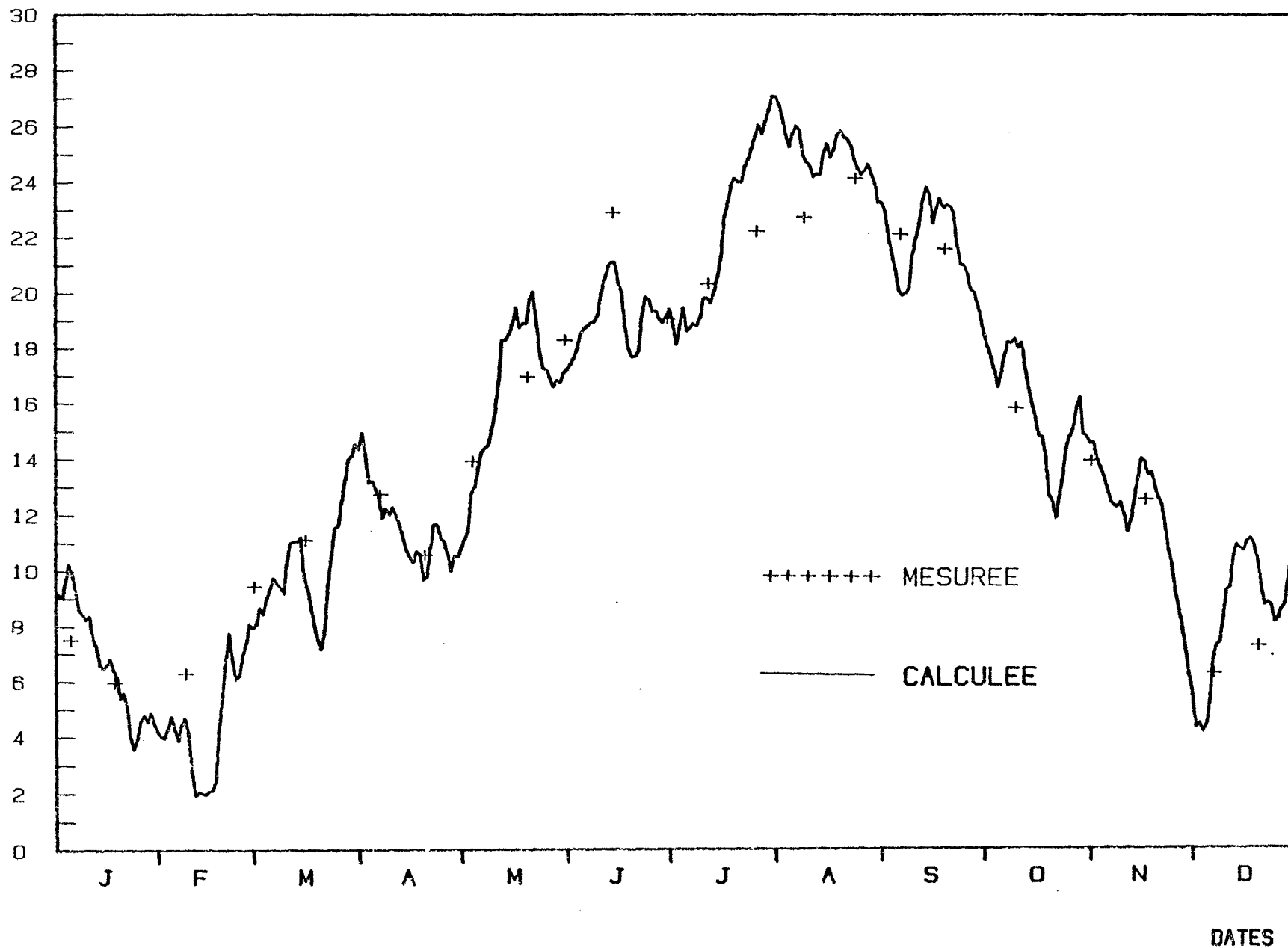
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1977)



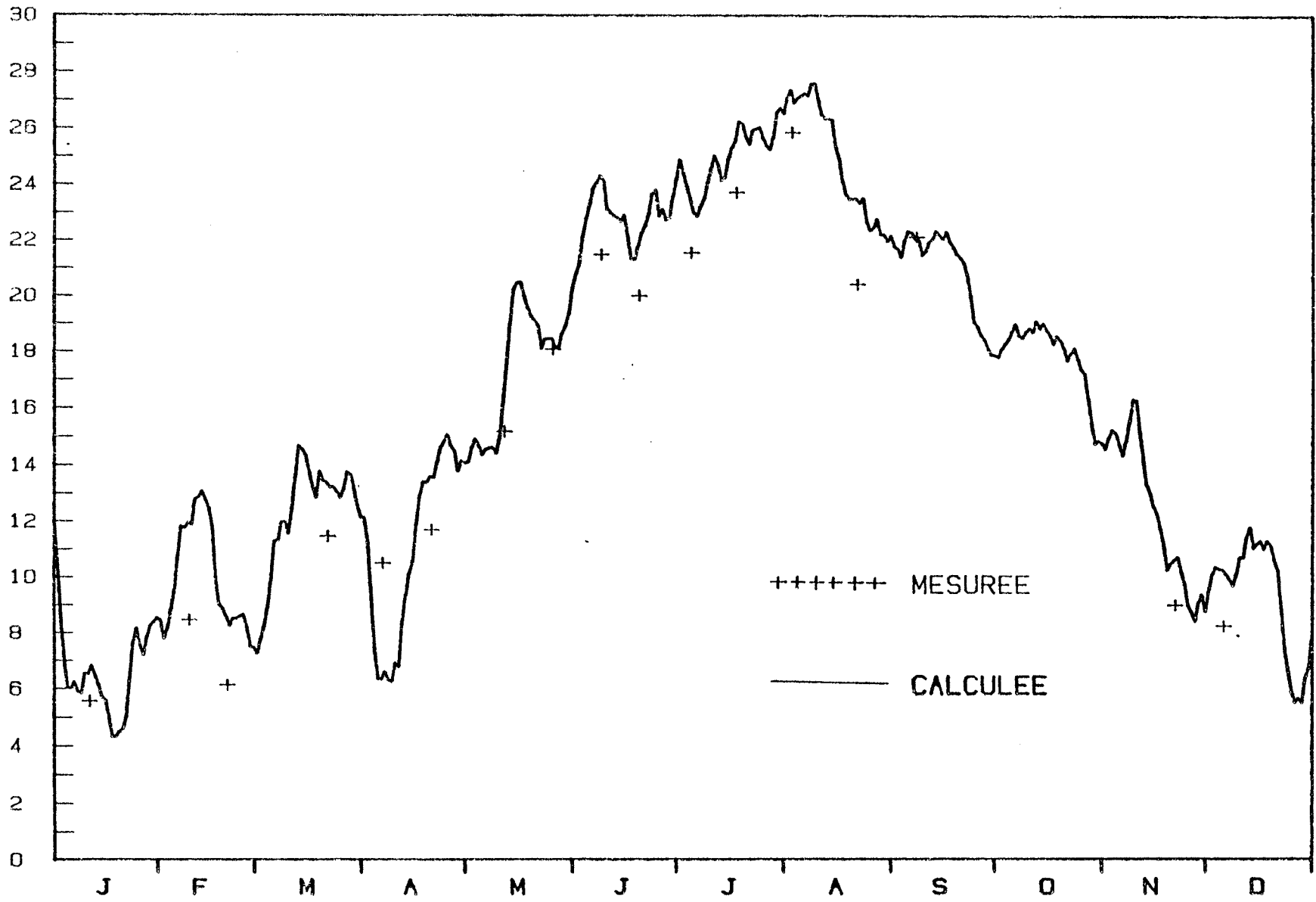
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1978)



\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1979)

