

Etudes et Thèses



**LE LAGON SUD-OUEST DE NOUVELLE-CALÉDONIE :
SPÉCIFICITÉ HYDROLOGIQUE,
DYNAMIQUE ET PRODUCTIVITÉ**

Francis ROUGERIE

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Francis ROUGERIE

**LE LAGON SUD-OUEST DE NOUVELLE-CALÉDONIE :
SPÉCIFICITÉ HYDROLOGIQUE,
DYNAMIQUE ET PRODUCTIVITÉ**

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **ÉTUDES et THÈSES**

PARIS 1986

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

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

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS	5
RESUME	7
ABSTRACT	11
CHAPITRE I Présentation du Milieu Physique	15
CHAPITRE II L'environnement océanique	35
CHAPITRE III Hydrologie et dynamique du système lagonaire sud-ouest	53
CHAPITRE IV Distribution des nutriants et de la chlorophylle	153
CHAPITRE V Fonctionnement global de l'écosystème lagonaire	201
BIBLIOGRAPHIE	217
TABLE DES ILLUSTRATIONS	225
Liste des Tableaux	230
TABLE DES MATIERES	233

REMERCIEMENTS

- Ce programme lagon a pu être mené à bien grâce à la coopération de l'équipage et des officiers du N.O. VAUBAN ; qu'ils en soient vivement remerciés.

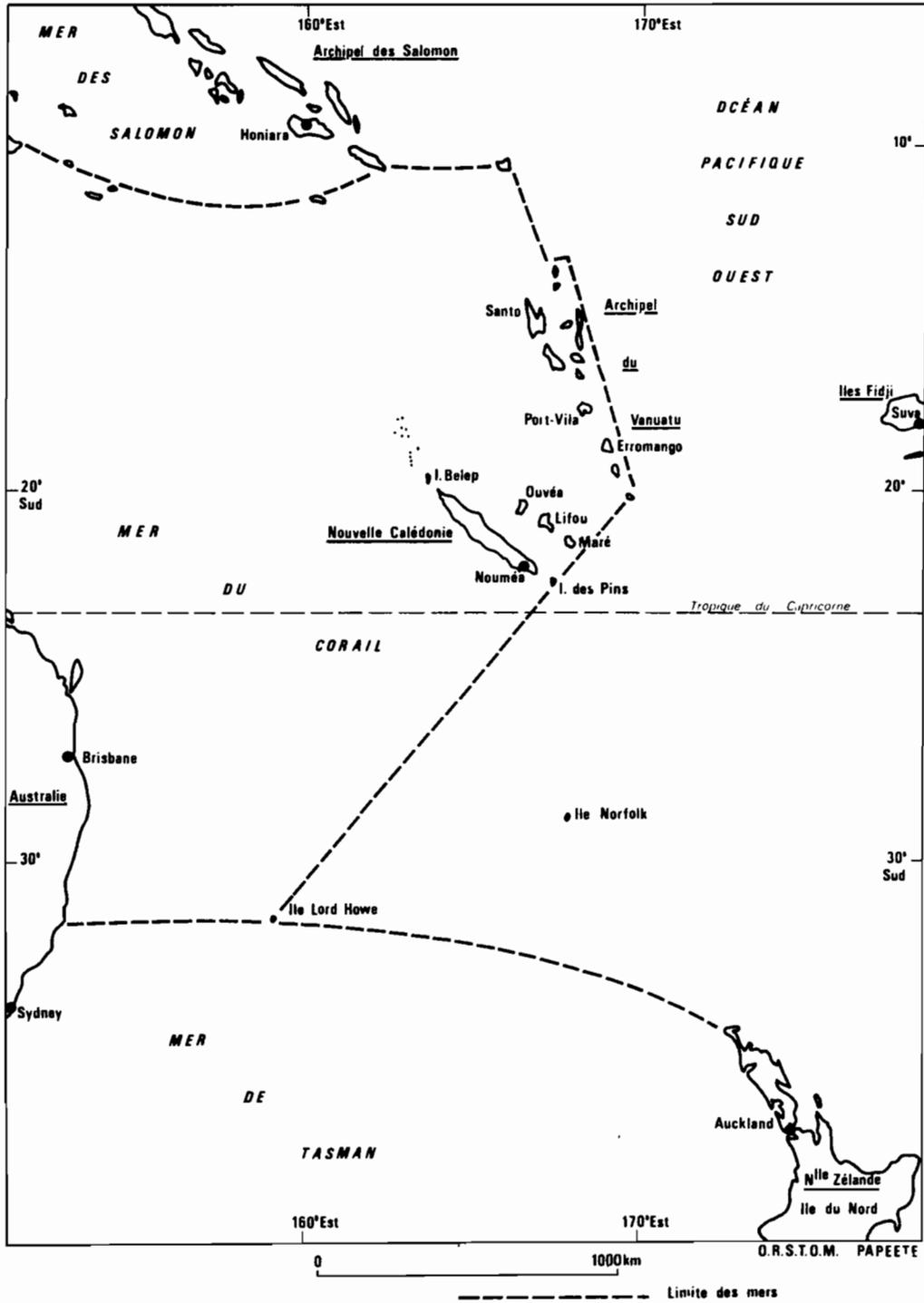
- Les données concernant la chlorophylle et les pigments ont été recueillies en mer et traitées par Y. DANDONNEAU et H. WALLICO qui ont ainsi contribué de façon importante à la réussite de ce programme.

- La mise en ordre informatique des données et les sorties graphiques ont été réalisées par Y. DANDONNEAU, permettant ainsi un précieux gain de temps dans l'exploitation.

- Les dessins ont été réalisés par J.C. JANICAUD, au Centre O.R.S.T.O.M. de TAHITI.

- Les corrections et annotations du manuscrit ont été faites par MM. D. BINET, Y. DANDONNEAU, Y. MAGNIER, J.P. REBERT, B. WAUTHY et R. DESROSIERES. Que tous ces collègues océanographes veuillent bien accepter ici le témoignage de ma reconnaissance et l'espoir que ce document puisse répondre, même imparfaitement, à leur attente.

Enfin s'agissant du grand lagon calédonien comment ne pas évoquer ici nos mille et une plongées qui de jour comme de nuit ont constitué autant de brèves mais fascinantes intrusions au sein d'une des plus beaux aquariums de la planète océan. De ceux qui ont guidé mes premières palmes à ceux qui comme les plongeurs du "DAWA" ont assuré la maintenance des équipements immergés c'est une longue liste de caractères bien "trempés" que je devrais citer ; mon souhait est que tous ces plongeurs et amis puissent trouver dans ce document quelques réponses à nos interrogations d'alors...



Situation géographique de la Nouvelle Calédonie

RESUME

De par ses caractéristiques topographiques et géomorphologiques, le lagon sud-ouest de Nouvelle-Calédonie constitue une petite mer intérieure où l'eau océanique superficielle en transit lagonaire subit des modifications physico-chimiques importantes. Les facteurs climatiques locaux jouent un rôle essentiel dans l'établissement des caractéristiques des eaux lagonaires en fonction du signe du bilan Evaporation-Précipitation, du régime des vents, des événements cycloniques de l'été austral, etc.... Malgré sa grande inertie, le système océanique péri-lagonaire est animé de pulsations interannuelles non négligeables aussi bien dans son contenu thermohalin que dans sa circulation. Pendant l'été austral, la couche océanique superficielle est fortement stratifiée en densité et contient peu de sels nutritifs ; en hiver austral le refroidissement hivernal conduit à la formation d'une couche de mélange quasi-homogène de 150 mètres d'épaisseur propice aux échanges verticaux. Par fort alizé soufflant du secteur est, l'advection verticale pourrait même atteindre le stade de mini-upwelling, ainsi qu'en témoignent les bouffées d'eaux froides détectées épisodiquement par radiométrie infrarouge aéroportée aux abords du récif barrière ouest. Dans le sud de l'île de Pins, un front thermique intense marque la zone de contact entre le courant chaud des Loyauté coulant vers le sud-est et le Courant Tropical Sud entretenu par les alizés d'est.

Les prélèvements et mesures effectués de 1976 à 1979 au cours de 21 campagnes du N.O. VAUBAN, dans la partie sud-ouest du lagon calédonien, entre les passes sud (Havannah) et ouest (St-Vincent), ont permis de recueillir quelque 20 000 données portant sur une douzaine de paramètres, de l'hydrologie des masses d'eau jusqu'à leur concentration en chlorophylle. L'exploitation synoptique de ces données permet de dé-

finir les traits physiques essentiels, la dynamique et la production de ce lagon. Ainsi :

- Les fluctuations du champ thermohalin sont maximales dans les estuaires et les baies côtières et peuvent conduire à des inversions de température et de salinité entre la surface et le fond.

- Les réajustements en densité sont rapides et particulièrement importants pendant les perturbations hydroclimatiques majeures : cyclones d'été austral, coup de vent d'ouest.

- Le fond du lagon est occupé par une eau lagonaire dense qui se forme essentiellement en hiver dans la partie centrale, là où l'évaporation est maximale.

- Au plan de la circulation des eaux, c'est dans le lagon côtier et les chenaux profonds que le système est le plus dynamique, en particulier par fort alizé en marée descendante : la couche de surface dérive vers le nord-ouest alors que l'eau de fond s'évacue vers le sud-est en direction de la passe de la Havannah. Dans la partie centrale du lagon la rotation du courant de fond se fait vers l'ouest, sa vitesse étant de 1/10ème de celle du courant de surface en période de flot. Dans la zone de passe ouest (Dumbéa) et en période de jusant, les eaux lagonaires s'évacuent principalement en subsurface, mais des régimes transitoires avec décharge permanente pendant plusieurs cycles de marée peuvent apparaître en réponse à un forçage du vent et à une surcote du niveau du lagon.

- Les baies côtières à estuaires (Prony, Dumbéa, St-Vincent) plus brutalement touchées par les aléas climatologiques réagissent par une circulation forcée dite "circulation d'estuaire", lorsque l'évacuation en surface des eaux dessalées par les crues des rivières déclenche en compensation un flux d'eau profonde dirigé vers le fond de baie. Ce processus diminue considérablement le temps de résidence des eaux, accroît les échanges et les mélanges verticaux et s'oppose aux effets néfastes pour les biotopes coralliens, d'un trop grand confinement des eaux.

- L'arrivée, dans le nord-est de la Grande Rade, d'un effluent marin chaud et sursalé provenant de la fonderie de nickel, entretient un courant de densité qui s'écoule sur le fond, alors que sa charge élevée en polyphosphates renforce la production primaire jusqu'au stade d'un début d'eutrophisation de la Rade.

- Dans l'ensemble du lagon, les teneurs moyennes en sels nutritifs phosphatés et azotés sont de l'ordre de 0,4 mmol/m³, et donc proches des teneurs de l'eau océanique de pénétration. Les fractions phosphatées minérales et organiques sont du même ordre de grandeur, alors que la distribution des molécules azotées dépend étroitement de leur degré d'oxydation : les formes organiques particulaires et dissoutes sont beaucoup plus abondantes que les formes minérales, ammoniac, nitrite et nitrate.

- La silice dissoute joue un rôle particulier dans le bilan nutritif lagonaire : très abondante dans les eaux de ruissellement, sa concentration moyenne atteint 4,3 mmol/m³ dans le lagon, soit plus de 2 fois la moyenne océanique de surface. Contrairement aux 2 autres nutriments, la silice n'est donc pas un facteur limitant la production autotrophe du lagon et sa grande disponibilité favorise sélectivement certains taxa phytoplanctoniques (diatomées, silicoflagellés) et benthiques (éponges).

- Les teneurs en gaz dissous du milieu lagonaire ne s'écartent des conditions océaniques que dans les baies fermées lorsque le temps de résidence dépasse plusieurs semaines. Dans leur ensemble les eaux sont bien oxygénées ($\bar{O}_2 > 4,86$ ml/l) et pauvres en gaz carbonique dissous, ce qui se traduit par un pH élevé, de l'ordre de 8,37. L'alcalinité totale est légèrement augmentée par l'apport orographique et sa moyenne est de l'ordre de 2,50 méq/l : ce caractère alcalin est donc particulièrement favorable à la croissance des madrépores coralliens, par biofixation du calcium dissous.

- Les substances terrigènes et les métaux lourds du socle calédonien (Fe, Ni, Cr, Co...), entraînés par les eaux de ruissellement, sont pour l'essentiel retenus et piégés dans les zones de mangrove. Leurs

teneurs dans les eaux lagunaires restent faibles et leur bioaccumulation dans les animaux benthiques ne dépasse pas 20 ppm.

- La distribution spatio-temporelle de la charge chlorophyllienne phytoplanctonique intègre les fluctuations de ces différents, paramètres physico-chimiques : un gradient croissant des teneurs en chlorophylle-a est généralement observé depuis l'océan ($0,3 \text{ mg/m}^3$) en direction du lagon côtier ($0,47 \text{ mg/m}^3$) et des estuaires ($0,72 \text{ mg/m}^3$). Les pics de plus grande abondance apparaissent après les fortes crues et dans les zones d'émission des effluents urbains.

Toutes ces considérations permettent d'établir la fiche signalétique du lagon qui se comporte ainsi comme un "incubateur biologique" pouvant ponctuellement enrichir l'océan en taxa planctoniques et en silice lors des décharges d'eau lagunaire. Le fonctionnement global du lagon peut finalement être schématisé par un découpage en 5 écosystèmes interactifs : le système hydrologique orographique, l'écosystème d'estuaire, l'écosystème lagunaire côtier, l'écosystème lagunaire central et l'écosystème océanique proche. La richesse et la grande diversité biocénotique de ce lagon proviennent essentiellement du fait que l'écosystème lagunaire central peut, grâce au temps élevé de résidence des eaux, exploiter les écosystèmes côtiers et océaniques et atteindre un niveau de maturité élevé.

ABSTRACT

According to its topographic and geomorphologic features the lagoon in the south-western part of New-Caledonia can be described as a small inland sea through which transiting oceanic surface water has its physical and chemical properties deeply altered by local climatic factors such as evaporation-rainfall balance, wind system, possible hurricane events in austral summer... etc.... Notwithstanding its large inertia, ocean around is moved by seasonal pulses in both thermohaline content and circulation.... During austral summer ocean surface layer is very stable and nutrients depleted ; in austral winter cooling results in the building of a near homogenous 150 m thick mixed layer prone to vertical overturning. With strong east trades vertical advection could even reach mini-upwelling stage as shown occasionally by cool patches detected by airborne infrared radiometer in the vicinity of SW barrier reef. South of "Pines Island" a thermal front is materialized as the contact zone between the warm Loyalty Islands Current flowing south-eastwards and the South Tropical Current driven by the trades.

Samples and measurements from 21 cruises by N.O. VAUBAN during the period 1976-1979 in the S.W. lagoon between Havannah pass (south) and St-Vincent pass (west) have collected some 20,000 data for a dozen parameters ranging from hydrology to chlorophyll. Synoptic study of these data has made possible to characterize some important physical, dynamical and production features of this lagoon, as follows :

- Thermohaline variations are maximal in estuaries and bays with possible temperature and salinity inversions between surface and bottom.

- Density adjustments are quick and of particular importance during major hydroclimatic perturbing events : austral summer hurricanes, southwestern gales....

- A dense water is found near the lagoon bottom ; it is formed locally, mostly during winter, in the central part where evaporation is maximal.

- As to water circulation, the most energetic parts of the system are coastal areas and deep channels, particularly with strong trades and ebb tide : surface layer is blown northwestwards while bottom water is evacuated southeastwards through Havannah pass. In the central part of the lagoon bottom current is westward during flow tide at one tenth of the surface current speed. Through Dumbéa pass (west) lagoon water is evacuated during ebb tide but continuous exit may appear for several tides cycles in answer to wind forcing a high water level in the lagoon.

- During flood time, estuary circulation is forced in bays with rivers (Prony, Dumbea, St-Vincent) ; freshened surface water leaving the bay induces a compensatory inflow of bottom water. This process shortens considerably water residence time, enhances advection and vertical mixing, thus opposing confinement of water harmful to corals.

- In the north-east of "La Grande Rade", an overheated and oversalted effluent from nickel melting plant flows in as a density current along the bottom while its high polyphosphates content enhances primary production up to a start to eutrophication.

- In the lagoon as a whole nitrate and phosphate concentrations are around $0,4 \text{ mmol/m}^3$, very near those of in-flowing oceanic water. As far as phosphorus is concerned, mineral and organic fractions are about equal, but nitrogenous molecules show that organic forms, particulate and dissolved, are much more abundant than mineral ones, ammonium, nitrite and nitrate.

- Dissolved silica importance is particular in the nutrient balance of the lagoon ; high content of running rain water on the main land leads to concentrations in the lagoon water up to 4,3 mmol/m³, more than twice the mean surface oceanic water figure. Unlike the other two nutrients, silica is therefore not a limiting factor for the autotrophic production in the lagoon and its easy disposability favours selectively some taxa (diatoms, silicoflagellates, sponges).

- Dissolved gas concentrations in lagoon water differs from oceanic ones only in closed bays when residence time is longer than several weeks. Generally, waters are well oxygenated (O₂ > 4,86 ml/l) and low in carbon dioxide, resulting in a high pH near 8,37. Total alkalinity is high due to orographic input, about 2,50 meq/l ; this is propitious to corals growth which incorporates dissolved calcium.

- Particules and heavy metals (Ni, Fe, Cr, Co...) from caledonian rocks weathering are carried by streams and in their great majority are withdrawn in trapping mangroves. Metal concentrations in lagoon water are kept low and their bioaccumulation in benthic animals is under 20 ppm.

- Phytoplankton chlorophyll-a distribution in space and time reflects the variations of these physical and chemical parameters ; concentrations usually increase from the ocean (0,30 mg/m³) through the coastal lagoon (0,47 mg/m³) to the estuaries (0,72 mg/m³). Maxima are found after strong flooding and in urban effluents areas.

All these considerations lead to establish the lagoon as a complex ecosystem which could ultimately enrich the ocean with plankton taxa and nutrients, mainly silica ; its functioning can be simply analyzed by the interaction of five elementary systems : the orographic system, the estuarine system, the coastal lagoon system, the central lagoon system and the nearby oceanic system ; the richness and the high species diversity of the lagoon are mainly due to the high level of maturation of the central system which can benefit from coastal and oceanic systems thanks to the long residence time of water.

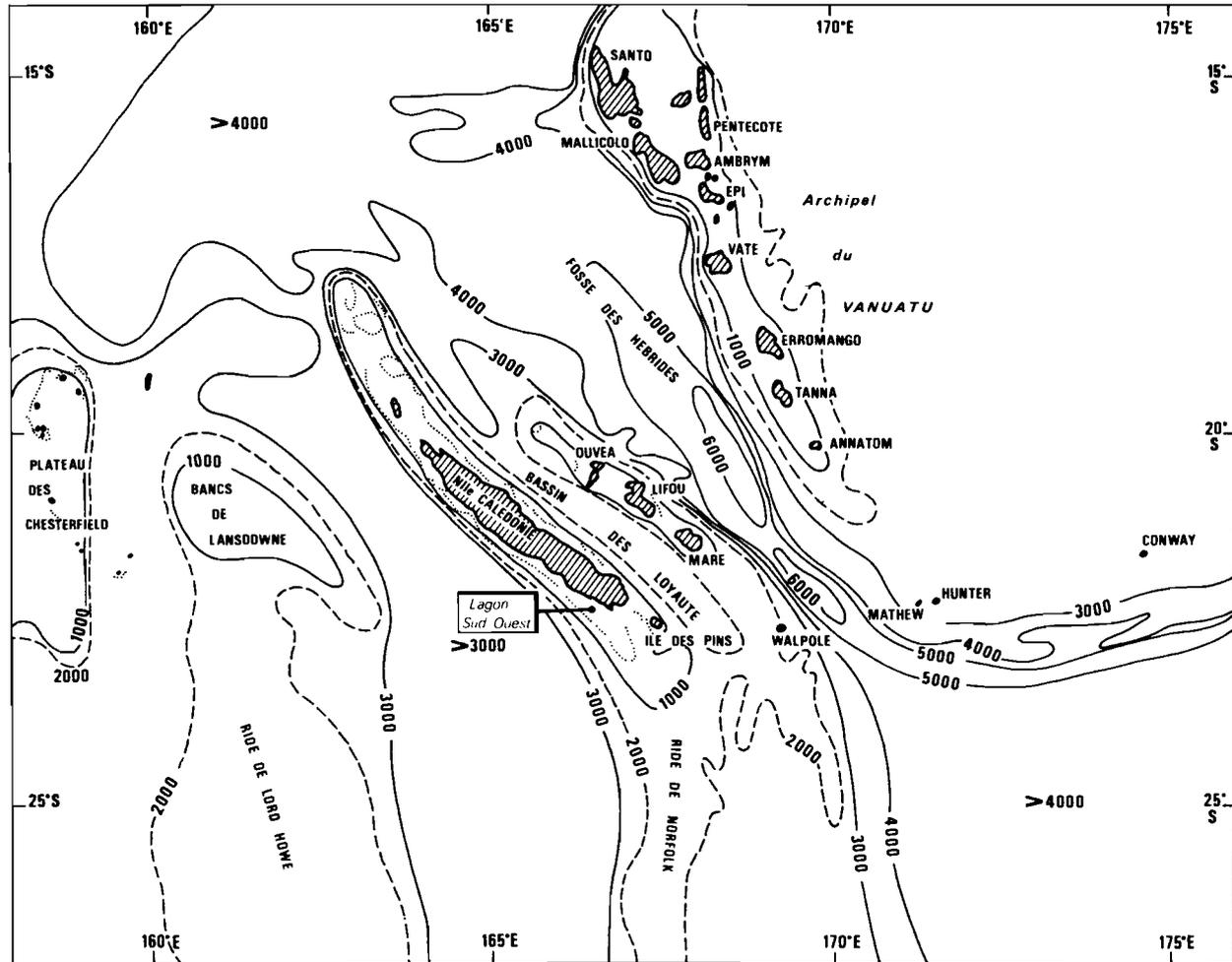


Fig. 1 : Bathymétrie (isobathes en mètres)

I - PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE

1°) Topographie et bathymétrie du lagon

La Nouvelle-Calédonie représente la partie émergée d'une structure sous-marine appelée ride de Norfolk qui se prolonge vers le sud jusqu'en Nouvelle-Zélande (figure 1). Au cours des ères géologiques, différentes phases d'érosion ont modelé la chaîne centrale, constituée pour l'essentiel de roches ultra-basiques, et ont conduit, à la fin du tertiaire, à la formation d'une plaine sur la partie ouest de l'île.

Au début du quaternaire, des mouvements verticaux dus aux déplacements de la plaque australo-tasmanienne (DUBOIS et al., 1973) ont probablement entraîné le soulèvement des récifs du sud de l'île. En outre, entre - 18.000 ans et - 5.000 ans, du fait de la fonte des calottes glaciaires polaires, le niveau de l'océan mondial s'est élevé de plus d'une cinquantaine de mètres, ce qui a entraîné l'envasement de la plaine littorale ouest qui s'est ainsi transformée en lagon, l'ancien récif frangeant devenant le grand récif barrière ; ce résultat implique évidemment que la vitesse de croissance des madrépores coralliens ait été supérieure à la somme des vitesses de flexure de la lithosphère et de montée du niveau océanique. DUGAS et DEBENAY (1980) ont récemment fait la synthèse des éléments actuellement connus dans une notice des cartes sédimentologiques du lagon intitulé "histoire tectonique néogène et quaternaire du lagon", où sont également étudiés les facteurs de la sédimentation. De plus, la planche n° 8 de l'Atlas de la Nouvelle-Calédonie (1981) est consacrée à la présentation d'ensemble du lagon, au point de vue sédimentologique et hydrologique (DANDONNEAU, DUGAS, FOURMANOIR, MAGNIER, ROUGERIE et DEBENAY).

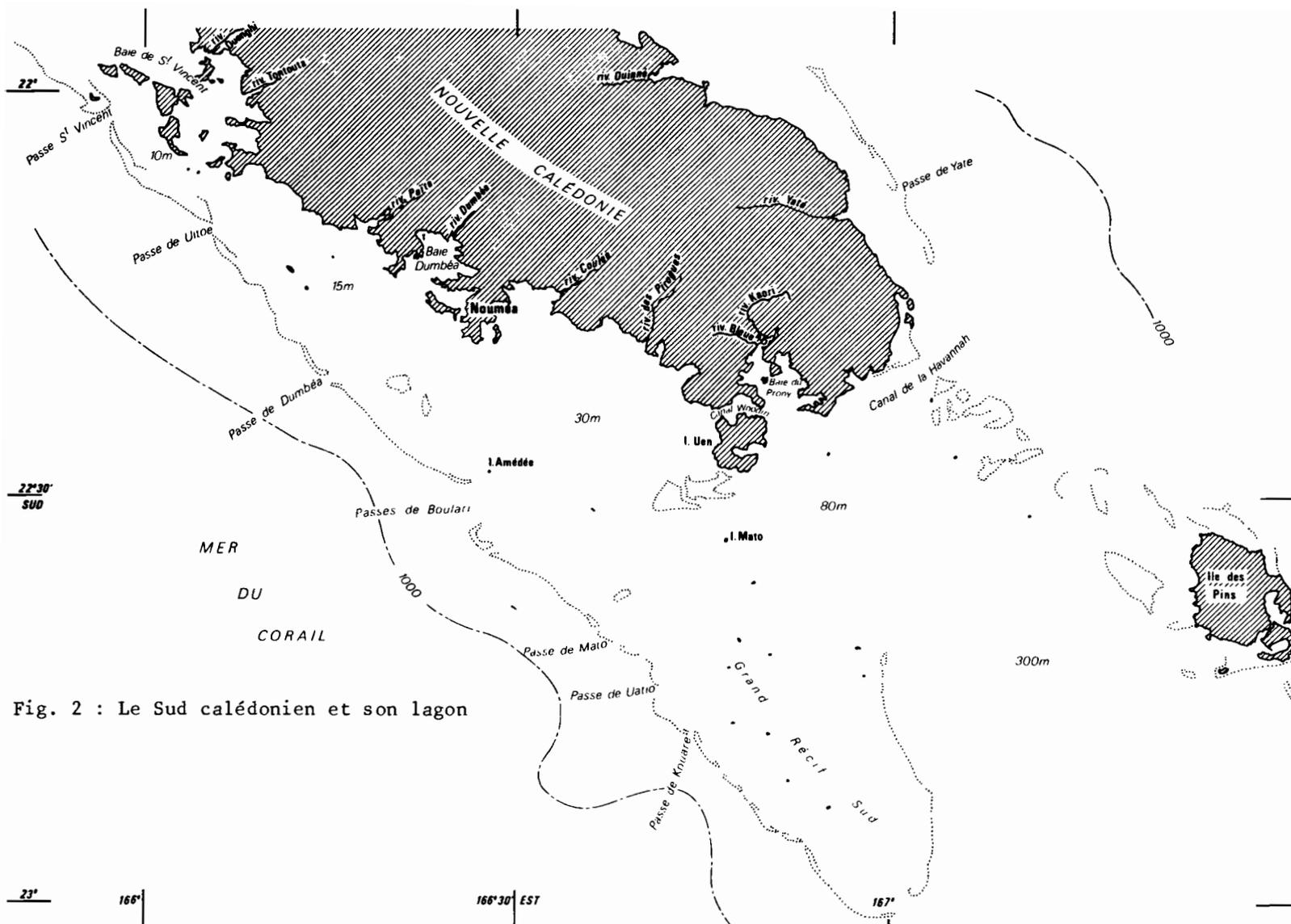


Fig. 2 : Le Sud calédonien et son lagon

De nos jours, le lagon atteint au droit de la presqu'île de Nouméa, une largeur de 20 kilomètres pour une profondeur moyenne de l'ordre de 20 mètres (fig. 2).

plus au sud, la distance s'accroît entre la côte et le récif barrière puisque celui-ci s'étire jusqu'à la latitude 23° sud où il s'incurve vers le nord selon l'ellipse classique des atolls coralliens : la distance entre la ligne de côte (Ile Ouen) et le cul de sac de grand récif est alors de 70 kilomètres. Ce récif barrière est constitué essentiellement de madrépores hexacoralliaires associés à des algues calcaires et son niveau moyen correspond à celui des basses mers de mortes-eaux ; il est entaillé par des passes, de profondeur, comprises entre 10 mètres et 50 mètres, qui correspondent aux embouchures des rivières de la période d'émersion, passes dont la pérennité prouve qu'elles constituent toujours les voies préférentielles de sortie des eaux lagunaires dessalées. La séquence évolutive plaine côtière-lagon a été clairement mise en évidence par LAUNAY (1972) qui a pu établir une carte bathymétrique précise du lagon entre l'exutoire de la rivière Dumbéa et la passe associée : cette carte révèle la présence d'un profond canyon (les isobathes passent brutalement de 25 à 50 mètres à l'ouest de l'île Signal) qui chemine dans le fond du lagon jusqu'à la passe et qui correspond au lit fossile de la rivière Dumbéa.

Les premières études géomorphologiques d'ensemble sur le lagon ont été effectuées par GUILCHER (1965) et sont actuellement reprises et complétées par un programme portant sur les écosystèmes récifaux et lagunaires du lagon sud (THOMASSIN, 1980). Des travaux récents concernent également la sédimentologie des fonds du lagon entre la baie de St-Vincent et la baie du Prony (DUGAS et DEBENAY, 1978, 1980, 1981 et 1982).

Sans entrer dans l'énumération, même partielle, des nombreux biotopes en place (cf. LABOUTE et MAGNIER, 1978), il faut signaler l'importance, au plan hydrologique, de la zone de mangrove à palétuviers qui occupe les fonds de baies et les embouchures de rivières et qui, outre son rôle de "nurserie" pour de très nombreuses espèces marines, constitue également un filtre très efficace retenant l'essentiel de la

charge solide des rivières en crue (TRESCASES, 1969). C'est une des raisons pour lesquelles les eaux lagunaires restent relativement claires et transparentes même le long de la ligne de côte.

De nombreux hauts fonds, récifs et îlots parsèment le lagon et rendent difficile le calcul de la profondeur moyenne. Celle-ci a été seulement évaluée à partir de la carte marine au 1/214.000 établie par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine dans la portion de lagon entre la baie et la passe St-Vincent jusqu'à la pointe de la presqu'île de Nouméa à la passe de Boulari, ce qui représente une superficie de 1 000 km².

L'hypsogramme ainsi obtenu (fig. 3) montre que près de 30 % de l'aire est occupé par les niveaux 10 à 20 mètres pour seulement 1 % entre 40 et 50 mètres.

La zone d'estran (0-3 mètres) battue par la marée et les houles, occupe 13 % de cette surface et la profondeur moyenne calculée à partir des 6 niveaux représentés est de l'ordre de 15 mètres. Une évaluation analogue effectuée pour la partie ouest de la baie côtière du Prony révèle une bathymétrie différente (fig. 4)

les niveaux 0-3 mètres et 40-50 mètres prédominent avec respectivement 21 et 25 % de l'aire totale, la profondeur moyenne étant de l'ordre de 28 mètres. Du fait de l'éparpillement des récifs coralliens, le lagon n'est navigable pour des navires à fort tirant d'eau que selon 3 axes principaux dûment balisés : Canal de la Havannah - Canal Woodin - Port de Nouméa ; Passe de Boulari (Phare Amédée) - Port de Nouméa ; Passe de Dumbéa) terminal pétrolier et quai de la Grande Rade.

A l'extérieur du récif barrière, dont la pente moyenne est de 60 %, la profondeur augmente très rapidement : la plaine abyssale océanique est à 3500 mètres de profondeur à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie et à 2000 mètres entre l'île et la chaîne des Loyauté. Les deux seules zones assimilables à un plateau continental sont constituées par les prolongements de la dorsale de l'île, au sud jusqu'à l'île des Pins, au nord jusqu'aux îles Surprise et le parallèle 19° sud.

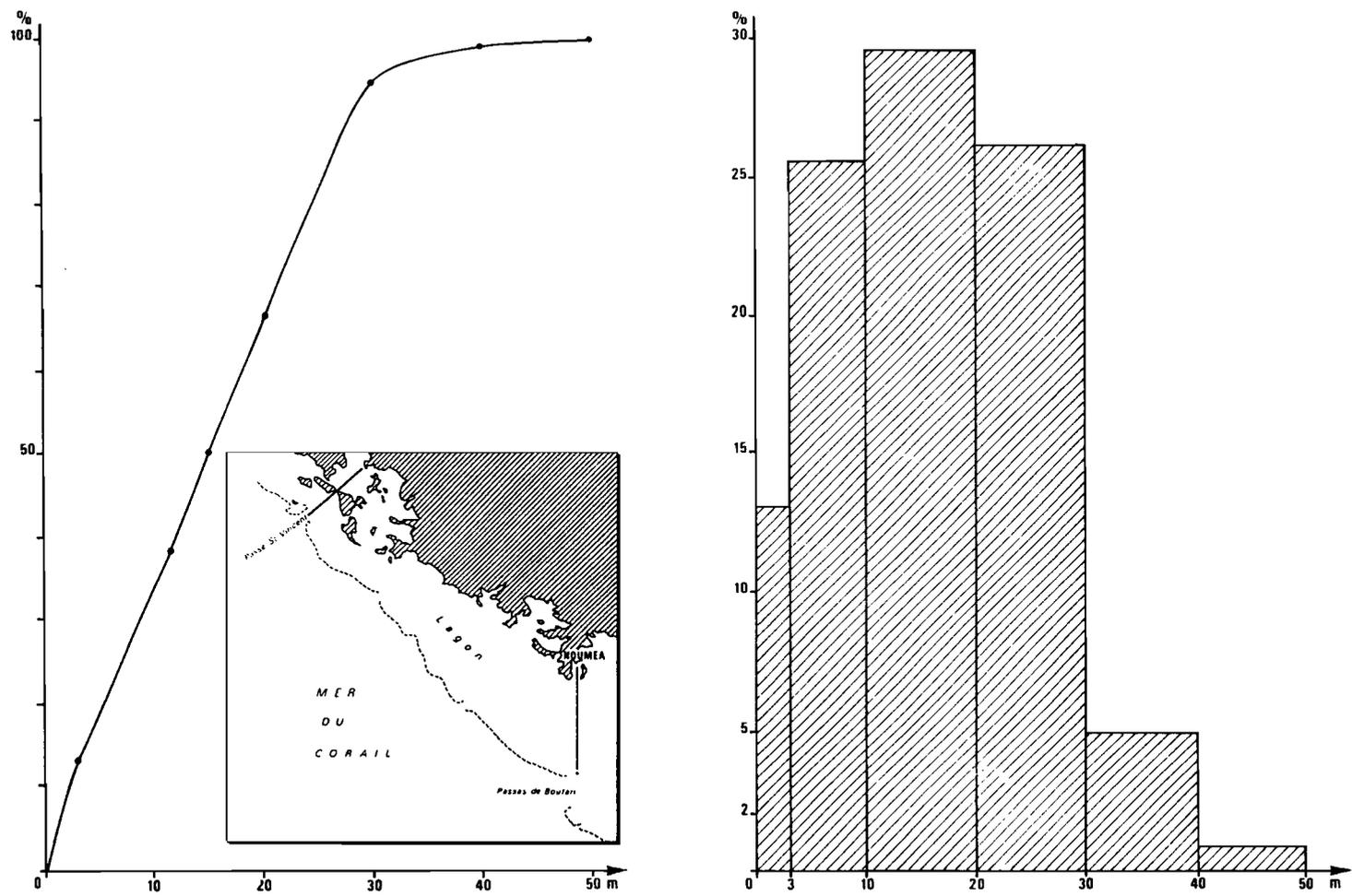


Fig. 3 : Hypsogramme des profondeurs du lagon Sud-Ouest (Passe de Boulari à Passe de St. Vincent)

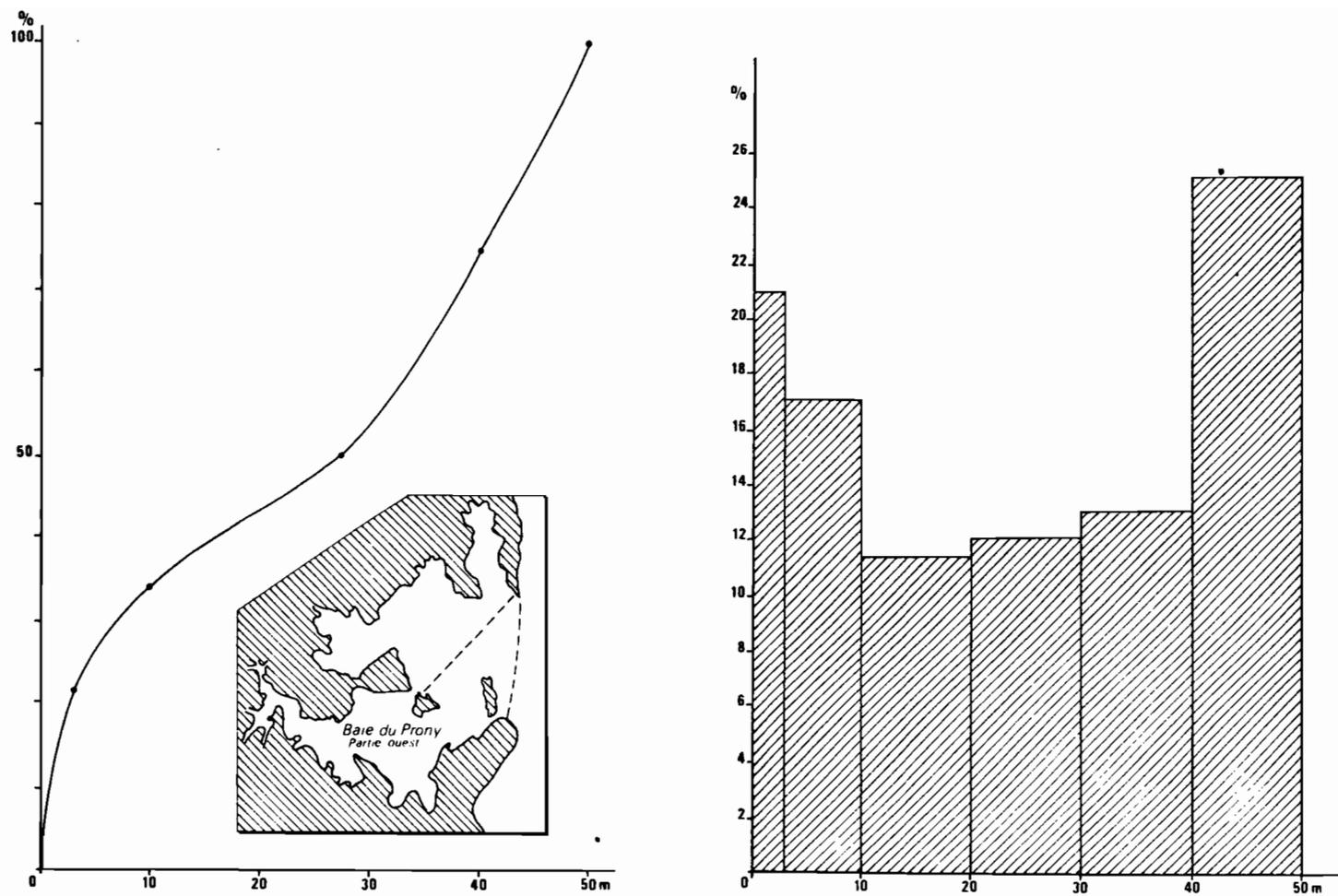


Fig. 4 : Hypsogramme des profondeurs de la baie Ouest de Prony (zone hachurée)

2°) Caractères climatologiques du sud calédonien

Constituée d'une étroite chaîne montagneuse, orientée selon l'axe 135° (nord-ouest-sud-est) entre les latitudes 20 et 23° sud, la Nouvelle-Calédonie est située juste au nord du tropique du Capricorne à la limite de la zone de balancement de la ceinture anti-cyclonique des hautes pressions subtropicales d'hiver austral (juillet à septembre). En été austral (décembre à mars), l'île est sous l'influence des basses pressions équatoriales et peut subir, outre des vents de secteur ouest, le passage des dépressions et cyclones tropicaux qui prennent naissance en Mer du Corail et au nord de l'arc Salomon - Nouvelles-Hébrides. Lorsque la ceinture dépressionnaire remonte vers l'équateur, l'île se trouve à nouveau dans la zone d'action maximale des alizés d'est - sud-est qui touchent la grande terre par la côte sud et y perdent une partie de leur charge en vapeur d'eau.

L'analyse globale des données météorologiques recueillies sur le Territoire* montre qu'à latitude égale, il existe une grande disparité entre les situations moyennes observées sur la côte est et sur la côte ouest qui ne sont distantes, en moyenne, que d'une cinquantaine de kilomètres. Cette dualité est due à la présence de la chaîne centrale qui se déploie du sud-est vers le nord-ouest sur près de 400 kilomètres, avec une altitude moyenne supérieure à 800 mètres et des sommets à 1700 mètres. Nous nous bornerons ici à présenter le contexte climatique de la frange côtière du sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie, i.e. la zone située entre la baie de St-Vincent et l'extrême pointe sud-est (passe de la Havannah).

a) Température : De sa proximité du tropique, le sud-ouest calédonien possède un climat tropical rafraîchi efficacement en hiver austral par les intrusions d'air froid du système dépressionnaire du sud, et tempéré en été par les alizés de sud-est, lorsque la zone de convergence des alizés se trouve au nord de l'île (GIOVANELLI, 1953).