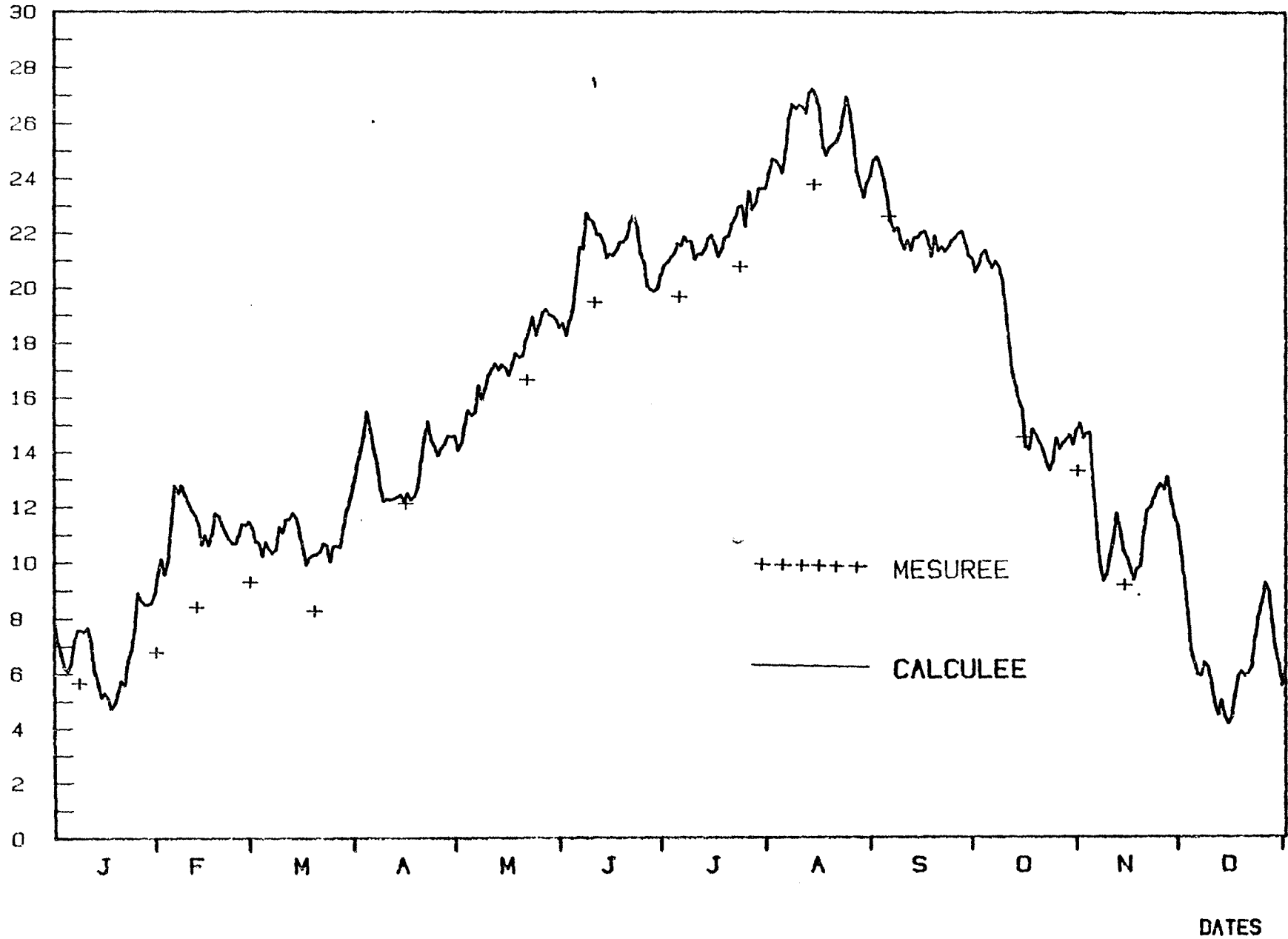


+++++ MESUREE
— CALCULEE

DATES

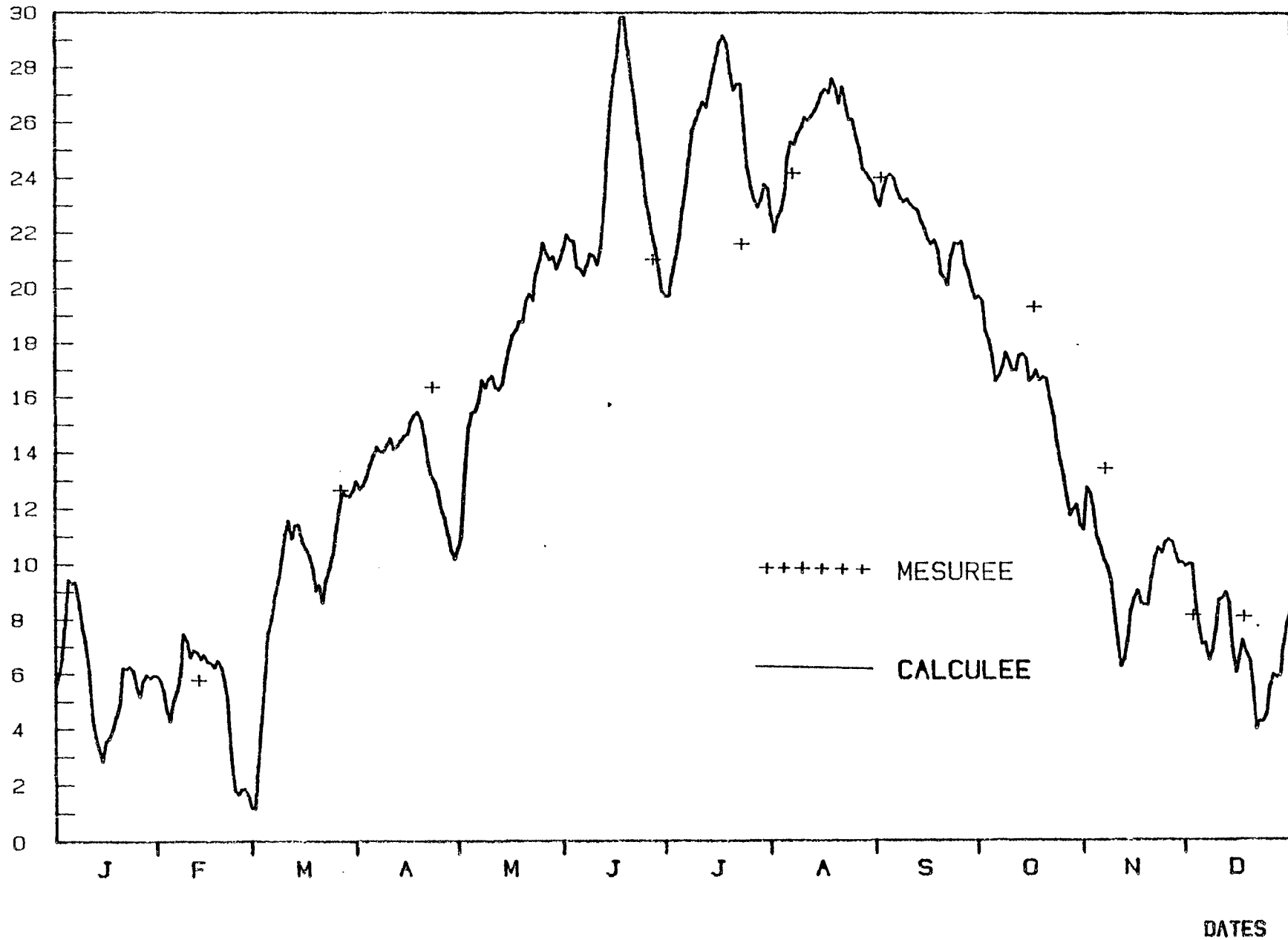
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1980)



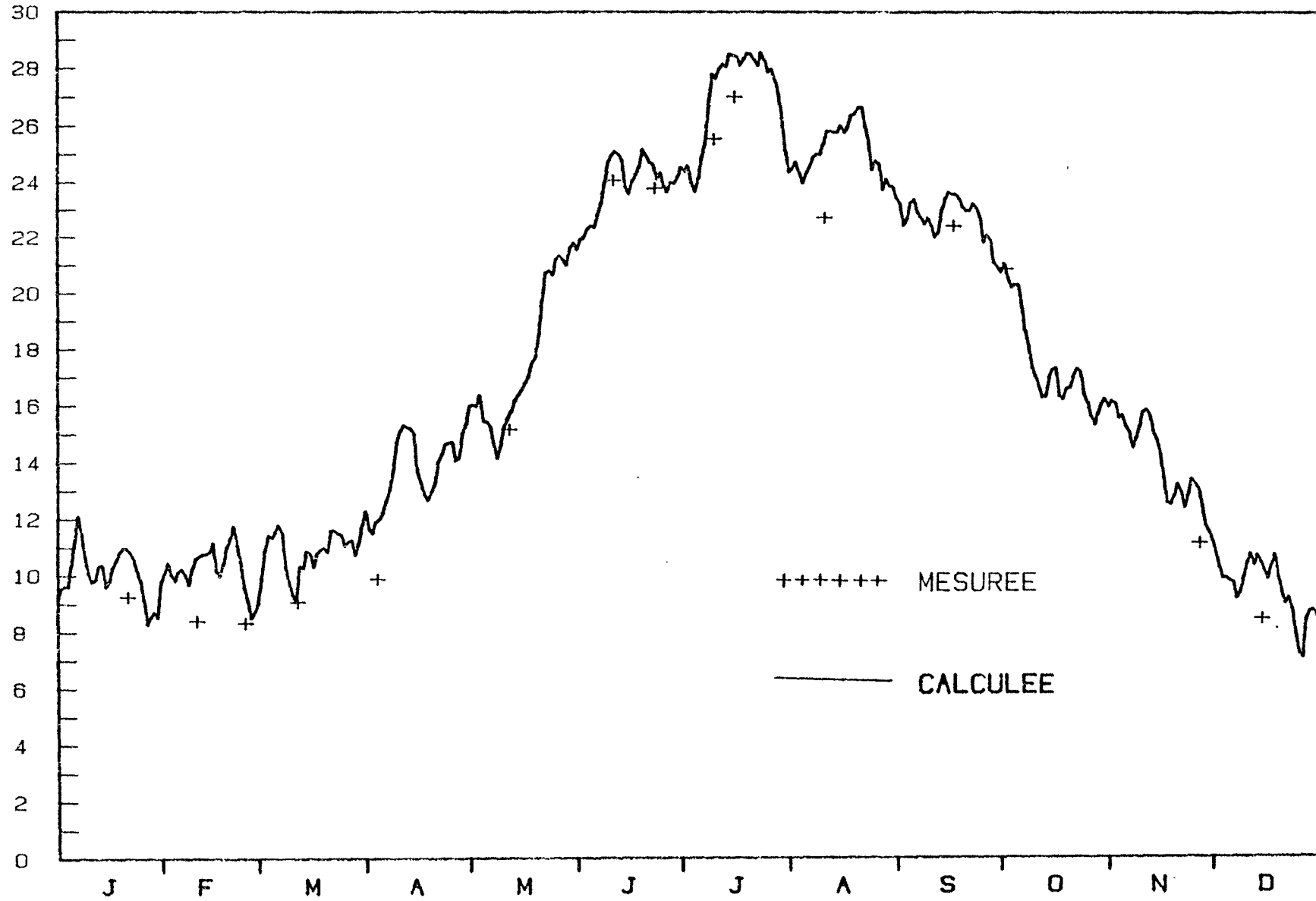
\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1981)



\bar{T} (°C)

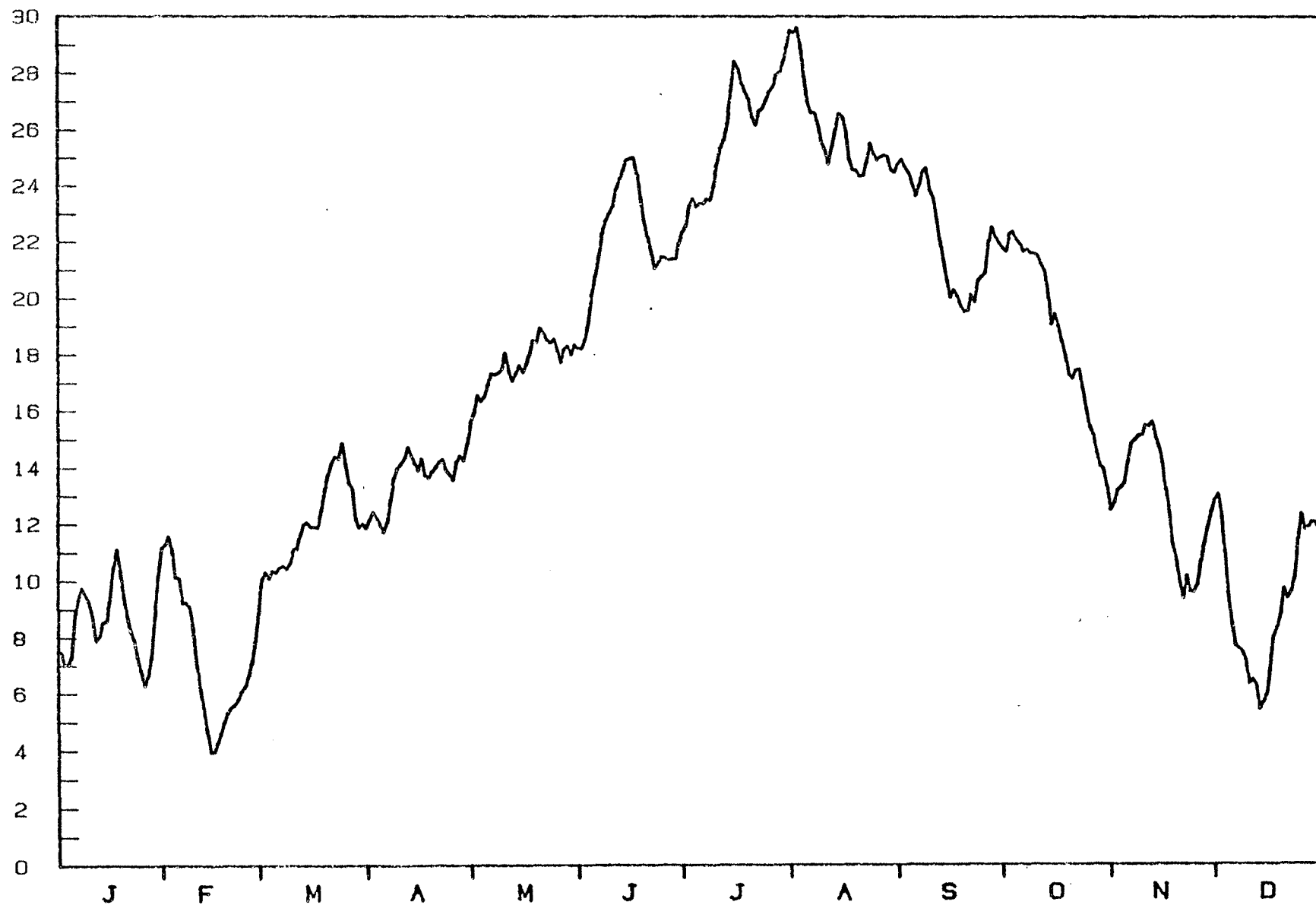
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1982)



DATES

\bar{T} (°C)