* Par le Service de la Météorologie, Aviation Civile de Nouvelle-Calédonie
Rue V. Auriol - B.P. 151 - NOUMEA - Nouvelle-Calédonie

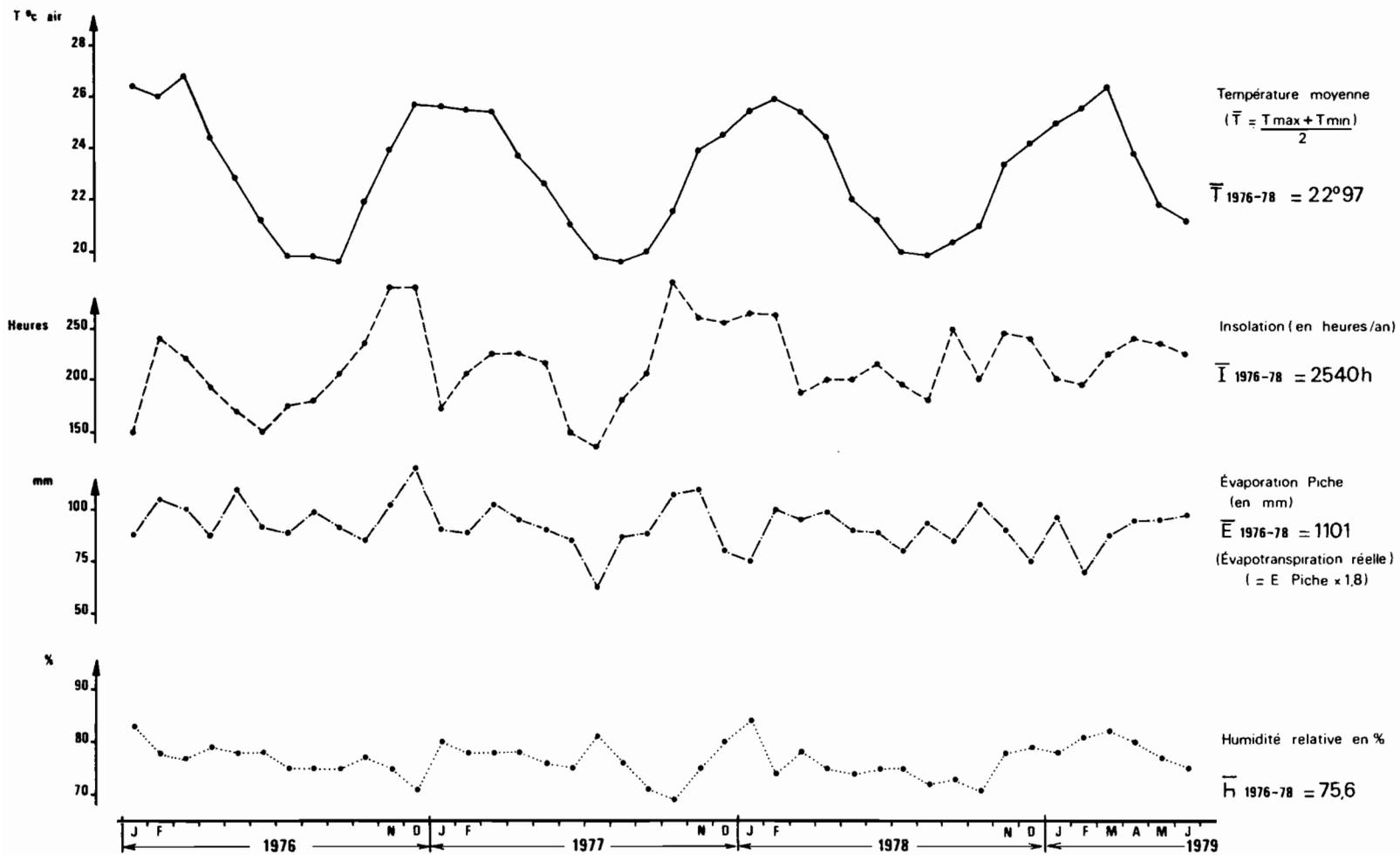


Fig. 5 : Données météorologiques annuelles à Nouméa de 1976 à 1979

La zone côtière, bien que séparée de la Mer du Corail par un lagon qui atteint 20 kilomètres de large devant Nouméa, bénéficie de la régulation thermique océanique, ce qui explique que les températures moyennes des mois les plus chauds (janvier à mars) ne dépassent pas $26^{\circ}5$ et les maximum à 14 H, 32° C. Il faut toutefois rappeler que le continent antarctique est le véritable pôle du froid de la planète, et que, en faisant abstraction de l'influence d'éventuels courants côtiers méridiens, les températures sont, à latitude comparable, plus basses dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord. En juillet et août, les moyennes hivernales de la température de l'air sont à Nouméa comprises entre 19° et 20° C (fig. 5).

mais des chiffres proches de 10° C peuvent être enregistrés au lever du soleil. L'écart moyen de la température de l'air entre l'hiver et l'été, atteint par ce fait plus de 6° C, ce qui est important pour une zone tropicale non continentale. Les moyennes annuelle thermiques pour les années 1976, 1977 et 1978, sont comprises entre $22^{\circ}75$ C et $23^{\circ}16$ C, niveau légèrement inférieur à la moyenne de la décennie précédente ($23^{\circ}29$ C).

Le climat en Nouvelle-Calédonie, et particulièrement dans la moitié sud-ouest de l'île, peut être ainsi considéré comme un climat tropical atténué (PEGUY, 1970).

b) Pluviosité : Pendant la période 1956-1975, la moyenne des précipitations à Nouméa s'est établie à 1020 mm/an, chiffre qui peut toutefois varier considérablement d'une année à l'autre. En 1976, la pluviosité coïncidait parfaitement avec la moyenne, mais avec seulement 764 mm de pluie, l'année 1977, révélait un déficit de près de 30 % (fig. 6).

Il n'y a pas au cours de l'année de période que l'on puisse qualifier "sensu stricto" de saison des pluies, mais les passages des dépressions et cyclones tropicaux d'été austral sont toujours accompagnés d'importantes chutes de pluie et pour cette raison, le mois de février possède le record absolu de pluviosité (MONIOD, 1966). Un deuxième maximum de précipitation est souvent enregistré en début d'hiver lorsque les dépressions tempérées créent de forts coups de vent de sud-ouest accompagnés de grains. Pour cette raison, le sud du Territoire est plus arrosé que le nord, et à la station de Ouenghi, située en baie de St-Vincent,

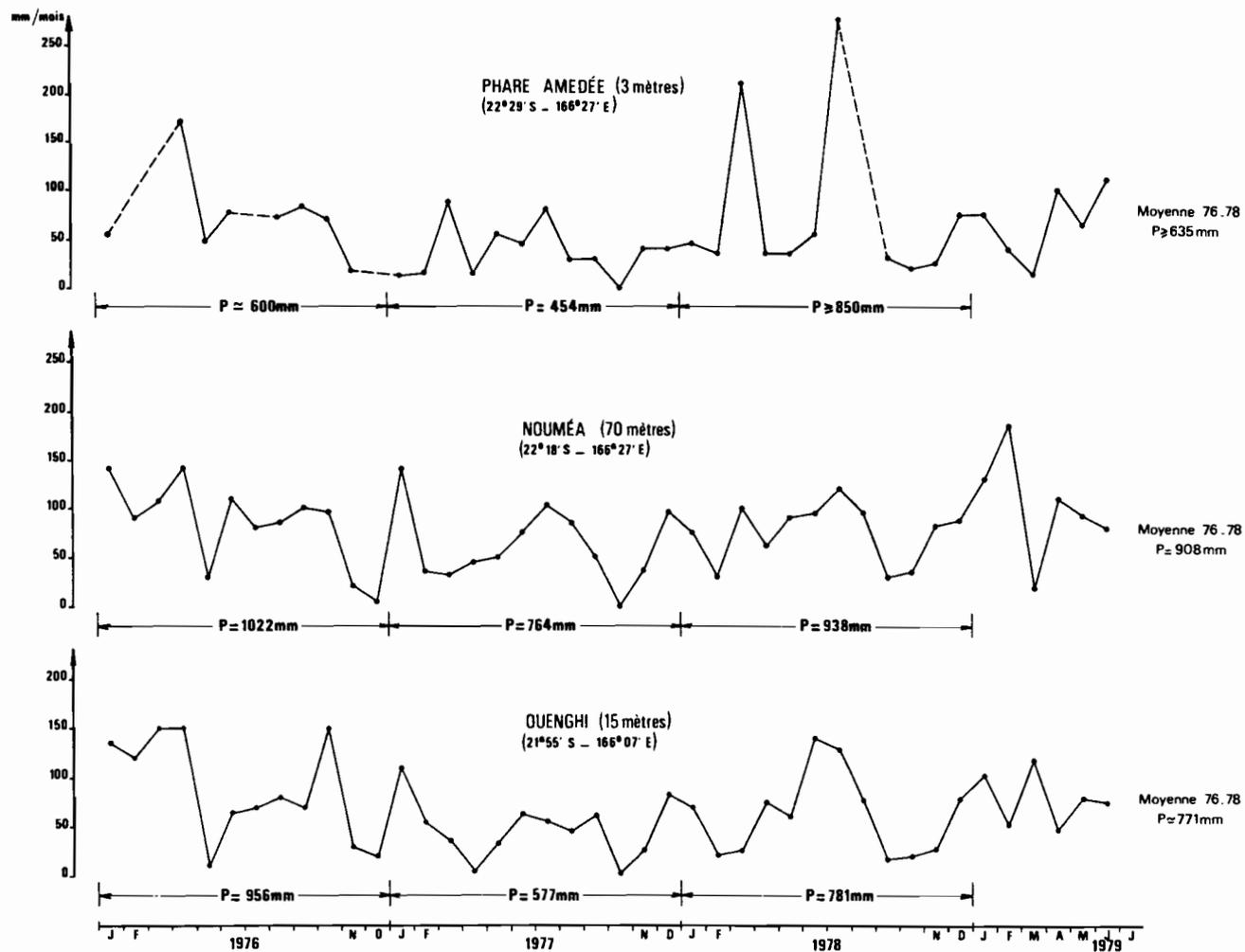


Fig. 6 : Précipitations mensuelles de 76 à 79

les précipitations sont plus faibles qu'à Nouméa avec une valeur moyenne annuelle inférieure à 800 mm. L'îlot du phare Amédée, situé sur le grand récif barrière à 20 kilomètres dans le sud de Nouméa, est dans une ambiance franchement océanique : les précipitations y sont significativement plus faibles qu'à la côte, avec un écart négatif de 200 à 300 mm/an; en revanche, la baie du Prony, qui, à 50 kilomètres dans le sud-est de Nouméa, indente profondément la Grande Rade, est en moyenne plus arrosée. La quantité réelle de pluie qui tombe sur le lagon sud-ouest se situe donc globalement entre la valeur du phare Amédée et celle de Prony et peut donc en première approximation être représentée par la hauteur des précipitations à Nouméa, hauteur toujours proche de celui de l'évaporation. Toutefois, le ruissellement à la côte et le débit des rivières augmentent fortement l'apport d'eau douce au milieu lagonaire côtier et le résultat final, exprimé par la différence entre la salinité du lagon et celle des eaux du proche large, peut aussi bien révéler un déficit hydrique qu'un excès.

A l'échelle océanique, de grandes incertitudes subsistent sur le niveau réel des précipitations à la surface de la mer, ainsi que d'une manière générale sur l'évaporation et les échanges de chaleur à l'interface mer-atmosphère. Toutefois, il paraît acquis (ROCHFORD, 1968) qu'au sud du parallèle 20° sud, et tout particulièrement dans le sud-ouest de la Nouvelle-Calédonie, l'évaporation l'emporte sur les précipitations (fig. 7) d'un chiffre moyen annuel supérieur à 0,5 m d'eau.

L'archipel du Vanuatu est au contraire dans une zone où l'excès des précipitations sur l'évaporation dépasse 1 m/an.

c) Régime des vents : Les alizés d'est à sud-est constituent le régime dominant avec une fréquence annuelle de l'ordre de 70 %. Ce sont des vents assez réguliers qui en zone côtière ont une intensité minimale la nuit et une force maximale vers 14 H. Les moyennes annuelles donnent pour Nouméa des vents de l'ordre de 4,5 m/s à 2 H et de 7 m/s à 14 H. Les alizés peuvent souffler en toute saison, mais se renforcent généralement au début et en fin de saison chaude et dépassent alors fréquemment 10 m/s l'après-midi avec des pointes à plus de 15 m/s. En saison

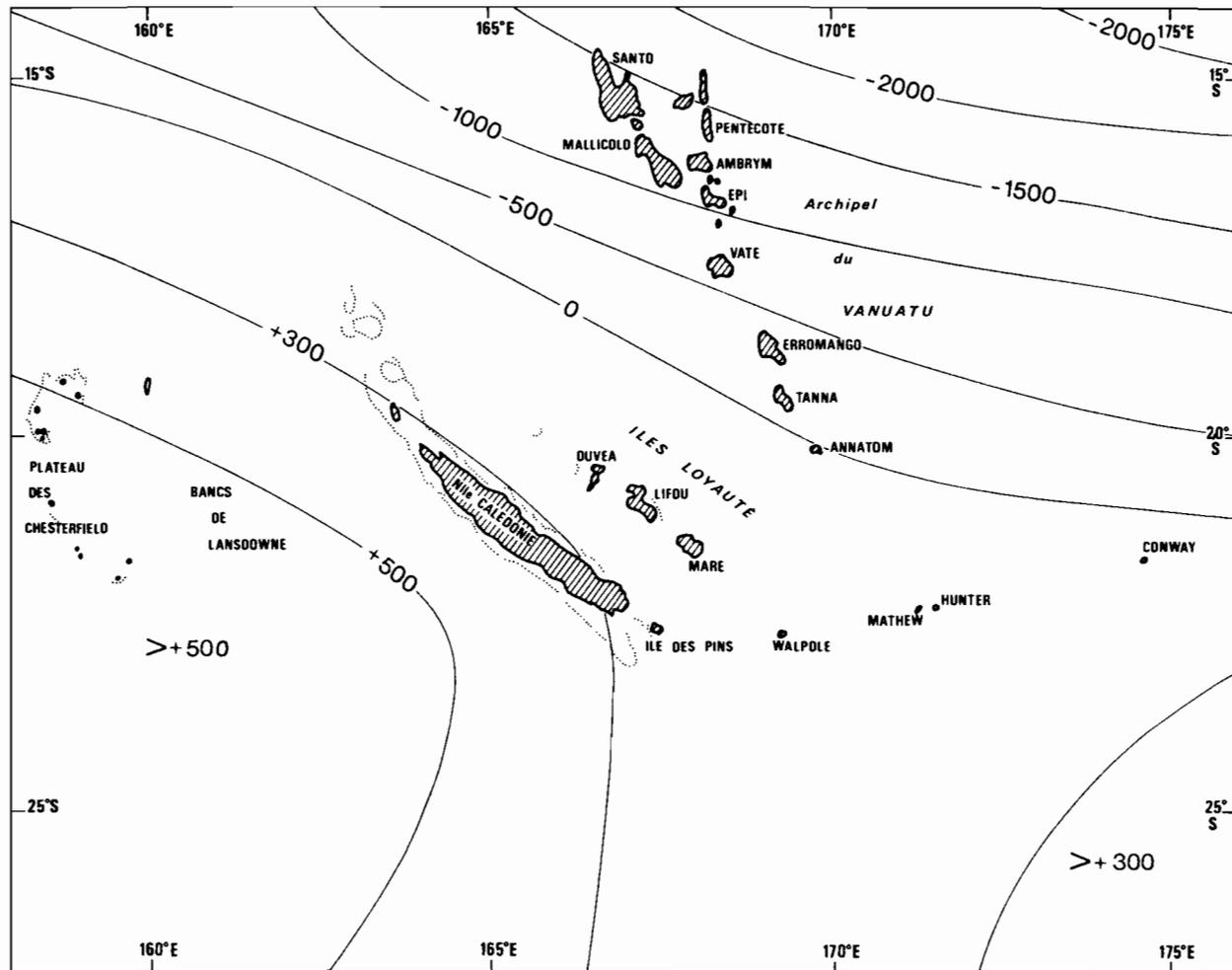


Fig. 7 : Evaporation - précipitations (E-P) moyenne annuelle en mm d'après Rochford

froide, le régime subit des perturbations dues à l'intrusion d'air néo-polaire en provenance des hautes latitudes australes et des coups de vent du secteur ouest peuvent dépasser 20 m/s pendant un court laps de temps. Leur fréquence annuelle moyenne est comprise entre 10 et 15 %.

La représentation par secteur confirme la remarquable constance dans la direction sud-est des alizés puisque seulement 7 à 10 % de ces vents proviennent du nord-est ; ce régime transitoire est principalement noté avant 10 H du matin, puis l'alizé subit une rotation au sud-est tout en se renforçant. A Nouméa, le nombre de jours où la vitesse maximale quotidienne est égale ou supérieure à 10 m/s est en moyenne de 275/an ; pour 16 m/s, 75 jours/an ; pour 21 m/s, 15 jours/an et pour 25 m/s, 8 jours/an.

L'année 1976, a été moins ventée que 1977 où la moyenne du mois de mars à 14 H dépasse 9 m/s, chiffre également enregistré en janvier 1979. En revanche, mai-juin 1977 et juin-juillet 1978, ont des moyennes à 14 H inférieures à 6 m/s, ce qui est la limite supérieure des petites brises. Les vents à 02 H sont presque toujours corrélés à ceux de 14 H avec un décalage moyen de 2,5 m/s : ils perdent donc en moyenne 36 % de leur force pendant la nuit (fig. 8a).

Les vents d'ouest ont représenté en 1976 15 % de l'ensemble contre 13 % en 1977 et 17 % en 1978. Ils n'ont pas dépassé en 1977 les 8 m/s et sont donc restés dans la gamme des jolies brises. La rose des vents (fig. 8b) révèle également un régime moyen de nord-nord-ouest de l'ordre de 5 % ; ces vents constituent pour la presque île de Nouméa et le lagon des vents de terre qui s'établissent un peu avant le lever du soleil lorsque le refroidissement de la chaîne centrale est maximal ; ils soufflent surtout aux changements de saison et abaissent sensiblement les températures matinales de l'air et de la frange côtière des eaux lagonaires.

Les calmes plats et les brises très légères représentent 6 à 9 % du total, ce qui est peu pour une zone tropicale. Par comparaison, l'île de Vaté au Vanuatu qui est située sur le parallèle 17°40 sud, a pendant plus d'un tiers de l'année des vent inférieurs à 2 m/s et moins

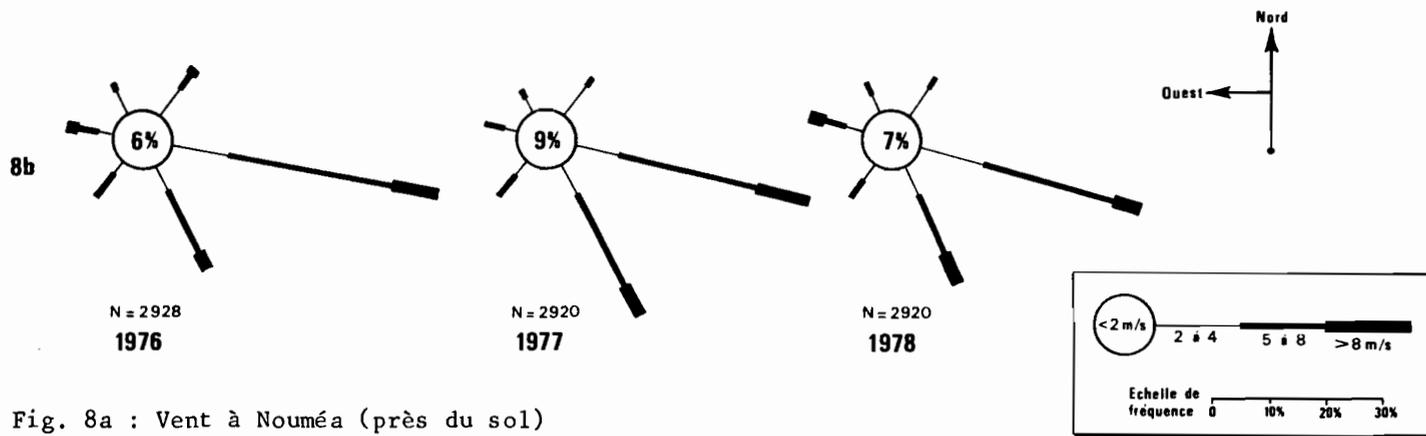
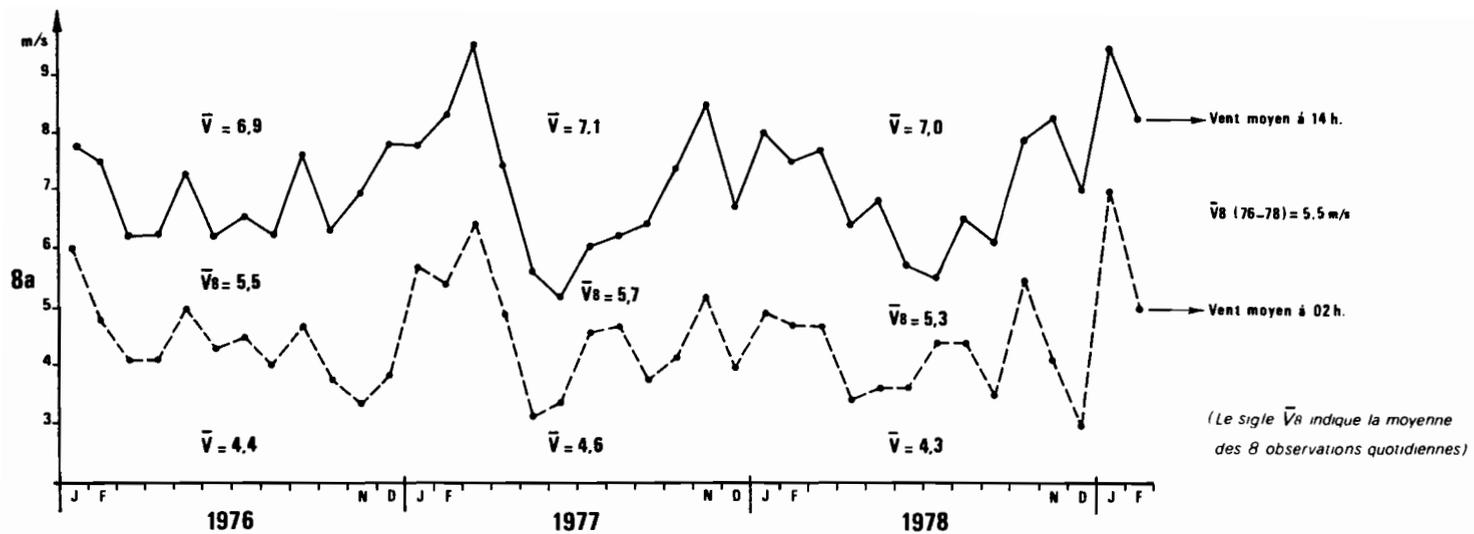


Fig. 8a : Vent à Nouméa (près du sol)

Fig. 8b : Fréquences des vitesses et directions (N = Nombre d'observations)

de 15 % de vents moyens supérieurs à 6 m/s. Cet archipel se trouve en effet pendant l'été austral dans la zone de convergence intertropicale entre les alizés de nord-est et les alizés de sud-est, zone caractérisée par des calmes plats et de fortes précipitations.

La partie sud-est de la Nouvelle-Calédonie est en revanche bien ventilée et soumise à un climat de type tropical sec semi-chaud, ce climat serait même considéré comme idéal sans les dépressions et cyclones tropicaux qui l'affectent pendant la saison chaude et qui proviennent du secteur nord-ouest à nord-est.

d) Dépressions et cyclones tropicaux : Entre décembre et mars, les eaux de surface du pacifique tropical sud-ouest et du nord de la Mer du Corail atteignent au nord de 15° sud leurs températures maximales, comprises entre 28° C et 31° C, et cette quantité de chaleur tend à être évacuée par les basses couches de l'atmosphère où se déclenchent des mouvements convectifs et tourbillonnaires (DONGUY et al., 1979). Ceux-ci s'ordonnent autour d'un centre de basse pression dont le sens de rotation dans l'hémisphère sud est celui des aiguilles d'une montre. Pendant son déplacement, au-dessus de l'océan, ce système dépressionnaire peut continuer à recevoir de l'énergie et sera appelé cyclone lorsque les vents moyens qu'il engendre, dépasseront 33 m/s (64 noeuds) ; la pression barométrique dans "l'oeil" peut alors descendre au-dessous de 950 millibars et la masse nuageuse associée dépasser 1000 kilomètres de diamètre. Après une trajectoire généralement erratique, le système dépressionnaire se comble lentement en gagnant en latitude sud : c'est donc un mécanisme très actif de transport de chaleur de la zone intertropicale vers la zone tempérée (GIOVANELLI, 1952).

Les importantes précipitations et les vents violents qui accompagnent le passage des dépressions sont particulièrement ressenties par le milieu marin : levées de fortes houles, baisse de la salinité, perturbation importante du champ de courant, etc.... En milieu lagonaire, on notera surtout une forte augmentation de la turbidité par remise en suspension des sédiments du fond, et des marnages exceptionnellement élevés. Chaque année, pendant le premier semestre, une dizaine de dépressions tropicales se succèdent dans un rayon de 1000 kilomètres au-

tour de la Nouvelle-Calédonie, mais seul le passage direct du centre de la dépression sur la Grande Terre ou à proximité immédiate déclenche le stade de forte tempête. Ceci se produit en moyenne 1 à 2 fois par an avec des dégâts qui peuvent être localement très importants sur les cultures, les habitations et les bateaux. De nos jours, une prévision à 72 heures est assurée grâce aux données transmises par les stations automatiques installées sur les îles Chesterfield et Surprise ; l'imagerie satellitaire apporte également une aide précieuse et gagne en qualité et en fiabilité avec les satellites géostationnaires japonais, américain et bientôt européen calés au-dessus du Pacifique.

La figure 9 donne la trajectoire des dépressions ayant directement intéressé la Nouvelle-Calédonie depuis 1976 et révèle un passage préférentiel entre la Nouvelle-Calédonie et l'archipel du Vanuatu. Pendant nos missions périodiques avec le N.O. VAUBAN, la partie sud-ouest s'est trouvée plusieurs fois sur la trajectoire de cyclones, ce qui a permis d'intéressantes observations sur la mise en suspension des sédiments et sur la vitesse d'homogénéisation des différentes couches d'eau.

e) Autres paramètres météorologiques : L'insolation moyenne à Nouméa, mesurée avec un héliographe CAMPBELL, s'établit pour la période 1960 - 1975 à 2475 heures/an (fig. 5b). Comparé à ce chiffre, les années 1976 à 1978 sont légèrement plus ensoleillées avec une prédominance des mois d'octobre, novembre et décembre, où le soleil a brillé en moyenne plus de 250 heures/mois. En été, les anomalies négatives importantes sont dues à l'épaisse couverture nuageuse qui accompagne les dépressions et, en début d'hiver, le niveau de l'insolation peut chuter à 150 heures/mois.

L'évaporation moyenne à Nouméa pour la période 1951-1975 est de 1350 mm/an, ce qui constitue un niveau légèrement supérieur à celui des précipitations. On sait toutefois que les résultats fournis par l'évaporomètre PICHE ne prennent pas en compte la totalité des processus d'évapotranspiration et qu'il y a lieu de les majorer d'un facteur compris entre 1,6 et 1,9 pour exprimer l'évaporation réelle (PENMAN, 1948). Il s'ensuit que l'écart évaporation réelle - précipitation est plus important et pourrait représenter un déficit en eau supérieur à une cin-

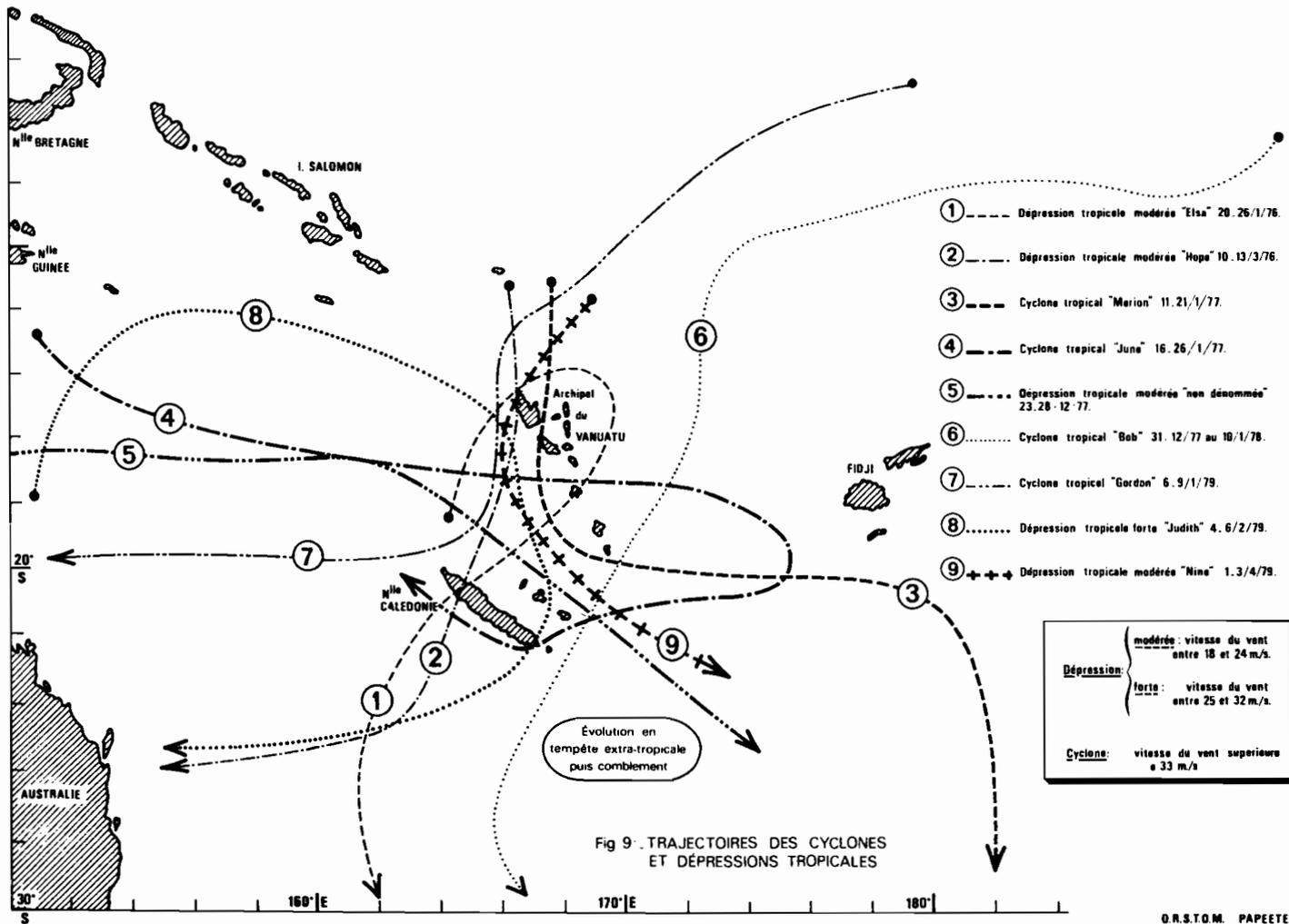


Fig. 9a : Trajectoires des cyclones et dépressions tropicales

quantaine de centimètres/an, chiffre équivalent à ceux fournis pour cette zone océanique du Pacifique sud par DIETRICH et HALLE (1957) et JACOB (1951). Plus près de la chaîne centrale, le bilan évaporation-précipitation devient franchement négatif à cause des précipitations orographiques ; tout au long de la côte est, plus exposée aux alizés dominants, les précipitations l'emportent alors très largement sur l'évaporation, avec un excédent pouvant atteindre 2 mètres. Entre 1976 et 1979, l'évaporation PICHE à Nouméa a lentement diminué, passant de 1138 mm à 1070 mm, soit un déficit de 20 % par rapport à la moyenne des 2 décennies précédentes (fig. 5c). Ce résultat peut sembler curieux, puisque dans le même temps l'insolation était supérieure à la moyenne. Toutefois les chiffres exprimant l'humidité relative sont eux aussi supérieurs à la moyenne 1951-1975 (fig. 5d) et indiquent une augmentation locale de l'effet de serre qui tend évidemment à freiner l'évaporation.

Le tableau I présente, pour les 7 paramètres considérés, le rapport entre la valeur annuelle et la valeur moyenne sur la période indiquée.

Paramètres	Années		1976		1977		1978	
	Moyenne	Rapport	Moyenne	Rapport	Moyenne	Rapport	Moyenne	Rapport
Température moyenne (° C) (1965/1978) = 23°29	23°16	0,994	22°75	0,977	23°01	0,987		
Précipitations (mm d'eau) Moyenne (1956/1975) = 1020	1022	1,002	764	0,749	938	0,920		
Vent (m/s) Moyenne (1951/1975) des 8 observations quotidiennes = 5,1	5,5	1,078	5,7	1,118	5,4	1,059		
Insolation (heures) Moyenne (1951/1975) = 2475	2486	1,004	2508	1,013	2626	1,061		
Evaporation (mm d'eau) Moyenne (1951/1975) = 1350	1138	0,839	1095	0,811	1070	0,793		
Humidité relative (%) Moyenne (1951/1975) = 74,5	76,1	1,021	75,9	1,019	74,9	1,016		
Pression atmosphérique (mb) Moyenne (1951/1975) = 1013,1	1012,4		1013,5		1013,2			

Tableau I : Données climatologiques à Nouméa

Les années 1976 à 1978 forment donc un ensemble homogène avec une même tendance significative par rapport à la moyenne de la ou des deux décennies précédentes. Si on regroupe l'ensemble des données, on

et une moindre dépendance vis-à-vis des basses pressions équatoriales ; il en ressort ainsi que la zone de convergence des alizés s'est peu déplacée au sud de sa position estivale moyenne (10 à 15° sud) et n'a atteint que très passagèrement le sud du territoire ; l'humidité relative aurait donc dû être plus faible, or elle est également un peu plus forte. Il y a là une contradiction apparente qui peut refléter une incertitude au niveau des mesures mais aussi être plus probablement une conséquence de l'ambiance marine où se trouvent les stations météorologiques ; plus le vent force, plus il transporte d'embruns et d'aérosols marins sur la bande côtière et ceux-ci auront tendance à augmenter localement l'humidité et à freiner les processus d'évaporation ; l'influence des embruns marins apparaît nettement dans les dosages anioniques de la rivière Dumbéa (TRESCASES, 1975) : les teneurs en chlorure y atteignent 6 à 8 mg/l, même dans la partie haute de la vallée.

II. L'ENVIRONNEMENT OCEANIQUE

1°) La marée et les houles

Dans la province marine néo-calédonienne, la marée océanique est de type semi-diurne à inégalité diurne : l'intervalle de temps entre 2 pleines mers consécutives est en moyenne de 12 H 25, ce décalage de 25 minutes entraînant une inversion de l'état de la marée approximativement au bout d'une semaine. L'annuaire des marées du Service Hydrologique et Océanographique de la Marine indique que le niveau moyen à Nouméa est de 0,96 m, "le zéro commun de l'annuaire et des cartes se trouvant à 3,641 m au-dessous de la cheville en laiton scellée sur l'extrémité de la Nouvelle Jetée".

En marées de vives eaux, les pleines et basses mers peuvent être respectivement à 1,6 mètres et 0,1 mètre ; en marée de mortes eaux, les chiffres correspondants indiquent une fluctuation entre 1,1 mètres et 0,8 mètres. Ces indications ne sont toutefois valables que dans des conditions atmosphériques normales, pour une pression barométrique de 1013 mb et en l'absence de vent : une baisse de pression de 10 mb entraîne, en effet, une élévation du niveau de l'eau de l'ordre de 10 cm ; de plus les vents dominants de sud-est ont tendance à favoriser le remplissage du lagon en période de flot et à s'y opposer au jusant. Bien que les paramètres contrôlant la genèse de l'onde de marée soient très mal connus dans cette zone et que l'on ne possède aucune indication précise sur le nombre et la position des points amphidromiques autour de la Nouvelle-Calédonie, il est toutefois admis (JARRIGE et al., 1975) que l'onde de marée arrive par le sud-est et touche en premier lieu l'île des Pins. Cette onde subit après sa pénétration dans le lagon un freinage et un amortissement qui dépendent des caractéristiques topogra-

phiques : dans les baies fermées l'heure réelle de marée haute peut ainsi présenter un retard supérieur à 1 heure par rapport à ce qu'elle est dans le lagon limitrophe. Les conséquences sur la circulation lagonaire des interactions entre la propagation de l'onde de marée et le champ de vent local seront étudiées au chapitre III, traitant de la dynamique du lagon.

Outre la marée, la surface lagonaire subit des déformations dues aux houles dont plusieurs types d'origine océanique peuvent atteindre le lagon. La houle la plus courante est créée par les alizés d'est et se propage d'est en ouest ; par alizé bien établi cette houle possède au large une amplitude de 2 à 4 mètres et une période de 6 à 8 secondes, la probabilité d'occurrence d'une amplitude supérieure à 3 mètres étant de l'ordre de 90 jours par an.

Un autre type de houle, surtout ressentie pendant l'hiver austral, est engendré par les dépressions tempérées des hautes latitudes sud. Cette houle provient du secteur sud à ouest et son amplitude peut atteindre 4 à 5 mètres pour une période double de la précédente.

A leur arrivée sur le grand récif barrière, ces trains de houle déferlent et sont amortis et filtrés avec une intensité qui dépend en premier lieu du marnage et de l'angle d'attaque de l'onde sur le récif.

Il en résulte qu'en dehors des périodes de marées hautes de vives eaux et hors des zones de passes, les houles océaniques sont pratiquement neutralisées et sont rarement décelables dans le lagon. Le champ de vent local peut en revanche lever dans les parties dégagées du lagon une houle de courte période dont l'amplitude croît avec la force du vent et le fetch. On admet (THURMAN, 1978) que pour un fetch de 25 km, un vent de 12 noeuds lèvera une houle stationnaire au bout de 3 heures ; dans ces conditions, les caractéristiques de la houle seront : période 3 secondes, hauteur moyenne 0,5 mètre avec 10 % de creux supérieurs à 0,8 mètre. L'alizé modéré à fort (15 à 25 noeuds) crée ainsi dans le lagon sud-ouest une houle à crête déferlante de 1 à 2 mètres de creux pour une période de 3 à 6 secondes.

Ces houles ont sur les récifs coralliens une action mécanique intense et contribuent efficacement au renouvellement de l'eau des zones d'estran et de mangroves. Lorsque le vent vient du secteur ouest et atteint le stade du coup de vent (vitesse supérieure à 30 noeuds) les édifices coralliens, habituellement protégés, sont alors durement éprouvés et la topographie des bancs de sables et banquettes sédimentaires peut subir de spectaculaires réarrangements. Une étude du B.C.E.O.M. (1972) dans la Grande Rade de Nouméa indique que la levée de houle y atteint 1 mètre lorsque les vents de nord-ouest dépassent 25 noeuds. Par vent cyclonique (échelle Beaufort > 10) la surface du lagon devient chaotique et striée de traînées d'écume.

Les ondes de très longues périodes, tsunamis ou raz-de-marées qui peuvent prendre naissance dans les zones de fracture du Pacifique (arc hébridais, Japon, Kouriles, Amérique du sud), sont également efficacement amorties par le complexe récifo-lagonaire et n'ont pas entraîné, depuis le début du siècle, de surélévation à la côte supérieure à quelques dizaines de centimètres.

2°) Nature et circulation des eaux péricalédoniennes

L'île de Nouvelle-Calédonie est toute entière incluse dans la Mer du Corail dont la frontière orientale suit l'arc hébridais puis tangente le sud de l'île des Pins en direction de l'île lord Howe (32° sud) ; la Mer du Corail est donc largement ouverte aux grands courants océaniques du Pacifique Central et sud-ouest et ne constitue donc pas, au point de vue hydrologique, un système réellement séparé du système sud Pacifique. Pour cette raison, il n'existe pas, au point de vue dynamique et hydrologique, de nomenclature particulière à cette zone, les masses d'eaux et les grands courants géostrophiques conservant leurs appellations classiques définies par SVERDRUP et al., (1942) et reprises et précisées par ROCHFORD (1968) et ROSTCHI et LEMASSON (1967).

Pour des raisons de proximité géographique évidente, de nombreuses publications néo-zélandaises et australiennes ont paru sur cette zone marine, qui a également bénéficié d'un important effort de recherches mené depuis Nouméa à partir des années 1960, avec les navires

océanographiques ORSOM III (1958-1965), CORIOLIS (depuis 1966), VAUBAN (depuis 1977). La zone frontière entre la Mer du Corail et le Pacifique ouest, le long du méridien 170° Est, a, en particulier, été étudiée de façon détaillée par les océanographes du Centre ORSTOM de Nouméa, l'essentiel des données et de la bibliographie étant réunis dans une monographie parue en 1972 (ROSTCHI et al.).

L'étude des couches supérieures de la Mer du Corail a fait l'objet des campagnes "GORGONE" du N.O. CORIOLIS en 1972, 1975 et 1977, campagnes qui ont permis de décrire les structures hydrologiques en période d'alizés dominants (ROUGERIE et DONGUY, 1975) ou en fin de mousson d'été austral (ROUGERIE et HENIN, 1977). Un colloque tripartite s'est tenu à Nouméa en août 1977 (Groupe Régional d'Océanographie du sud-ouest Pacifique), afin que les participants anglo-saxons et français puissent confronter les connaissances acquises en une décennie sur cette mer (ANONYME, 1977). Les recherches entreprises depuis cette date autour de la Nouvelle-Calédonie (Programme CIRCAL et HYDROTHON) portent essentiellement sur la mesure directe du champ de courants (HENIN, 1982) et sur la mise en évidence des structures thermiques contrastées, fronts et convergences (JARRIGE et al., 1979).

L'étude hydroclimatique globale du Pacifique sud, menée à partir de Nouméa depuis 1970, fournit également de nombreuses indications sur les fluctuations thermohalines annuelles de la couche de surface (DONGUY et HENIN, 1975a ; DONGUY et HENIN, 1978) selon les axes Nouméa-Japon, Nouméa-Tahiti.

Enfin, une synthèse des propriétés physiques et hydrologiques des eaux de l'ouest de la Mer du Corail est parue en 1977 (PICKARD et al.), et constitue à ce jour l'ouvrage le mieux documenté sur cette zone, puisque reposant sur l'essentiel des données néo-zélandaises, australiennes et françaises.

a) Structure hydrologique verticale : Les eaux en contact avec le récif barrière ont fait l'objet à chaque mission du VAUBAN, en 1977 et 1978, d'une investigation appropriée au large des passes de Boulari et de St-Vincent, afin d'établir la référence océanique des mesures faites dans le même temps à l'intérieur du lagon.