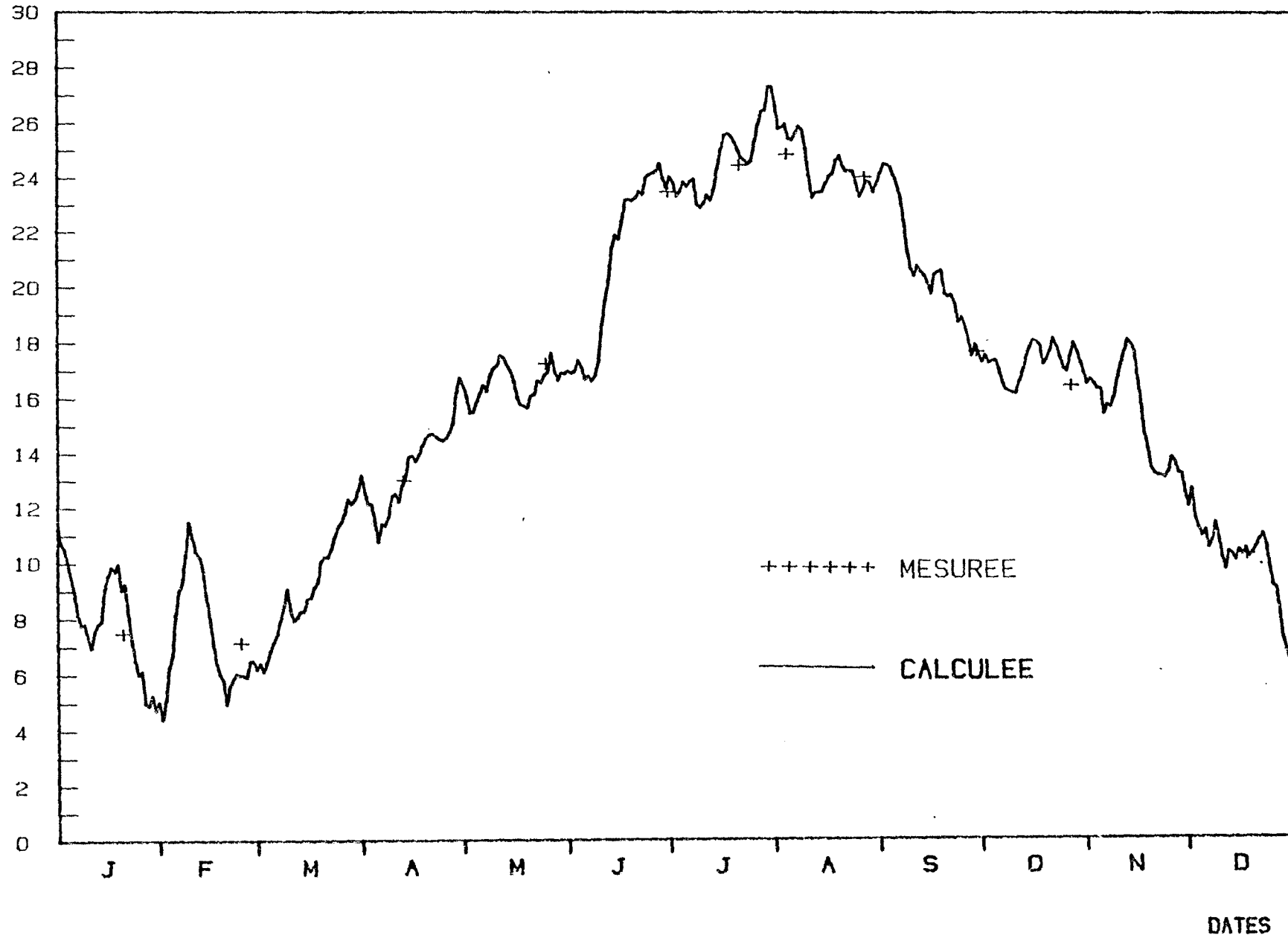
CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1983)



DATES

\bar{T} (°C)

CHRONOLOGIE DE LA TEMPERATURE CALCULEE ET MESUREE (1984)