Les résultats de ces stations océaniques (stations B₄ et D₄) sont regroupés dans la figure 10 et permettent de mettre en évidence plusieurs types d'eau :

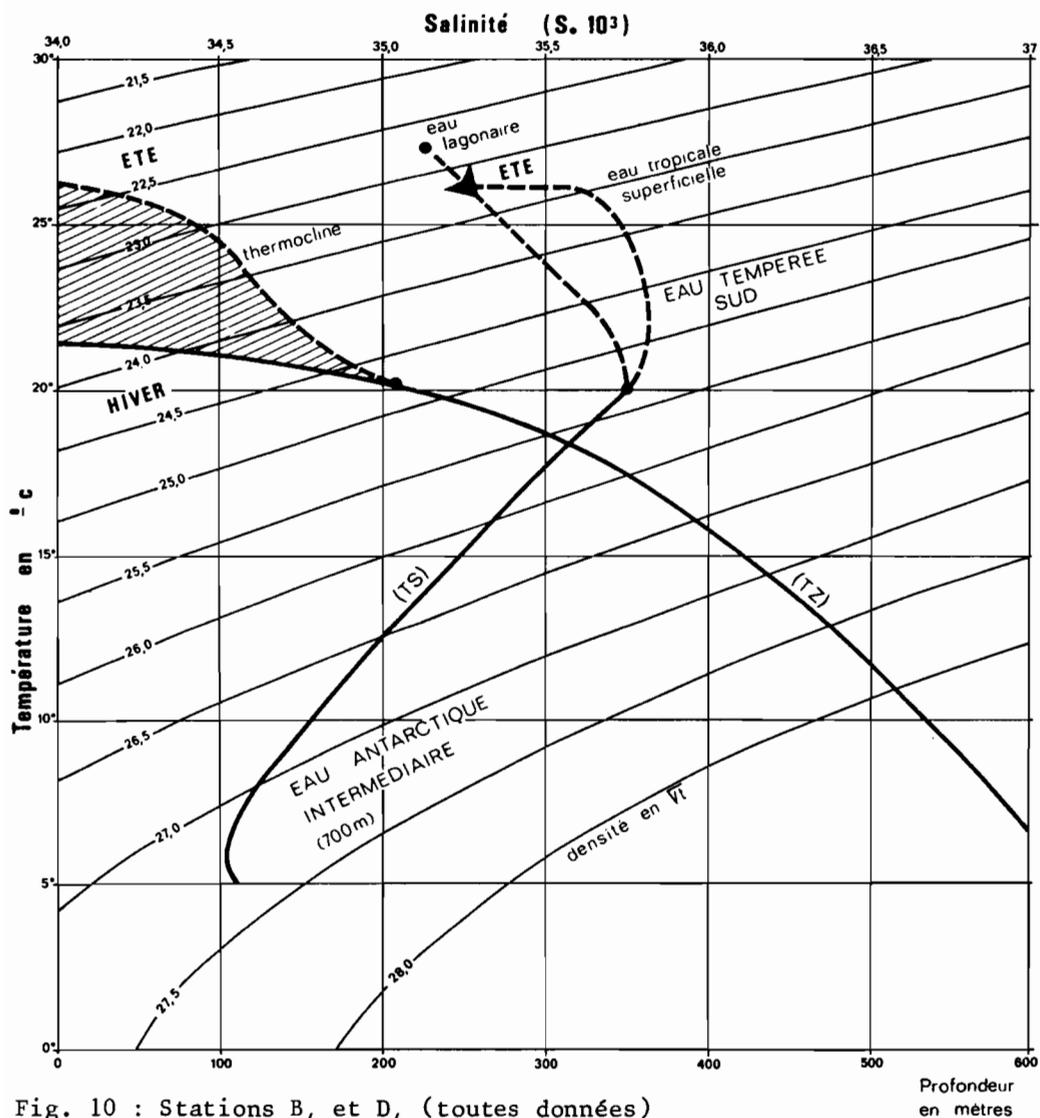


Fig. 10 : Stations B₄ et D₄ (toutes données)

Structure thermohaline verticale moyenne

. En subsurface, vers 150 mètres de profondeur, une eau de salinité maximale (35,6 à 35,8 ‰) formée en surface à la frontière Mer du Corail/Mer de Tasman (Eau Tempérée Salée), dans une zone aride où l'évaporation l'emporte sur les précipitations ; cette eau se déplace donc vers le nord et est progressivement recouverte en été par des eaux

tropicales, plus chaudes et moins salées. Pendant l'hiver, les 2 types d'eau tendent à se mélanger.

. Plus profondément, vers 600 mètres, une eau de salinité minimale (34,5 ‰) appelée Eau Antarctique Intermédiaire après sa plongée au niveau de la convergence antarctique (60° sud) ; cette eau se déplace vers l'équateur et atteint l'hémisphère nord.

La couche 0-100 mètres n'est pas occupée par une eau type et ses caractéristiques thermohalines reflètent les diverses interactions hydroclimatiques entre les troposphères marines et atmosphériques. Cette couche est en hiver austral (août) quasi-isotherme ($T = 20,5 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$) et isohaline ($S = 35,6 \pm 0,1 \text{ ‰}$), puis se réchauffe jusqu'en février-mars, époque où la stratification devient maximale. La salinité en surface peut alors s'abaisser jusqu'à 35,2 ‰ (eau tropicale peu salée) et une pycnocline saisonnière de faible puissance apparaît entre 50 et 100 mètres de profondeur.

De plus, une différence très significative existe entre les caractéristiques thermohalines des eaux superficielles de part et d'autre de la dorsale calédonienne (fig. 11a et 11b) : les eaux baignant la côte est ont toujours, par rapport à celles présentes au large du lagon ouest, une température plus élevée de 1,5 à 2° C et une salinité inférieure de 0,3 à 0,5 ‰, et donc comprise entre 35,0 et 35,5 ‰ ; ceci révèle l'influence au sein du courant des Loyauté d'une eau issue de la mer des Salomon, où le bilan évaporation - précipitations est supérieur à -1 m/an.

Sur le long terme, les variations de la salinité des eaux de surface du sud calédonien s'inscrivent entre 35,0 et 36,0 ‰ ; une comparaison des moyennes trimestrielles de la salinité et de la pluie au phare Amédée, îlot corallien situé sur une excroissance du grand récif barrière, permet de mettre en évidence l'influence du micro-climat local : les grosses pluies d'été qui accompagnent les dépressions et cyclones abaissent notablement la salinité de surface : inversement les plus fortes valeurs de la salinité sont notées pendant le 4ème trimestre, où la saison sèche et le renforcement des alizés accroissent l'évaporation.

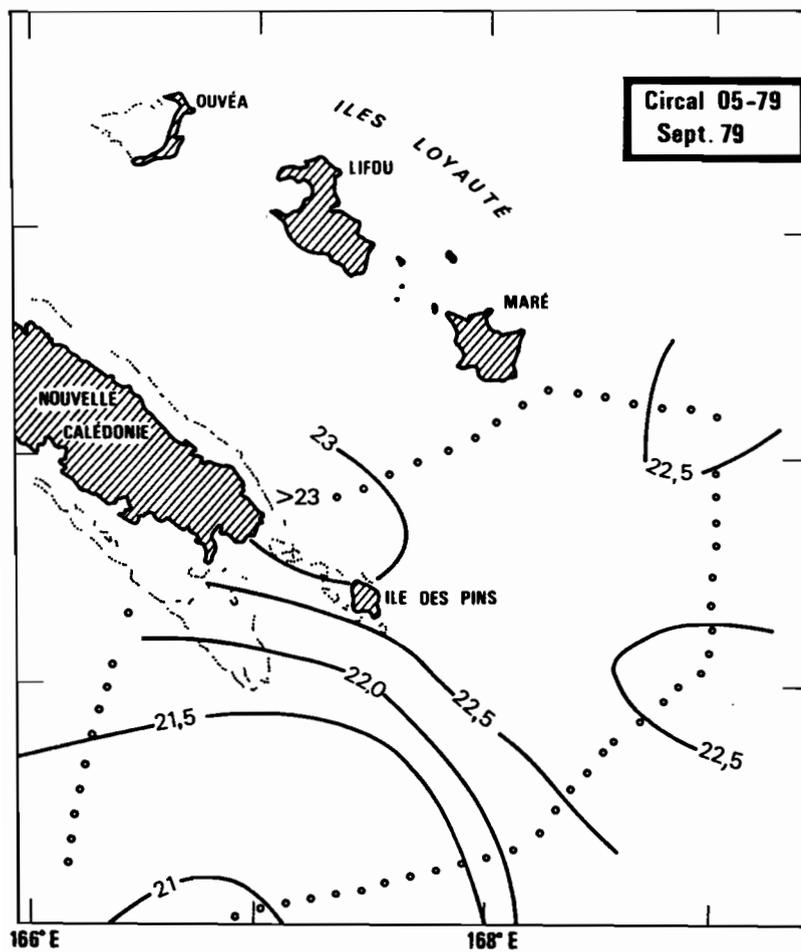


Fig. 11a : Température de la couche de surface

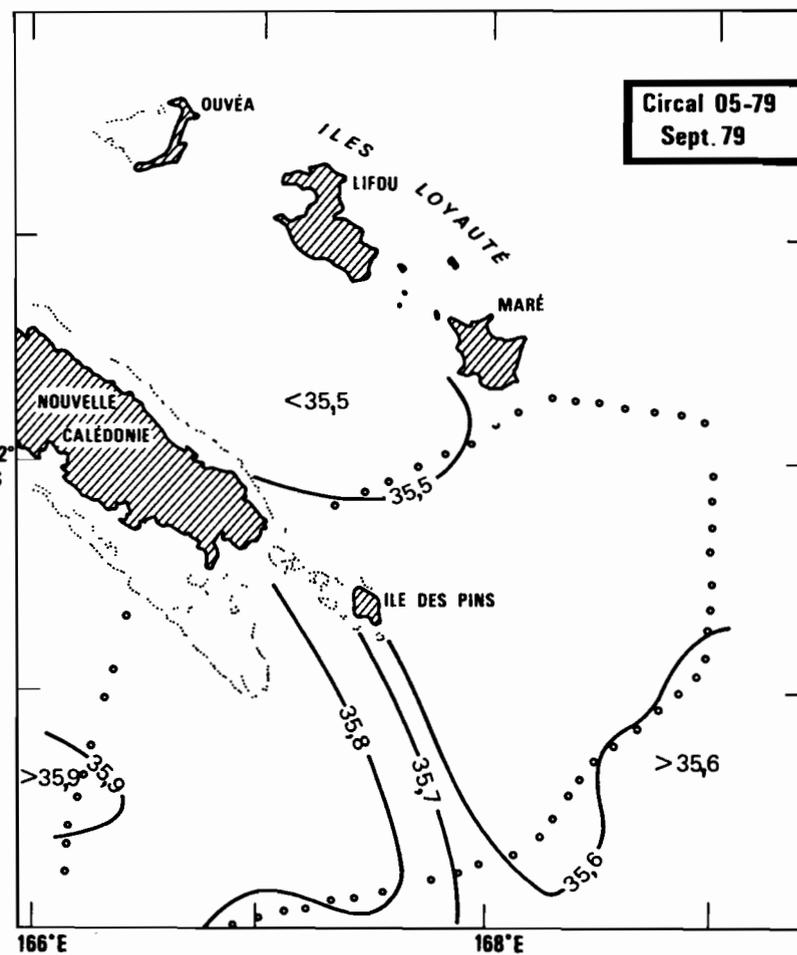


Fig. 11b : Salinité de la couche de surface

A la latitude de Nouméa et plus au sud, la structure océanique superficielle est généralement stratifiée, et donc essentiellement de type tropical, mais est modifiée pendant les trois mois d'hiver par un processus d'homogénéisation verticale de type tempéré, déclenché par l'important refroidissement saisonnier ; cette homogénéisation des couches supérieures et la disparition de la pycnocline tendent à augmenter les échanges verticaux turbulents et constituent un facteur favorisant l'injection d'eaux riches en sels nutritifs vers la surface.

Cet ensemble de données permet de définir les caractéristiques moyennes des eaux côtières péricalédoniennes et de préciser les limites des variations saisonnières et interannuelles des principaux paramètres hydrologiques (Tableau II).

	Température T° C	Salinité S. 10 ³	Oxygène ml/l	pH	Sels nutritifs mmol/m ³			Chlorophylle-a mg/m ³
					PO ₄	NO ₃	SiO ₃	
Couche superficielle Moyenne (0-100 m)	26	35,2	4,5	8,35	0,3	0,2	2	0,1
été austral	21	35,6	5,0	8,45	0,5	0,6	3	0,3
Eau tempérée sud (coeur 150 m)	20	35,7	5,0	8,25	0,5	0,6	3	0,3
Eau Antarctique Inter- médiaire (600-800 m)	6	34,5	4,0	8,05	1,8- 2,2	20- 24	18- 22	/

Tableau II : Caractéristiques hydrologiques et physico-chimiques des eaux océaniques du proche large sud calédonien. (compilation des stations des N.O. CORIOLIS et VAUBAN entre 1968 et 1978)

b) Circulation des eaux superficielles : Si la distribution verticale des paramètres hydrologiques présente une certaine stabilité, il n'en est pas de même des structures horizontales, directement soumises aux aléas climatologiques. De plus, le socle calédonien, qui s'étend sur 600 km selon l'axe sud-est nord-ouest, constitue un obstacle à la circulation océanique, essentiellement zonale dans cette région (GORSHKOW, 1974). Les campagnes CIRCAL (N.O. VAUBAN) et HYDROTHON (N.O. CORIOLIS), réalisées à partir de 1978, ainsi que des relevés thermiques de surface effectués par radiométrie aérienne infra-rouge permettent

néanmoins de proposer un schéma raisonnable des caractéristiques et des déplacements des masses d'eau superficielle autour de la Nouvelle-Calédonie.

En été austral l'écart thermique océanique entre le sud et le nord calédonien est seulement de 2° C, l'isotherme 27° C occupant une position médiane (figure 12a) entre les extrémités sud et nord de l'île. Au large de la côte ouest de l'île, le flux de surface porte au nord-ouest, parallèlement à la côte, cette dérive entretenue par les alizés de sud-est pouvant, en accord avec la nomenclature adoptée (DONGUY et HENIN, 1975b), être appelée Courant Tropical Sud. La vitesse de ce courant n'est pas supérieure à 1 noeud et les coups de vent d'ouest associés aux dépressions tropicales venant du nord peuvent s'opposer à son écoulement normal ; de spectaculaires inversions de ce flux ont été observées le long du grand récif barrière, mais pendant des périodes de temps relativement courtes.

Les données courantométriques de surface obtenues par la méthode directe du GEK ne sont pas toujours en accord avec les résultats obtenus par la méthode géostrophique ; celle-ci intègre les variations thermohalines sur toute l'épaisseur de la colonne d'eau considérée, par rapport au niveau 500 mètres pris comme surface de mouvement nul, alors que la première méthode fournit les vecteurs courants instantanés de la fine pellicule de surface. D'après REID (1969) et DONGUY et al., (1970) la dérive géostrophique des eaux dans le sud de la Nouvelle-Calédonie, porterait globalement à l'est - sud-est, alors que les données des missions "CIRCAL" indiquent au proche large la présence de cellules tourbillonnaires et une résultante portant au nord ouest (HENIN, 1982).

Cette dispersion des résultats amène à conclure que le champ des courants de densité est perturbé par la présence du socle calédonien et que la dérive des eaux de la couche superficielle n'est pas géostrophique à proximité du grand récif et jusqu'au sud de l'île des Pins. Le long de la côte est calédonienne, le flux porte généralement au sud-est, donc contre les alizés dominants : la présence de cette dérive appelée Courant des Loyauté peut s'expliquer en admettant une relation étroite entre ce flux et le Contre Courant Tropical Sud qui coule vers l'est entre 20 et 18° sud dans le centre de la Mer du Corail (DONGUY et HENIN,

1975a). Ce contre-courant possède les caractéristiques dynamiques d'un courant de retour (DONGUY et al., 1970) et tend à évacuer vers l'est l'excès d'eau accumulé dans l'ouest de la Mer du Corail par le Courant Equatorial Sud : ces deux flux évoluent de façon synchrone et leur régime maximal est atteint aux périodes d'alizés bien établi, généralement en fin d'hiver austral (ROUGERIE et DONGUY, 1975).

Pendant l'hiver austral (fig. 12b), des eaux à 21° C atteignent le sud de la Grande Terre et l'ouest de l'île des Pins, l'isotherme 22° C remontant vers le nord jusqu'au niveau du parallèle 21° sud. Des relevés thermiques détaillés, effectués dans le sud-est de l'île en cette saison ont montré la présence de puissants fronts thermiques horizontaux, de l'ordre de 1° C/2 milles (JARRIGE et al., (1979). Ces fronts peuvent ainsi former des chaînes plus ou moins liées de discontinuité thermique sur plusieurs centaines de milles, selon un axe généralement zonal. La question se pose donc de savoir si ces structures contrastées représentent ce que ces auteurs et STANTON (1969) appellent la "Convergence Tropicale", limite sud de la dérive vers l'ouest due aux alizés et qui aurait migré de sa position estivale (35° sud) jusqu'au nord du tropique. Une récente synthèse de HEATH (1981) semble reposer le problème, puisque cet auteur ne prend en compte que la "Convergence Subtropicale", définie comme étant la zone de transition entre l'eau subtropicale et l'eau subantarctique avec comme limite estivale de séparation l'isotherme 15° C qui tangente alors les eaux côtières du nord de la Nouvelle-Zélande.

Toutefois dans le sud calédonien, et d'un point de vue purement dynamique, il existe incontestablement en hiver une corrélation très étroite entre la puissance et la position des fronts thermiques et le régime des courants de surface qui, comme en été, coulent en sens opposé de part et d'autre des côtes ouest et est calédoniennes. Le courant des Loyauté transporte ainsi vers le sud-est une importante quantité de chaleur en provenance du centre de la Mer du Corail : dans le sud de l'île des Pins, zone de confluence entre ce contre-courant chaud et le courant tropical refroidi par conduction avec l'atmosphère, les fronts thermiques sont les plus actifs et se réarrangent de façon permanente en fonction des pulsations relatives des deux courants. Les eaux

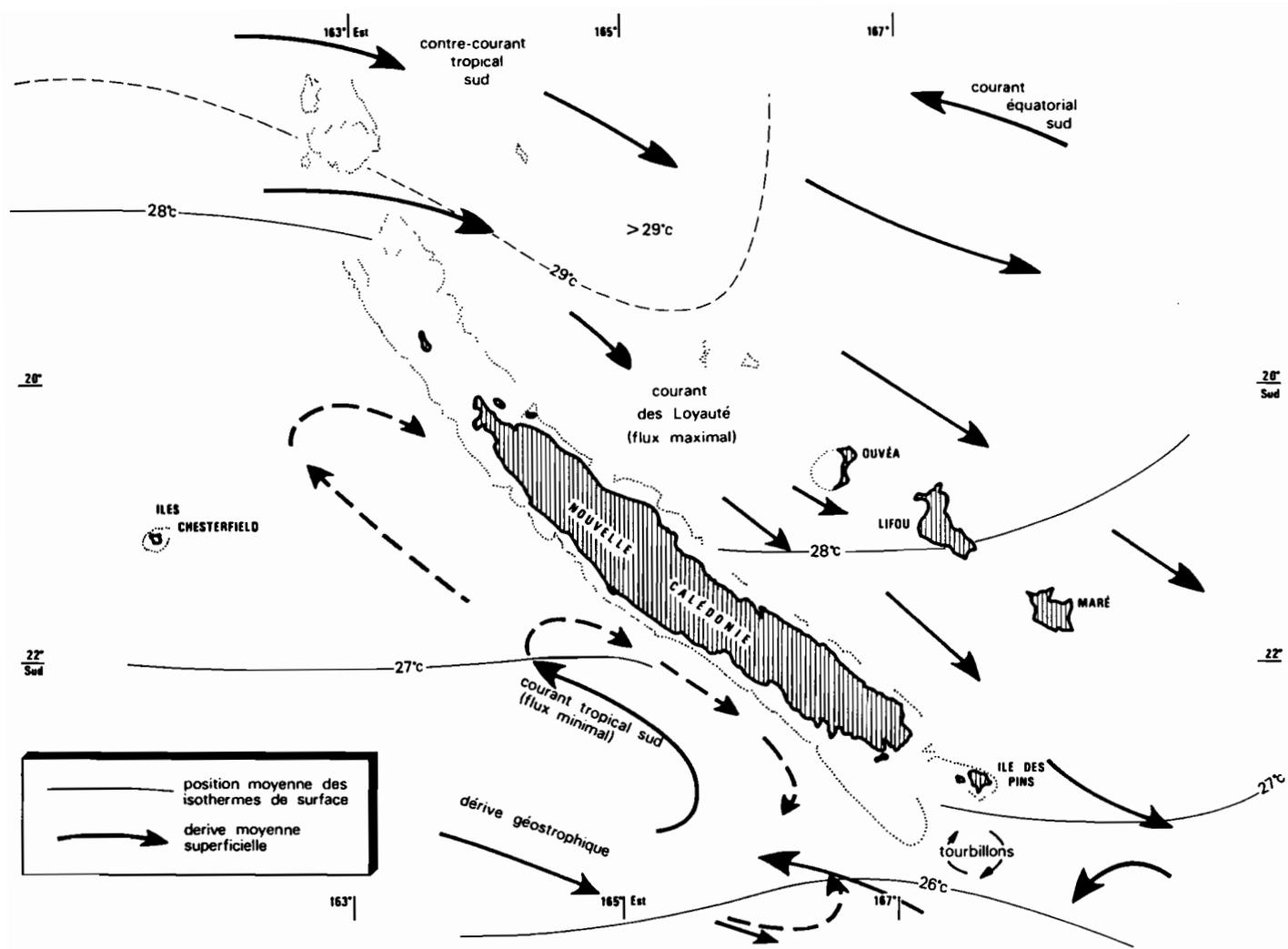


Fig. 12a : Structure thermique et circulation en février (été Austral)

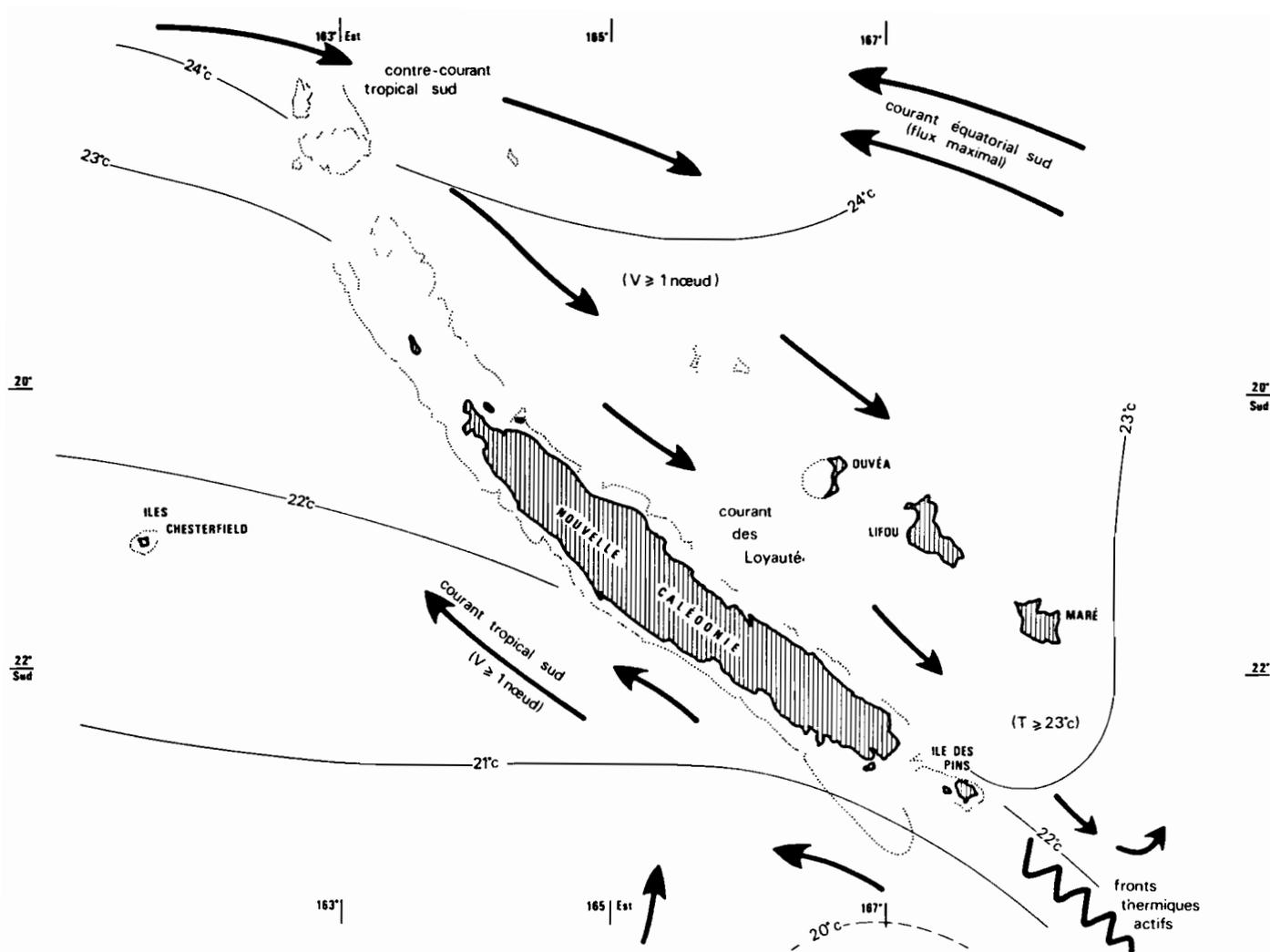


Fig. 12b : Structure thermique et circulation en août (hiver Austral)

du courant des Loyauté ayant généralement une salinité inférieure à 35,5 ‰, leur confluence avec les eaux plus salées du courant tropical sud, crée une ligne de discontinuité haline étroitement associée à la ligne de front thermique et qui en renforce la puissance. Il est donc bien difficile, du fait de la présence et de la topographie des îles, de faire la part de ce qui dépend essentiellement de la dynamique locale et de ce qui procède d'équilibres géostrophiques à grande échelle et qui s'intègre à une structure qui, selon les auteurs et la bande zonale considérée, est appelée "Convergence Tropicale" ou "Convergence Subtropicale". Il reste que le sud de l'île des Pins, est en hiver austral une zone de forte discontinuité thermohaline et que cette structure, soit par effet direct, soit par effet induit, constitue un élément très favorable à la concentration des grands poissons pélagiques et des mammifères marins, ainsi que cela a effectivement été souvent observé (PETIT et al., 1980).

c) Paramètres physico-chimiques et fertilité primaire : La connaissance des caractéristiques thermohalines d'une zone océanique ne suffit pas a priori à évaluer même de façon globale, sa fertilité potentielle ; celle-ci repose, en milieu tropical, essentiellement sur la disponibilité en éléments nutritifs, phosphatés, azotés et silicatés à l'intérieur de la couche éclairée, où les processus photosynthétiques peuvent se manifester. Cette couche dite euphotique, définie comme celle où le rayonnement solaire conserve au moins 1/100 de sa valeur de surface, atteint, dans le pacifique tropical sud-ouest, une profondeur de 150 à 200 mètres, ce qui la classe parmi les plus épaisses de l'océan mondial et sous-tend, dans les niveaux superficiels, une charge particulière faible. Celle-ci étant, dans les zones éloignées des continents, essentiellement d'origine biologique, on peut s'attendre a priori à ce que ces eaux océaniques claires et transparentes, aient une production primaire faible.

On peut noter aussi que l'épaisseur de la couche euphotique correspond approximativement à la tranche d'eau touchée par le refroidissement hivernal, couche qui se restratifie en été au fur et à mesure que les niveaux superficiels se réchauffent. Au fur et à mesure que l'on gagne en latitude en s'éloignant du tropique, l'effet saisonnier s'am-

plifie jusqu'à devenir un des facteurs prédominants de contrôle de la production autotrophe. A la latitude du sud calédonien, on a vu que le balancement thermique saisonnier superficiel était de l'ordre de 6° à 7° C, le minimum hivernal (20° C) restant toujours supérieur à la température considérée comme létale pour les madrépores coralliens (18° C). Le taux d'énergie solaire incidente n'étant évidemment pas critique en zone intertropicale, c'est essentiellement la disponibilité en sels nutritifs dissous dans les couches supérieures qui en règle la productivité.

Les molécules nutritives dissoutes phosphatées, azotées et silicatées sont assimilables par photosynthèse dans leur état de dégradation et d'oxydation maximal, bien qu'une fraction encore organique, ou à faible degré d'oxydation puisse être également utilisée dans la croissance du phytoplancton ; c'est en particulier le cas pour les sels azotés où, si les nitrates, produits ultimes d'oxydation sont les plus facilement utilisés par les cellules, les molécules sous forme ammoniaquées et nitrées peuvent être également consommées (OUDOT et al., 1979). Au cours des processus de dégradation des matières organiques en éléments minéraux, l'oxydation des radicaux phosphorés est plus rapide que celle des radicaux azotés, ce qui fait que la charge en phosphore dissous se trouve essentiellement sous forme minérale phosphatée. Quant à la silice, elle est surtout utilisable sous forme de silicates ou de polysilicates et entre dans la constitution des spicules d'éponge, des diatomées, silicoflagellés, etc.... Contrairement aux 2 autres nutriments, elle n'est pas de ce fait considérée, sensu stricto, comme un élément limitant la photosynthèse bien que OUDOT et al., (1979) aient démontré partiellement le contraire dans les eaux à forte productivité de l'upwelling équatorial de l'ouest du Pacifique.

La figure 13 représente les profils verticaux moyens des silicates (1) nitrates (2) et phosphates (3) sous leur forme minérale réactive dissoute. On peut noter pour les courbes (1) et (2) au niveau 200 mètres, une rupture de pente qui correspond à une rapide augmentation des teneurs. A 700 mètres, les concentrations en silicates et nitrates sont supérieures à 15 mmol/m³ et à 20 mmol/m³, alors qu'au sein de la couche euphotique, elles sont inférieures à 2 mmol/m³ et à 0,5

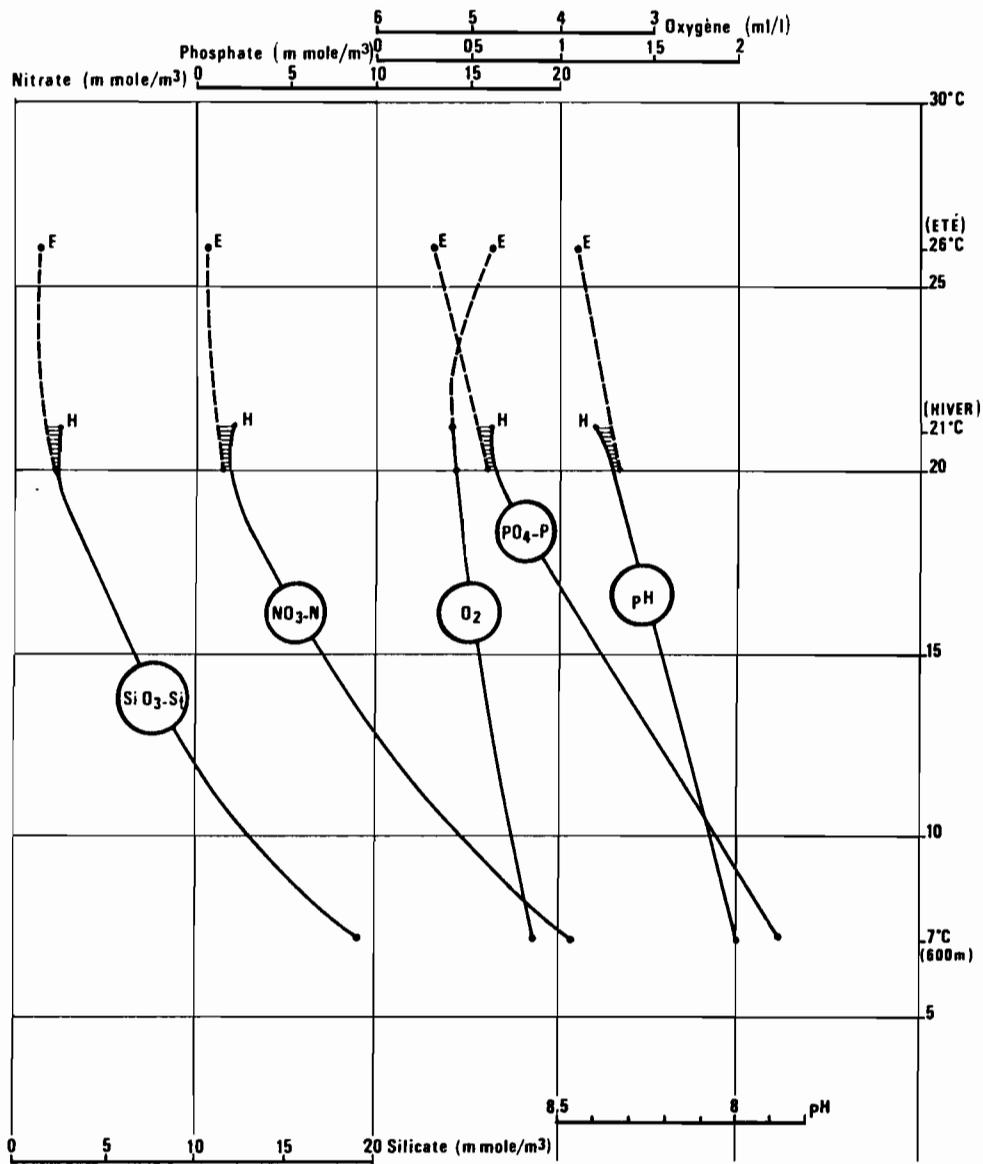


Fig. 13 : Distribution verticale moyenne des sels nutritifs de l'oxygène et du pH dans l'eau océanique au sud de Nouméa (22°30 Sud - 166°20 Est)

mmol/m³. Le profil vertical des phosphates dissous s'écarte un peu des deux précédents : teneurs moyennes de l'ordre de 0,5 mmol/m³ dans la couche éclairée et augmentation plus lente jusqu'à 2 mmol/m³ à 600 mètres de profondeur. Cette distribution verticale des nutriments des eaux du proche large calédonien se révèle analogue à celle observée dans l'ensemble de la Mer du Corail, classée par tous les auteurs précités comme une mer à faible productivité primaire du fait de la pauvreté, et par conséquent de la transparence, de la couche euphotique. Cette oligotrophie s'accompagne d'une oxygénation élevée des eaux, ce qui fait que la couche saturée en oxygène dépasse une centaine de mètres d'épaisseur ; de plus aucune oxycline n'apparaît entre les niveaux supérieurs et celui de l'Eau Antarctique Intermédiaire : ce déficit de la consommation en oxygène, discuté en particulier par ROTSCHI (1961), est une preuve complémentaire de la faible productivité des eaux, puisque les processus de dégradation et de reminéralisation des tissus organiques détritiques s'effectuent normalement à la base de la couche euphotique (MENZEL and RYTHER, 1970) et consomment autant d'oxygène à ce niveau qu'il en est produit par photosynthèse au sein de toute la couche éclairée.

L'absence d'une couche à forte consommation d'oxygène à la base de la couche euphotique pourrait être éventuellement attribuée à une composition élémentaire particulière du plancton et/ou à une profondeur plus grande des niveaux de reminéralisation ; l'une et l'autre de ces hypothèses ne peuvent être retenues (ROUGERIE et HENIN, 1977) et la suroxygénation de la couche euphotique provient essentiellement de la faiblesse de la demande en oxygène dissous à ce niveau. La décroissance du pH avec la profondeur se fait de façon monotone, de 8,40 en surface à 8,0 dans l'Eau Antarctique Intermédiaire. Cette forte basicité du milieu océanique est une indication de la faiblesse relative des teneurs en gaz carbonique dissous et s'accorde avec la forte oxygénation du milieu.

L'oligotrophie des eaux présentes autour de la Nouvelle-Calédonie se traduit en terme de productivité primaire par des concentrations peu élevées en pigments chlorophylliens. Les teneurs mesurées dans la zone sont, en surface, de l'ordre de 0,1 à 0,2 mg/m³ ; en subsurface, entre 80 et 120 mètres existe généralement un maximum qui peut

atteindre 0,3 à 0,5 mg/m³ ; plus profondément la photosynthèse est bloquée par manque d'énergie lumineuse et le premier stade de dégradation des pigments fait apparaître un pic d'abondance des phéophytines vers 100-150 mètres. Les données recueillies dans le sud et l'ouest calédonien montrent qu'en intégrant les teneurs en chlorophylle sur toute la couche éclairée on obtient des concentrations moyennes de 40 ± 10 mg/m². (DANDONNEAU, 1979).

L'effet thermique saisonnier modifie de façon inattendue la productivité de la zone, puisque c'est en hiver que les teneurs superficielles sont les plus élevées (DANDONNEAU, 1982) par suite de l'homogénéisation des niveaux superficiels et du faible, mais significatif, enrichissement qui en résulte dans les teneurs en nutriments. La maturation des eaux froides d'hiver est rapide puisque les pics superficiels en chlorophylle sont observés entre juin et septembre, époque à partir de laquelle la raréfaction des pigments coïncide avec le réchauffement et la restratification du milieu. A la fin du 4ème trimestre, les teneurs en chlorophylle-a de la couche superficielle sont à nouveau inférieures à 0,1 mg/m³ et même à 0,05 mg/m³ et les teneurs en molécules nutritives proches des limites analytiques de détection.

III - HYDROLOGIE ET DYNAMIQUE DU SYSTEME LAGONAIRE SUD-OUEST

1°) Etudes menées entre 1976 et 1979

a) Objectifs

L'impact croissant des activités humaines sur la bande côtière ouest de l'île rendait nécessaire une description de l'écosystème lagonaire sud-ouest par l'étude du milieu liquide, sa fertilité et la nature des biotopes présents, ce dernier point étant traité par la Station Marine d'Endoume, en coopération avec l'ORSTOM. L'étude périodique du milieu liquide lagonaire a débuté dès l'arrivée à Nouméa du N.O. VAUBAN en juin 1976. Le choix de la zone a été fait en tenant compte du contexte économique (zone de pêche), industriel (fonderie de nickel en fonctionnement et d'autres en projet) et logistique (pas de transit inutile). De plus, la zone étudiée, qui va de la baie du Prony à 40 km dans le Sud-Est de Nouméa à la baie St-Vincent à 50 km dans le Nord-Ouest, est bien représentative de l'ensemble du lagon calédonien avec, sur un transect côte-large, la séquence classique : mangrove de fond de baie, chenal côtier, îlots médians et récifs frangeants, chenal secondaire et grand récif barrière avec passes.

Dans cet ensemble, 6 radiales ont été définies et parcourues à chaque mission (fig. 14).

Ce sont :

Radiale A : Baie du Prony	- Ile Ouen	: 7 stations lagonaires
Radiale B : Baie de Boulari	- Passe	: 4 stations lagonaires
		+ 1 station océanique
Radiale C : Uitoe	- Passe	: 3 stations lagonaires

c) Méthodologie

Stations hydrologiques effectuées avec des bouteilles NISKIN de 1,7 litre, équipées de thermomètres à renversement YOSHINO et WATANABE.

Chaque couple de thermomètres donne au niveau de probabilité 95 % une précision de $\pm 0,02^\circ \text{C}$. Les thermomètres non protégés utilisés pour les stations extérieures au lagon, entre les niveaux 300 et 600 mètres, permettent la détermination de la profondeur thermométrique à + 5 mètres.

La salinité a été mesurée avec un salinomètre à induction AUTO-LAB MARK III dont la précision réelle est de $\pm 0,005 \%$.

Les densités sont exprimées en sigma-t (σ_t) = 1000 (d - 1) ou en Δ_{st} , anomalie thermostérique définie par

$$\Delta_{st} = 0,02736 - \frac{10^{-3} \sigma_t}{1 + 10^{-3} \sigma_t}$$

L'oxygène dissous est dosé selon la méthode de Winkler, entre 3 et 6 heures après les prélèvements, le point de neutralisation de l'iode étant déterminé potentiellement (RUAL et VOITURIEZ, 1969). La précision est de 0,05 ml/l avec une probabilité de 95 %.

Le pH est mesuré dans l'heure suivant le prélèvement après normalisation des températures au bain thermostaté avec un pHmètre ORION 801 - précision $\pm 0,005$ unité pH. L'alcalinité totale a été calculée à partir du pH final obtenu après acidification des échantillons et extraction du gaz carbonique en flacon laveur. Les électrodes utilisées sont des électrodes de verre combinées, type ORION.

Les sels nutritifs sont dosés avec une chaîne d'analyse automatique Technicon II et selon les méthodologies classiques des STRICKLAND et PARSONS (1968) adaptées :

nitrate : méthode de WOOD et al., (1967)
précision $\pm 0,1 \text{ mmol/m}^3$

nitrite	: méthode BENSCHNEIDER et ROBINSON (1952) précision $\pm 0,05 \text{ mmol/m}^3$
ammoniaque	: méthode de KOROLEFF (1969) précision $\pm 0,05 \text{ mmol/m}^3$
phosphate	: méthode de MURPHY et RILEY (1962) précision $\pm 0,02 \text{ mmol/m}^3$
silicate	: méthode de BREWER et RILEY (1966) précision $\pm 0,02 \text{ mmol/m}^3$

Les déterminations des fractions organiques dissoutes azotées et phosphatées ont été faites suivant la méthode de ARMSTRONG et TIBBITTS (1968) après irradiation ultra-violette de 450 watts pendant 6h. Les fractions particulières correspondantes ont été dosées avec la même technique, après récupération des parties retenues sur filtres en fibre de verre GELMAN type A. L'ammoniaque et les fractions organiques particulières n'ont été mesurés qu'aux 2 missions de 1976.