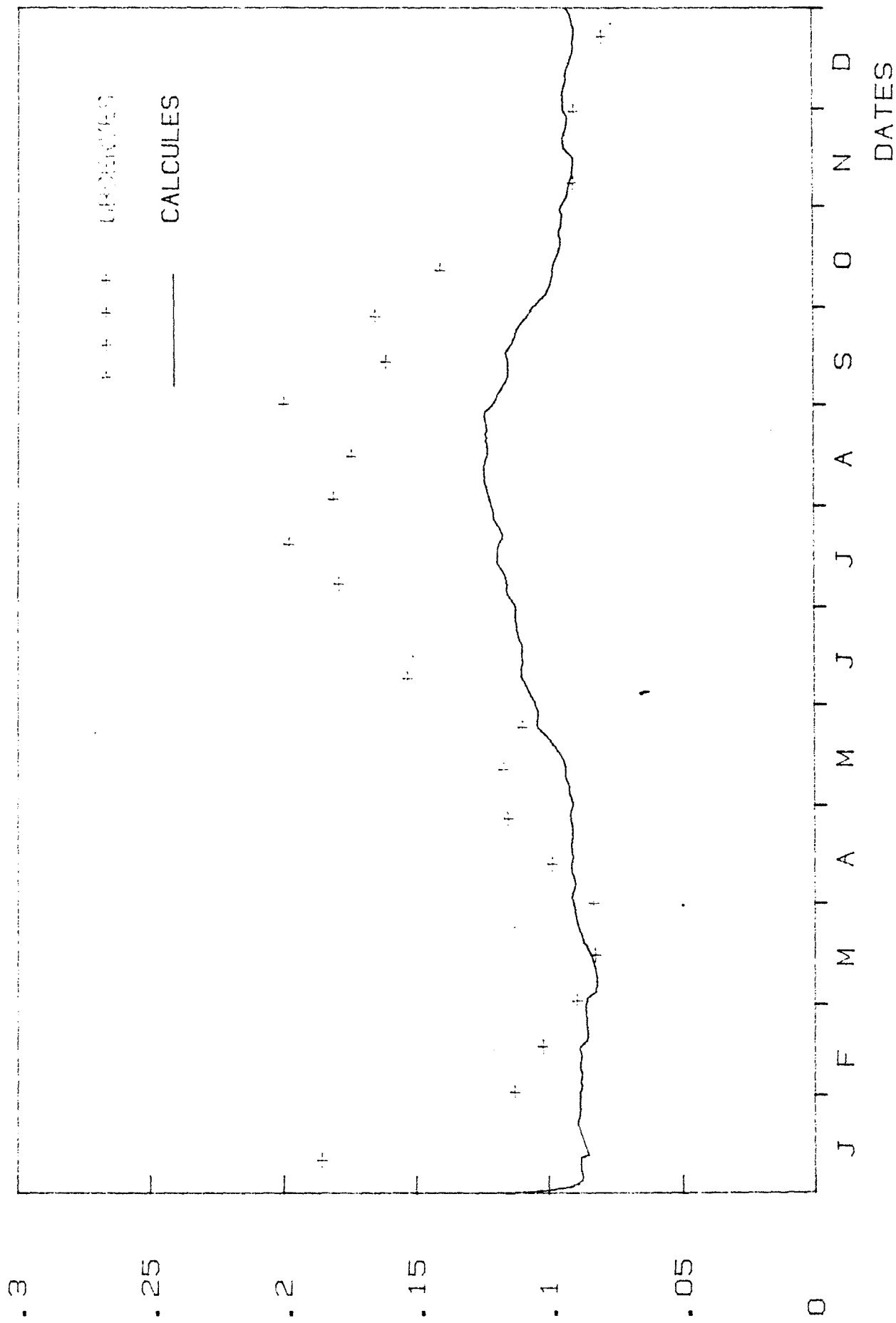


ANNEXE 3

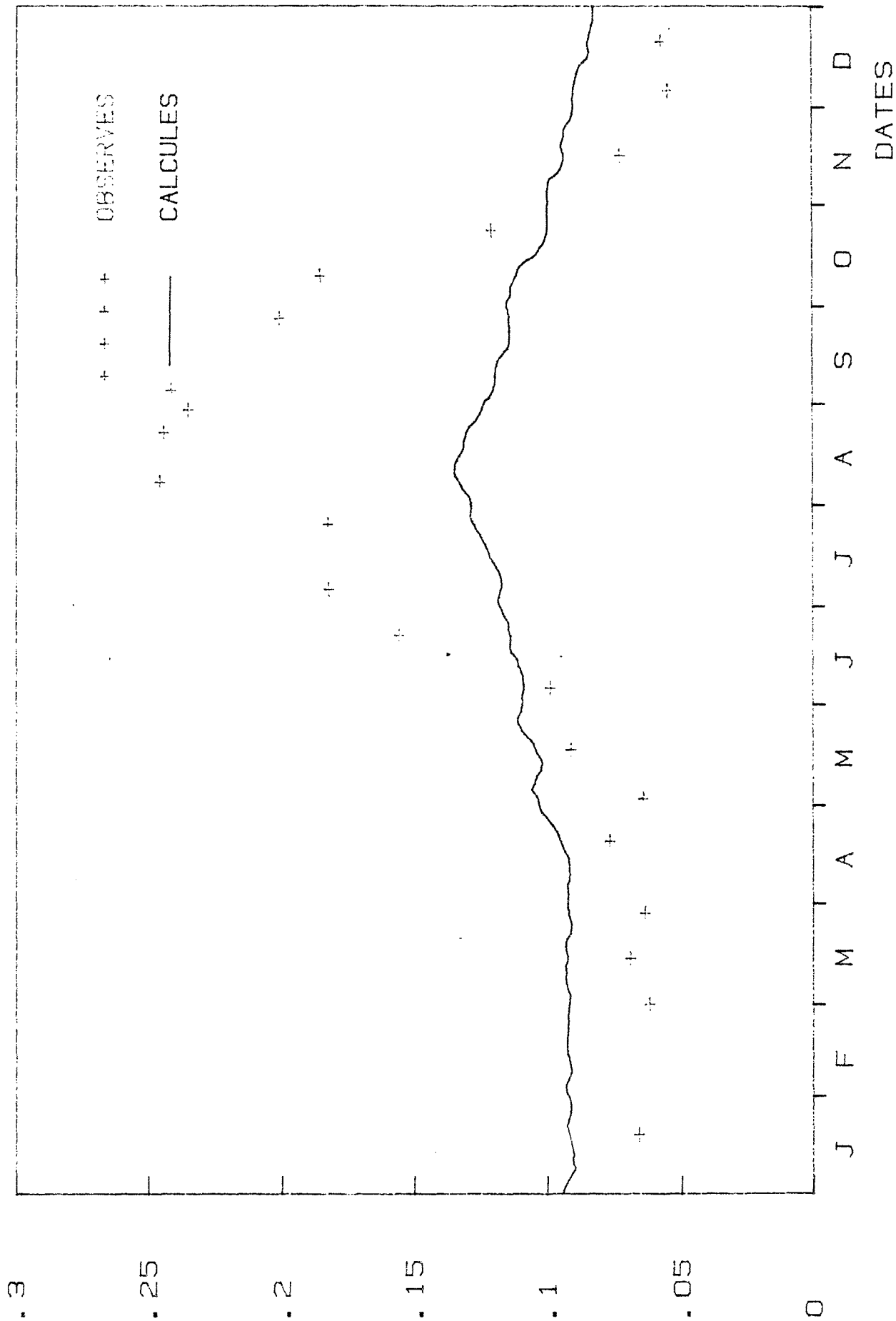
RESULTATS DE LA SIMULATION DU MODELE BIOGEOCHIMIQUE DU PHOSPHORE

- période de calage (1974-1978)
- période de test (1979-1982)

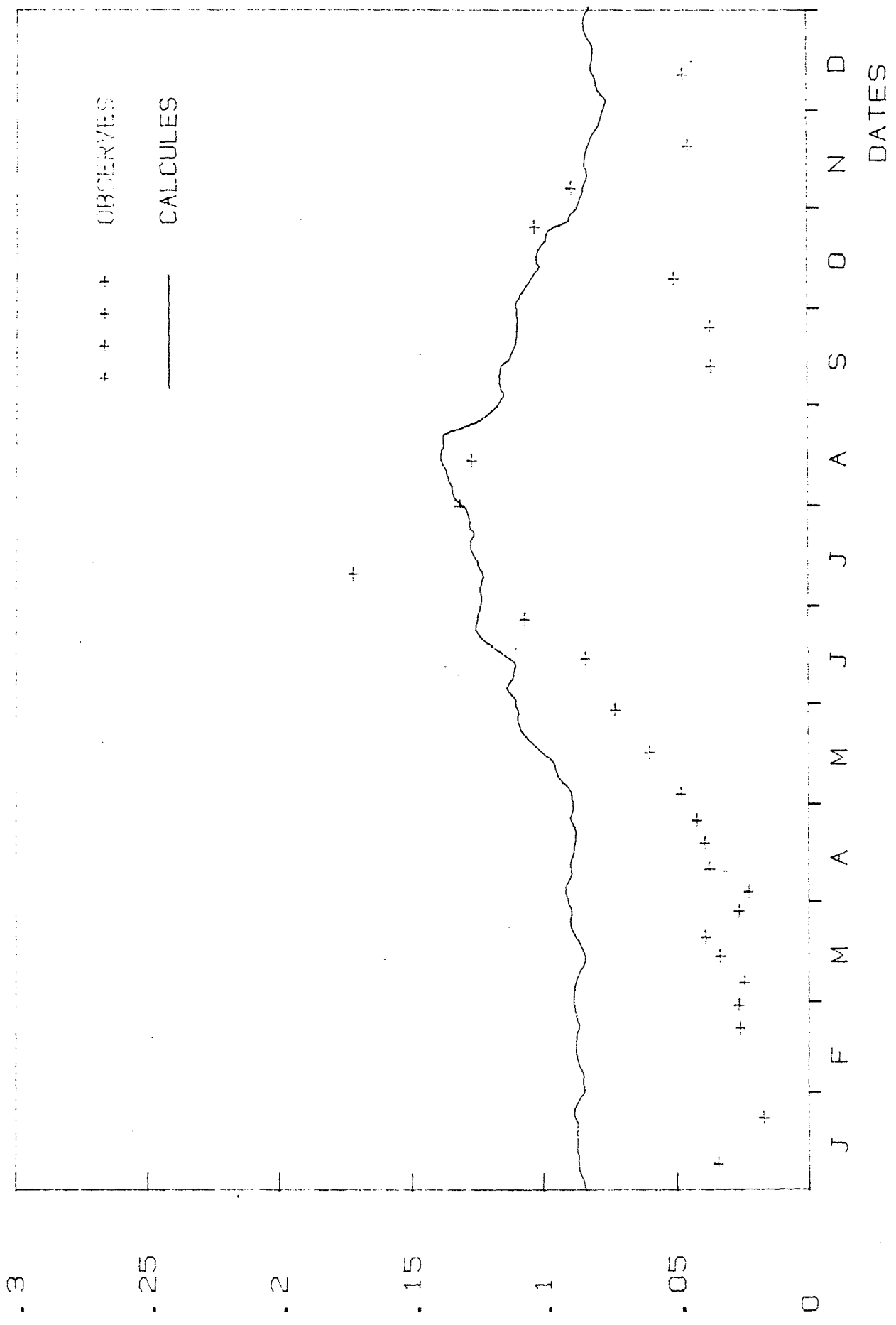
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSEVES (1974)