Les concentrations en chlorophylle ont été mesurées par fluorescence "in vivo" (LORENZEN, 1966), après calibration selon la méthode spectrophotométrique de PARSONS et STRICKLAND (1963). De plus, le pourcentage de dégradation ((phéopigments/(chlorophylle active + phéopigments)) a été estimé pour chaque prélèvement selon la méthode de YENTSCH et MENZEL (1963) après filtration de 100 cm^3 d'eau de mer sur filtre Millipore HA (porosité $0,45 \mu\text{m}$), extraction par l'acétone à 90 % et mesure de fluorescence avant et après addition d'une goutte d'HCl à 5 %. Précision : $\pm 0,02 \text{ mg/m}^3$ de chlorophylle-a.

- Saisie et traitement des données

Les 20 000 données recueillies au cours de ce programme lagon ont été inscrites séquentiellement sur format standard (données originales), puis saisies sur cartes perforées. Après la mise en service des ordinateurs HP 9845 à Nouméa en 1979, le contenu des cartes a été transféré sur disque souple. Les données sont donc disponibles sous ces trois formes, manuscrites, cartes perforées et disque magnétique.

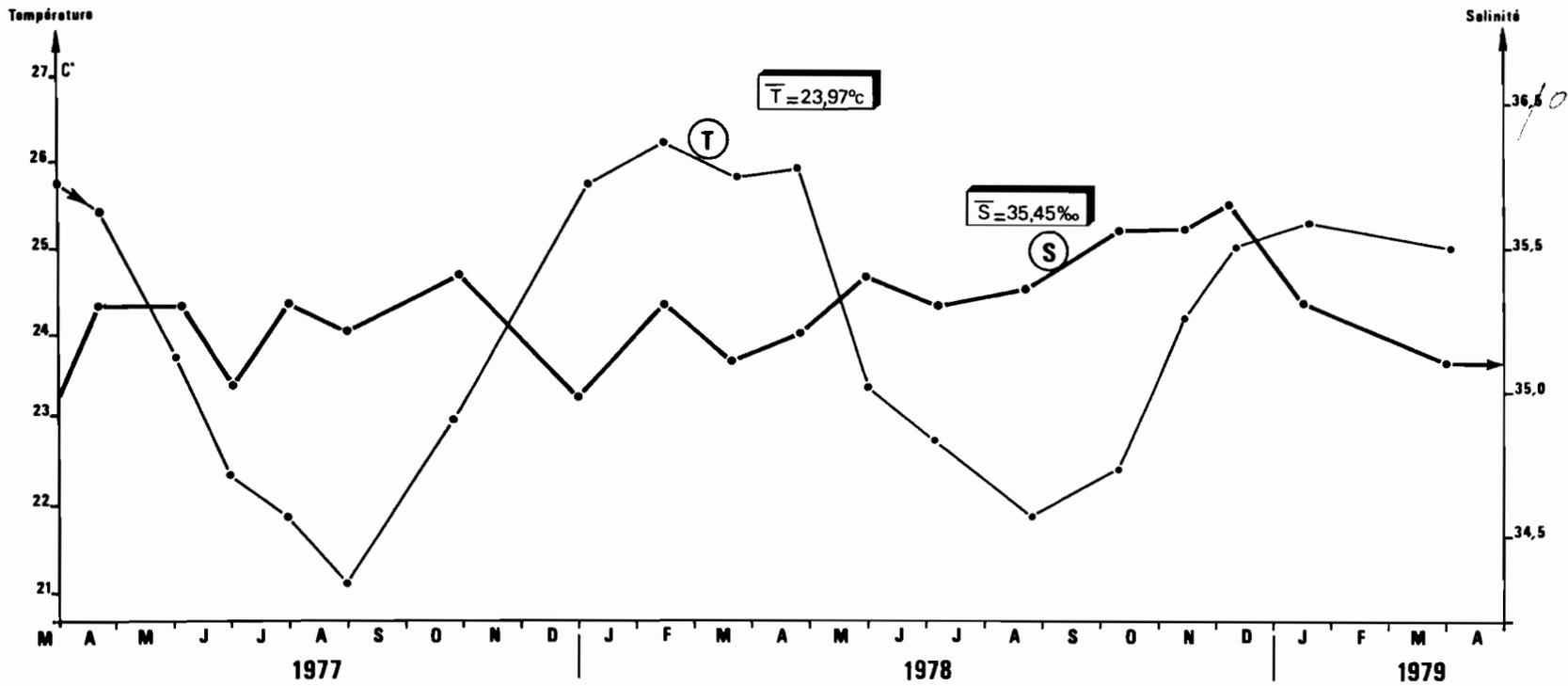


Fig. 15 : Fluctuations thermohalines globales (moyenne de toutes les données)

● — ● Température ■ — ■ Salinité

Pour chaque mission ont été tracées les cartes horizontales et les coupes verticales, paramètre par paramètre. L'utilisation du HP 9845 a en outre permis un traitement rapide et puissant : profils verticaux par paramètres croisés et après sélection par gradient vertical, variations dans le temps, moyennes, corrélations multiples.

2°) Caractéristiques thermohalines et évolution temporelle

a) Fluctuations du champ thermique

L'eau présente dans le lagon est constituée essentiellement d'eau océanique superficielle dont les caractéristiques thermohalines peuvent être modifiées plus ou moins fortement par les apports en eau douce des rivières et les variations locales du bilan évaporation-précipitation.

L'ondulation thermique annuelle est essentiellement saisonnière : les températures maximales sont enregistrées en février-mars et oscillent entre 27 et 28° C. Ces valeurs peuvent être ponctuellement plus élevées par petits fonds où dans la couche très superficielle en période de calmes plats ; ceux-ci étant toutefois peu fréquents et de courte durée, la stratification thermique des eaux lagunaires est généralement faible, ce qui favorise d'autant les échanges verticaux. Le refroidissement hivernal est maximal en août-septembre, époque où les températures sont de l'ordre de 20° ± 0,5 C avec des minima inférieurs à 19° C dans le fond des baies. D'une année à l'autre des différences peuvent apparaître dans les valeurs extrêmes des limites thermiques saisonnières : la température moyenne des eaux lagunaires est de 21°12 C en août 1977 et de 21°96 C en août 1979 : pendant les mois d'avril 1977, 1978 et 1979, elle est respectivement de 25°40 C, 25°90 C et 25°03 C (fig. 15), cette basse valeur résultant du passage successif de plusieurs dépressions et cyclones au cours du premier trimestre. Le lagon subit donc des déséquilibres thermiques non négligeables et constitue du fait de sa faible inertie et de l'influence de la chaîne centrale un milieu beaucoup moins bien "tamponné" que la couche superficielle océanique.

La figure 16a représente les variations thermiques annuelles des eaux du lagon à proximité de Nouméa et pour quatre types d'eau de la Mer du Corail. L'ondulation thermique des eaux lagunaires est synchrone de celle des eaux baignant le grand récif barrière (Courant Tropical Sud), mais avec une amplitude plus grande, $7,5^{\circ}\text{C}$ au lieu de $5,5^{\circ}\text{C}$. Les eaux du Courant des Loyauté ont en moyenne une température supérieure de 2°C à celles de ces deux systèmes, mais pénètrent de façon limitée dans le lagon, malgré la large ouverture que constitue le canal de la Havannah, entre l'extrémité sud de la Grande Terre et le plateau récifal de l'île des Pins. Dans le lagon sud ouest, l'évolution thermique annuelle s'accompagne de variations spatiales non négligeables, les eaux les plus proches de la côte étant les plus chaudes en été et les plus froides en hiver, par suite d'effets orographiques et bathymétriques.

La figure 16b permet de mettre en évidence le déphasage de l'ondulation thermique entre les eaux des baies côtières (stations E_1 et B_1), celles de la partie centrale du lagon (stations B_2 et D_2) et celles du proche large (stations B_4 et D_4). En 1978, les eaux les plus côtières atteignent leurs températures maximales en décembre-janvier, celles du lagon en février et les eaux océaniques en mars-avril. En été 1979, le déphasage est moins accentué, mais en l'absence de mesures appropriées les maxima probables de février-mars ne sont pas pris en compte.

Le refroidissement hivernal est, pour les trois systèmes considérés, quasi-synchrone, avec toutefois une variabilité interannuelle : il est maximal début septembre en 1977 et début octobre en 1978. Au plan de la quantité de chaleur contenue, le milieu lagunaire réagit comme le milieu océanique superficiel : il reçoit des calories de l'atmosphère pendant l'été austral et en cède pendant l'hiver.

Si on compare les moyennes annuelles calculées sur toute la colonne d'eau, pour chaque station des 5 radiales translagonaire on constate que le gradient thermique horizontal moyen est négatif dans le sens côte-récif barrière ; la quantité de chaleur stockée par unité de volume d'eau lagunaire est donc maximale à proximité de la côte, ce qui indique que le réchauffement estival y est plus efficace que le refroidissement hivernal.

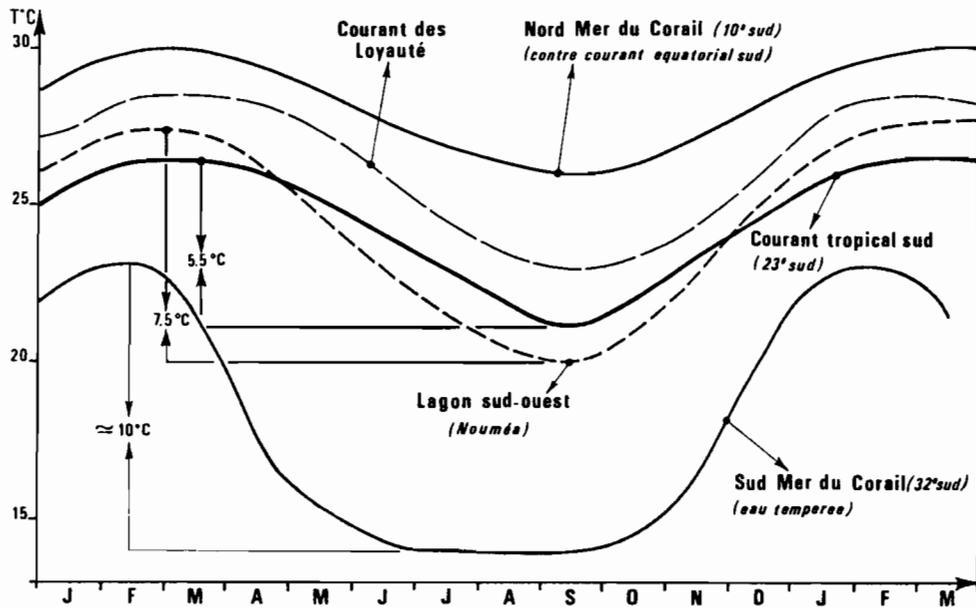


Fig. 16a : Ondulation thermique annuelle dans le lagon Sud-Ouest et dans différents flux de la mer du corail (sur le méridien 166° Est)

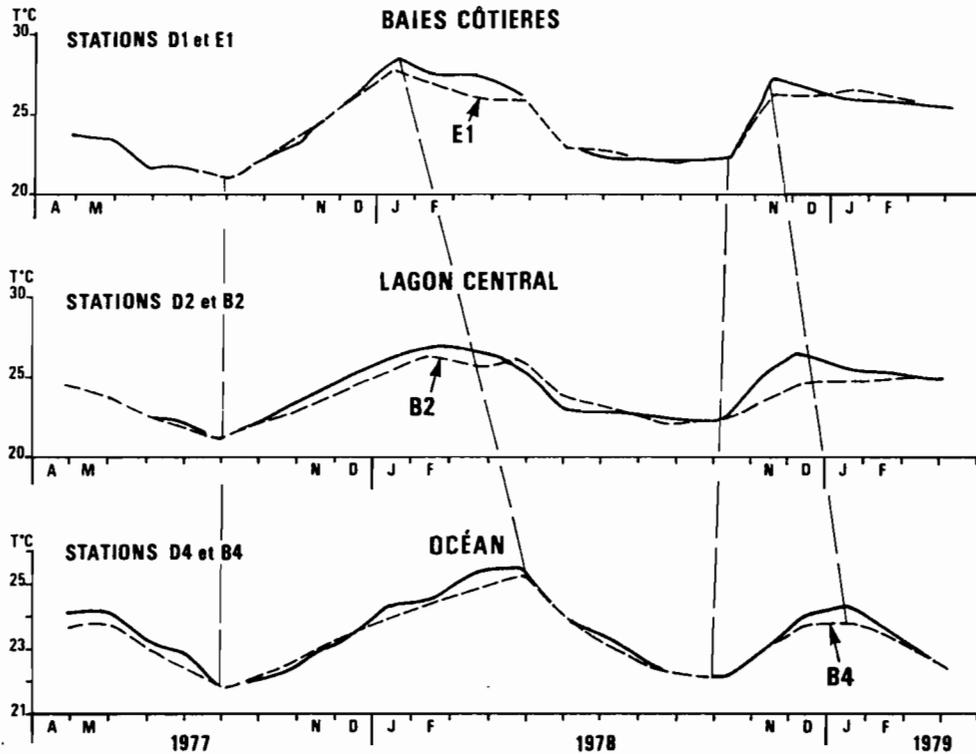


Fig. 16b : Variations thermiques près de la côte dans le lagon central et au proche large

dissement hivernal. L'écart est le plus important en baie du Prony où il atteint $- 0,75^{\circ} \text{C}$ entre le fond de la baie et le lagon central, soit un gradient horizontal de $- 0,063^{\circ} \text{C/km}$; l'écart est le plus faible sur la radiale C, où la largeur du lagon est seulement de 12 km, avec un gradient de $0,012^{\circ} \text{C/km}$ (Tableau III).

Station N°	Moyennes des températures (1977-79)		Ecart côte-passe ($^{\circ}\text{C}$)	Distances côte-passe (km)	Gradients horizontaux ($^{\circ}\text{C/km}$)
	de la station ($^{\circ}\text{C}$)	de la radiale ($^{\circ}\text{C}$)			
Baie du Prony	A1	24°22	23°83	12	- 0,063
	A2	24°18			
	A3	23°95			
	A4	23°84			
	A5	23°63			
	A6	23°49			
	A7	23°47			
Boulari	B0	24°36	23°98	30	- 0,021
	B1	24°00			
	B2	23°85			
	B3	23°72 (passe)			
	B4	23°37 (océan)			
Dumbéa	E1	24°20	23°98	25	- 0,020
	E2	24°10			
	E3	23°91			
	E4	23°70 (passe)			
Uitoe	C1	23°91	24°04	12	- 0,012
	C2	23°99			
	C3	23°93 (passe)			
St- Vincent	D1	24°21	24°08	15	- 0,020
	D2	24°12			
	D3	23°90 (passe)			
	D4	23°57 (océan)			

Tableau III : Moyennes thermiques et gradients horizontaux.

Entre la baie du Prony et la baie de St-Vincent, la moyenne thermique globale croît de $23^{\circ}83 \text{C}$ à $24^{\circ}08 \text{C}$ pour un gain en latitude de 20 minutes. La moyenne des températures des 2 000 mesures faites au cours des années 1977 à 1979 donne la valeur de $23,97^{\circ} \text{C}$. Par comparaison, la température moyenne de la couche 0-50 mètres à l'extérieur du récif, dans les axes des passes de Boulari et de St-Vincent, est de $23,47^{\circ} \text{C}$, soit $0,5 \text{C}$ de moins.

La distribution moyenne de la température de la couche de surface est donnée aux deux saisons extrêmes, été et hiver austral (fig. 17a et 17b).

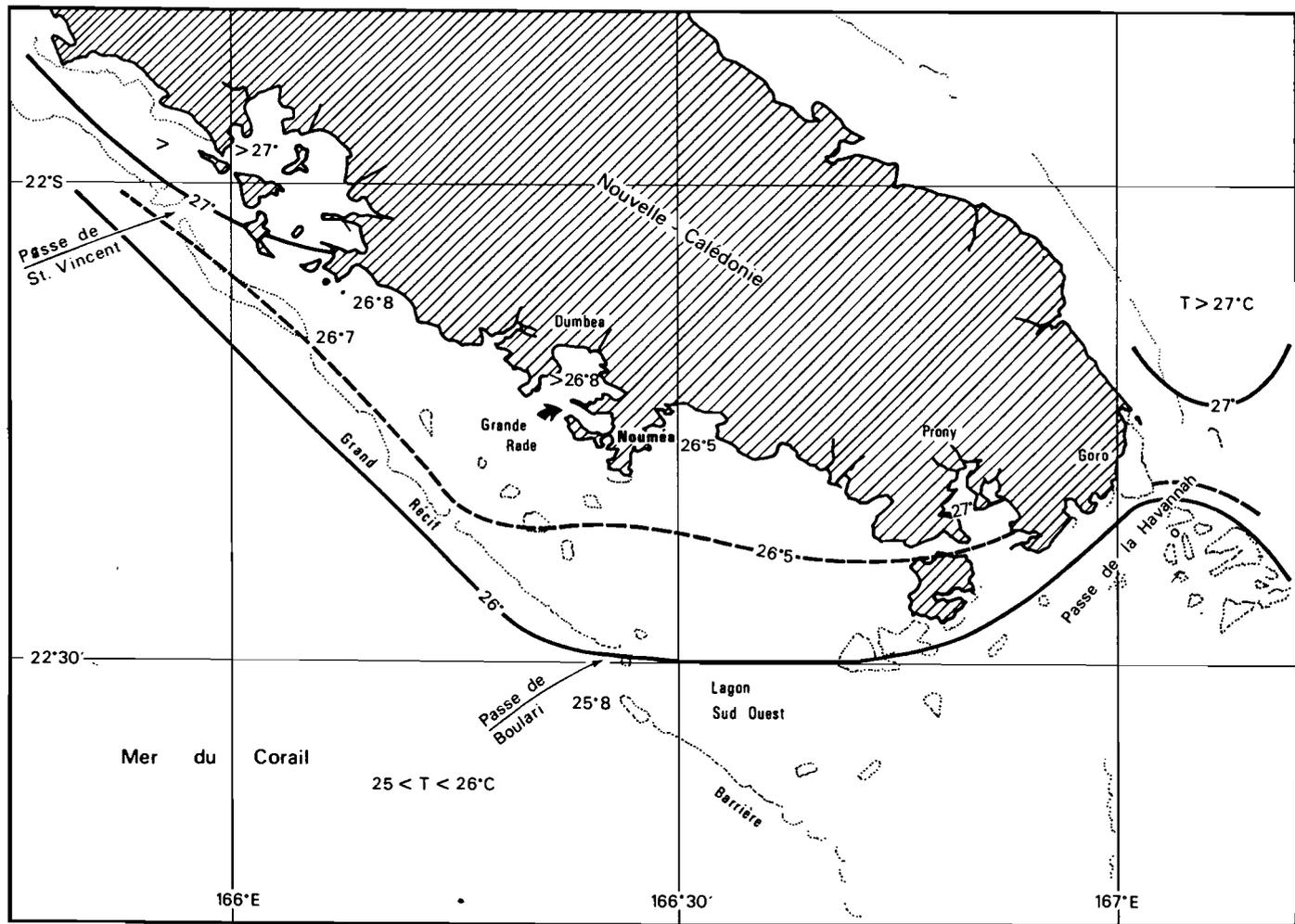


Fig. 17a : Températures de surface (T°C) février - mars (été Austral)

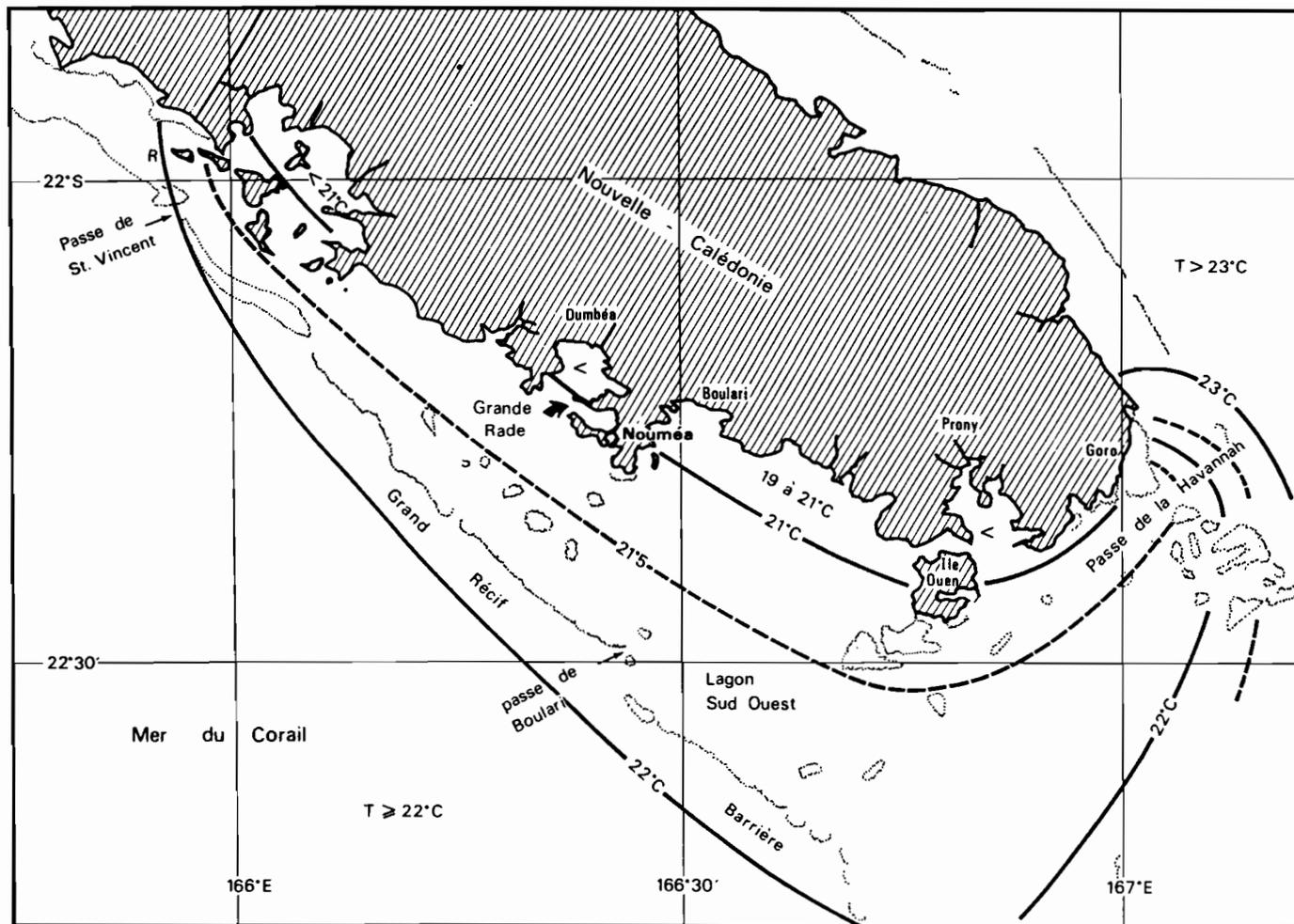


Fig. 17b : Températures de surface ($T^{\circ}\text{C}$) août - septembre (hiver Austral)

En février-mars, les eaux lagunaires proches de la côte sont surchauffées et leur température peut dépasser 27° C pendant les périodes de fort ensoleillement associées aux calmes plats précédant les dépressions barométriques. Les baies fermées, goulet de la baie du Prony, Grande Rade, baie de St-Vincent, sont évidemment les plus favorables à la constitution de lentilles d'eaux superficielles surchauffées. Les eaux lagunaires proprement dites ont en surface une température proche de 26,5° C, alors que l'isotherme 26° C longe le grand récif barrière, puis coupe la partie sud du lagon en direction de l'île Ouen et de la passe de la Havannah.

En août, la situation thermique s'est inversée puisque ce sont les eaux les plus proches de la côte qui sont les plus froides, avec un écart de 1 à 2° C par rapport aux eaux lagunaires dont la température moyenne est alors de 21,5° C \pm 0,5° C. A la sortie de la passe de la Havannah, un réchauffement de l'ordre de 2° C indique la présence des eaux du courant des Loyauté qui pénètrent donc peu dans le lagon. Les baies de Prony, Boulari et Dumbéa sont en fin d'hiver occupées par les eaux les plus froides du lagon ($T < 19^\circ \text{C}$), ce refroidissement hivernal proche de la limite létale de survie des coraux pouvant être à l'origine d'effets très particuliers sur la faune malacologique (ROUGERIE, 1980).

- Stratification thermique verticale

On a vu au chapitre II, 2a, que les eaux océaniques superficielles susceptibles de pénétrer dans le lagon appartenaient à une couche qui, homogène en fin d'hiver, avait tendance à se restratifier en début d'été austral. Selon la saison et leur avancée plus ou moins rapide jusqu'à la côte, fonction du coefficient de marée et du vent, les eaux océaniques en transit lagunaire subissent des perturbations thermiques dont l'importance est inversement proportionnelle à la profondeur du lagon. Cet effet côtier est renforcé par l'apport d'eau douce des rivières qui, à partir des zones d'estuaires, entretiennent en surface une nappe généralement plus froide, mais de plus faible densité. Au fur et à mesure que s'effectue le mélange turbulent eau douce - eau de mer, le système se réarrange en densité jusqu'à homogénéisation complète et formation le long de la côte d'une eau lagunaire moins salée que l'eau océanique initiale.

Par calme plat et fort ensoleillement, le gradient thermique négatif augmente rapidement dans les diverticules abrités du lagon et le suréchauffement local de la couche de surface peut alors atteindre 4 degrés. Cette stratification thermique est toutefois précaire et la repri se du vent tend à rehomogénéiser le milieu en quelques dizaines d'heures. La figure 18 présente les 12 situations de stratification surface-fond les plus marquées, par ordre de gradient décroissant. On constate ainsi que la station A1, située dans la partie terminale du goulet de la baie du Prony, est la plus favorable aux processus de clivage thermique, les diverses stations faites dans cette baie apparaissant 55 fois dans le classement établi sur un total des 106 cas de plus grande stratification. Viennent ensuite, par ordre de moindre occurrence, les radiales E (Dumbéa), R (Grande Rade) et D (St-Vincent). L'influence saisonnière apparaît également puisque janvier est le mois où le plus grand nombre de cas ont été observés.

Sur les radiales B (Boulari) et C (Uitoe) la stabilité est moins prononcée et l'écart surface-fond n'a jamais dépassé 2° C.

Inversement, il peut se produire des cas où la couche de surface, dessalée par un apport d'eau douce, est plus froide que l'eau sous-jacente. Malgré cette inversion de température, le système reste stable dans la mesure où la dessalure de surface abaisse la valeur de la densité en dessous de celle de la couche de fond.

Le tableau IV présente, par ordre d'amplitude décroissante, les cas les plus spectaculaires d'inversion thermique.

Station	Date	Prof. du lagon (m)	Epaisseur 1ère couche (m)	Ecart thermique (+) 1ère couche	Gradient °C/m	Ecart thermique (-) 2ème couche	Gradient °C/m
A2	28/06/77	20	2	2,1°C	+ 1,00	1,0°C	- 0,06
A1	28/06/77	13	2	1,3	+ 0,65	0,3	- 0,02
A3	28/06/77	30	2	1,0	+ 0,50	0,2	- 0,01
A2	02/04/79	20	10	2,0	+ 0,20	0,1	- 0,01
E1	05/04/79	07	6	1,0	+ 0,17	/	/
A7	02/04/79	50	15	1,9	+ 0,13	2,1	- 0,06
A3	02/04/79	30	15	1,8	+ 0,12	0,2	- 0,02
E2	22/03/78	20	20	1,7	+ 0,09	/	/
A4	25/07/77	35	15	0,6	+ 0,04	1,2	- 0,07
B1	11/01/78	25	10	0,3	+ 0,03	2,2	- 0,15
B3	14/01/78	40	20	0,4	+ 0,02	3,8	- 0,19

Tableau IV : Cas d'inversions thermiques

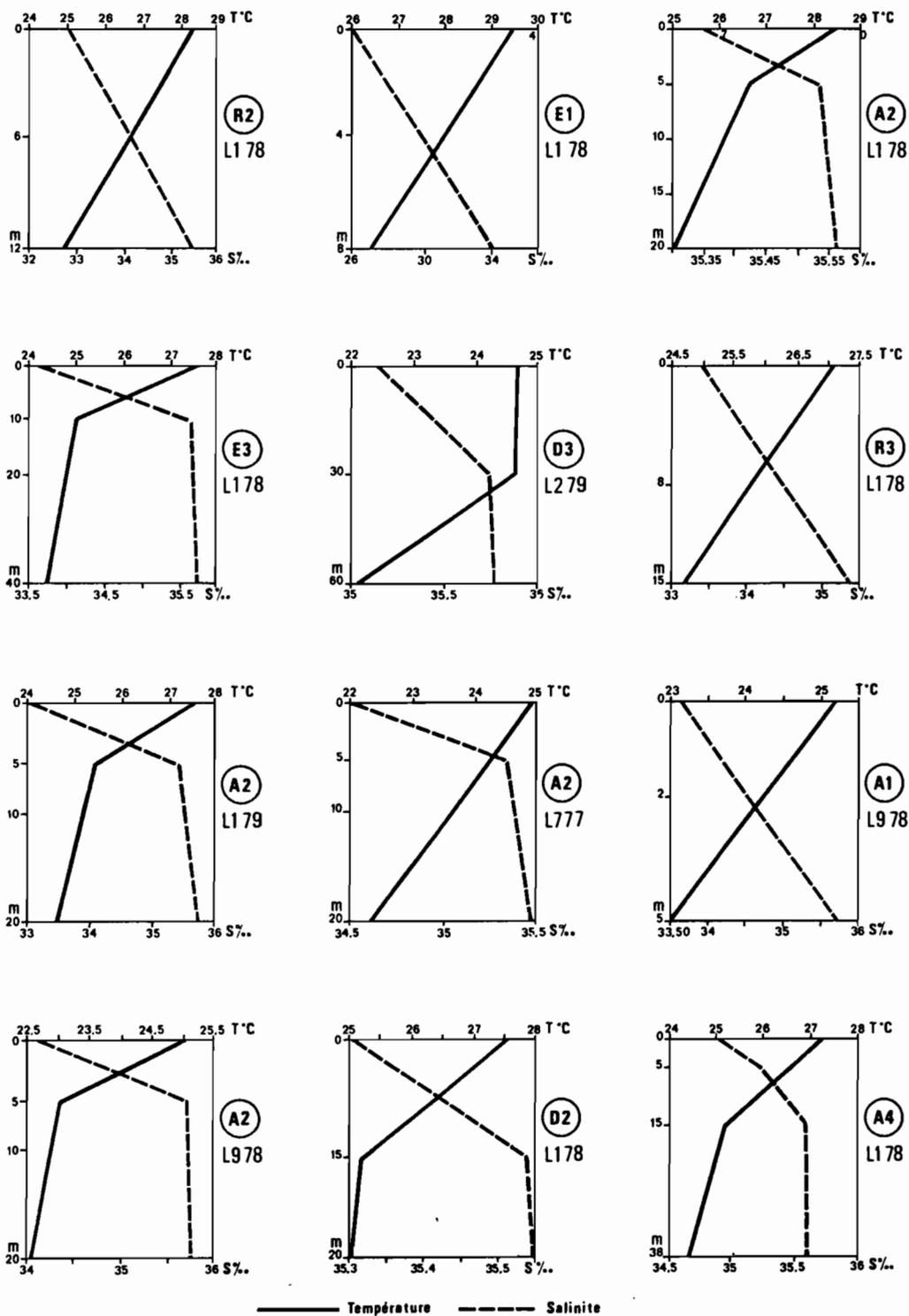


Fig. 18 : Cas de stratification thermique maximale entre la surface et le fond classés par ordre de gradient décroissant

Les inversions de température apparaissent le plus fréquemment baie du Prony : l'écart entre la couche de surface froide et la couche subsuperficielle plus chaude peut dépasser 2° C. La profondeur à laquelle le gradient s'inverse varie entre 2 et 15 mètres dans cette baie, mais a atteint en d'autres endroits du lagon 25 mètres, profondeur exceptionnelle rencontrée à la station D3, en janvier 1978, après le passage du cyclone "BOB" (fig. 19).

L'inversion thermique peut également être continue de la surface jusqu'au fond : c'est le cas à la station E2 en mars 1978 où sur une épaisseur de 15 mètres, se maintient un gradient thermique positif de $0,09^{\circ}$ C/m. La stabilité de la colonne d'eau est en ce cas préservée par une augmentation de 0,4 % de la salinité. Les inversions de température sont observées au cours du premier semestre et si l'on met à part les perturbations exceptionnelles déclenchées par le passage des cyclones, se manifestent essentiellement entre mars et juin, début du refroidissement hivernal. Au proche large, aucune inversion thermique n'a jamais été notée.

b) Fluctuations du champ halin

On a vu au paragraphe II, 2b, que les variations à long terme de la salinité de la couche de surface étaient sous l'étroite dépendance des processus d'advection horizontale auxquels se surimposent les effets locaux du bilan évaporation-précipitation. Pendant la période 1976-1979, la salinité au proche large, moyennée à l'échelle du mois, a varié entre 35,1 ‰ (mars 1976) et 36,0 ‰ (octobre 1978) (fig. 20), la charge en sel moyenne étant de 35,58 ‰. A la station du phare Amédée, située dans le lagon à proximité de la passe de Boulari, la moyenne mensuelle, calculée à partir des mesures quotidiennes, est systématiquement plus élevée que celle des eaux du proche large, l'écart global étant de 0,1 ‰. Ce chiffre permet de quantifier l'importance de l'effet de confinement des eaux océaniques nouvellement incluses dans le lagon, dans la zone où l'évaporation l'emporte sur les précipitations. En effet, à l'extérieur du récif barrière, et en dehors de la saison des pluies cycloniques, la tendance à la sursalure est équivalente à ce qu'elle est dans le lagon proche, mais l'augmentation de densité qui en découle en-

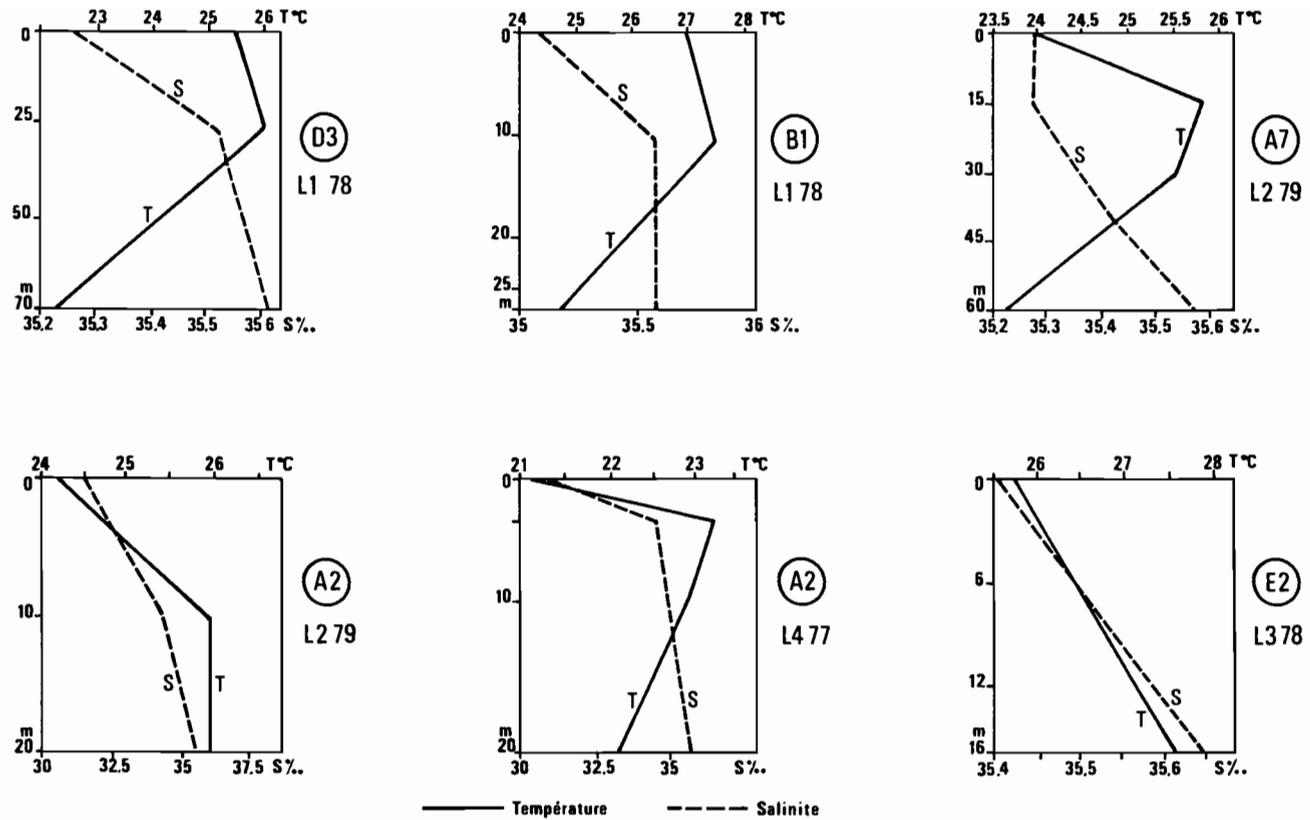


Fig. 19 : Cas d'inversion thermique entre la surface et la couche sous-jacente

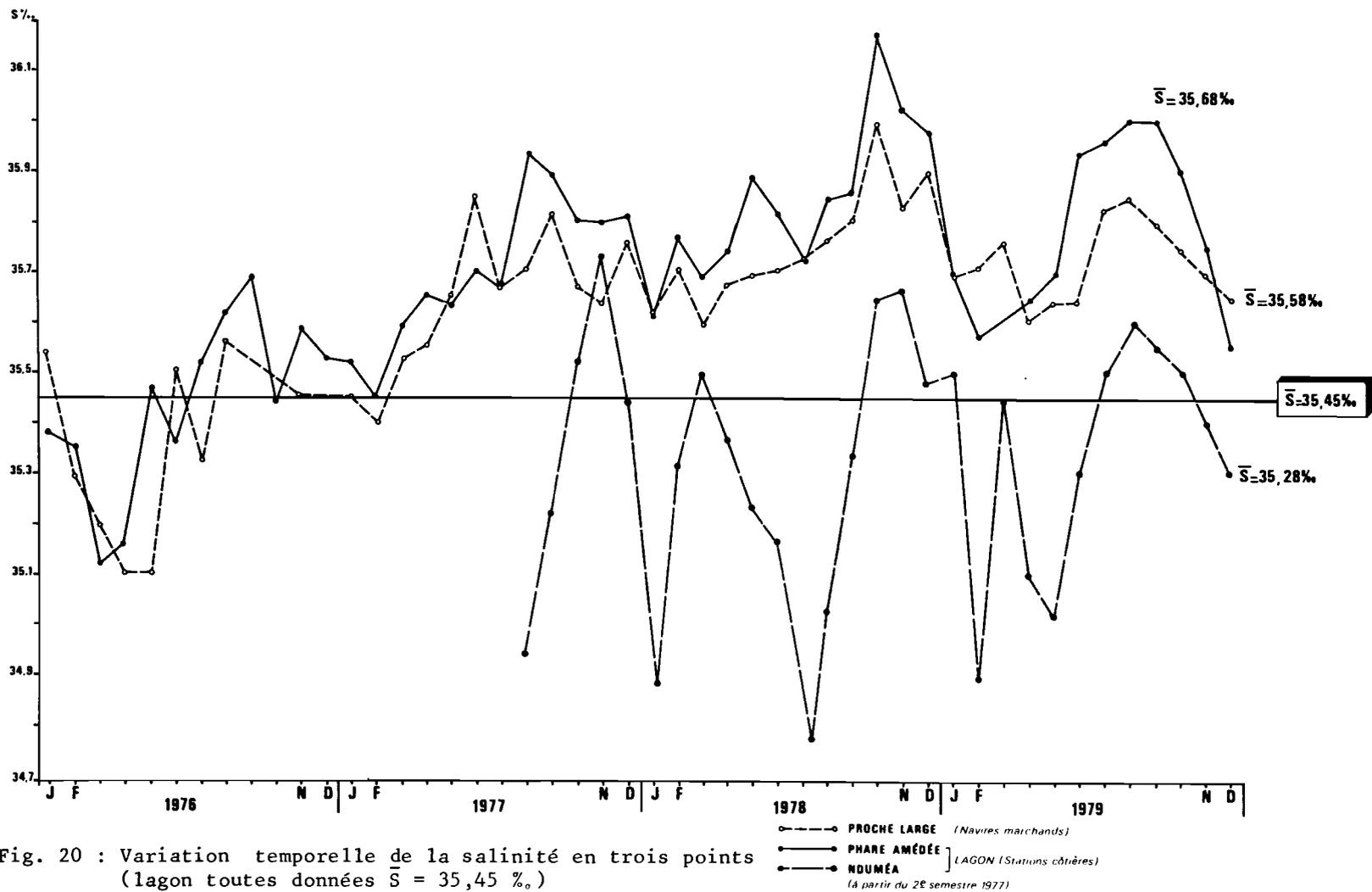


Fig. 20 : Variation temporelle de la salinité en trois points
(lagon toutes données $\bar{S} = 35,45 \%$)

traîne la plongée de la pellicule de surface et sa stabilisation vers 100-150 mètres de profondeur. Dans le lagon, le phénomène de cyclose verticale se fait sur une épaisseur moindre, 30 mètres au maximum, et l'augmentation de salinité affecte toute la colonne d'eau, avec une amplitude inversement proportionnelle à la profondeur. Plus près de la côte, l'apport par ruissellement-précipitation augmente, le bilan E-P devient négatif et la salinité de la couche de surface faiblit. La station côtière de Nouméa située à l'extrémité de la presqu'île, sur la plage de l'Anse Vata, permet de connaître l'importance et les fluctuations de la charge en sel de l'eau côtière lagonaire hors d'une zone d'estuaire. Les valeurs de salinité sont plus faibles qu'à proximité du grand récif et fléchissent souvent au-dessous du seuil de 35,0 ‰. La moyenne totale de la période 1977-1979 est de 35,28 ‰, soit 0,4 ‰ de moins qu'autour du phare Amédée.