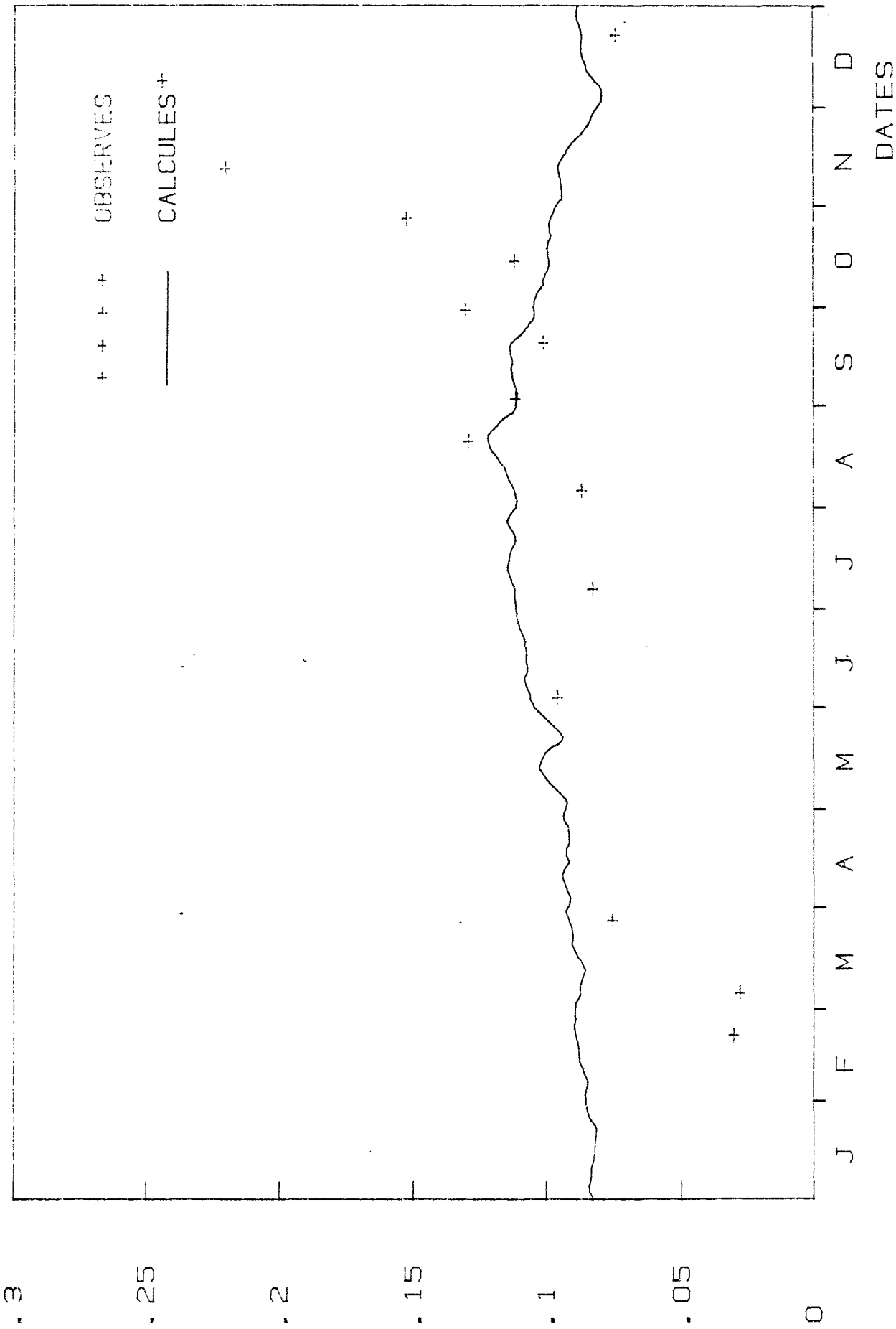
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1975)



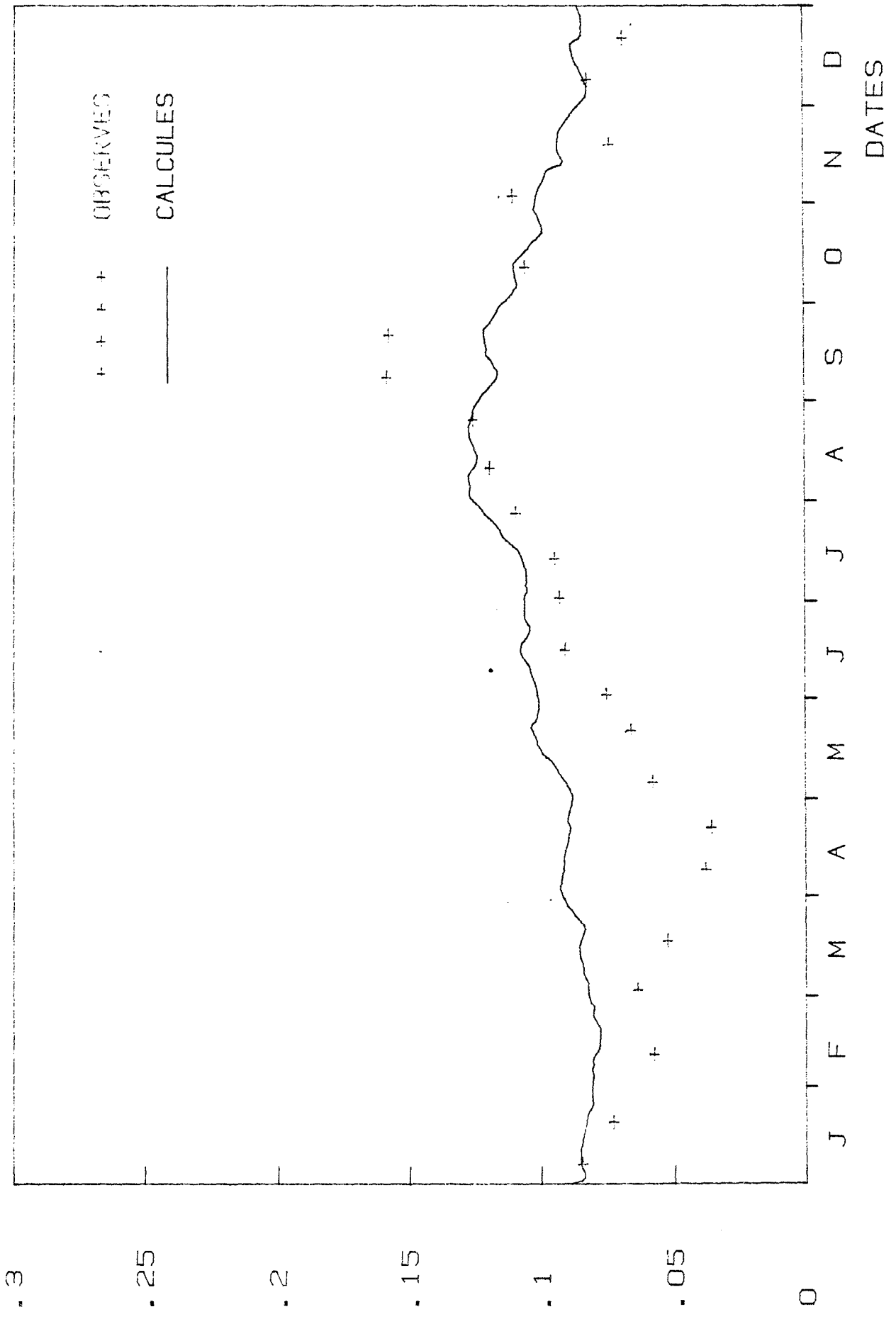
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1976)



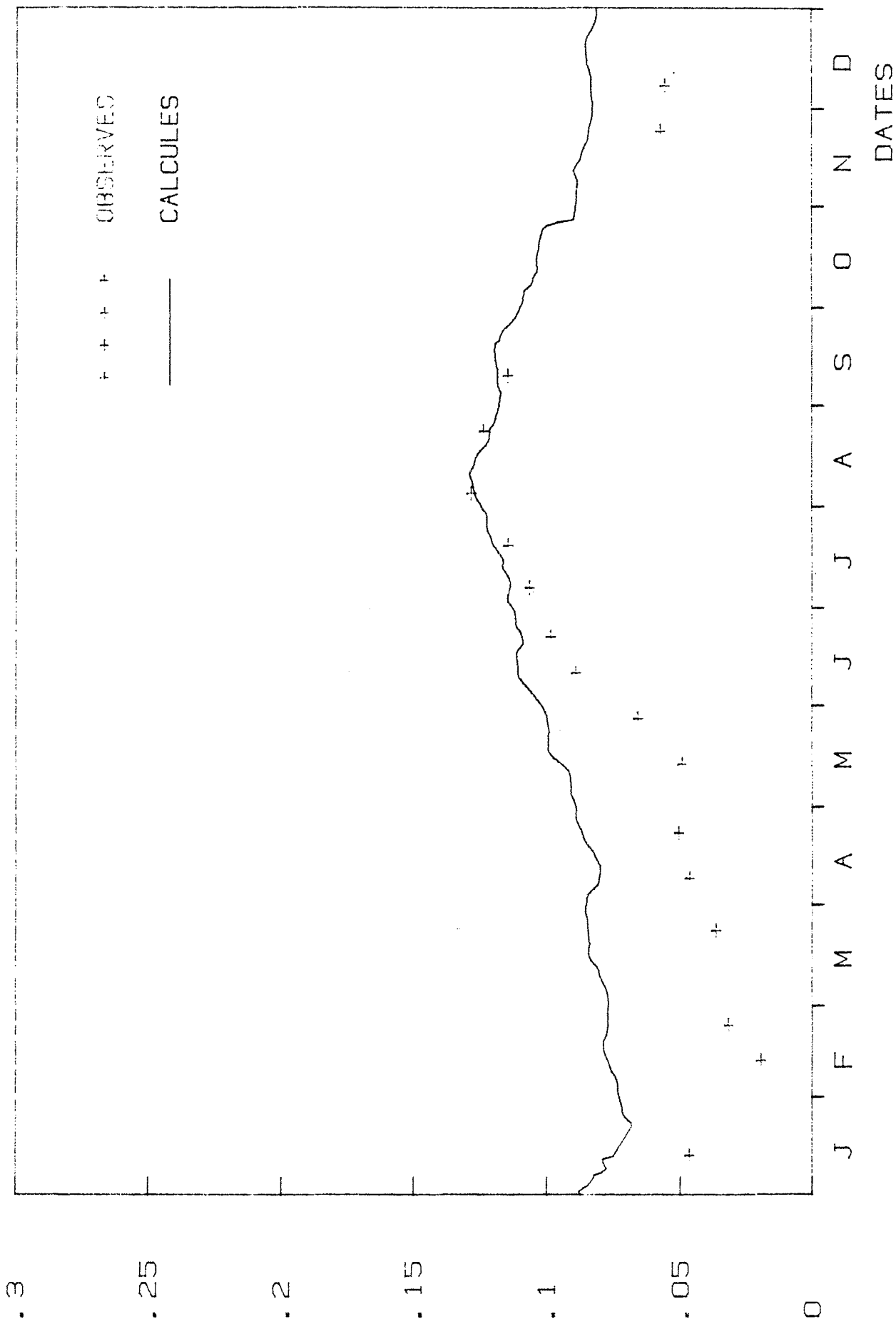
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1977)