	1976	1977	1978	1979	Moyenne
Proche large (navires marchands)	35,35	35,60	35,75	35,65	35,58 ± 0,26
Phare Amédée	35,43	35,69	35,84	35,75	35,68 ± 0,33
Nouméa (Anse Vata)	/	35,37	35,28	35,19	35,28 ± 0,82

Tableau V : Salinité en ‰ de la couche superficielle et intervalle de confiance (données quotidiennes et hebdomadaires).

Les données de ces trois stations (Tableau V) permettent ainsi de schématiser la distribution moyenne du sel dans la couche superficielle le long d'une radiale côte-large : les eaux lagonaires proches du grand récif sont un peu plus salées que les eaux océaniques de surface, alors que les eaux de la bande côtière le sont systématiquement moins.

Les fluctuations de la charge en sel ne sont qu'indirectement tributaires du rythme saisonnier, mais c'est en saison chaude que, du fait des pluies cycloniques, les eaux lagonaires sont les moins salées. La distribution de la salinité de la couche superficielle en février-mars et octobre 1978 (fig. 21a et 21b) constitue un bon exemple des réarrangements que peut subir la charge en sel du lagon.

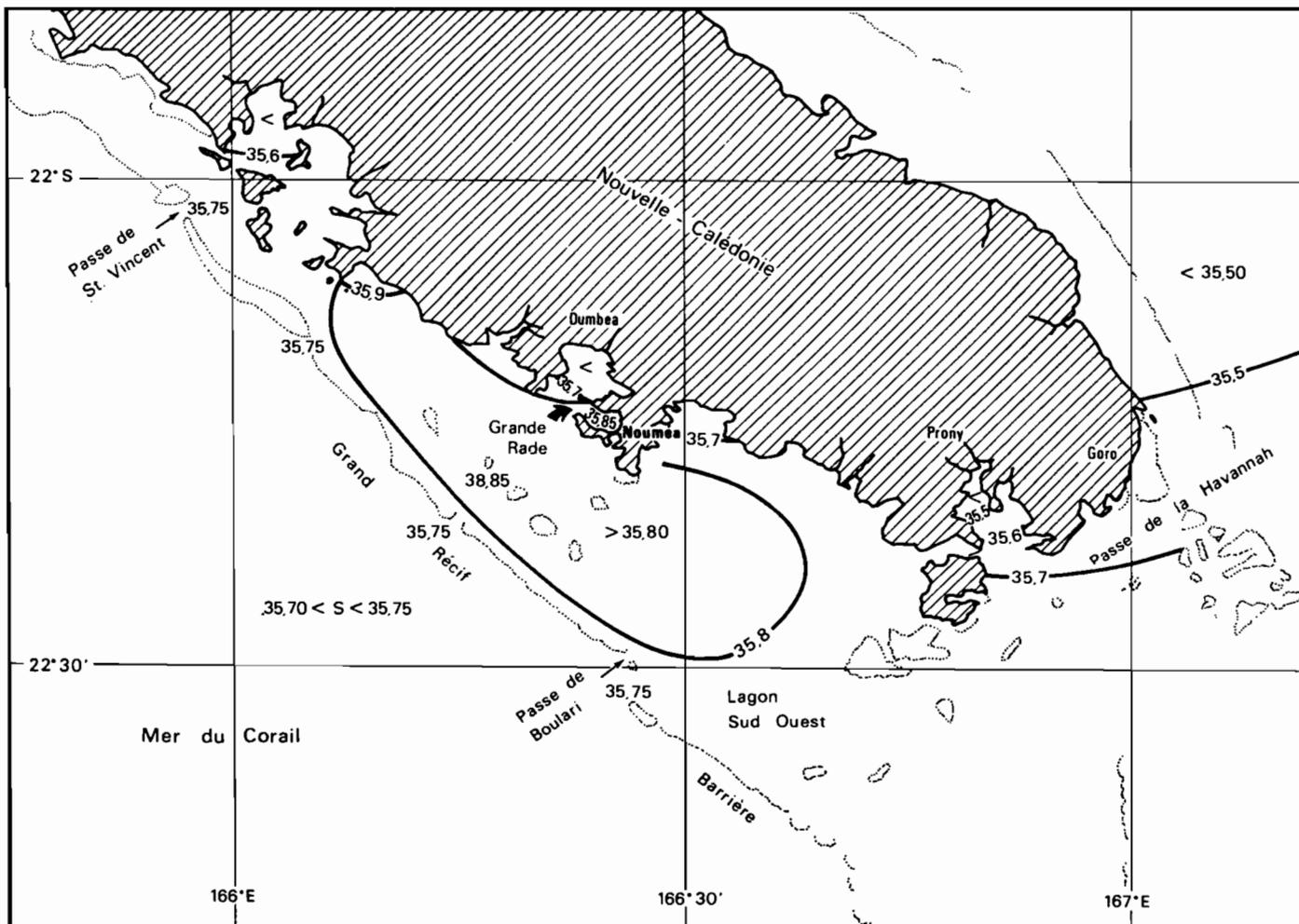


Fig. 21b : Salinité de surface en octobre 1978

Au fond des baies la salinité est en février-mars inférieure à 34 ‰ et l'isohaline 35,50 ‰ se situe dans la partie médiane du lagon. En octobre, les baies ne sont que faiblement dessalées, le gradient horizontal côte-large est minimal et la salinité moyenne du lagon est supérieure à 35,75 ‰. Dans ces deux cas de figure, les eaux les plus salées se trouvent le long de la radiale C (Uitoe) et forment une langue s'étirant le long du grand récif vers le sud-est en direction du phare Amédée. Sur l'ensemble des stations et des radiales effectuées entre 1977 et 1979, apparaît nettement la différence de charge en sel entre les eaux peu salées des baies et estuaires et les eaux de la partie centrale du lagon. Le calcul de la salinité moyenne sur toute la colonne d'eau ne permet pas de faire apparaître le phénomène de sursalure de surface des eaux de la partie récifo-lagonaire par rapport aux eaux océaniques d'origine (Tableau VI). Toutefois, si on comptabilise le nombre de cas d'inversions de salinité, i.e. ceux où la salinité de surface est plus élevée qu'en subsurface, les stations C₂, C₃ et E₄ se classent en tête et délimitent ainsi la zone de formation de l'eau lagonaire la plus salée.

La salinité moyenne d'ensemble des eaux lagonaires (fig. 15) s'établit à 35,45 ‰, soit 0,13 ‰ de moins que pour la couche 0-50 mètres des eaux océaniques du proche large. Ceci indique, que pour l'ensemble du lagon sud-ouest, l'apport en eau douce par les précipitations et les rivières est supérieur à la perte d'eau par évaporation. Au plan du bilan de sel global, l'effet de dilution des eaux côtières - lagonaires est donc supérieur à la concentration haline de surface de la zone récifo-lagonaire.

L'évaluation de l'écart moyen, salinité fond - salinité surface indique que la baie de Prony possède le système halin le plus contrasté ; viennent ensuite les baies de la Dumbéa et de St-Vincent.

Les chiffres de la colonne 4 du Tableau VI, sont une expression de la stratification haline verticale sh, optimale au fond des baies où l'indice peut atteindre 0,1. Dans le lagon côtier, cet indice de stratification est compris entre 0,05 et 0,002 puis s'abaisse à 0,001 au niveau des passes.

Station N°	Moyenne des salinités Sm ‰	Ecart moyen $ES = \frac{Sf - Ss}{N}$	Stratification haline $S_h = \frac{ES}{S_m}$	Nombre de cas d'inversions de salinité/19 relevés
(Estuaire) A1	34,26	4,47	0,130	
A2	34,54	3,36	0,100	
A3	34,85	2,11	0,058	1
<u>Prony</u> A4	35,41	0,44	0,012	2
(Canal Woodin) A5	35,50	0,27	0,008	2
(lagon) A6	35,57	0,16	0,004	6
A7	35,58	0,11	0,003	5
(côte) B0	35,47	0,17	0,005	3
B1	35,50	0,10	0,003	6
<u>Boulari</u> B2	35,62	0,08	0,002	8
(Passe) B3	35,58	0,05	0,001	2
(Proche large) B4	35,59	0,04	0,001	
(0-50 m)				
(Estuaire) E1	35,10	0,76	0,022	2
E2	35,50	0,97	0,016	3
<u>Dumbéa</u> E3	35,65	0,08	0,002	6
(Passe) E4	35,66	0,04	0,001	9
(côte) C1	35,50	0,15	0,004	5
<u>Uitoe</u> C2	35,59	0,10	0,003	12
(Passe) C3	35,63	0,03	0,001	11
(Estuaire) D1	35,04	0,78	0,022	5
<u>St-Vincent</u> D2	35,37	0,25	0,007	3
(Passe) D3	35,60	0,08	0,002	3
(Proche large) D4	35,60	0,04	0,001	
(0-50 m)				

Tableau VI : Moyenne des salinités (toutes données), écart moyen salinité fond (Sf) - salinité surface (Ss) et indice de stratification haline Sh

La figure 18 montre la quasi permanence, dans les baies, d'une couche superficielle dessalée, dont l'épaisseur moyenne est de plusieurs mètres ; le gradient halin vertical peut alors atteindre des valeurs élevées, supérieures à 1 ‰/m (Tableau VII).

Station	Date	Prof. du lagon (m)	Epaisseur lère couche (m)	Ecart de salinité (‰)	Gradient vertical positif (‰/m)
E1	12/01/78	7	7	7	1
A1	25/07/77	13	5	5	0,7
A2	02/04/79	20	10	7	0,7
A2	28/06/77	20	2	6	3
A3	02/04/79	30	15	7	0,5
B2	12/01/78	28	15	0,7	0,05
C2	13/01/78	20	10	0,6	0,06
E3	12/01/78	40	10	0,25	0,025
D3	23/03/78	70	70	0,1	0,001
D3	14/01/78	70	25	0,3	0,01
E4	13/01/78	30	10	0,3	0,03

Tableau VII : Gradients halins verticaux

Dans la partie centrale du lagon l'étalement de la couche superficielle dessalée formée dans les baies et estuaires est favorisée par la circulation interne et l'action du vent ; les processus de diffusion laminaire et turbulente tendent à homogénéiser progressivement le milieu, le gradient halin vertical faiblit et devient dans tous les cas inférieurs à 0,1 ‰/m. Au niveau des passes qui constituent les axes privilégiés de sortie des eaux lagunaires dessalées, le gradient vertical est de l'ordre de 0,01 ‰/m, dans les cas les plus favorables, i.e. après les pluies cycloniques. La passe de St-Vincent (radiale D) est la plus active dans l'évacuation de ces eaux superficielles dessalées, du fait de sa proximité de la côte, où se déversent, de surcroît, plusieurs rivières importantes. En revanche, aucune dessalure notable n'a jamais été observée au niveau de la passe de Boulari (station B3), la grande largeur du lagon au sud de la presqu'île de Nouméa ayant permis une homogénéisation des deux types d'eaux présentes à la station la plus côtière (station Bo). La figure 22 illustre l'homogénéisation progressive des eaux lagunaires sur la radiale B, entre le fond de la baie de Boulari (station Bo) et la partie océanique externe à la passe (station B4).

La croissance rapide de la salinité avec la profondeur est un facteur primordial dans le maintien de la stabilité verticale de la colonne d'eau : dans la figure 19, tous les cas d'inversion de température sont accompagnés d'une très forte augmentation de la salinité, qui permet de maintenir un gradient vertical de densité positif ; à partir du niveau où le gradient thermique s'inverse et devient négatif, la stabilité de la colonne d'eau est alors acquise et le gradient halin devient généralement très faible.

Il existe toutefois des cas où le gradient halin couche de surface - couche sous-jacente est négatif : l'eau est plus salée en surface qu'en profondeur (Tableau VI, colonne 5), ce qui peut être un indice de la prédominance des processus d'évaporation et/ou d'une circulation lagunaire à plusieurs couches.

Si l'on classe les cas d'inversions de salinité par ordre de gradient décroissant (Tableau VIII), on constate que ceux-ci sont les plus élevés dans la partie du lagon située entre le récif barrière et

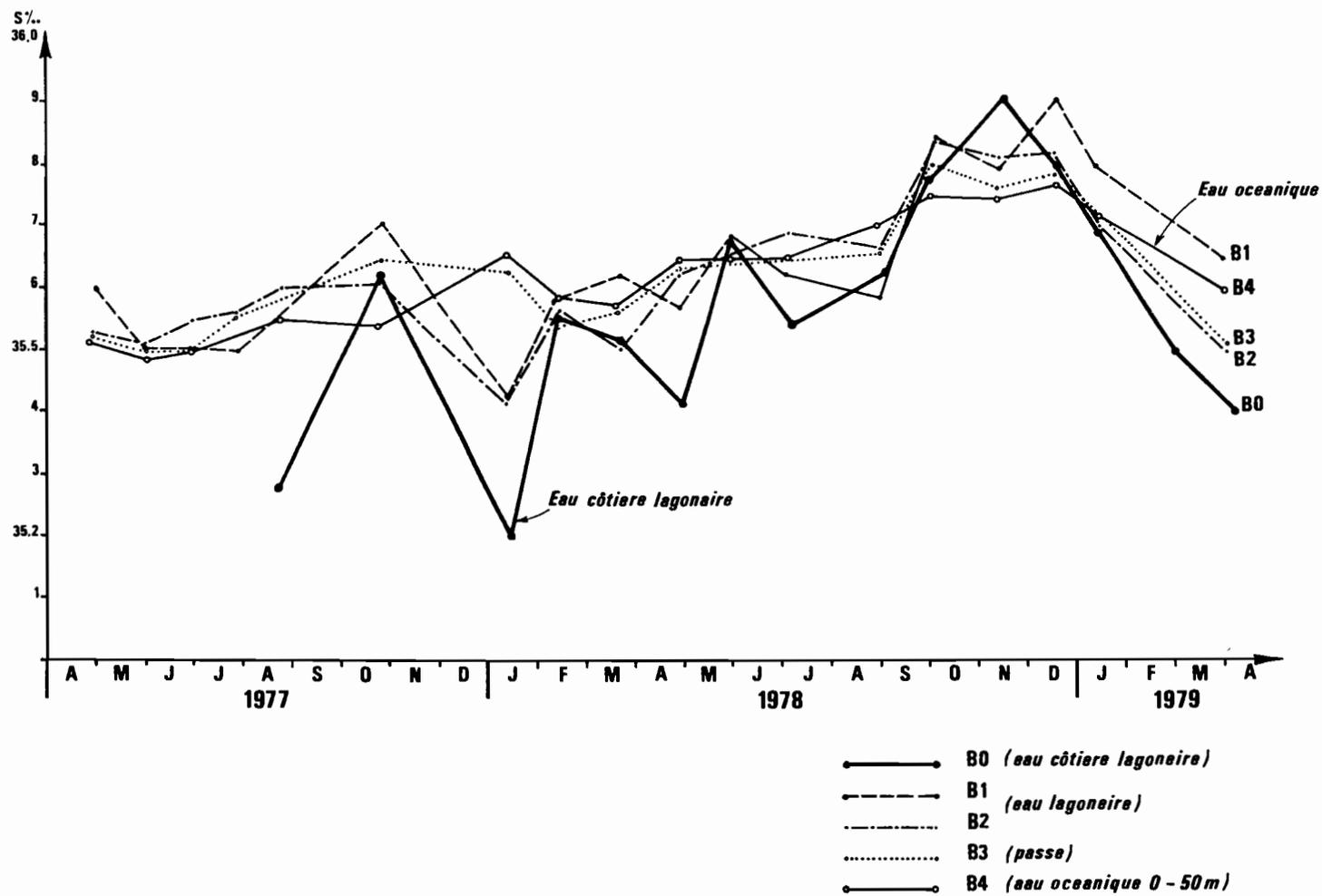


Fig. 22 : Homogénéisation des eaux lagonaire le long de la radiale "B" (Boulari)

la ligne d'îlots médians, i.e. dans la zone récifo-lagonaire où la salinité est souvent légèrement plus forte que dans la couche superficielle océanique. Quand cette eau salée se rapproche de la côte sous l'effet de la marée où d'ondes barotropes, elle est recouverte par des eaux plus légères qui tendent à s'éloigner de la côte du fait de la permanence de l'alimentation par les rivières. Ainsi se crée une structure hydrologique à 2 couches, qui sera préservée ou au contraire atténuée en fonction des conditions météorologiques et des aléas de la circulation interne des eaux dans le lagon.

Station	Date	Prof. du lagon (m)	Epaisseur lère couche (m)	Ecart salinité (‰)	Gradient vertical ‰/m	Ecart salinité 2 ^{ème} couche ‰	Gradient vertical ‰/m
C3	26/04/77	23	9	0,001	- 0,001		
A5	31/05/77	47	47	0,04	- 0,0009		
R1	03/06/77	07	7	0,01	- 0,005		
C3	01/06/77	23	23	0,01	- 0,0004		
B1	29/06/77	23	5	0,02	- 0,004	0,02	+ 0,001
B3	29/06/77	40	20	0,2	- 0,01	0,03	+ 0,001
A4	25/07/77	35	5	0,4	- 0,08	0,4	+ 0,014
B2	26/07/77	28	28	0,02	- 0,0008		

Tableau VIII : Cas d'inversions de salinité

c) Densité et formation des eaux lagonaires

Les états successifs du champ thermohalin lagonaire peuvent être représentés en chaque station sur un diagramme horizontal température/salinité, ce qui permet en outre une évaluation directe de la densité in situ. L'évolution temporelle de la couche de surface le long de la radiale D (St-Vincent) représentée sur la figure 23, indique qu'au fond de la baie (station D1) les variations maximales de densité de l'eau sont comprises entre $\sigma_t = 24,6$ (septembre 1977, août 1978) et $\sigma_t = 21,7$ (janvier 1978). A la station D2 (eau côtière lagonaire), les variations de densité sont un peu moins importantes : $\sigma_t = 24,7$ (septembre 1977) à $\sigma_t = 22,2$ (février 1978). A la station D3 située dans la passe de St-Vincent (eau récifo-lagonaire), les fluctuations hiver/été sont comprises entre $\sigma_t = 24,6$ et $\sigma_t = 23,0$.

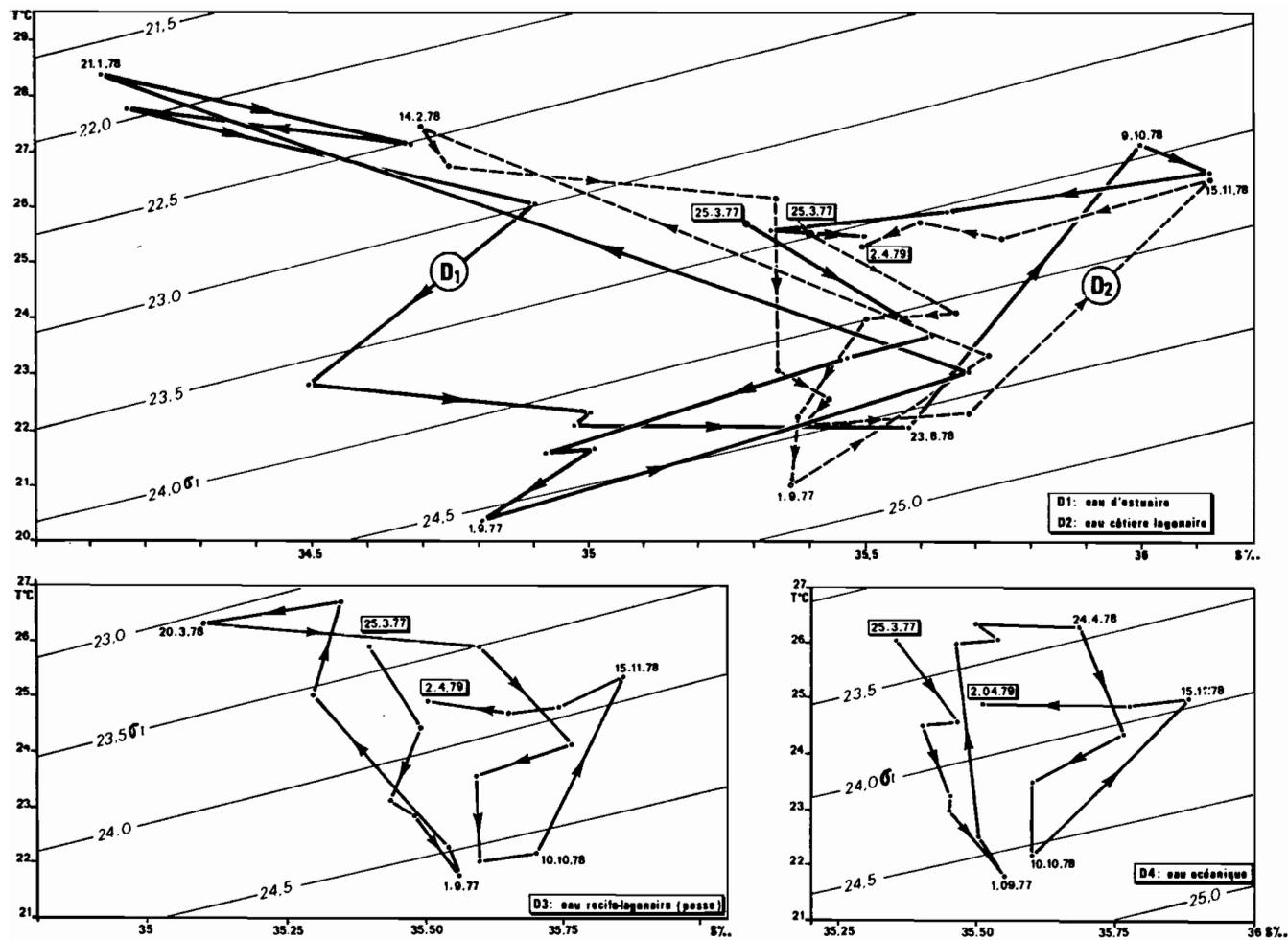


Fig. 23 : Evolution temporelle de la densité de la couche de surface le long de la radiale "D". Densité en $\sigma_t = 1000 (d-1)$

Enfin au proche large, les fluctuations annuelles sont encore un peu moins prononcées et se situent entre $\sigma_t = 24,6$ et $\sigma_t = 23,3$. Il apparaît donc qu'en saison fraîche, il existe peu de différence de densité entre les eaux lagunaires de la partie centrale et les eaux océaniques de la couche 0-200 mètres ; cette quasi-isodensité témoigne de l'importance des mélanges entre les différentes couches et permet aux eaux côtières peu salées de disparaître rapidement dans la masse lagonaire et océanique. L'efficacité des mélanges turbulents étant donc notablement accrue en hiver, une fraction des éléments organiques et nutritifs stabilisée à proximité du fond peut migrer vers la surface, ce qui la rend disponible pour être à nouveau incluse dans les processus de photosynthèse. En été, tout au contraire, la différence de densité entre les eaux d'estuaires et les eaux océaniques peut dépasser $\sigma_t = 1$ et une couche légère chaude et dessalée tend à se maintenir à la surface du lagon et à atteindre les passes et même le proche large au moment des pluies cycloniques. Le lagon est alors un milieu stratifié et les échanges surface/fond plus réduits. Cette situation potentiellement dommageable pour la faune corallienne, à cause de l'abaissement de salinité et du suréchauffement des eaux, se maintient pendant que l'île reste dans un système de basses pressions, puis tend rapidement à s'estomper quand les alizés reprennent leur régime normal.

L'examen de la structure hydrologique verticale en fin d'hiver (septembre 1977) montre une forte cohésion entre les eaux océaniques et lagunaires qui sont pratiquement isopycnes, $\sigma_t = 24,8 \pm 0,1$ (fig. 24a). Les eaux récifo-lagunaires ont toutefois une densité légèrement supérieure à celle des eaux d'estuaires. Cette situation particulière, consécutive à l'importance du processus d'évaporation de surface en période sèche et ventilée, permet ainsi la création, dans la partie centrale du lagon, d'une eau de densité maximale supérieure à $\sigma_t = 24,0$ (fig. 24b). Le fond du lagon est occupé par des eaux de densité intermédiaire et voisine de $\sigma_t = 23,50$. L'inclinaison générale des isopycnes suggère par ailleurs une pénétration des eaux océaniques par le plancher des passes, en réponse à un échappement vers l'océan des couches lagunaires superficielles (radiales B et D). Les diverses fluctuations spatio-temporelles du champ de densité sont schématisées dans la figure 25, les différents types d'eaux lagunaires et océaniques étant réduits à leurs valeurs thermohalines les plus caractéristiques.

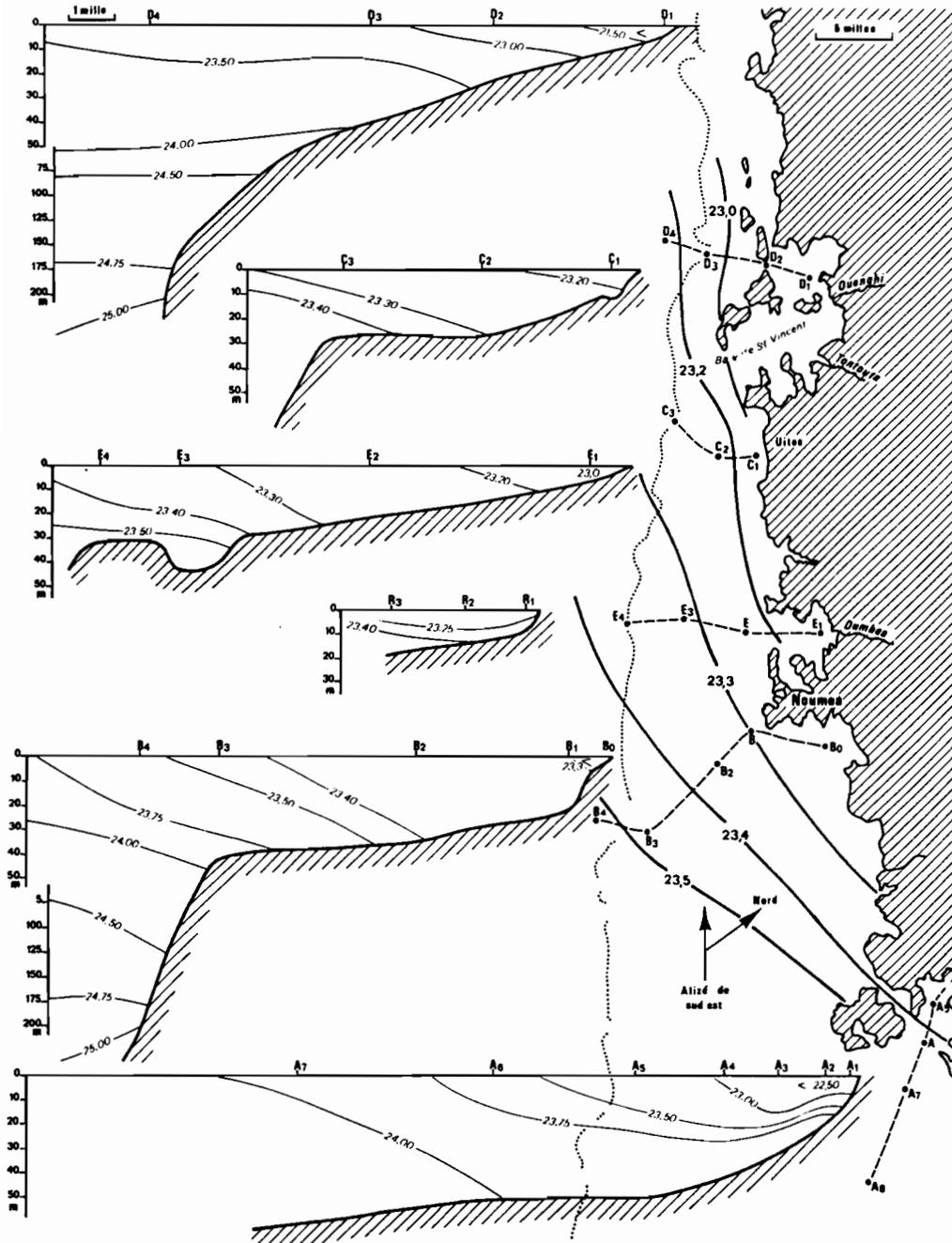


Fig. 24b : Densité (σ_t) le long des radiales en février 1978

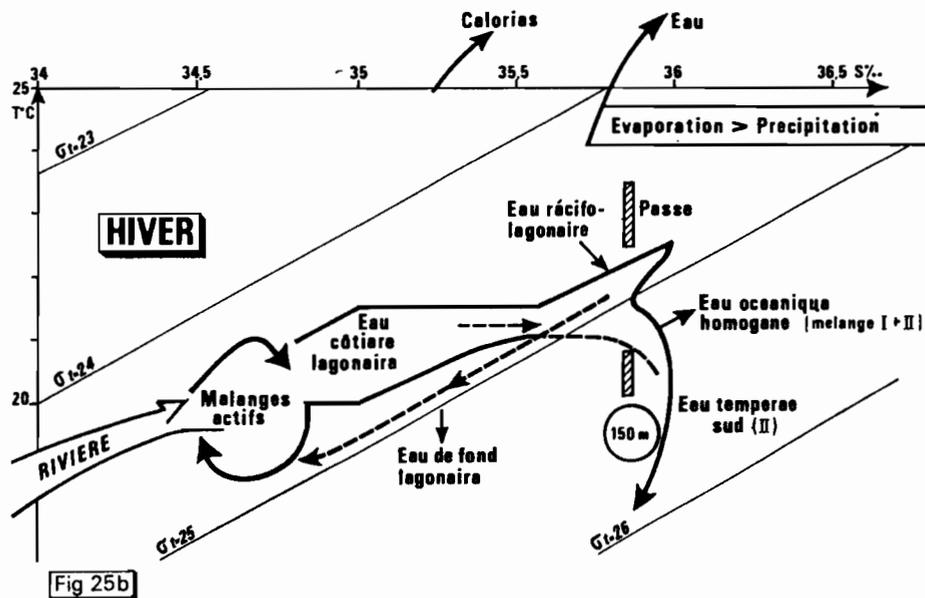
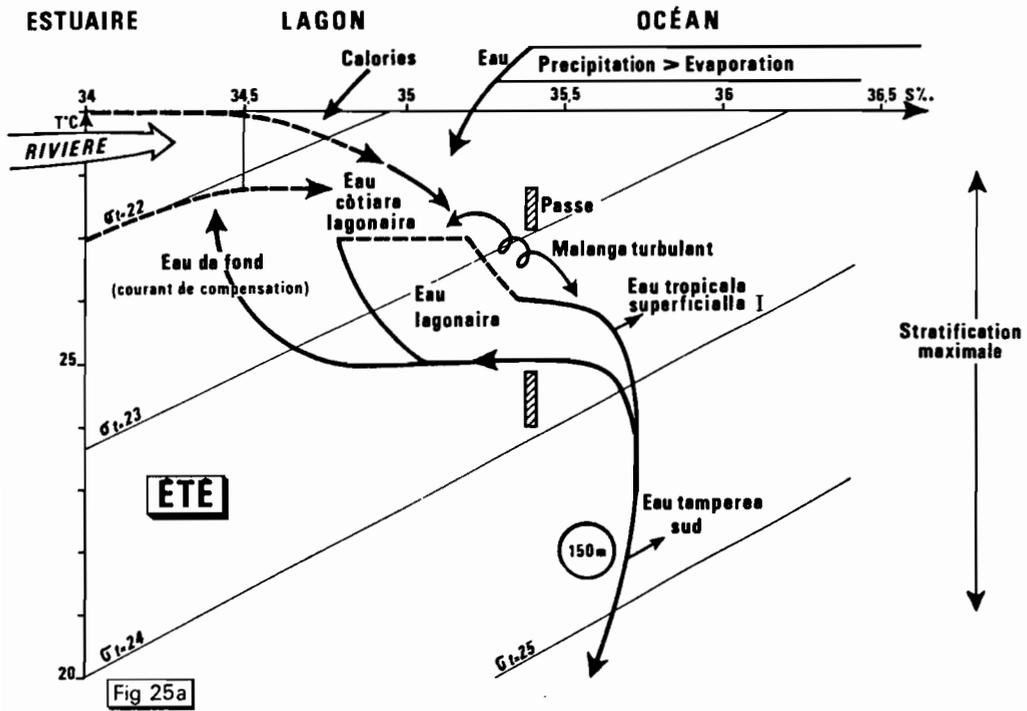


Fig. 25 : Réarrangements des différents type d'eau dans le champ de densité (25a) en été Austral (25b) en hiver Austral

Le calcul, station par station, de la densité moyenne des eaux (Tableau IX), intégrant les valeurs thermiques et halines moyennes, permet de quantifier l'influence de la bande côtière, dont les effets conjugués de dessalure et de surchauffe conduisent à abaisser notablement la densité des eaux lagunaires, par rapport aux eaux océaniques originelles. C'est ainsi que la différence de densité estuaire - large atteint, sauf sur la radiale de Uitoe, une valeur supérieure à 0,40. Si l'on calcule l'écart moyen E_d entre la densité de fond et la densité de surface, on trouve les valeurs les plus élevées, supérieures à $E_d = 2$ au fond de la baie du Prony et les plus faibles sur la radiale de Uitoe

Station N°	Moyennes des densités (σ_{tm})	Ecart moyen densité fond-densité surface $E_d = \frac{\sigma_{tf} - \sigma_{ts}}{N}$	Indice de stabilité $\frac{E_d}{\sigma_{tm}}$
(Estuaire) A1	23,00	3,15	0,137
A2	23,10	2,81	0,122
A3	23,50	1,77	0,075
<u>Prony</u> A4	24,00	0,47	0,020
A5	24,10	0,36	0,015
(Canal Woodin) A6	24,20	0,18	0,007
Lagon A7	24,22	0,22	0,009
(Côte) B0	23,85	0,30	0,013
B1	24,10	0,13	0,010
<u>Boulari</u> B2	24,15	0,14	0,006
(Passe) B3	24,20	0,14	0,006
(Large, 0-50 m) B4	24,25	0,19	0,008
(Estuaire) E1	23,60	0,60	0,025
E2	24,10	0,35	0,015
<u>Dumbéa</u> E3	24,20	0,22	0,009
(Passe) E4	24,22	0,08	0,003
(Côte) C1	24,00	0,10	0,004
<u>Uitoe</u> C2	24,08	0,10	0,004
(Passe) C3	24,12	0,10	0,004
(Estuaire) D1	23,60	0,60	0,025
<u>St-Vincent</u> D2	24,00	0,65	0,027
(Passe) D3	24,10	0,30	0,012
(Large, 0-50 m) D4	24,18	0,21	0,009

Tableau IX : Moyenne des densités (toutes données), écart moyen densité fond - densité surface et indice de stabilité

($E_d = 0,10$). Le calcul de l'indice de stabilité, quotient de E_d par σ moyen, permet de comparer les stations entre elles ; la stabilité verticale est la meilleure dans les baies de Prony et de St-Vincent la moins bonne sur la radiale de Uitoe. La comparaison de l'indice de stabilité avec l'indice de stratification haline (Tableau VI) montre une excellente concordance entre les 2 séries de chiffres : c'est donc la distribution spatio-temporelle de la teneur en sel qui est le facteur

principal de contrôle de la stabilité des eaux lagunaires, et principalement en hiver lorsque disparaît la stratification thermique verticale. Le rôle des eaux d'estuaires se révélant prépondérant dans le bilan hydrologique du lagon, il est donc nécessaire de procéder à l'étude détaillée de certaines baies, ce qui est fait au chapitre III, 4.

3°) Dynamique du lagon sud-ouest

La spectaculaire extension vers le sud-est du grand récif barrière calédonien (cf. fig. 2) situe le lagon ainsi circonscrit parmi les plus importants de la planète : la distance entre la corne sud (23° sud, 167° est) et la presqu'île de Nouméa est de 100 km, alors que la diagonale du plus grand des lagons d'atoll de Polynésie (Rangiroa) atteint seulement 70 km. Le lagon sud-ouest calédonien est donc une véritable petite mer intérieure, animée de mouvements propres et balayée, à proximité des passes, par de puissants courants. Ceux-ci étaient du temps de la marine à voile redoutés des navigateurs, qui dès le temps des santaliers au milieu du 19^{ème} siècle, considéraient le lagon, plus comme un piège à bateaux que comme un havre de repos. Les premiers désastres maritimes et le développement du port de Nouméa décidèrent de la construction en 1867 du Phare Amédée, près de l'entrée de la passe de Boulari, ce qui améliora considérablement la sécurité des atterrages sud. La mauvaise réputation du lagon persista tout de même et fut même aggravée par des naufrages célèbres, comme en 1922 celui du plus grand 5 mâts jamais construit, le "FRANCE", à la sortie de la passe de Uitoe.

L'un des aspects déroutants dans la compréhension des mouvements de l'eau du lagon est l'existence de renverses très rapides du sens du courant à proximité des passes et dans les chenaux côtiers ; l'alternance des flux entrant dans le lagon et en ressortant est évidemment modulée en première approximation par le marnage, mais de nombreuses observations font état de décalages inattendus, voire d'inversions entre le régime prévu et le régime réel. (voir III, 3, c, régimes transitoires particuliers). De plus, les pulsations de l'advection horizontale déclenchent des mouvements tourbillonnaires et des mélanges turbulents entre les couches superficielles et subsuperficielles. La présence de pareils tourbillons et des zones de clapots hâchés est habituelle à

proximité des passes et des chenaux ; dans les parties libres du lagon, la propagation des houles et des ondes est plus harmonieuse et s'accompagne, en période d'alizé, de la création de cellules convectives dites de Langmuir (fig. 26a). On observe en effet très souvent à la surface du lagon, de longues traînées marron faites de matériaux flottants agglutinés (algues, mucus coralliens, débris organiques, poussières de minerai de nickel, etc...) selon un axe parallèle au lit du vent. Ces traînées matérialisent les lignes de convergence des eaux superficielles, ces plongées d'eau impliquant par continuité, l'existence de mouvements latéraux divergents fond-surface, pour assurer le fonctionnement des cellules de Langmuir (fig. 26a).

Des lâchers de drogues dérivantes et de colorants, effectués dans des lagons d'atoll fermé (GUEREDRAT et ROUGERIE, 1978) ou semi-fermé (ATKINSON et al., 1981) ont par ailleurs montré que l'hodographe des flux dessine, dans le plan vertical, une spirale de type Ekman (fig. 26b), révélant la rotation des flux entre la surface et le fond. Le renforcement de la tension du vent tend à augmenter aussi bien le flux direct que le flux profond de compensation ; à mi-profondeur, il peut y avoir inversion complète du sens des flux, alors qu'au fond la vitesse du courant est de l'ordre du 1/10ème de ce qu'elle est en surface (fig. 26c). Il y a tout lieu de penser que ces résultats sont applicables au lagon calédonien, tout au moins dans les parties planes, où la bathymétrie est monotone. L'action mécanique des courants de fond sur les sédiments a été examinée par DUGAS et DEBENAY (1981), feuille Prony, et complétée par des observations sur les relations entre la gamme des vitesses des courants et le faciès des biotopes benthiques en place (ROUGERIE, 1981).

Pendant notre programme lagon, entre 1976 et 1979, nous n'avons pu faire aucune mesure directe de courant, mais nous bénéficions heureusement de deux opérations complètes de courantométrie qui encadrent chronologiquement l'étude hydrologique.

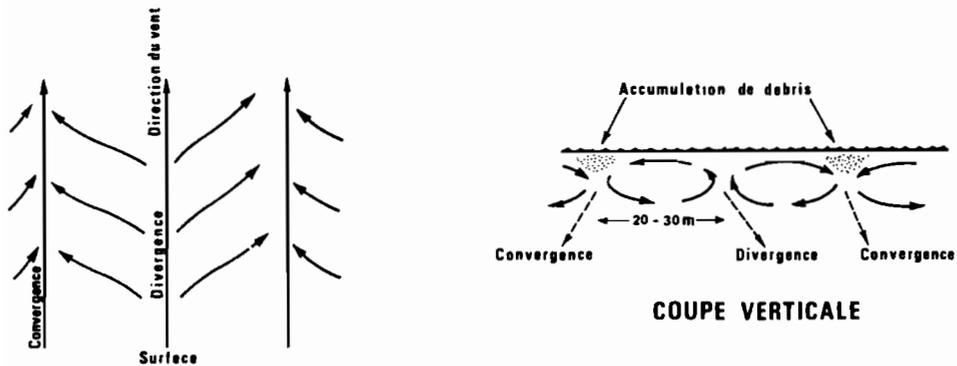


Fig. 26a : Circulation de Langmuir (pellicule de surface) d'après Thurman 1978

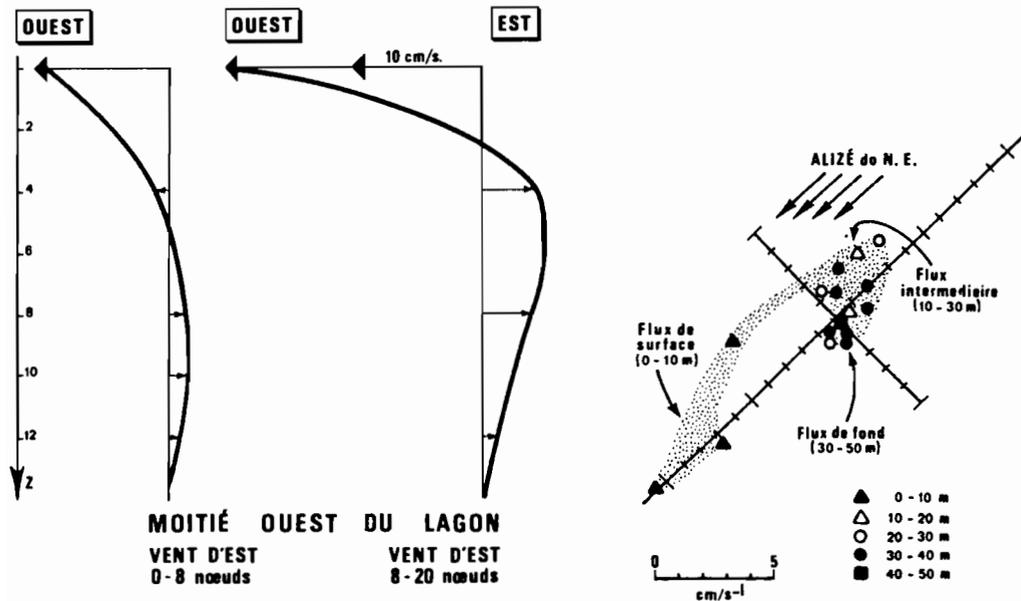


Fig. 26b : Résultats de dérives de drogues montrant dans un plan vertical une spirale du type Eckman entre la surface et le fond.