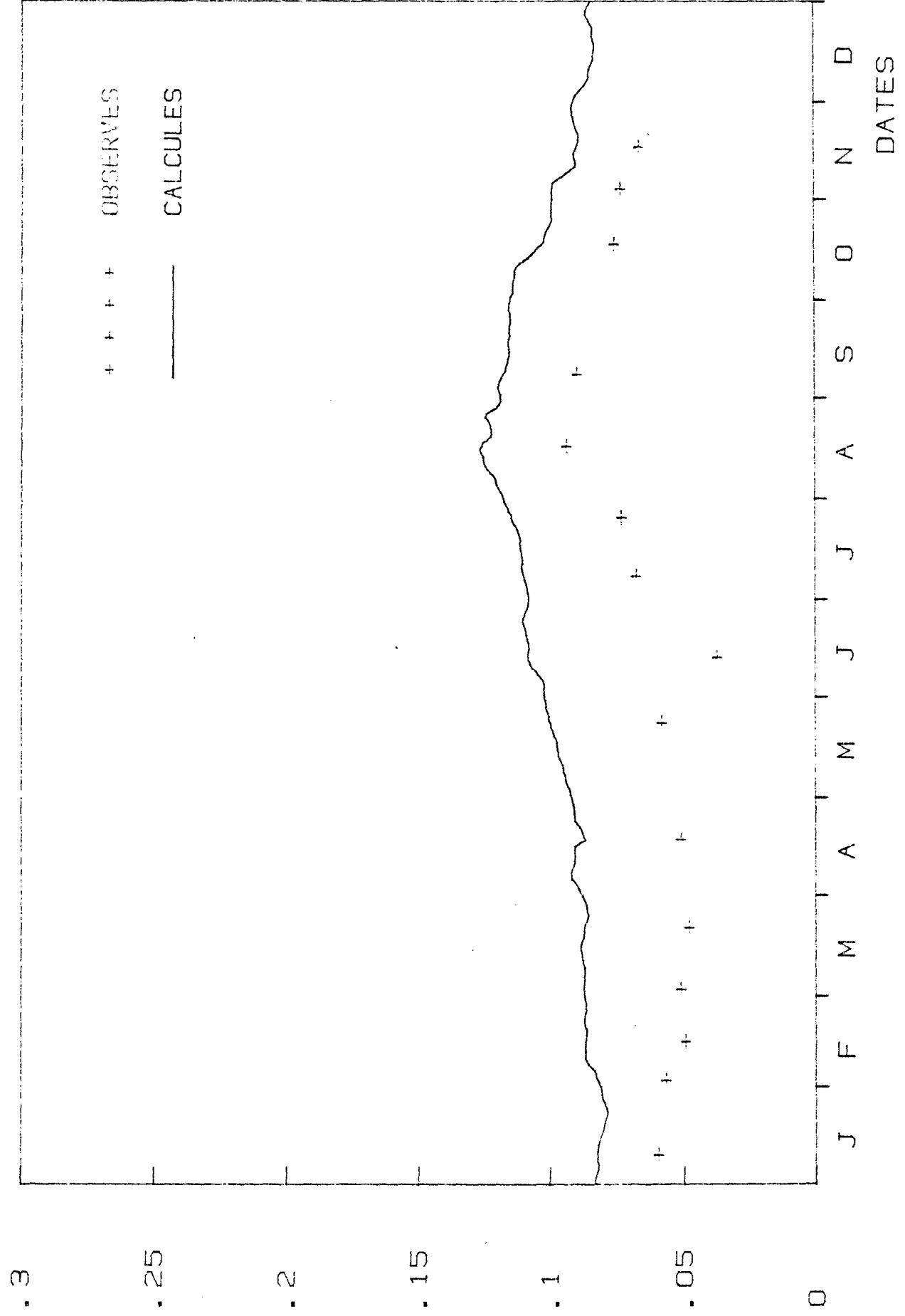
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSEVES (1978)



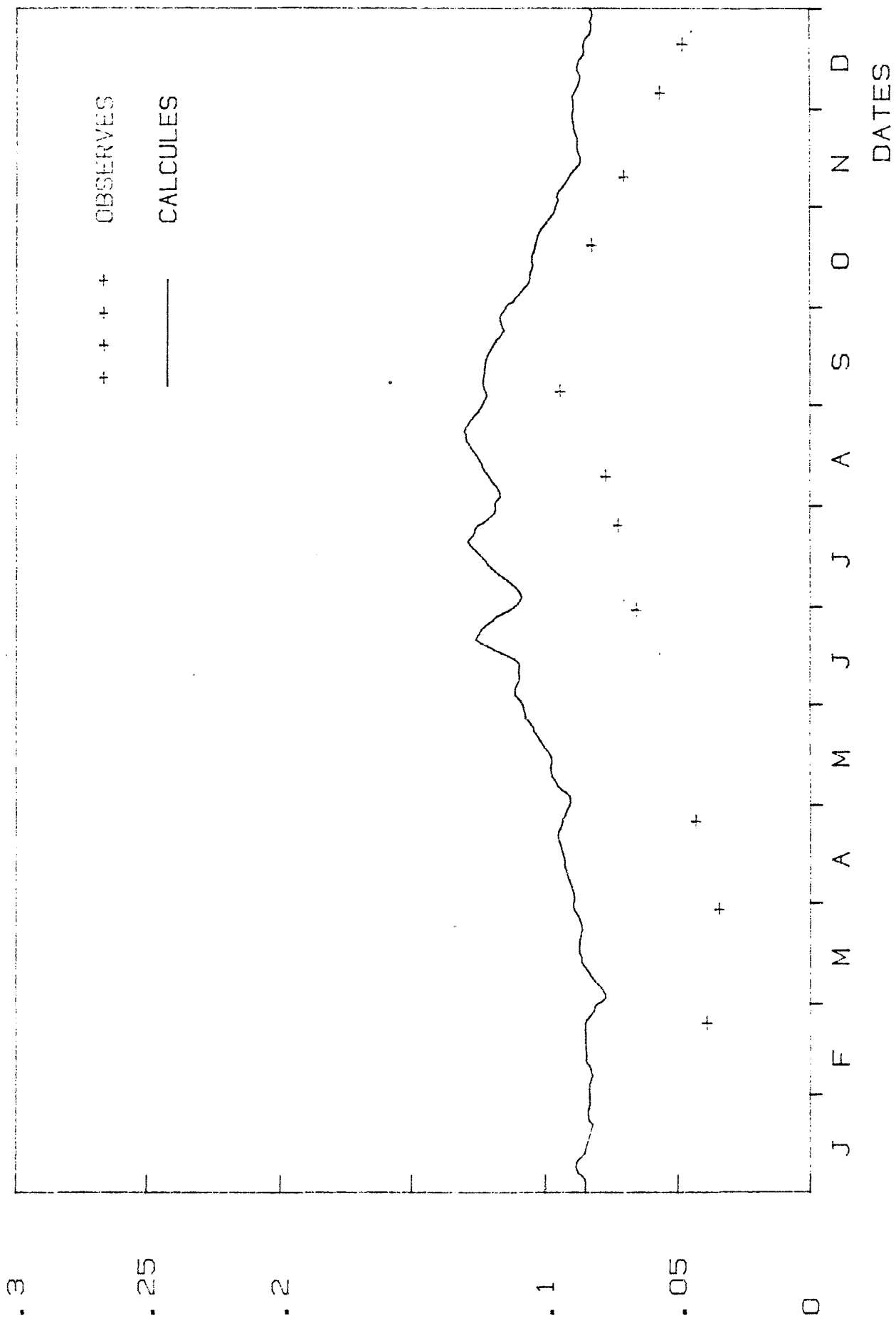
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1979)



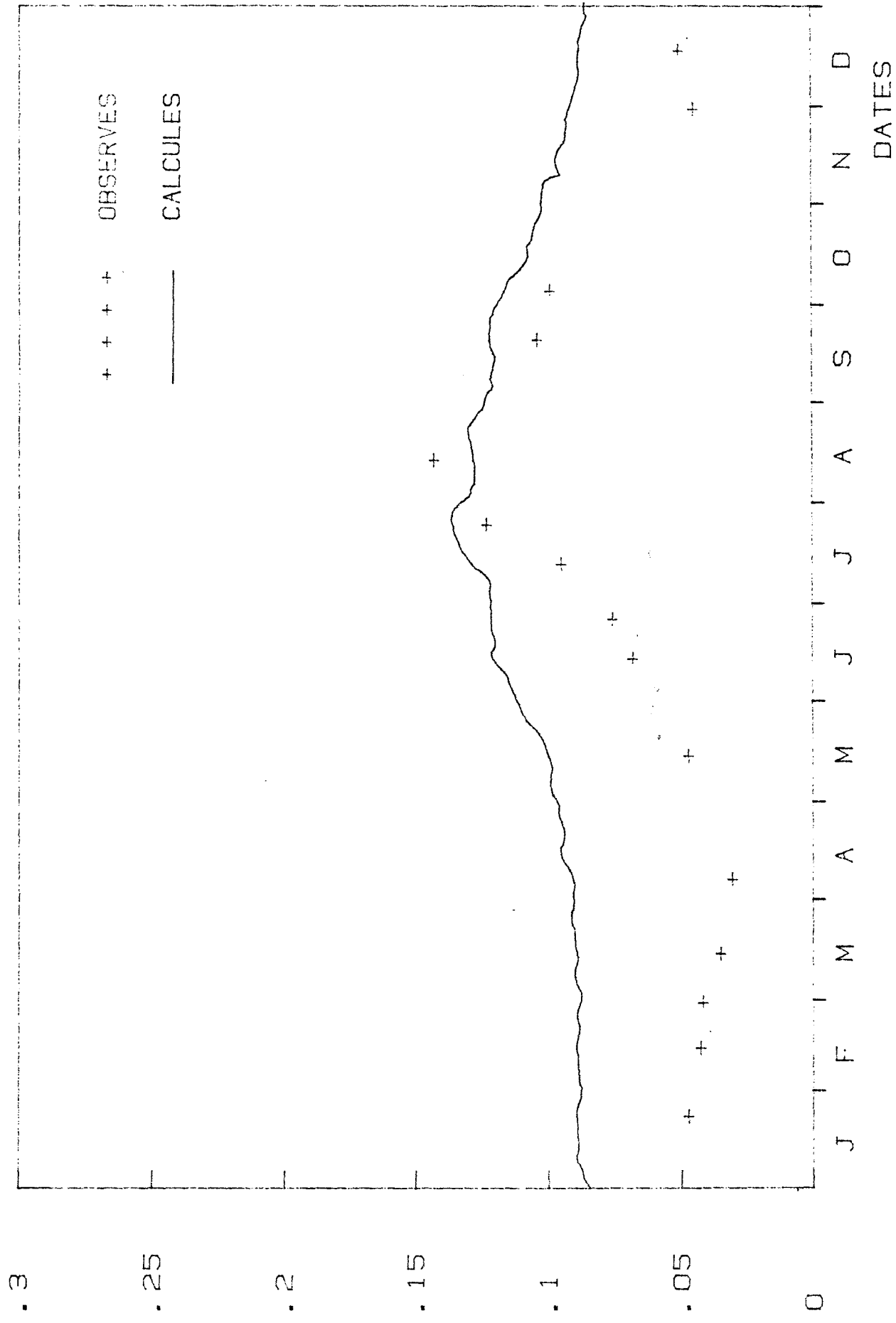
PO4 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1980)



P04 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1981)



P04 (mg/l) CHRONOLOGIE DES PHOSPHATES CALCULES ET OBSERVES (1982)



ABSTRACT

This study is devoted to the ecosystem modeling of the lagoon of Thau (France). Two kinds of model were established: determinist models and statistical models.

The hydrological evolution is described by a global conceptual model Basin-Lagoon-Sea permitting to determine the basin supply and the exchange volume of water between lagoon and sea. The average temperature of the lagoon is essentially affected by the energy exchange at the air-water interface, it's evolution is simulated with help of a thermal zero-dimensionnal model. A biogeochemical model of the phosphorus cycle is connected with the two previous models, this model considers only two stages of cycle : sedimentation and release of phosphorus.

Path analysis is the statistical method retained for modeling the physico-chemical variables (salinity, temperature, dissolved oxygen and phosphorus). The use of this method permits to clarify the effects (positive,negative,direct or indirect)of some environmental factors on the evolution of these variables.

The statistical and determinist models give the acceptable and comparable results for the salinity and the temperature; but for the phosphorus, only the statistical model is correct.

蒙彼里埃科技大学

工学博士论文

水文专业

法国一泻湖的物理化学模型化

葛春斌

本论文致力于法国一泻湖的物理化学模型的建立。两种类型的模型已经被建立起来：确定性模型与统计模型。

水文特性是由一总体概念模型来描述的，它允许我们确定流域来水量和该湖与海洋的水的交换量。该湖的平均温度主要是受水与空气交接面处热能交换影响的，它的演变是由一零维的温度模型来模拟的。一磷酸根的循环模型与前两个模型结合起来了，该模型只考虑了两个循环过程：沉降与盐析。

统计方法-方向系数分析法被用于物理化学变量模型的建立(含盐量, 温度, 溶解氧和磷酸根), 该方法的使用允许我们明确某些环境因素对这些变量的影响(正, 负, 直接或间接)。

对于含盐量和温度, 两种模型都给出了可接受和可比较的结果; 而对于磷酸根只有统计模型是正确的。

GE Chunbin, 1988. Contribution à la modélisation physico-chimique de l'Etang de Thau.

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC (MONTPELLIER II)

RESUME :

Cette étude est consacrée à la modélisation physico-chimique de l'écosystème de l'étang de Thau (France). Deux types de modèles ont été établis: modèles déterministes et modèles statistiques.

L'évolution hydrologique est décrite par un modèle conceptuel global Bassin-Etang-Mer permettant de déterminer les apports du bassin versant et le volume d'échange entre l'étang et la mer. La température moyenne de l'étang est essentiellement affectée par les échanges d'énergie à l'interface eau-atmosphère, son évolution est simulée à l'aide d'un modèle thermique zéro-dimensionnel. Un modèle biogéochimique du cycle du phosphore est couplé aux deux modèles précédents; ce modèle prend en compte seulement deux étapes du cycle: la sédimentation et le relargage.

L'analyse des coefficients de direction est la méthode statistique retenue pour la modélisation des variables physico-chimiques (salinité, température, oxygène dissous et phosphates). L'utilisation de cette méthode permet de préciser les effets (positifs, négatifs, directs ou indirects) de certains facteurs environnementaux sur l'évolution de ces variables.

Pour la salinité et la température les modèles statistiques et déterministes donnent des résultats acceptables et comparables; pour le phosphore seul le modèle statistique est correct.

MOTS-CLES : salinité - température - oxygène dissous - phosphates
- modélisation - statistiques - étang de Thau.