Atoll de Takapoto
(Guérédrat et Rougerie, 1978)

Fig. 26c : Résultats de dérives de drogues montrant la spirale des flux entre la surface et le fond.

Atoll d'Eniwetok
(Atkinson et al., 1981)

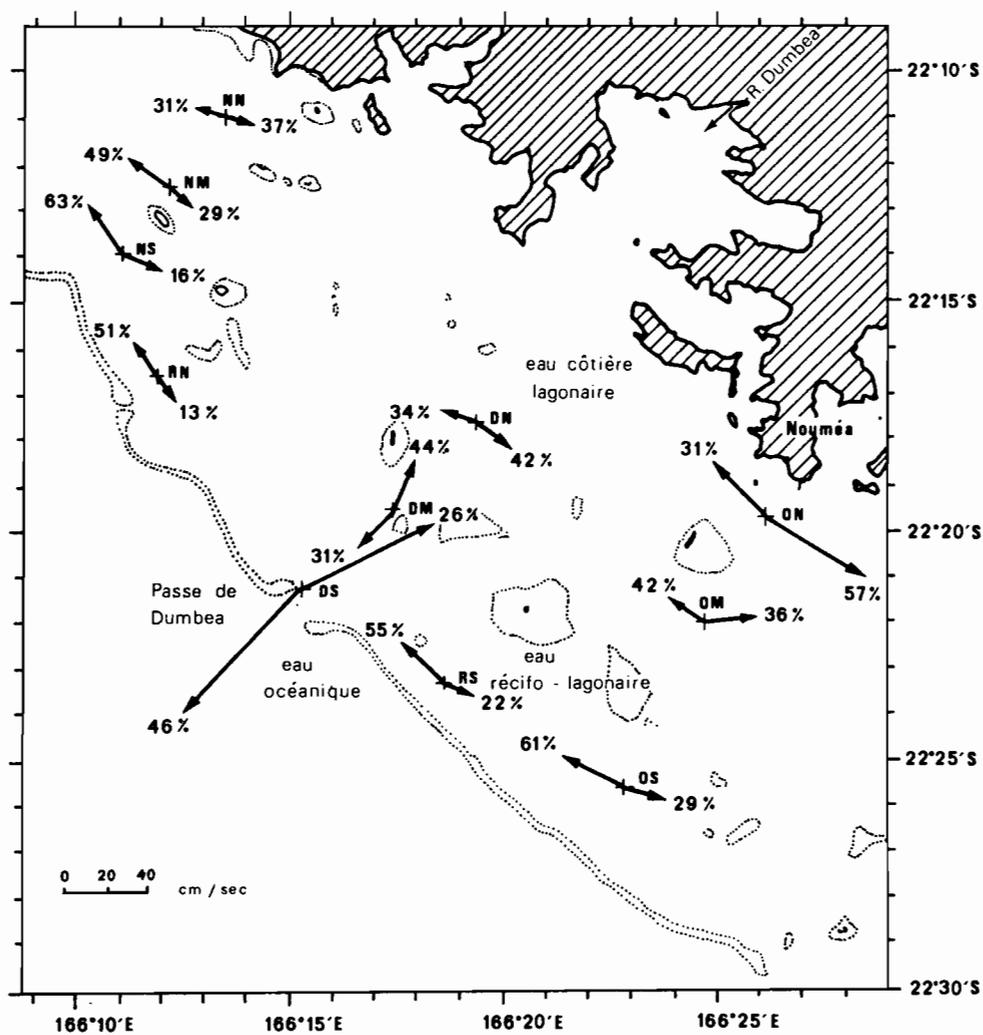


Fig. 27 : Intensité maximum et pourcentage de présences des courants dominants (d'après Jarrige et al., 1975)

a) Opération RASCAL

La portion de lagon comprise entre la radiale de Boulari et celle de Uitoe a fait l'objet en décembre 1974 et janvier 1975 d'une opération de courantométrie et d'étude de l'onde de marée par trois organismes associés pour la circonstance : l'ORSTOM de Nouméa d'une part et deux instituts océanographiques australiens, le Horace Lamb Institute of Oceanography et la Flinders University of South Australia d'autre part. Le rapport technique de cette opération réalisée avec 11 courantomètres et 5 marégraphes (JARRIGE et al., 1975), permet de connaître les traits essentiels de la circulation du lagon sud-ouest en été austral (fig. 27), d'où sont tirés les éléments suivants.

En régime de vents alizés établis (12 à 20 noeuds), la circulation d'ensemble porte principalement au sud le long de la côte de l'île (57 % contre 31 % de cas de vecteurs dirigés vers le nord ouest). Près du grand récif la situation s'inverse : plus de 55 %, des vecteurs courants sont dirigés vers le nord ouest et moins de 30 % vers le sud est. Dans la passe de la Dumbéa, le flux superficiel est dans le sens océan-lagon dans 26 % des cas, en sens opposé dans 46 % des cas.

On peut admettre que la circulation d'un secteur lagonnaire est régie de façon primaire par la pression barométrique, de façon secondaire par la marée et de façon tertiaire par la houle (RENON, 1978). Ce modèle global peut être affiné en opérant une triple discrimination portant sur le coefficient de marée, la force du vent et sa direction. JARRIGE et al., (1975) présentent ainsi 3 situations types (fig. 28a, 28b, 28c).

- Vent faible en marée de vives eaux (fig. 28a)

Il y a rotation des vecteurs courants entre la période de flot (marée montante) et celle de jusant (marée descendante), dans la partie large du lagon au sud de la presqu'île de Nouméa. Dans la partie nord-ouest, les inversions temporelles sont moins évidentes. Dans la passe de la Dumbéa, la circulation porte alternativement au nord est (flot), puis au sud-ouest (jusant), avec une légère résultante vers l'est (flux dans le sens océan-lagon).

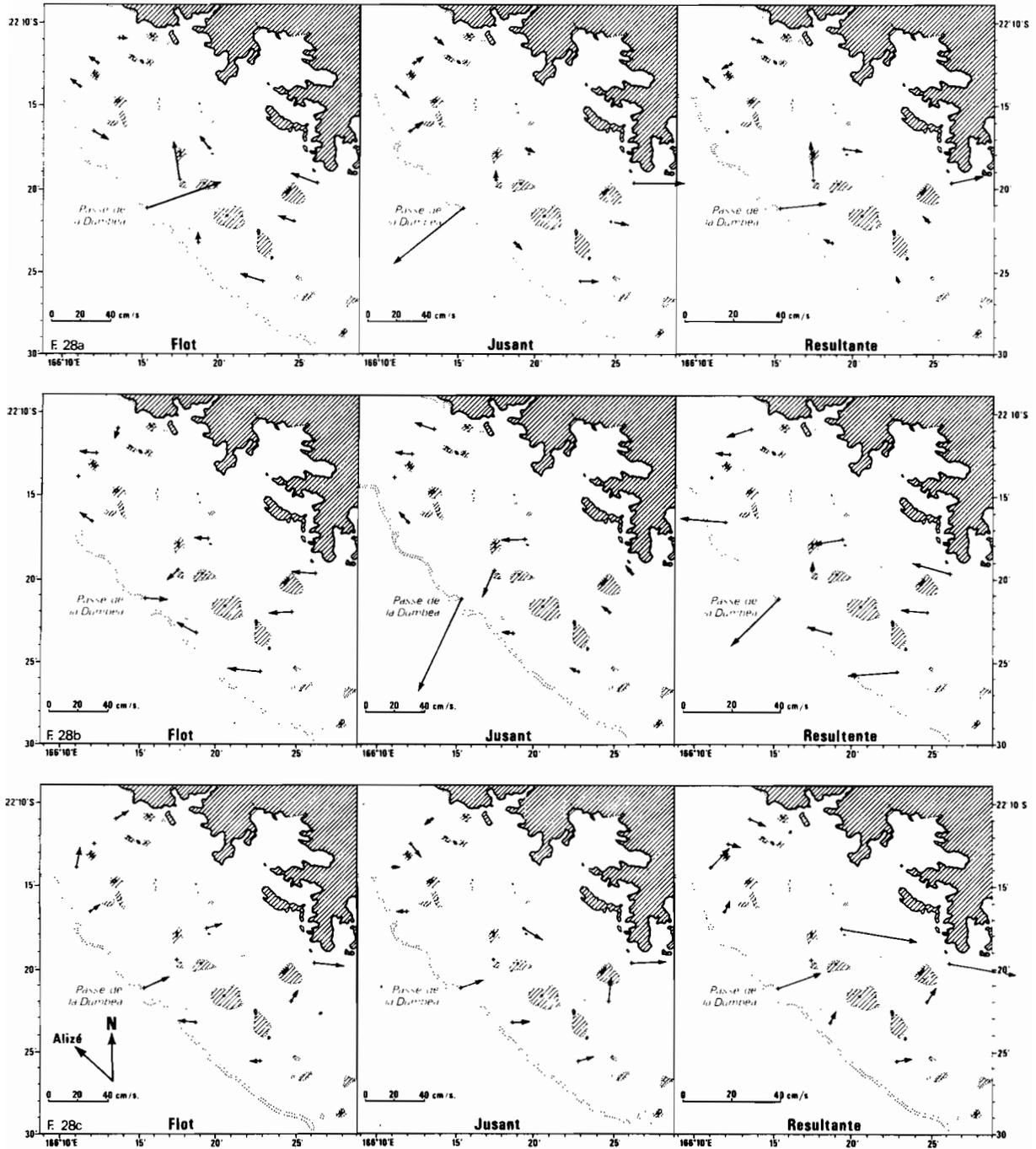


Fig. 28a : Vecteurs courant par vent faible aux vives eaux (28.12 - 30.12.74.)

Fig. 28b : Vecteurs courant par fort vent de Sud-Est (3.1. - 5.1.75.)

Fig. 28c : Vecteurs courant par vent faible aux mortes eaux (6.1. - 7.1.75.)

- Fort alizé de sud-est (fig. 28b)

Dans le sud, il n'y a pas rotation du sens du courant d'une marée à l'autre, mais accroissement de la vitesse pendant le flot. Le vent et l'onde de marée étant en phase, la réponse du bassin lagonaire se traduit par une accumulation d'eau à la côte et cet excès d'eau est ensuite évacué par les passes, comme celle de la Dumbéa, où la vitesse du courant sortant peut atteindre 80 cm/s en période de jusant.

- Vent faible en marée de mortes eaux (fig. 28c)

La tension du vent et l'amplitude de l'onde de marée étant minimales, les vecteurs courant sont faibles et relativement constants en direction ; le bilan d'entrée d'eau océanique par les passes de la Dumbéa devient positif et le transport des eaux lagonaires se fait essentiellement le long de la côte vers le sud-est en direction du canal Woodin.

On peut noter que, de par sa construction, le troisième volet de la figure 28b représente la circulation induite par l'alizé, sans interaction de l'onde de marée ; la dérive principale des eaux se fait alors vers l'ouest-nord ouest avec sortie par la passe de Dumbéa ; plus au nord (passe de Uitoe), les flux diminuent alors que le lagon se rétrécit et diminue de profondeur. Les troisième volets des figures 28a et 28c présentent la circulation résiduelle en absence de vent : les vecteurs courant sont relativement dissemblables, mais en majorité orientés au sud-est le long de la côte et au nord-ouest près du récif barrière.

L'étude du régime de la passe de la Dumbéa révèle en surface un flux entrant prédominant qui ne paraît être suscité ni par la marée ni a fortiori par les vents alizés. Pour les auteurs précités (JARRIGE et al., 1975), ce serait une réponse dynamique à des forces externes océaniques de nature tourbillonnaire à moyenne échelle.

L'action d'une telle poussée barotrope peut être effectivement liée à la circulation océanique superficielle, dont on a noté au

paragraphe II, 2b, la cinétique élevée, puisque la vitesse du courant tropical sud se situe dans la gamme 0,25-0,75 m/s.

Dans le lagon lui-même, la tension due aux vents alizés semble être le processus principal jouant sur le taux de renouvellement des eaux ; ce taux doit être notablement modifié, mais pour de brèves périodes, pendant les coups de vent d'ouest ou les tempêtes dépressionnaires.

Pour tenter de combler ces lacunes et compléter les résultats de l'opération RASCAL de 1974 - 1975, 4 courantographes ont été mouillés en 2 points sur l'axe de la radiale de la Dumbéa, l'un à proximité immédiate de la passe, l'autre dans la partie centrale du lagon.

b) Opération COULAG (Courantométrie lagonaire) (fig. 29)

Elle a eu lieu entre juin 1979 et février 1980, avec un changement des piles et des bandes magnétiques fin octobre, ce qui a entraîné l'interruption des mesures pendant quelques jours.

Les courantographes mouillés sur des fonds de 20 mètres, respectivement à 3 et 17 mètres de profondeur, comme indiqué sur la figure 29, ont fourni, à raison d'une séquence d'enregistrement toutes les 20 minutes, vitesse et direction du flux, pression absolue, température et salinité, soit un nombre total de l'ordre de 15 000 cycles par courantomètre. Les caractéristiques principales des flux apparaissent dans le tableau X pour les 2 périodes de mesure et pour les 2 niveaux par site occupé.

- En surface (3 mètres)

Dans la passe de la Dumbéa, le couple composante zonale ouest/est est nettement prépondérant en fréquence et intensité, ce qui s'explique aisément par la topographie de cette passe, entaille d'une longueur de 800 mètres, sur la barrière récifale orientée au 320°. La composante nord n'est toutefois pas négligeable et correspond à une dérive du système superficiel sous l'action des alizés de sud-est. Une

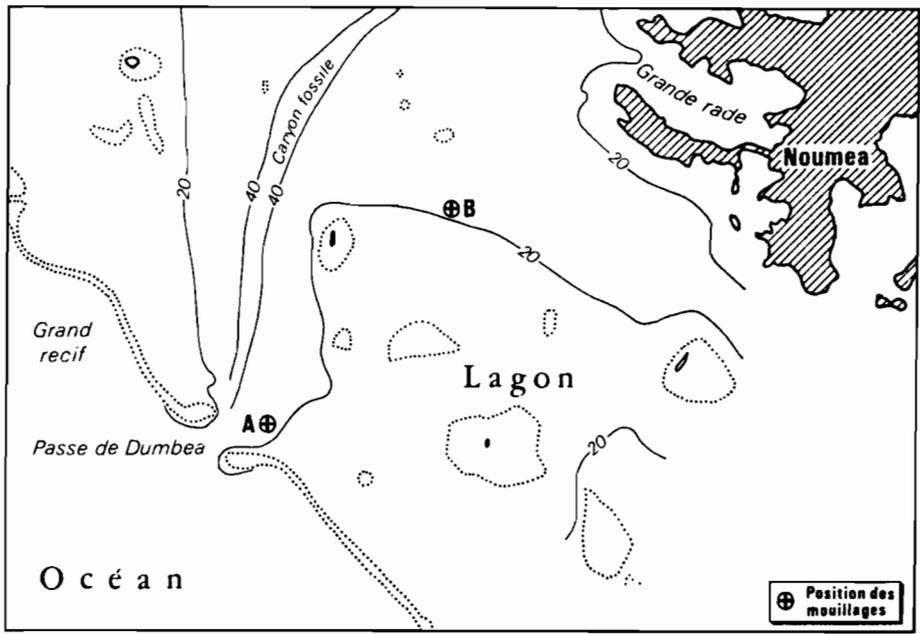
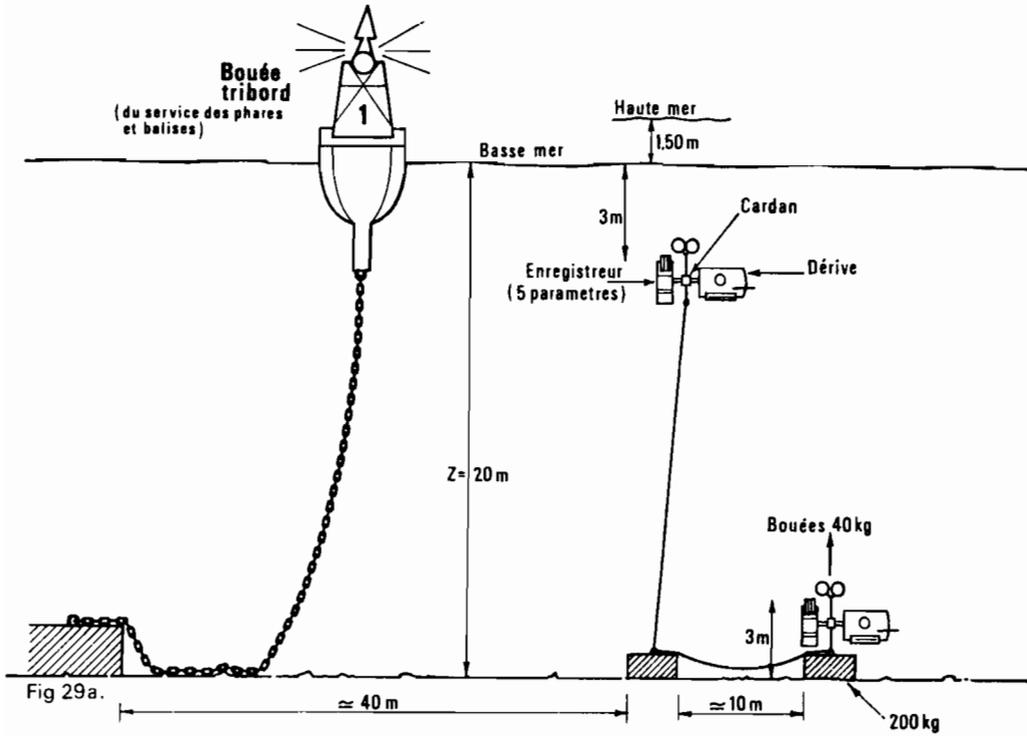


Fig. 29 : Schéma du mouillage et emplacement des 4 courantographes (AANDERAA RCM 4)

Période I : 29-06-1979 au 11-10-1979 (hiver austral)

Mesures :

Période II : 01-11-1979 au 31-01-1980 (été austral)

	Profondeur	Composantes zonales (valeurs maximales)		Résultante moyenne (cm/s)	Composantes méridiennes (valeurs maximales)		Résultante moyenne (cm/s)	Vitesses extrêmes (cm/s)		Moyenne	
		Ouest	Est		Sud	Nord		Mini.	Maxi.		
Passe (I) de la Dumbéa	3 m	- 83	95	- 6,2	- 45	65	- 0,4	1	120	25	
	17 m	- 65	69	- 5,9	- 52	49	- 3,8	1	90	24	
	(II)	3 m	- 73	66	- 4,5	- 43	55	+ 2,4	0	85	17
		17 m	- 53	45	- 4,4	- 49	37	- 0,2	0	56	17
Lagon Central	(I)	3 m	- 110	110	5,8	- 88	106	- 0,3	1	110	28
		17 m	- 16	12	- 0,8	- 12	12	- 0,2	1	16	5
	(II)	3 m	- 126	46	- 2,7	- 25	56	+ 0,1	0	106	8
		17 m	- 36	26	- 0,1	- 27	30	- 0,2	0	30	3
		Valeurs négatives : composantes ouest			Valeurs négatives : composantes sud						

Tableau X : Caractéristiques globales des flux mesurés en 2 sites sur la radiale Dumbéa à 3 et 17 mètres

étude détaillée du spectre des composantes ouest/est permet de bien mettre en évidence le cycle de marée, qui se traduit par une inversion du sens du flux, approximativement toutes les 6 heures 12 minutes. A cette pulsation régulière se surimposent les effets du champ de vent, qui peut en certains cas constituer une perturbation majeure. C'est ainsi que du 16 au 19 juillet, le flux est resté dirigé en permanence vers l'ouest, dans le sens lagon-océan, traduisant un délestage important du lagon.

Ce phénomène s'est également renouvelé plusieurs fois, bien que de façon plus, atténuée, au cours des mois de septembre (du 14 au 17 et du 24 au 28), d'octobre (du 8 au 10) et novembre (du 14 au 18), et s'est toujours accompagné d'une augmentation des vitesses ; du 16 au 19 juillet par exemple, le mode de vitesse s'établit comme suit : minimum 30 cm/s, maximum 83 cm/s, moyenne 50 cm/s (soit à peu près 1 noeud). Pour l'ensemble de la période I, la résultante dans l'axe zonal ouest-est atteint - 6,2 cm/s (5ème colonne du tableau X), ce qui indique la prédominance de sortie d'eau lagonaire par la passe.

Pendant la période II, la résultante moyenne des composantes zonales est de - 4,5 cm/s. Il existe donc une sortie prépondérante des eaux du lagon vers l'océan, ce qui apparaît également dans les hodographes a et b (fig. 30).

Dans la partie centrale du lagon, le mode du flux est plus difficile à interpréter car il n'existe pas a priori de direction qui soit privilégiée par la topographie ou la bathymétrie du bassin, le site de mesure étant dans une zone lagonaire plane et éloignée des plaques récifales. Le tableau X indique toutefois l'existence d'une dominante vers l'est, atteignant un maximum de 110 cm/s pendant la première période de mesures, et d'une composante de 106 cm/s selon l'axe nord. Il faut remarquer que, pendant cette période hivernale (juillet à octobre), la moyenne de la vitesse en surface atteint 28 cm/s, ce qui constitue la valeur la plus élevée des 8 séquences réalisées. En revanche, pendant la 2ème période de mesures (octobre à janvier), la moyenne des flux tombe à 8 cm/s et ce malgré quelques accélérations à plus de 100 cm/s, et la composante ouest domine à nouveau. L'examen des hodographes c et d (fig. 30) indique effectivement une résultante portant à l'est en hiver,

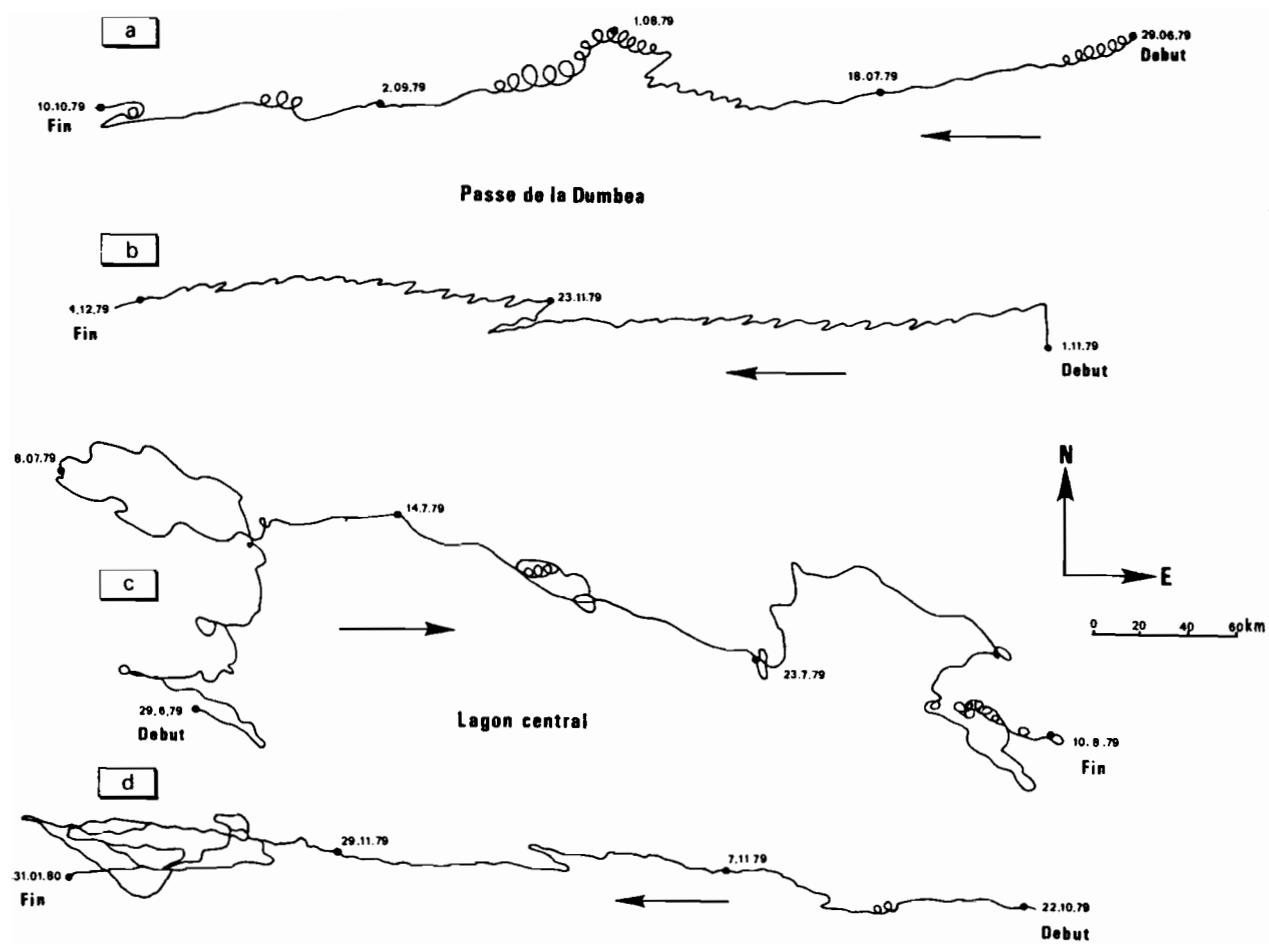


Fig.30 : Hodographes du courant résultant en surface (3 mètres) à la Passe de la Dumbea (a et b) et dans le lagon central (c et d)

puis s'orienter vers l'ouest pendant le 4ème trimestre de l'année. Selon l'axe méridien, les résultats sont peu différents d'une saison à l'autre, la composante nord restant prépondérante, quoique s'affaiblissant en début d'été (106 cm/s pour la 1ère période, 56 cm/s pour la 2ème).

La représentation, dans un plan cardinal, des nuages de points correspondant à la totalité des données (fig. 31) confirme l'existence, aux 2 sites de mesures, d'un axe préférentiel d'écoulement des eaux : dans la passe de la Dumbéa, le nuage de points s'étire selon l'axe sud-ouest - nord-est, alors que dans la partie centrale du lagon l'ellipse des points est orientée sud-est - nord-ouest, i.e. perpendiculairement au cas précédent, mais exactement dans le lit du vent : la vitesse du flux de surface y est en moyenne de l'ordre de 4 % de celle du vent. Il y a donc là une importante indication sur le régime du flux superficiel du lagon et sur ses variations spatio-temporelles.

- Près du fond du lagon

Soit à 17 mètres de profondeur pour un fond de 20 mètres, une analyse identique à celle effectuée pour les données de surface amène aux conclusions suivantes :

- dans la passe de la Dumbéa, les flux est sont supérieurs en intensité maximale (69 cm/s) aux flux ouest, mais ceux-ci dominent en fréquence, la résultante moyenne portant à l'ouest avec une vitesse de 5,9 cm/s en hiver et de 4,4 cm/s en été. Par rapport à la surface, les composantes nord sont plus atténuées avec un maximum maximum de 49 cm/s, et les composantes sud renforcées et supérieures à 50 cm/s. Les moyennes globales de vitesse sont, sur le plancher de la passe, comprises entre 17 et 24 cm/s et donc égales à celles du niveau 3 mètres. La pulsation due à l'onde de marée se traduit, comme en surface, par une inversion du sens de courant qui porte à l'est en marée montante et à l'ouest en jusant. On observe, toutefois, des périodes où le flux ne se renverse pas et reste soit orienté à l'ouest (du 15 au 20 juillet, du 18 octobre au 2 novembre), soit, mais plus brièvement, orienté à l'est (du 19 au 22 août, du 9 au 12 décembre). L'hodographe des courants ré-

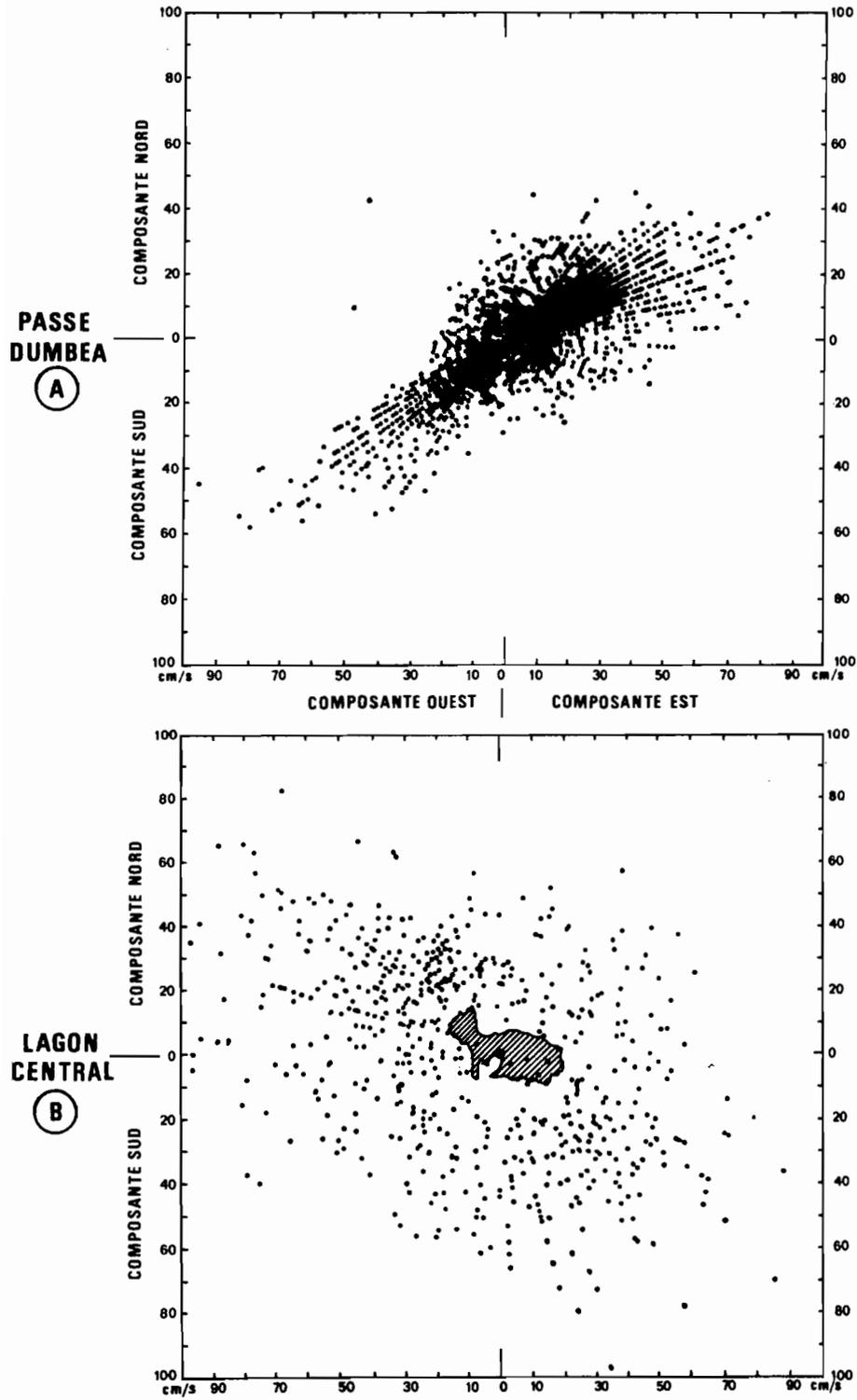


Fig. 31 : Projection des extrémités vectorielles dans le plan cardinal ; niveau 3 mètres (période I + II)

sultants (fig. 32) donne pour la période hivernale (32a) un flux dirigé vers le sud-ouest et pour la période estivale (32b) un flux franchement ouest.

- dans la partie centrale du lagon, les flux sont, au ras du fond, nettement moins forts qu'en surface, la moyenne des vitesses étant de l'ordre de 4 cm/s. La discrimination par secteur cardinal et par période de mesures (Tableau X) révèle une faible prédominance des résultantes ouest (0,5 cm/s) et sud (0,2 cm/s). En fait, le courant résultant (fig. 32c) porte au 300° entre le 29 juin et le 20 juillet, puis au sud jusqu'au 29 août et enfin plein ouest jusqu'au 10 octobre. L'enregistrement de la 2ème période n'est pas pris en compte par suite d'une mauvaise démagnétisation de la bande enregistreuse et d'une incertitude sur le tracé réel de l'hodographe.

La projection des extrémités vectorielles dans le plan cardinal (fig. 33) révèle une situation globale différente aux 2 sites de mesures ; dans la passe de la Dumbéa (33a), le nuage de points s'étire sur un axe sud-ouest nord-est et une majorité des points se trouve dans la gamme de vitesse 10-30 cm/s. Dans la partie centrale du lagon (fig. 33b), le nuage est quasi-concentrique avec un rayon de l'ordre de 10 cm/s.

Il n'apparaît pas ainsi en cet endroit de cheminement préférentiel des eaux, bien que l'hodographe indique une résultante vers l'ouest, donc vers la passe. Le déplacement des eaux de fond a un caractère alternatif marqué et est donc essentiellement régi par l'onde de marée, les phénomènes atmosphériques de surface ne créant que des perturbations de 2ème ordre.

- Comparaison des flux de surface et de fond

Si l'on compare les figures 31 et 33, on constate que dans la passe de la Dumbéa, l'axe d'écoulement alternatif est peu différent en surface et au fond. Dans le centre du lagon, au contraire, la progression des eaux superficielles se fait sur un axe nord-ouest sud-est, alors qu'au fond la direction est plus aléatoire, essentiellement du fait que la vitesse des flux y est en moyenne 4 fois plus faible qu'en surface.

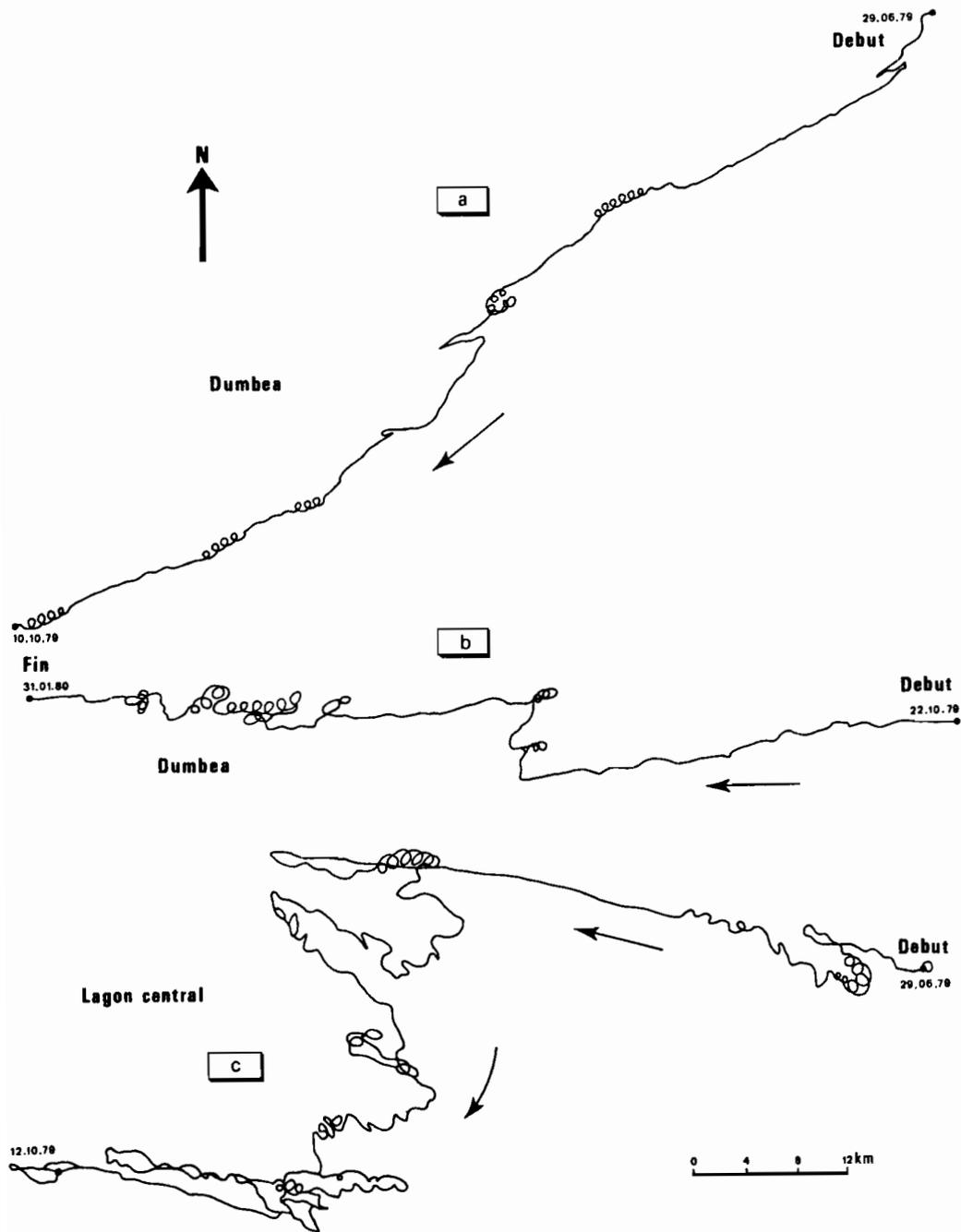


Fig. 32 : Hodographes du courant résultant au fond du lagon (17 mètres) à la passe de la Dumbea (a et b) dans le lagon central (c)

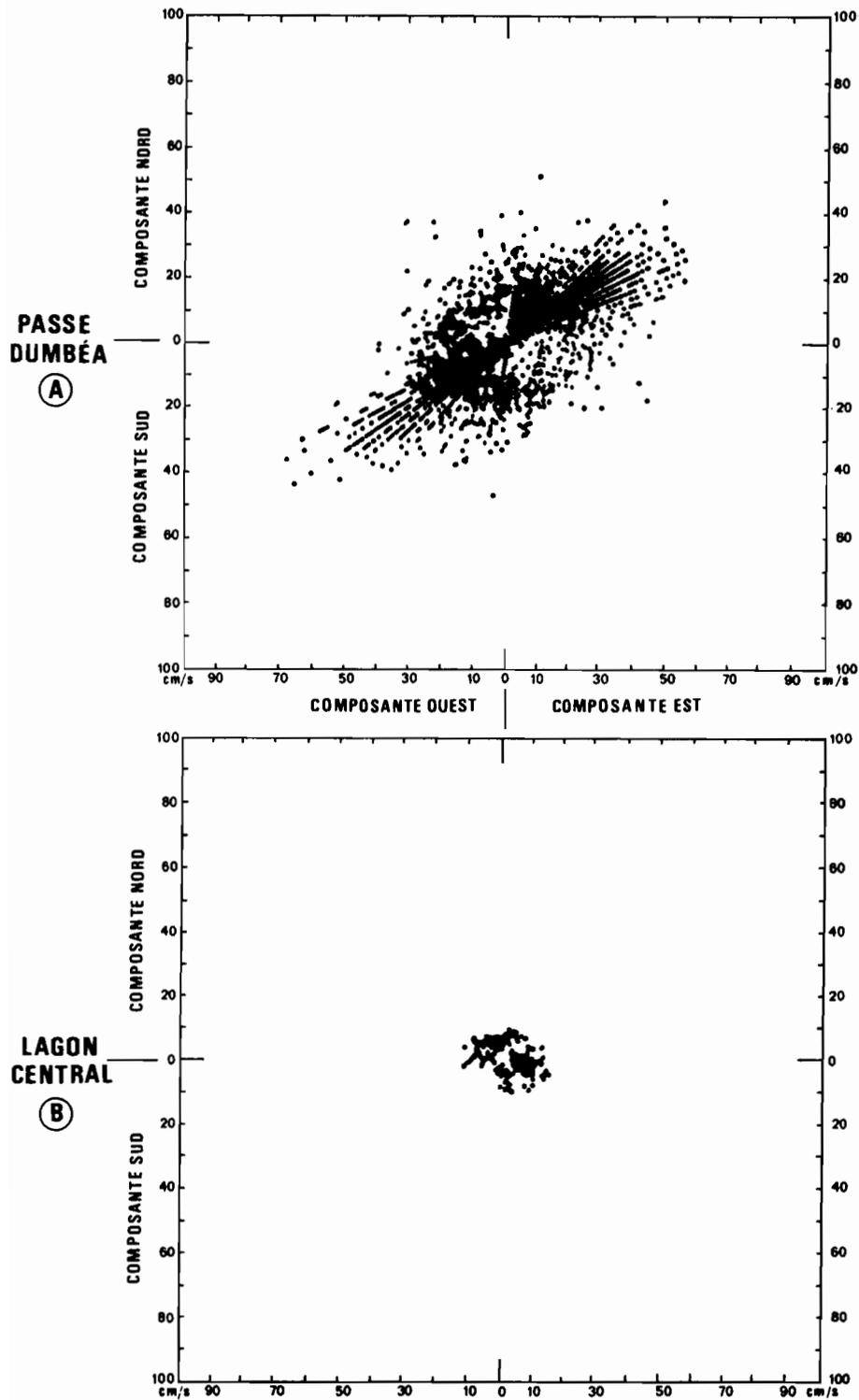


Fig. 33 : Projection des extrémités vectorielles dans le plan cardinal ; niveau 17 mètres (période I + II)

La superposition des sinusôïdes représentant l'évolution temporelle des composantes aux 2 niveaux de mesures permet de mettre en évidence plusieurs cas d'inversion de sens du courant entre la surface et le fond, par exemple dans la journée du 31 juillet dans la passe, lorsque le courant de surface est resté entrant alors que celui de fond est normalement alternatif (circulation de type baroclinique).

Ces phénomènes d'inversion ont été plusieurs fois observés par les plongeurs s'occupant du nettoyage des courantographes et qui pouvaient, d'un seul coup d'oeil, connaître l'orientation des dérives des engins. Ces observations réalisées en plongée permettent de préciser que les inversions de sens de courant surface/fond se produisent à la passe de la Dumbéa en début de marée montante : en surface, l'eau océanique pénètre dans le lagon et est d'une grande limpidité ; au fond le courant est encore sortant et l'eau beaucoup plus turbide, ce déphasage pouvant se maintenir plus d'une heure.

Si l'on regroupe les résultats du tableau X, on peut établir les caractéristiques d'ensemble des résultantes zonales et méridiennes aux deux niveaux (Tableau XI).

	Résultante zonale	Résultante méridienne	Vecteur courant
Passe de la Dumbéa	3 m	- 5,4	
	17 m	- 5,2	
Lagon central	3 m	+ 0,2	
	17 m	- 0,5	
	Valeurs négatives vers l'Ouest	Valeurs négatives vers le sud	Unités cm/s

Tableau XI : Vecteurs courant résultants aux 2 points de mesure

Le tracé des vecteurs courant résultants (4ème colonne) permet ainsi de schématiser en 2 points les caractéristiques de la circulation des eaux lagunaires, pour la période comprise entre juillet 1979 et janvier 1980. On constate que dans la passe de Dumbéa, les vecteurs courants portent à l'ouest, avec une rotation moyenne de 30° entre la surface (280°) et le fond (250°). Dans la partie centrale du lagon, la divergence des flux surface/fond est beaucoup plus forte : le vecteur résultant est orienté au cap 100° en surface, celui du fond au 250° ; il est donc parallèle au courant de fond dans la passe, mais sa force est 10 fois moindre.

L'ensemble des données courantométriques recueillies au cours des opérations RASCAL et COULAG permet de dresser un tableau des caractéristiques synoptiques des flux, en période d'alizé établi et selon trois zonations, passes du grand récif ouest, zone centrale, chenaux côtiers (Tableau XII). Ces données permettent également de porter les vecteurs courants sur un bloc diagramme représentant une radiale côte-passe, dans le lagon sud-ouest (fig. 36).

	Passes du récif ouest (Boulari, Dumbéa, etc...)		Lagon : zone centrale		Chenaux côtiers (Maître, Woodin...)	
	surface	fond	surface	fond	surface	fond
Direction flux	est ouest	nord-est sud-ouest	nord-ouest sud-est	ouest aléatoire	nord-ouest aléatoire	nord-ouest sud-est
Vitesse maximale sur 20 minutes (cm/s)	120	90	100	30	100	80
Vitesse moyenne (cm/s)	30	25	20	5	20	25

Tableau XII : Caractéristiques synoptiques des flux en période d'alizé établi (cf. fig. 28b et fig. 37).

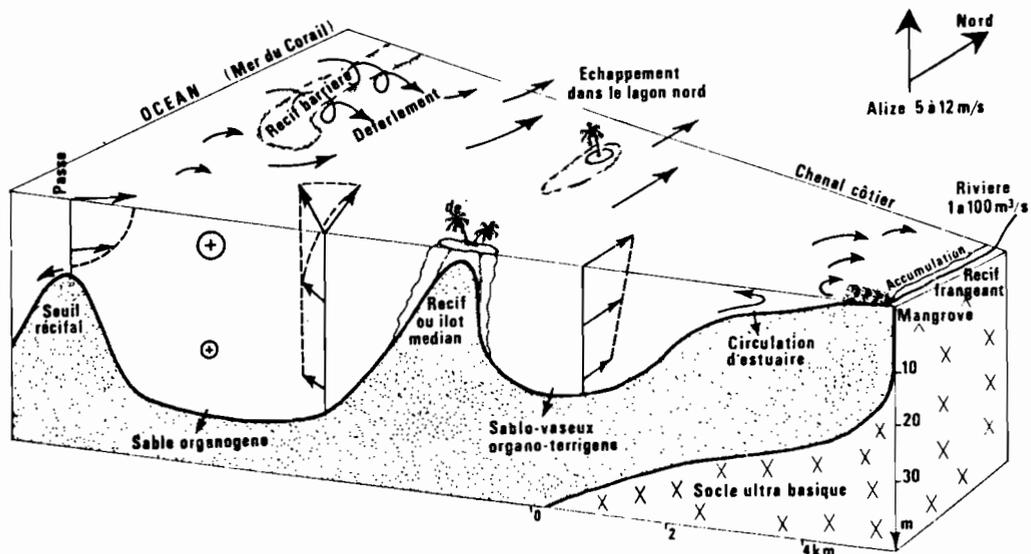


Fig. 36a : Flot. Mi-marée montante (flot maximum)

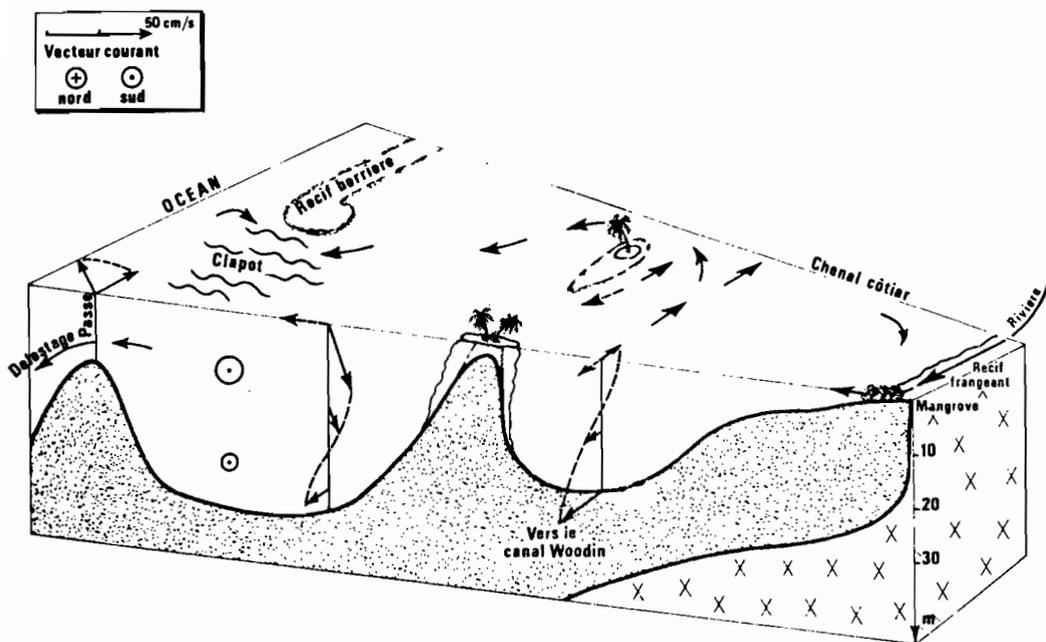


Fig. 36b : Jusant. Mi-marée descendante (jusant maximum)

Fig. 36 : Bloc diagramme des flux entre la côte et la passe par alizé établi et marées de vives eaux

c) Régimes transitoires particuliers

Les figures 34a et 34b présentent une partie des résultats des enregistrements effectués à la passe de la Dumbéa ; on peut noter que pendant la période du 16 au 19 juillet, un flux ouest permanent est présent de la surface au fond et se traduit par une accélération de la vitesse moyenne ; à la fin de ce cycle exceptionnel, toute la colonne d'eau est parfaitement isohaline (35,70 ‰) et isotherme (20° C), cette température étant d'ailleurs le minimum minimorum atteint pendant l'hiver 1979. Dans le même temps, les enregistrements en zone centrale du lagon (fig. 34c et 34d) indiquent la même occurrence de flux ouest et le doublement des vitesses au fond du lagon. Les températures (20,1° C) sont également les plus basses de l'année, mais la colonne d'eau n'est pas isohaline, la salinité étant plus élevée en surface (35,75 ‰) qu'au fond (35,50 ‰).

Il en résulte une inversion de densité qui peut toutefois se maintenir dans la mesure où la cinétique de la colonne d'eau reste élevée, ce qui est le cas jusqu'au 20 juillet, date de la réapparition de la composante est induite par l'onde de marée. Quels sont les facteurs ayant déclenché et maintenu cette circulation anormale ? Il est pertinent d'examiner en premier lieu, la situation barométrique générale.

Elle est caractérisée par la présence, à partir du 12 juillet, d'une zone de très haute pression sur le 35ème parallèle sud à proximité des côtes australiennes. Cet anticyclone se déplace vers le nord-est tout en se renforçant, la pression en son centre atteignant 1036 millibars le 17 juillet (figure 35a). Le 18 juillet, le centre de haute pression se trouve sur l'île Norfolk (29° sud, 168° est) à 700 km dans le sud de la Nouvelle-Calédonie, puis il continue sa progression vers l'est tout en s'affaiblissant au-dessous de 1024 millibars à partir du 20 juillet (fig. 35b). Les vents engendrés par cet anticyclone, correspondent à des déplacements d'air néo-polaire parallèles aux lignes isobariques et atteignent la Nouvelle-Calédonie par le sud-est avec une force moyenne comprise entre 4 et 11 m/s (fig. 35c).

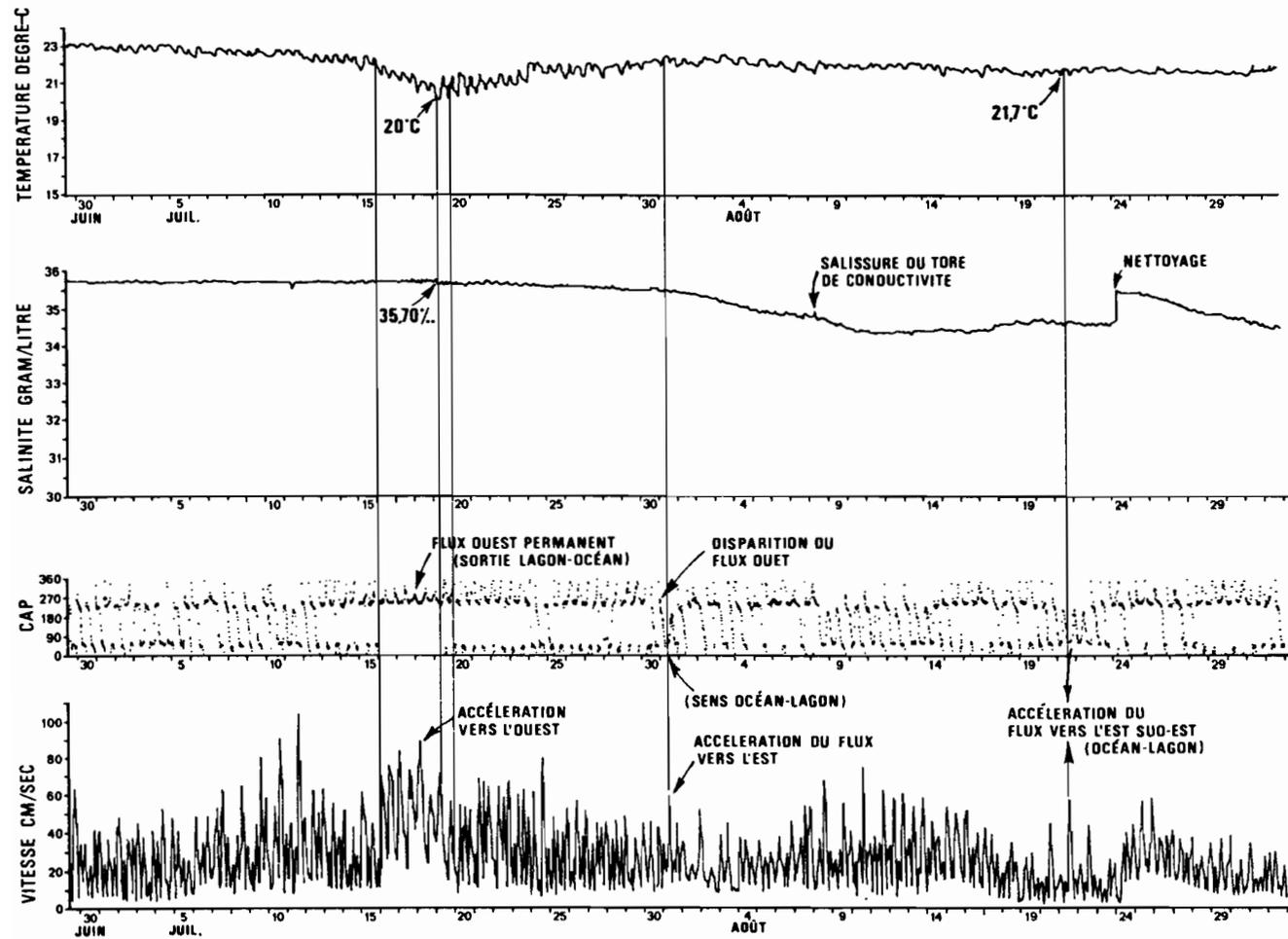


Fig. 34a : Courantographe AANDERAA 3961 - Profondeur 3 mètres - Passe de la Dumbea

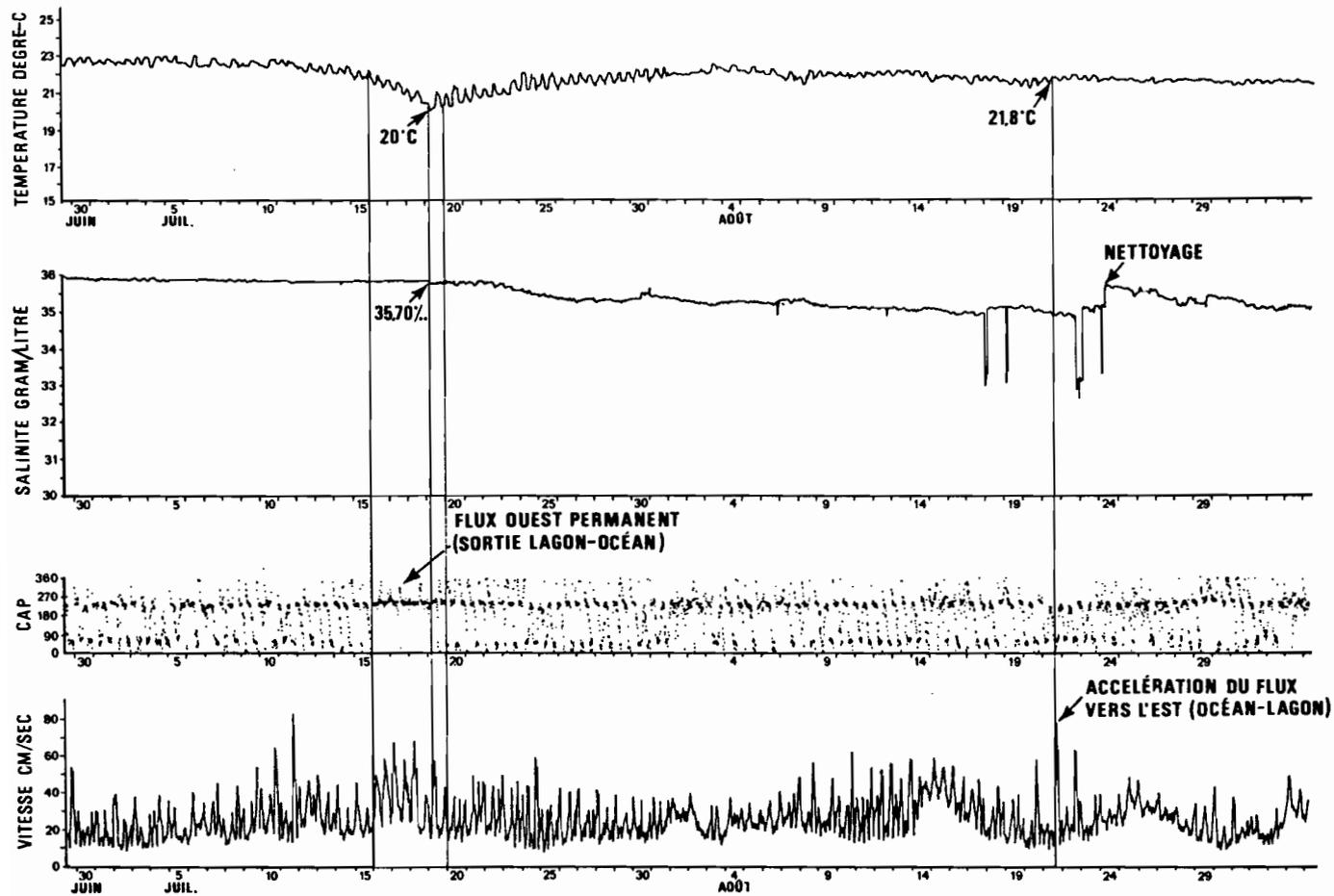


Fig. 34b : Courantographe AANDERAA 3963 - Profondeur 17 mètres - Passe de la Dumbea

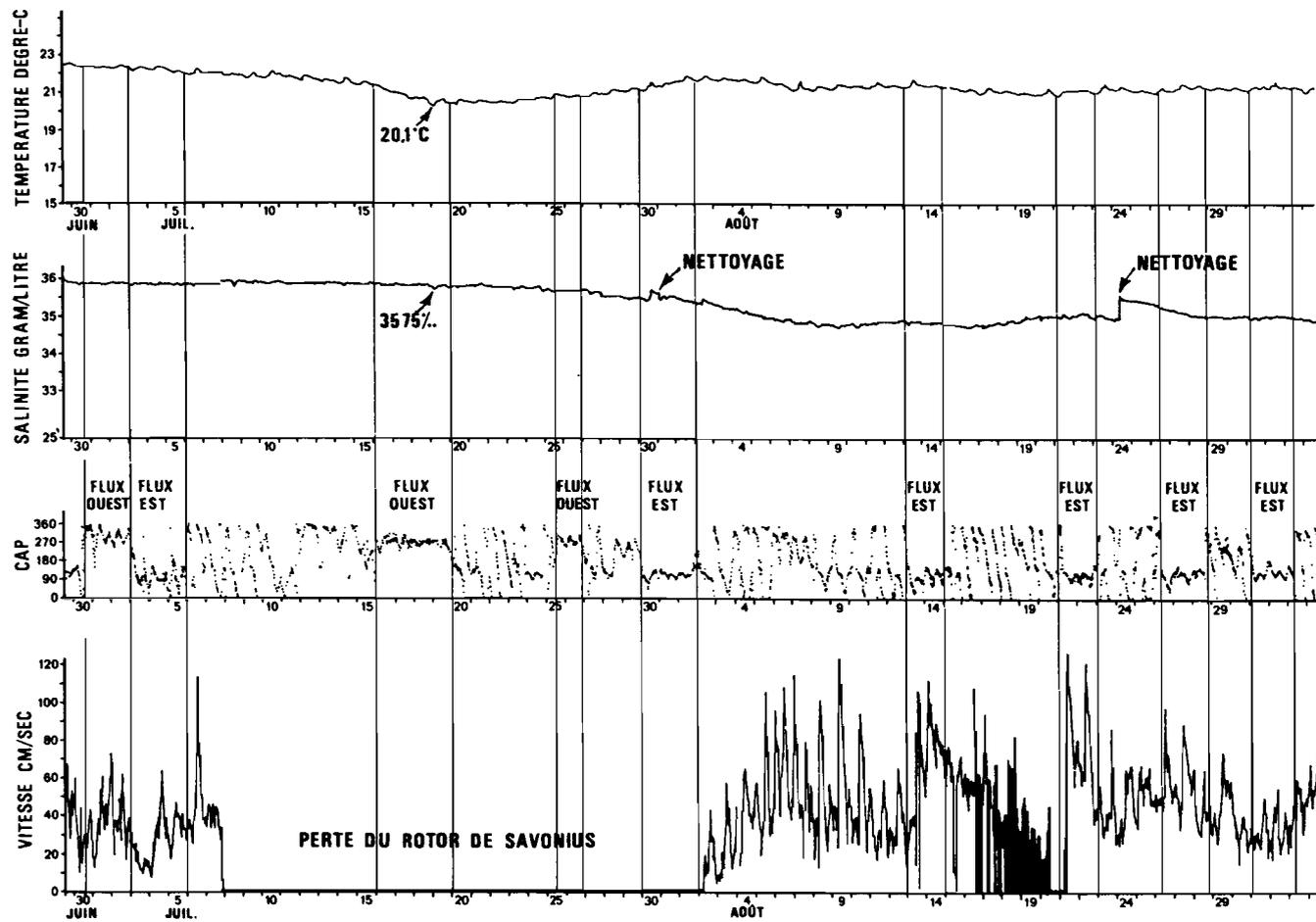


Fig. 34c : Courantographe AANDERAA 3964 - Profondeur 3 mètres - Zone centrale du lagon

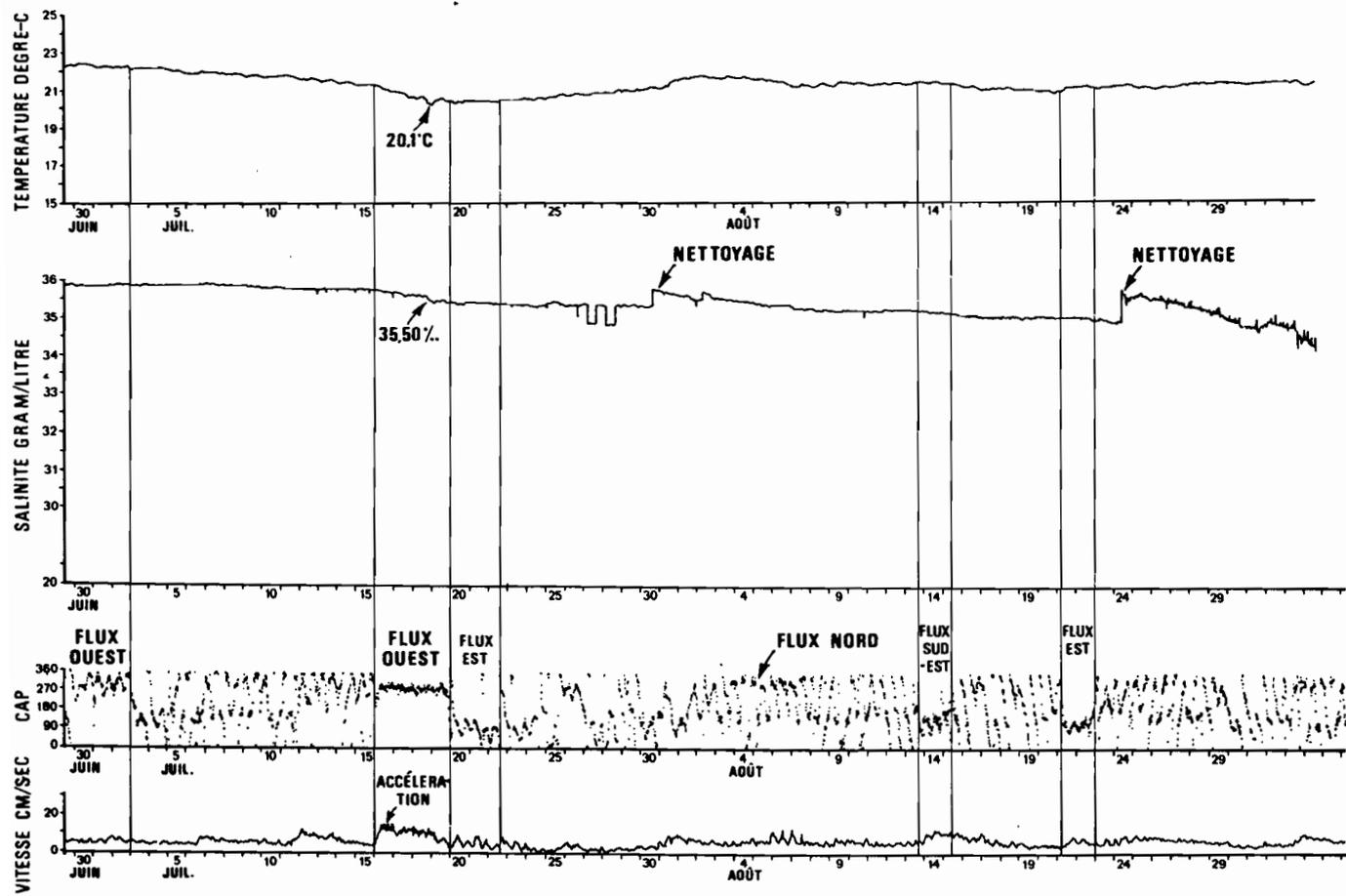


Fig. 34d : Courantographe AANDERAA 3965 - Profondeur 17 mètres - Zone central du lagon

Entre le 15 et le 23 juillet, la vitesse moyenne de cet alizé de sud-est s'établit à 8,5 m/s, la journée du 17 juillet étant la plus ventilée : le vent maximal sur 10 minutes atteint 12 m/s avec des pointes instantanées à 22 m/s entre 11 H et 18 H. Le tracé des composantes ouest-est des flux de surface dans la passe de la Dumbéa pendant le mois de juillet 1979 (fig. 35d) indique une remarquable corrélation entre le renforcement du flux vers l'ouest (sortie d'eau permanente lagon/océan), le renforcement du vent moyen de sud-est et le pic atteint par la pression barométrique au niveau de la mer.

Du 23 au 25 juillet, tout au contraire, la pression fléchit au-dessous de 1018 mb et le vent au-dessous de 4 m/s : on observe alors une disparition de la composante ouest et une entrée permanente d'eau océanique dans le lagon, par la passe.

La cohérence de ces fluctuations montre indubitablement que le bassin lagonaire réagit de façon significative à l'augmentation de la tension de vent, dont la force est elle même contrôlée par le champ de pression. Il apparaît ainsi qu'un renforcement brutal de l'alizé entraîne dans un premier temps une accumulation d'eau à la côte, puis une évacuation forcée et permanente par les passes du récif ouest. Inversement l'installation d'un système dépressionnaire entraîne l'affaiblissement et la rotation du vent à l'ouest, puis la permanence d'un courant entrant par les passes ouest, pour compenser la perte d'eau par les passes côtières du sud-est, Havannah principalement. On peut tenter, dans ce cas précis, d'évaluer la surcote atteinte, le long de la côte, par le niveau du lagon. En prenant l'équation proposée par VARLET (1978)

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

où J est la pente de la surface lagonaire, V la vitesse du vent = 8 m/s, h la profondeur moyenne = 8 m ; on obtient J = 0,127 cm/km, soit une surélévation à la côte de 2,5 cm.

Dans le plan vertical, de nombreux cas d'inversion du sens des courants entre la surface et le fond ont été notés au sud de la presqu'île de Nouméa, entre les îles Maître et Canard séparées par un

large chenal de profondeur moyenne de 20 mètres ; les inversions se produisent toujours lorsqu'en début de marée descendante l'alizé est égal ou supérieur à 20 noeuds : la couche de surface conserve partiellement la dérive vers le nord-ouest qu'elle avait à marée montante, alors que l'eau de fond s'écoule vers le sud-est, avec une vitesse pouvant dépasser 80 cm/s à mi-marée. Cette information fournie par un enregistrement de 1 mois (Opération RASCAL) permet d'établir que les eaux lagunaires proches de la côte ont une cinétique plus élevée que celles situées dans la partie centrale du lagon. Il est par ailleurs très probable que le même phénomène de circulation à 2 couches existe dans les chenaux naturels situés entre la côte et les îles ou récifs médians, comme le canal Woodin et le chenal de la Havannah (cf. fig. 26). Ces deux chenaux, qui constituent à marée montante des axes préférentiels de pénétration des eaux océaniques à partir du sud-est du lagon, peuvent en outre être balayés par un mascaret dont le processus de formation paraît être le suivant :

En marée descendante de vive eau et par fort alizé, il y a opposition entre les effets du jusant et la tension du vent en surface, ce qui crée, à la sortie sud-est de ces chenaux profonds d'une trentaine de mètres, une accumulation d'eau et une surélévation de plusieurs dizaines de centimètres par rapport au niveau normal ; aux 2/3 de la marée descendante, le courant de jusant faiblit, l'équilibre précaire se rompt et l'excès d'eau accumulé déferle dans le canal sous forme d'un train de 3 à 6 grosses vagues extrêmement rapprochées de plusieurs mètres d'amplitude et dont la vitesse de propagation dépasse probablement 30 noeuds. Ce phénomène brutal, qui a jeté sur les récifs bordant le canal de Havannah plusieurs voiliers et trains de chalands transportant du minerai de nickel, pourrait donc faire l'objet d'une prévision à partir d'un marégraphe immergé à la sortie sud-est du canal. Tout enregistrement d'une surélévation du niveau moyen supérieur à 50 cm, permettrait d'annoncer un risque de déclenchement de mascaret dans les 3 heures suivantes.

d) Transport et temps de résidence des eaux

A partir de cette description des traits principaux de la circulation lagunaire, on peut tenter de quantifier la valeur des dif-

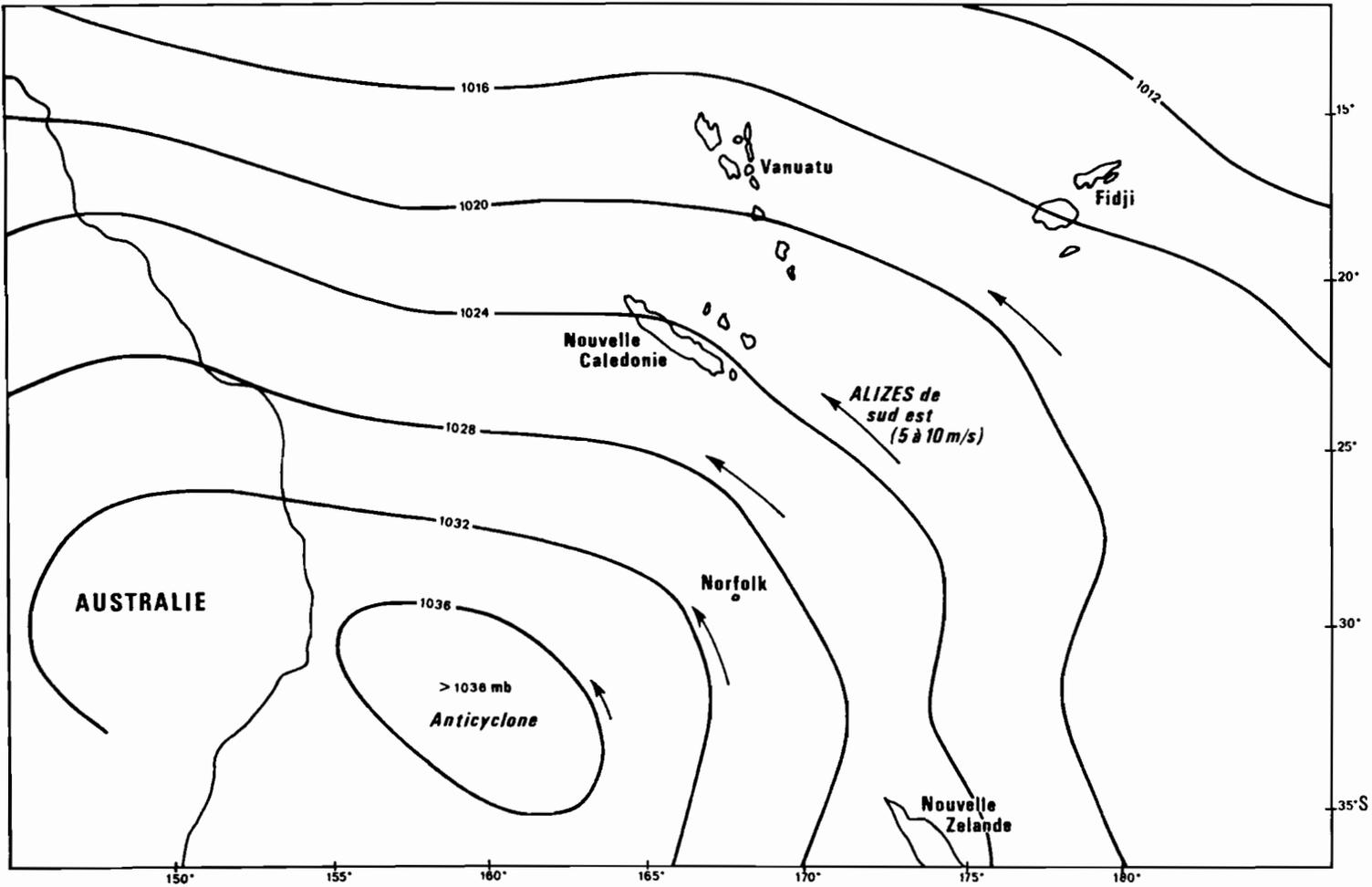


Fig. 35a : Situation barométrique (mb.) le 17 juillet 1979 à 0.0 h T.U. dans le Pacifique Sud-Ouest

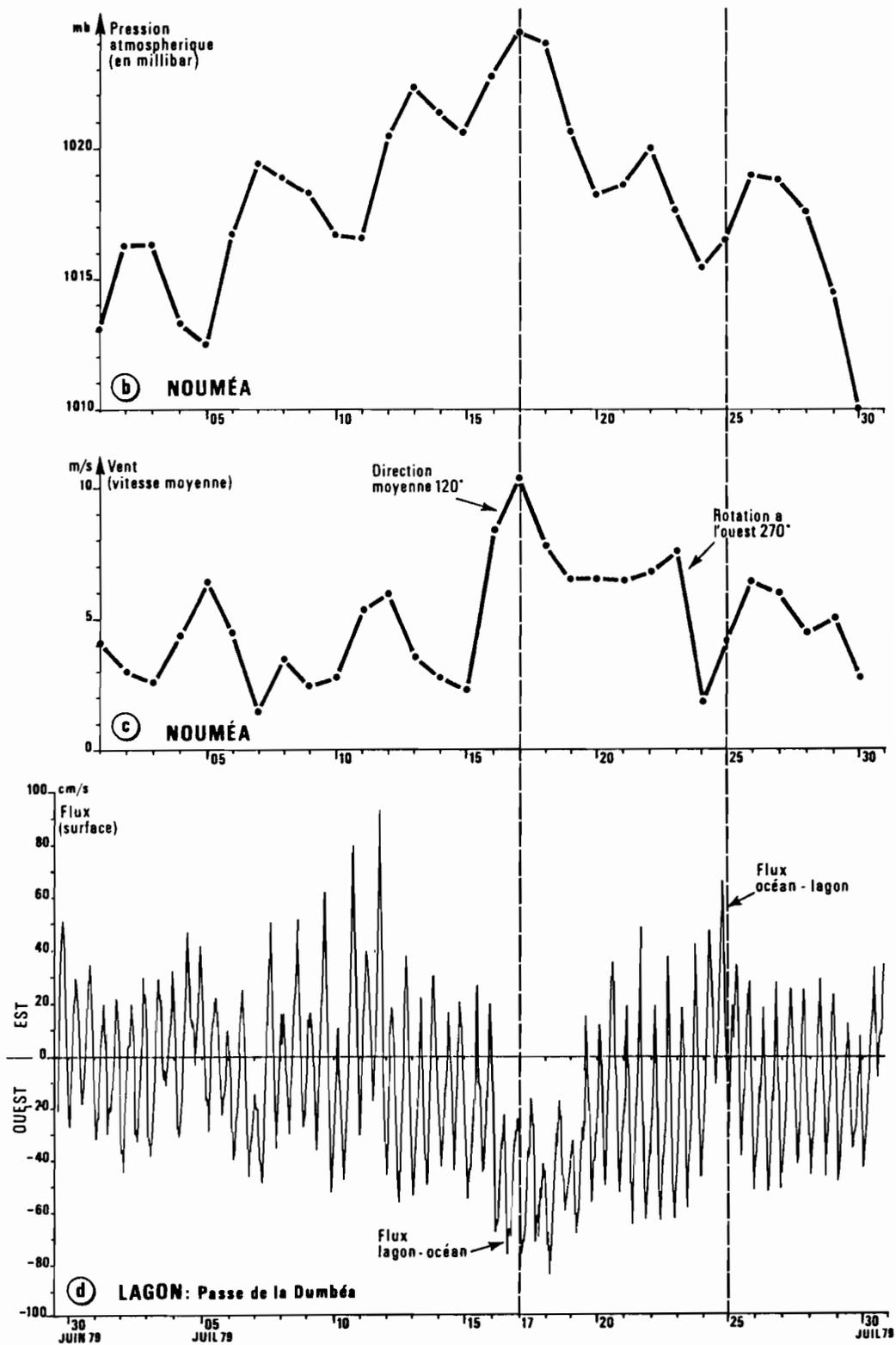


fig. 35b,c,d : Pression atmosphérique, vent moyen et composante zonale du courant (Passe de Dumbea) en juillet 1979

férents flux qui pénètrent ou sortent du lagon. Le tableau XIII présente une évaluation des principaux flux régissant les transports d'eau dans la partie du lagon sud-ouest délimitée par la radiale de Boulari au sud et la radiale de St-Vincent au nord, par alizé établi (15 à 25 noeuds) et en marée de vive eau. Dans ces conditions, la différence de hauteur d'eau entre la basse mer et la haute mer est de 1,5 m, ce qui représente, pour cette portion lagonaire de 1000 km², un volume d'eau de 1,5 km³ échangé toutes les 6 heures, soit un flux moyen de 70·10³ m³/s, en ne tenant pas compte du fait que le courant de marée passe par un maximum entre la 2ème et la 4ème heure (règle des 3 tiers).

Marée montante (flot)

	Récif barrière (déferlement sur 1 mètre)	Passes				Chenal nord (perte)	Chenal côtier sud	Passage sud
		Boulari	Dumbéa	Uitoe	St- Vincent			
Section (en m ² ·10 ³)	75	25	18	10	32	30	40	300
Vitesse moyenne (m/s)	0,15 (estimation)		0,20			0,15	0,25	0,12
Volume transporté (10 ³ m ³ /s)	11,5	5	3,6	2	6,4	- 4,5	10	36
Pourcentage du volume total échangé (%)	16,4	7,1	5,1	3	9,1	- 6,4	14,3	51,4

Marée descendante (jusant)

							Couche subsu- perficielle (5 mètres-fond)	
Section (en m ² ·10 ³)		25	18	10	32		30	215
Vitesse moyenne (m/s)			0,30			?	0,40	0,15
Volume transporté (10 ³ m ³ /s)		7,5	5,4	3	9,6		12	32,5
Pourcentage du volume total échangé (%)		10,7	7,7	4,4	13,7		17	46,5
Exportation hors du lagon (%)				36,5			8,5	?

Tableau XIII : Evaluation des principaux flux en marée de vives eaux et par alizé établi.

Carte générale des flux : fig.37a (flot) et 37b (jusant)

Les caractéristiques topographiques du lagon sont prises comme suit : longueur du grand récif barrière : (entre les passes de St-Vincent et Boulari) 80 km ; largeur utile des passes et profondeur (en km) : Boulari (0,6 et 0,04), Dumbéa (0,6 et 0,03), Uitoe (0,5 et 0,02), St-Vincent (0,8 et 0,04).

- Chenal nord (entre île Le Prédour et îlot Ténia) (: 2 et 0,015)
- Chenal côtier sud (entre île Canard et île Maître) (: 2 et 0,02)
- Passage sud (île Maître à passe de Boulari) (:15 et 0,02).

- Au niveau du grand récif barrière (fig. 36a et 36b)

Le tableau XIII fait ressortir l'importance à marée montante des entrées d'eau par déferlement et la disparition des échanges directs à marée descendante, la pression due aux houles bloquant toute possibilité de sortie des eaux lagunaires par dessus le récif.

- Les quatre passes du grand récif ouest

En considérant leur régime comme similaire à celui de la passe de la Dumbéa, elles laissent pénétrer dans le lagon près de 25 % du flot total. A marée descendante, leur rôle est accru et plus d'un tiers des eaux lagunaires empruntent ces étroits passages pour atteindre l'océan. Il est important de noter que du fait des mélanges turbulents et de l'advection océanique le long du récif, ces eaux lagunaires peuvent être considérées comme définitivement exportées hors du lagon.

- Le chenal nord St-Vincent

A marée montante, un flux de $4,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ quitte le secteur lagunaire étudié pour envahir le lagon au nord-ouest de la baie de St-Vincent. Cet échappement par le nord doit être compensé, quand la surélévation des eaux de marée haute est normale, par une augmentation des flux pénétrant dans le lagon, dont le total doit donc atteindre $74,5 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$.

A marée descendante, une partie de l'excès d'eau de ce lagon nord emprunte la passe de St-Vincent et se mêle aux eaux provenant du lagon central.

- Chenal côtier sud

La dynamique plus élevée des eaux le long de la côte justifie le chiffre retenu de 0,25 m/s, ce qui conduit à évaluer à 14,4 %, le pourcentage des eaux transistant par le chenal côtier entre les îles Canard et Maître. A marée descendante, et dans le cas le plus fréquent où l'alizé est bien établi, on observe une dérive de surface faible ou nulle, mais une accélération des courants subsuperficiels et de fond, dont le flux, calculé sur une épaisseur de 15 mètres, représente 17 % du flux total mis en branle : à travers le balancement des marées, il existe le long de la côte un transport net d'eau vers le sud-est, donc en direction opposée, à la fois, au vent dominant et au sens de propagation de l'onde de marée. (Fig. 37a,b).

La perte d'eau lagonaire subsuperficielle à chaque marée peut être estimée empiriquement à la moitié de ce chiffre, soit 8,5 %. Le suivi de cet écoulement forcé indique que la veine de flux s'accélère à nouveau dans les chenaux Woodin et Havannah avant de se perdre dans l'océan.

- Passage sud (Presqu'île de Nouméa - Phare Amédée)

C'est l'axe de pénétration le plus ouvert pour les eaux venant du sud et de la passe de Boulari ; ces eaux à composantes nord ouest représentent plus de la moitié du volume total du flot et seulement 46,5 % de celui de la période de jusant, du fait du blocage de la dérive de la couche superficielle par le vent. Etant donné la topographie et la géomorphologie du bassin lagonaire, il est évident que la plus grande partie de ces eaux repénètre dans le secteur lagonaire central à la marée montante suivante. Du fait de ce déplacement alternativement sud-est puis nord-ouest, ces eaux sont destinées à avoir un temps de résidence maximal et à s'écarter progressivement des caractéristiques océaniques originelles : c'est effectivement dans cette zone récifo-lagonaire que se forme en hiver l'eau la plus dense du lagon (formation d'eau de fond lagonaire, III, 2, c).

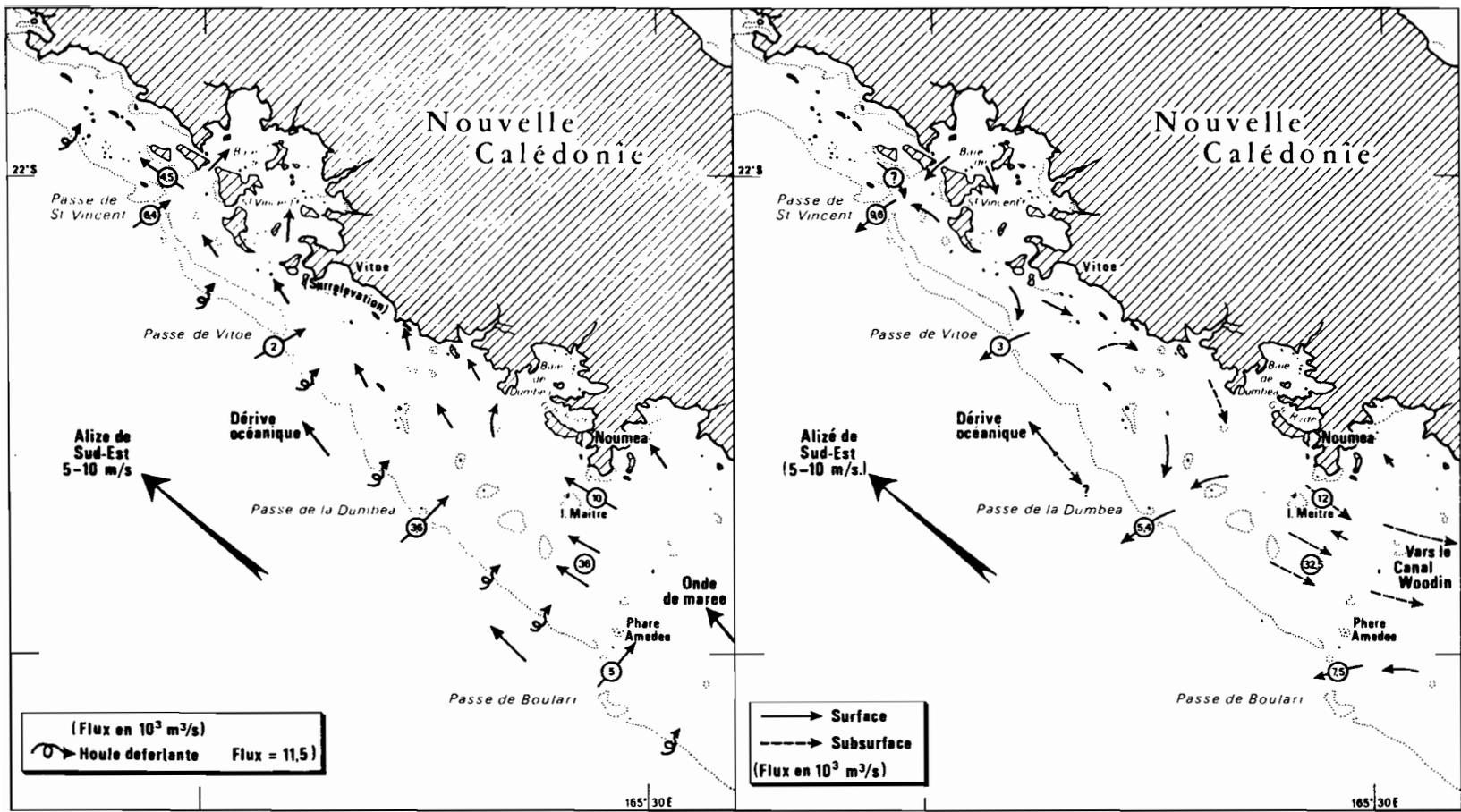


Fig. 37a : Marée montante de vives eaux (Flot)

Fig. 37b : Marée descendante de vives eaux (Jusant)

- Temps de résidence

A partir de l'évaluation de la fraction d'eau lagonaire considérée dans le tableau XIII comme définitivement exportée hors du lagon à la fin de chaque cycle de marée, et donc remplacée par un volume équivalent d'eau océanique, on peut calculer un temps de résidence moyen des eaux dans le bassin St-Vincent - Boulari.

On prend : pourcentage d'eau lagonaire perdue : 36,5 % + 8,5 % = 45 % par marée, soit 0,675 km³ et 1,35 km³/jour. Volume du bassin 1000 km² x 15 m = 15 km³. Temps de résidence moyen : $\frac{15}{1,35} = 11,1$ jours.

Etant donné les hypothèses simplificatrices adoptées, et qui vont toutes dans le sens d'une dynamique maximale des eaux lagonaires, ce temps de résidence ainsi calculé peut être considéré comme une limite inférieure ; c'est un temps de résidence minimal global ; il tendra à augmenter avec la diminution de la tension de vent et du coefficient de marée.

Une autre évaluation peut être tentée en considérant le cas des eaux récifo-lagonaires dont l'augmentation de salinité et de densité pendant la période hivernale constitue l'indice d'un confinement certain.

Le temps de résidence peut en ce cas s'exprimer par la relation (SMITH et JOKIEL, 1975) avec

$$T = \frac{Z}{(E-P)} \frac{\overline{S1-S0}}{\overline{S0}}$$

Z = profondeur en mètre
 E-P = bilan quotidien évaporation-précipitation (en mètres)
 $\overline{S0}$ = salinité océanique
 $\overline{S1}$ = salinité du lagon

En septembre 1977 mois sans pluie, $\overline{P} = 0$ et $\overline{E} = 1,5$ mm/jour, $\overline{S0} = 35,5$ et $S1 = 35,6$ ‰, d'où on tire $T = 28$ jours. Ce temps de résidence hivernal de l'eau récifo-lagonaire est donc presque trois fois supérieur au temps de résidence minimal global calculé à partir du bilan du flux ; il est important de noter que tout accroissement de 0,1 ‰ de l'écart $\overline{S1-S0}$ augmente de 50 % la valeur de T. Plus près de la côte,

les échanges en eaux douces sont plus difficiles à quantifier du fait de l'apport des rivières et de l'inversion de signe du bilan évaporation-précipitation. Nous ne tenterons donc pas de calculer un temps de résidence moyen des eaux lagunaires côtières, tant ses fluctuations doivent être importantes. En considérant toutefois le régime particulier enregistré du 16 au 19 juillet 1979, le long de la radiale de la Dumbéa et caractérisé par un flux ouest permanent sur toute la colonne d'eau (fig. 35d), i.e. un délestage continu des eaux lagunaires dans l'océan par la passe de la Dumbéa, on peut proposer une évaluation du taux de renouvellement des eaux du bassin de la Dumbéa (secteur lagunaire délimité par les équidistances avec les axes des passes de Boulari et de Uitoe et représentant une superficie de 300 km² et un volume de 4,5 km³): le débit de la passe Dumbéa est alors de $18 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \times 0,5 \text{ m/s} = 9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant 4 jours, soit 3,1 km³ évacués représentant 69 % du volume total. Le taux de renouvellement quotidien est donc de l'ordre de 17 % du volume total du bassin pendant ce régime dynamique exceptionnel.

Enfin, on peut raisonner en terme de vitesse de déplacement des eaux entre les limites sud (Boulari) et nord (St-Vincent) du bassin, puisque dans la partie centrale du lagon il existe en surface un léger flux résultant dirigé vers le nord-ouest en été, par fort alizé (Tableau X). En prenant $L = 80 \text{ km}$ et $v = 0,08 \text{ m/s}$, on trouve un temps de transit sud-nord de 11,6 jours, résultat très voisin du temps de résidence minimal obtenu par la méthode des flux, en période d'alizé bien établi. Par vent faible, une dérive moyenne sud-nord de 0,04 m/s doublerait évidemment ce temps de transit, notion qui s'applique uniquement à la couche de surface entraînée par le vent à l'époque de plus grande stratification du lagon, i.e. en été.

En marée de mortes eaux et par calme plat, le taux de renouvellement s'abaisse et peut même théoriquement devenir nul dans la zone où l'évaporation égale le niveau de précipitation. L'addition successive des temps de résidence, secteur par secteur, conduit, pour les baies fermées, à des valeurs représentant plusieurs fois celle du temps de résidence minimal.

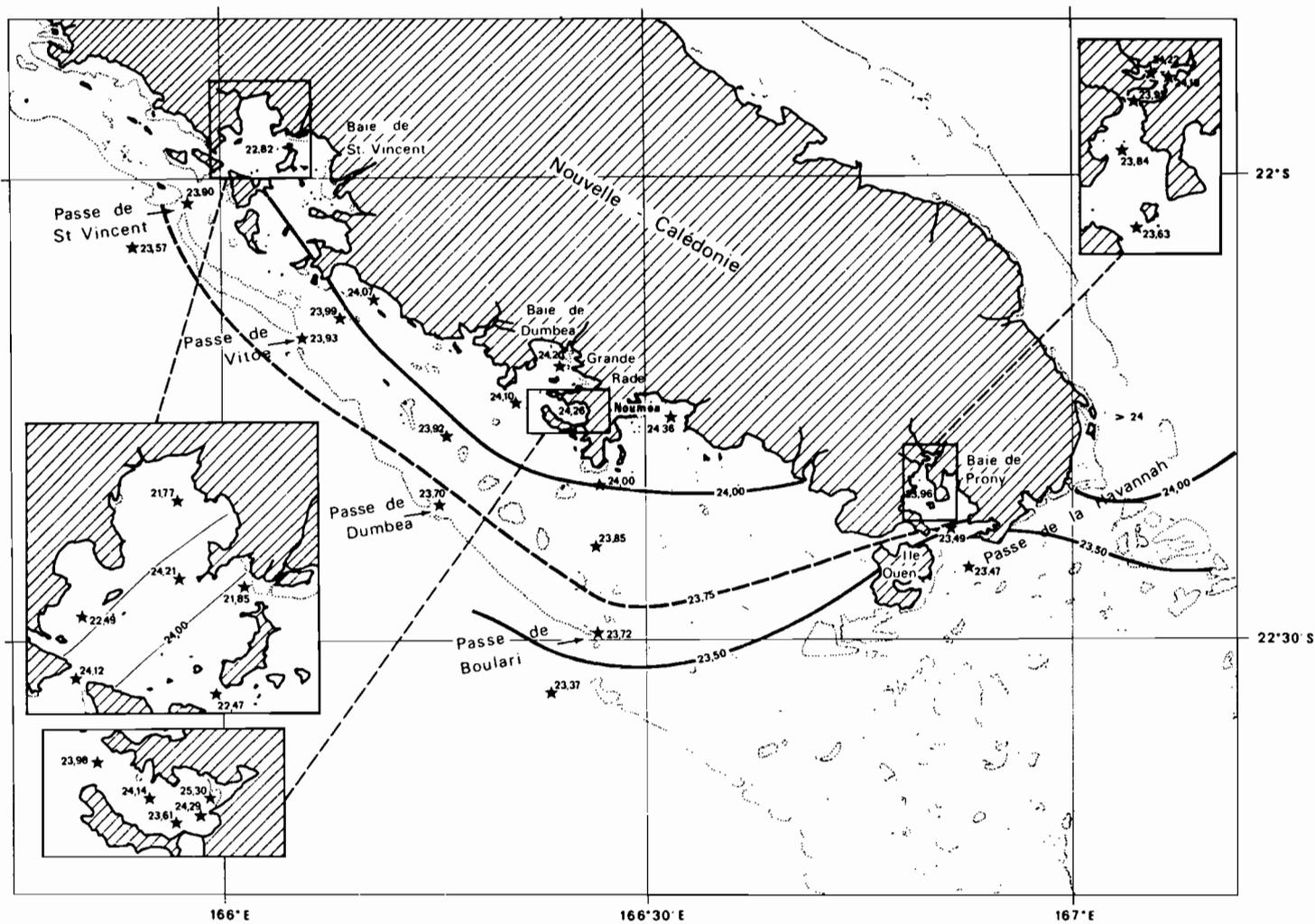


Fig. 38a : Distribution globale de la température (T°C) moyenne sur toute la colonne d'eau (50 mètres pour l'eau océanique)

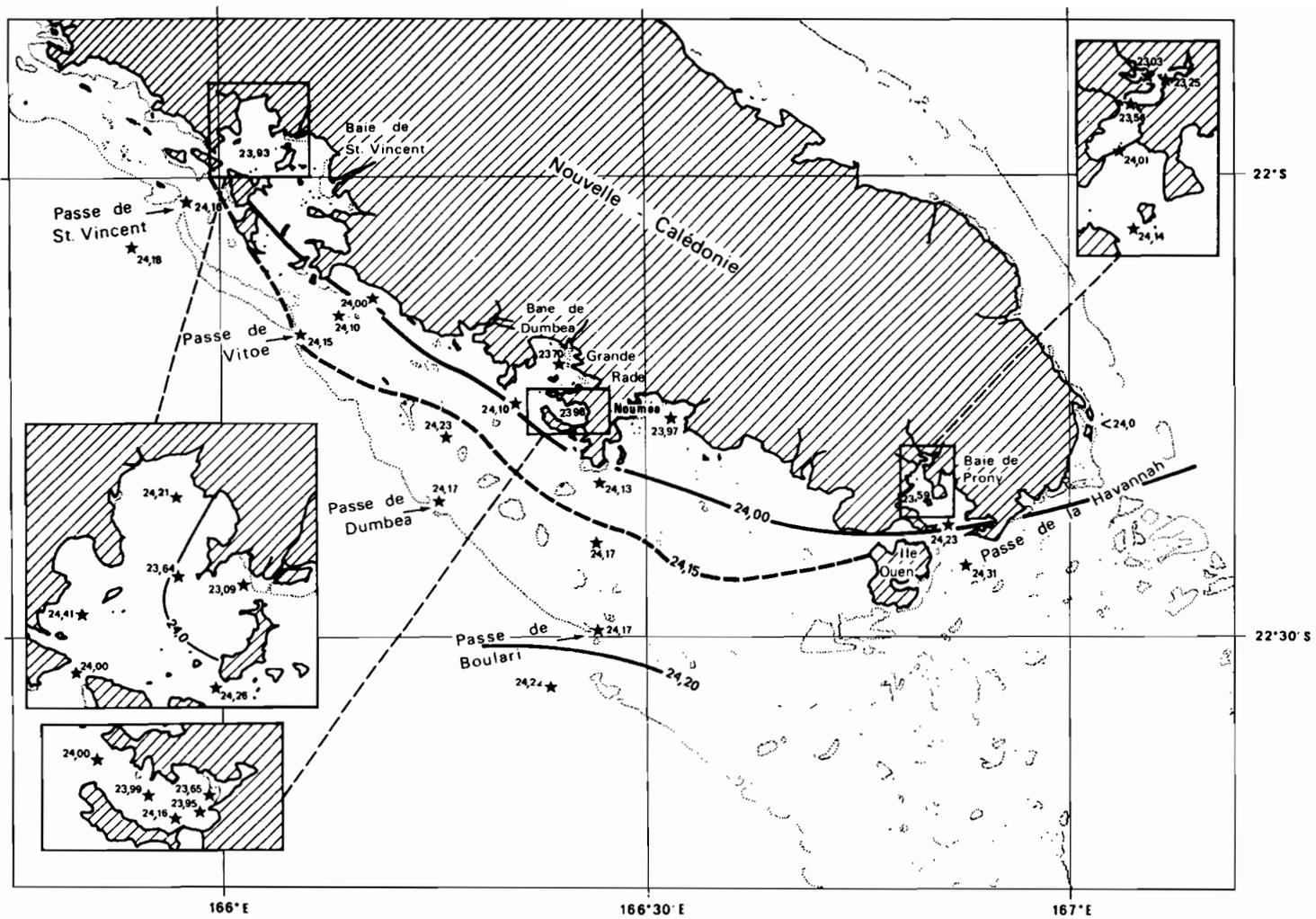


Fig. 38c : Distribution globale de la densité (σ_t) moyenne sur toute la colonne d'eau (50 mètres pour l'eau océanique)

En résumé, la notion de temps de résidence des eaux lagunaires est facile à appréhender, mais son calcul délicat à effectuer dans la mesure où il est nécessaire d'adopter des hypothèses simplificatrices pour pouvoir résoudre le problème. De plus, les chiffres obtenus concernent les eaux lagunaires libres, la présence de baies plus ou moins fermées nécessitant un calcul spécifique cas par cas, en fonction des caractéristiques topographiques, des arrivées d'eau douce, du bilan évaporation-précipitation, etc...

4°) Régime des baies côtières semi-fermées

a) Moyenne et limites des fluctuations thermohalines

L'examen de la distribution moyenne globale de la température (fig. 38a), de la salinité (fig. 38b) et de la densité (38c) dans l'ensemble du lagon sud-ouest permet de mettre en évidence une certaine spécificité des masses d'eau présentes dans les baies du Prony, de la Grande Rade, de Dumbéa et de St-Vincent.

En calculant les valeurs moyennes de ces paramètres dans la partie libre du lagon, puis dans les baies, on obtient la répartition suivante (Tableau XIV).

	Profondeur moyenne (mètres)	Température T° C	Salinité S ‰	Densité σ_t
Lagon (partie libre)	15	23,86	35,55	24,12
Baie du Prony (partie interne ouest)	22	23,96	34,91	23,59
Grande Rade	15	24,26	35,47	23,95
Baie de Dumbéa (estuaire)	15	24,20	35,10	23,70
Baie de St-Vincent (estuaire)	10	22,82	34,78	23,93

Tableau XIV : Distribution de la valeur moyenne (toutes données) des paramètres hydrologiques dans le lagon et les baies

Les eaux présentes dans les baies ont donc une densité globale moyenne inférieure à celle du lagon libre, mais ce résultat recouvre des situations hydrologiques très diverses : les eaux de la baie du Prony ont une température supérieure à la moyenne lagonaire, mais une salinité beaucoup plus faible ; celles de St-Vincent sont les plus froides et les moins salées, conséquence paradoxale d'un apport fluviatile important en zone de très forte évaporation ; celles de la Grande Rade sont à la fois les plus chaudes et les plus salées.

Dans toute description d'un milieu naturel, il est intéressant de connaître les limites maximales des fluctuations de certains paramètres, dans la mesure où les états limites peuvent être de bons révélateurs des capacités de rééquilibrage hydrostatique du milieu. Pour cette raison, on a réuni dans le tableau XV les valeurs maximales et minimales mesurées au cours des 21 séries de mesures réalisées entre 1976 et 1979 pour quelques stations caractéristiques.

		Température T° C		Salinité S ‰	
		Surface	fond	Surface	fond
Baie du Prony (station A ²) Z = 20 m.	minimum	21,0	21,2	18,0	34,7
	maximum	28,5	26,0	35,5	35,8
Grande Rade (station R1) Z = 7 m.	minimum	22,5	22,2	34,3	35,2
	maximum	28,6	27,0	36,0	36,0
Baie de Dumbéa (station E ₁) Z = 7 m.	minimum	20,8	20,8	27,5	35,2
	maximum	28,2	26,9	35,8	36,0
Baie de St-Vincent (station D ₁) Z = 5 m.	minimum	20,4	20,4	33,0	33,6
	maximum	27,2	27,2	36,0	36,1

Tableau XV : Limites des fluctuations thermohalines

On constate qu'au plan thermique, c'est dans la Grande Rade que les minima sont les moins prononcés, aucune valeur inférieure à 22,2° C n'ayant été observée. En revanche, en baie de St-Vincent, plusieurs températures sont inférieures à 20,5° C ; le maximum de 28,5° C ne concerne en baie du Prony que la couche de surface, puisqu'au fond

la température maximale est de 26,0°C. Les eaux de la baie de St-Vincent peuvent au contraire atteindre une température de 27,2° C, sur toute l'épaisseur de la colonne (5 m). Au plan de la charge en sel, c'est en baie du Prony que se produisent les dessalures les plus prononcées, alors qu'en baie de St-Vincent la salinité de surface varie de 33 à 36 ‰, ce qui reflète de brutales inversions dans le signe du bilan hydrique et la disparition momentanée, en période hivernale et sèche, d'une eau d'estuaire dessalée.

b) La baie du Prony

Profondément enclavée dans le massif minier du sud calédonien, la baie du Prony est soumise à un micro-climat caractérisé par la prépondérance des précipitations sur l'évaporation (chapitre I, 2). Les vents alizés s'engouffrent aisément dans la partie sud bien ouverte et y créent un important clapot. La partie interne de la baie ouest et le goulet terminal dont les profondeurs moyennes sont supérieures à 20 mètres (fig. 4) sont en revanche protégées des houles, ce qui permet aux colonies coralliennes graciles (*Acropora*, *Turbinaria*...) d'atteindre un épanouissement exceptionnel. Au fond du goulet terminal, dit du Carénage, se jettent 2 rivières, la Rivière Bleue à l'ouest et la Rivière des Kaoris à l'est, dont le débit moyen total de l'ordre de 5 m³/s peut dépasser 100 m³/s lors des pluies cycloniques. Seule la partie ouest de la baie du Prony est étudiée ici, car la partie orientale ne recevant pas de cours d'eau, a un régime hydrologique proche de la partie libre du lagon.

Le fond de la baie est directement soumis aux pluies orographiques et le goulet peut être considéré comme un bassin de dilution, le bilan évaporation-précipitation atteignant - 50 cm/an. Plusieurs sources thermales chaudes ont leurs résurgences dans le fond de la baie ouest, soit sur la zone d'estran (deux sources), soit même à la sortie du goulet, où l'émergence de cette eau chaude, suivie d'une précipitation du calcaire, a créé une spectaculaire aiguille qui se dresse du fond (33 mètres) à la surface (entre les stations A₃ et A₄). Le débit de ces sources est faible mais la température des eaux libérées est comprise entre 32 et 42° C (LAUNAY, 1981) ce qui, en première approxima-

tion, peut être considérée comme un des facteurs responsables de l'anomalie thermique positive de $0,1^{\circ}$ C observée par rapport à la température moyenne lagonaire. Il faut en effet souligner que la température des eaux douces des rivières calédoniennes est presque toujours inférieure à la température des eaux côtières lagonaires et que leur arrivée dans les estuaires tend à abaisser la température du milieu marin ; a contrario, les eaux stagnantes des mangroves et des baies peu profondes sont généralement surchauffées, comme cela a déjà été exposé dans le tableau IV.

- Hydrologie

Ainsi qu'il apparaît dans les tableaux IV et VII, le goulet terminal de la baie du Prony (stations A_1 à A_3) est le siège d'importantes anomalies dans l'équilibre des structures thermohalines verticales. Les cas d'inversion thermique notés à la station A_2 (fig. 19) sont une bonne illustration des conséquences de la présence en surface d'une couche dessalée et froide (période hivernale), dans un secteur lagonaire abrité. Dans d'autres cas, toutefois, la couche dessalée est également plus chaude que l'eau lagonaire sous-jacente, ce qui entraîne une forte stratification de la colonne d'eau et, partant, une stabilité optimale (fig. 18). La surchauffe de la couche superficielle est, en ce cas, évidemment liée à un accroissement de l'ensoleillement et à une dynamique peu active, auxquels s'ajoute l'apport thermique des sources chaudes dont l'impact positif peut compenser en période hivernale celui, négatif, des rivières. Au nord de la station A_4 (entrée du goulet) le fetch diminue fortement et la tension du vent sur la couche de surface devient négligeable.

- Circulation et temps de résidence

Le champ de densité (fig. 24a et 24b) est caractérisé, dans la baie du Prony, par la présence d'eaux légères en surface au fond du goulet (station A_1) et par l'existence d'un gradient positif de densité en direction du lagon (station A_6). La permanence de cette stratification oblique est confirmée lorsque l'on dresse le schéma du champ de densité moyen (fig. 39a) (toutes données), ce qui permet de neutraliser les variations saisonnières et révèle uniquement le cheminement isentropique des eaux.

Depuis l'entrée de la baie et jusqu'à l'isobathe vingt mètres, qui disparaît entre les stations A_2 et A_3 , une large plage, de densité comprise entre $\sigma_t = 24,3$ et $24,2$ témoigne de la pénétration des eaux subsuperficielles du lagon sud, alors que l'eau de fond lagonaire, dense, reste bloquée au-dessous de 50 mètres de profondeur et n'envahit que très discrètement le plancher de la baie. A l'entrée du goulet (station A_3) apparaît un système superficiel de faible densité, car peu salé ; l'épaisseur de cette couche légère augmente en direction du goulet du Carénage où elle occupe alors plus de la moitié de la hauteur de la colonne d'eau. La puissance de cette couche d'eau estuarienne est évidemment renforcée par les crues des rivières et la dessalure moyenne est suffisamment forte pour empêcher tout développement de récif corallien frangeant jusqu'au niveau de la station A_3 .

Le schéma de la circulation interne de la baie, déduite de la situation thermohaline moyenne (fig. 39b), met en évidence le rôle joué par la pycnocline présente entre les stations A_3 et A_2 : les eaux subsuperficielles en provenance de l'entrée de la baie butent, pendant leur déplacement isentropique, sur cette barrière de densité qui infléchit leur trajectoire vers la surface, où les mélanges turbulents avec l'eau d'estuaire sont favorisés par l'accroissement brutal de la tension du vent en surface à la sortie du goulet. Il se forme alors une eau de salinité proche de la moyenne lagonaire, l'eau côtière superficielle, qui s'évacue vers le lagon sous l'action de la poussée hydrodynamique résultant du débit des rivières.

L'effet d'entraînement dû à l'évacuation des eaux superficielles dessalées est incontestablement le facteur responsable de la pénétration forcée des eaux subsuperficielles en direction du goulet terminal de la baie, selon un processus dynamique de compensation appelé "circulation d'estuaire", et dont le rôle sur le taux de renouvellement des eaux lagonaires a été souvent souligné, notamment par FRONTIER (1978a) et PITON et MAGNIER (1971).

Quelle est, dans le cas particulier de la baie du Prony, l'importance des différents flux mis en branle ? Nous ne possédons pas d'enregistrement de la vitesse moyenne d'écoulement des différentes cou-

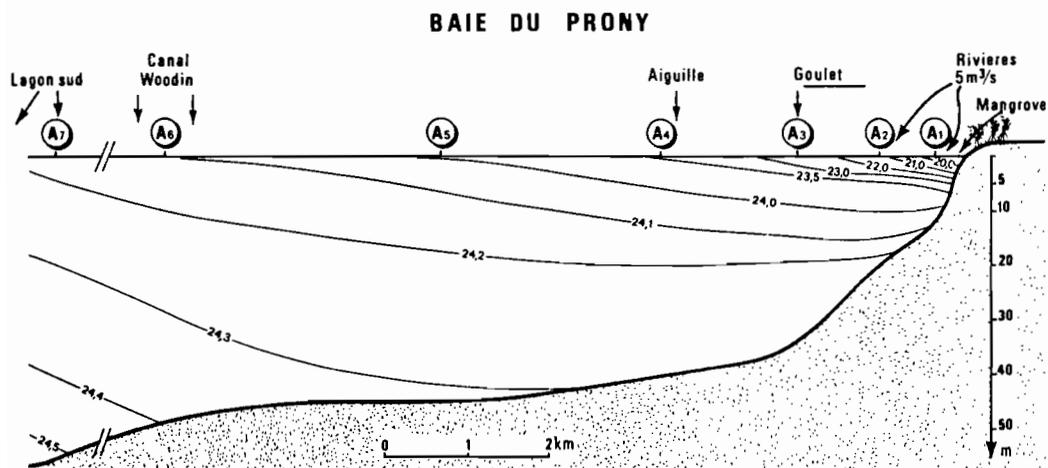


Fig. 39a : Champ de densité moyen (toutes données) isopycnes en σ_t

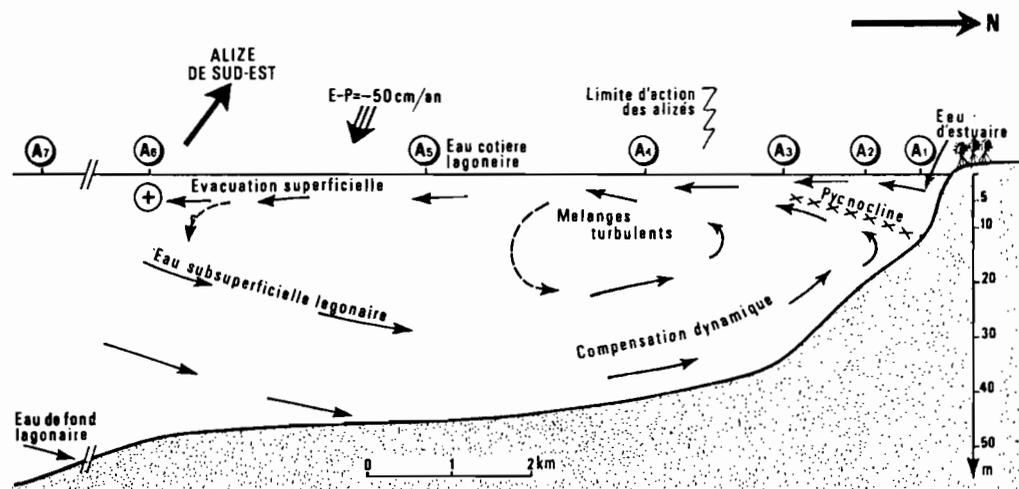


Fig. 39b : Circulation d'estuaire déduite de la stratification thermo-haline

ches, mais seulement des évaluations instantanées de la dérive de la couche superficielle, dont la vitesse est centrée autour de 20 cm/s en régime normal. Les données hydrologiques, recueillies après le passage des cyclones, peuvent permettre de modéliser la circulation de la baie, en période de régime hydrodynamique forcé. En réunissant ainsi les données de mars 1977 (dépression tropicale), janvier 1978 (cyclone BOB) et janvier 1979 (cyclone GORDON), on obtient une structure thermohaline verticale très stratifiée (fig. 40a) ; dans ces conditions, on a évalué à 30 cm/s, la vitesse de fuite de la couche de surface, en réponse au débit maximal des rivières en crue (valeur médiane 100 m³/s). Le calcul suivant s'applique seulement à la portion interne de la baie entre les stations A₁ et A₅ (îlot médian Casy), avec comme paramètres :

- Superficie approximative : 12 km²
- Profondeur moyenne : 22 m, soit un volume de 264.10³ m³
- Epaisseur de la couche de surface : 5m, largeur du goulet : 1 km
- Vitesse de la couche de surface : 0,3 m/s
- Flux de surface dessalé sortant du goulet : 1500 m³/s, ce qui correspond bien à l'équation de conservation de sel $F_i \times S_i = F_t \times S_f$, avec F_i = Flux initial ; S_i = Salinité initiale ; F_t = Flux total ; S_f = Salinité finale. (1400 m³ d'eau à 35,6 ‰ + 100 m³ d'eau à 0 ‰ = 1500 m³ à 33,2 ‰).

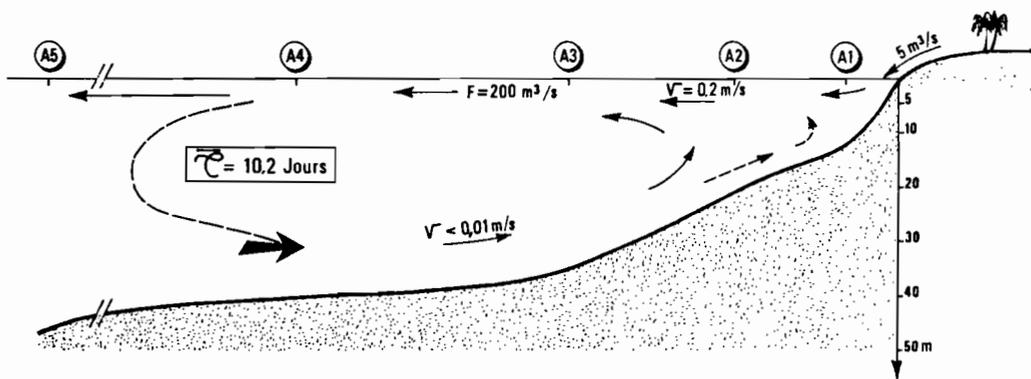
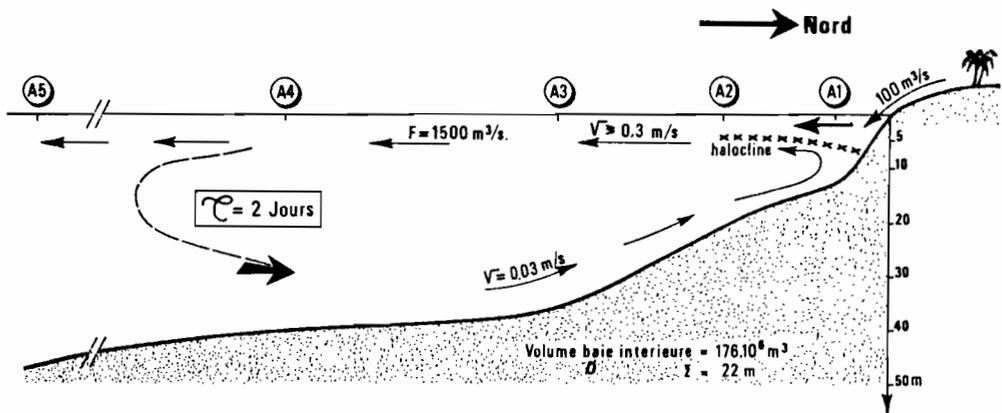
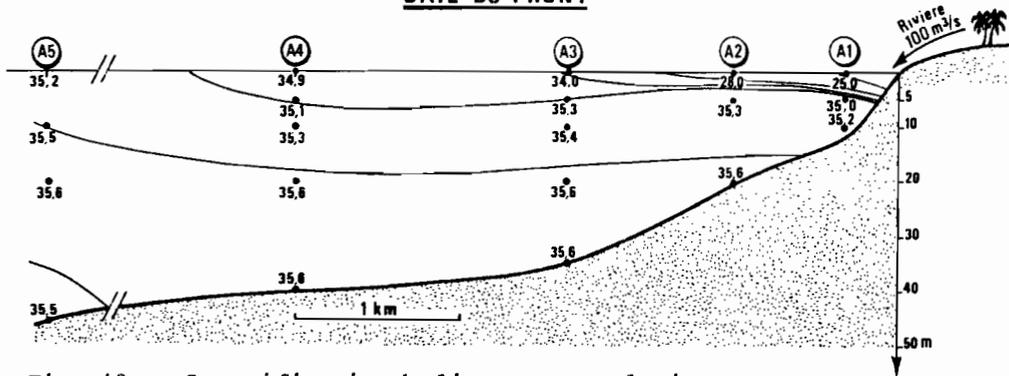
Le temps de résidence T peut s'exprimer par l'équation :

$$T = \frac{\text{Volume de la baie}}{\text{Flux sortant}} = \frac{264.10^3}{1,5.10^3} = 2 \text{ jours}$$

ce qui sous-tend une vitesse de déplacement de la couche de fond de 0,03 m/s (fig. 40b), soit le dixième de la vitesse de la couche de surface.

Cette valeur correspond évidemment à une situation particulière qui ne se produit que quelques fois par an, au cours de l'été austral. En régime normal, le temps de résidence des eaux est beaucoup plus important : le même calcul effectué en prenant le débit moyen des rivières à 5 m³/s, l'épaisseur de la couche dessalée (34,7 ‰) à 1 m

BAIE DU PRONY



et sa vitesse à 0,2 m/s, donne un flux sortant du goulet de 200 m³/s, un temps de résidence de 10,2 jours et une vitesse de déplacement des eaux subsuperficielles inférieure à 1 cm/s (fig. 40c). Ce dernier chiffre s'accorde avec les évaluations empiriques de la vitesse de déplacement des eaux de fond, par l'observation en plongée du mouvement des nuages de sédiments vaseux soulevés.

En conclusion, la baie ouest du Prony possède un régime spécifique, où l'évacuation des eaux superficielles dessalées entraîne en compensation hydrodynamique une pénétration importante des eaux lagunaires subsuperficielles. Il en découle un temps de résidence compris entre 2 et 10 jours, résultat qu'il est important de connaître dans les perspectives globales d'aménagement de la baie et d'exploitation future des énormes ressources nickélifères du plateau sud calédonien.

c) La Grande Rade

Elle est localisée entre le nord de l'île Nou et la presqu'île Ducos et s'ouvre à l'ouest sur la baie de la Dumbéa. Son extrémité orientale a subi de considérables bouleversements avec l'installation au début du siècle de l'usine de la Société Le Nickel (SLN) qui pousse en permanence vers sa partie nord un remblai de machefer, déchets solides produits par les fours électriques de fusion pendant la fabrication des mattes de ferronickel. La partie sud-est de la Grande Rade a également été dotée, au cours de la dernière décennie, d'un quai en eau profonde (12 mètres), où viennent accoster les plus gros navires. Une digue routière relie actuellement Nouméa à la "presqu'île" Nou ; cette digue est percée d'un chenal de circulation pour petites embarcations.

Le profil bathymétrique de cette baie est simple, la profondeur passant graduellement de 7 mètres au quai de l'usine SLN jusqu'à 15 mètres dans la partie centrale, puis 18-20 mètres au débouché sur la baie de la Dumbéa. Au nord de l'usine, dans l'appendice appelé "Anse sans fond", débouche un arroyo dont le débit est largement surpassé par celui de l'émissaire des eaux de refroidissement de l'usine. Ces eaux de mer de refroidissement, pompées dans la baie au sud de l'usine, sont

rejetées dans l'Anse sans fond avec un débit variant de 2 m³/s à 4 m³/s et à une température supérieure de 7 à 15° C à la température de l'eau de mer. La salinité moyenne des eaux de refroidissement rejetées n'est pas connue, mais est forcément plus élevée qu'au moment de la prise dans la baie, étant donné l'importante évaporation auxquelles elles sont soumises.

- Caractéristiques hydrologiques d'ensemble

Les 400 données hydrologiques recueillies en 3 ans (stations R₁, R₂, R₃ + 2 prélèvements en surface) dans la Grande Rade en 5 points, permettent d'établir la fiche thermohaline signalétique de cette baie. Il apparaît tout d'abord (Tableau XIII) que la température moyenne globale de la baie est significativement supérieure à celle du lagon ($\Delta = 0,40^\circ \text{C}$) et que la salinité y est presque aussi élevée ($\Delta S = - 0,08 \text{‰}$) ; contrairement aux autres baies côtières, la Grande Rade n'est donc pas un bassin de dilution, bien qu'elle se trouve à proximité de Nouméa où le bilan $\overline{E-P} = -30 \text{ cm/an}$. Le tracé des isolignes des champs de température (fig. 41a) de salinité (fig. 41b) et de densité (fig. 41c) selon l'axe est-ouest de la Rade jusqu'à la baie de Dumbéa et utilisant la totalité des données recueillies, permet de préciser les particularités de la masse d'eau présente.

Une lentille d'eau anormalement chaude ($\overline{T} > 24,5^\circ \text{C}$) occupe la partie terminale de la Grande Rade, entre le quai de l'usine et la station R₂. Cette couche chaude a une salinité moyenne de 35,50 ‰, valeur supérieure à celle des eaux superficielles de la partie ouest de la Rade (35,40 ‰). En subsurface, les gradients thermiques et halins sont de signes opposés, la stabilité verticale étant renforcée par la présence jusqu'à l'entrée de la baie de Dumbéa, d'une eau de salinité supérieure à 35,60 ‰ au niveau du fond. Il faut toutefois noter le grand nombre de cas d'inversions de salinité rencontré dans la baie du Nickel. (station R₁) et résultant à l'évidence du rejet des eaux de refroidissement. Pour cette raison, le tracé des isopycnes révèle une stratification d'ensemble plus faible à la station R₁ que dans la partie occidentale, le gradient vertical de densité étant respectivement de 0,01 σ_t/m en R₂ et R₃. La figure 41a confirme l'accumulation moyenne d'eau chaude en surface dans la partie orientale, à proximité du débouché des eaux de refroidis-

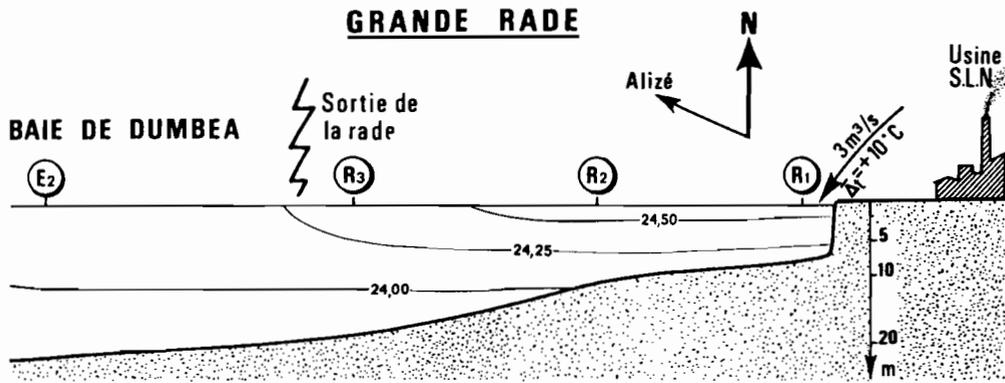


Fig.41a - Temperature

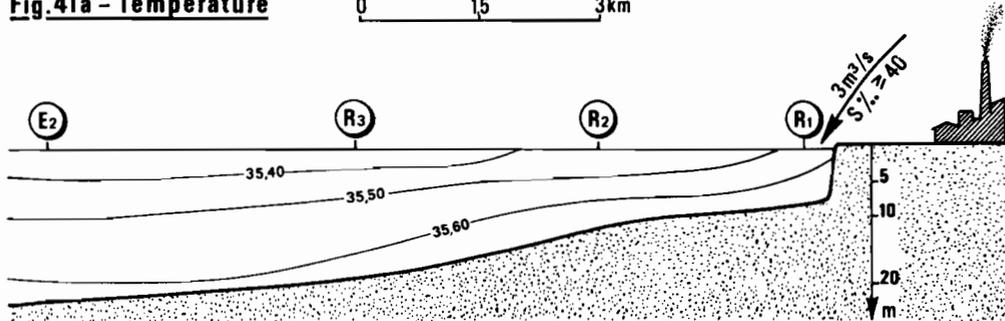


Fig.41b - Salinité

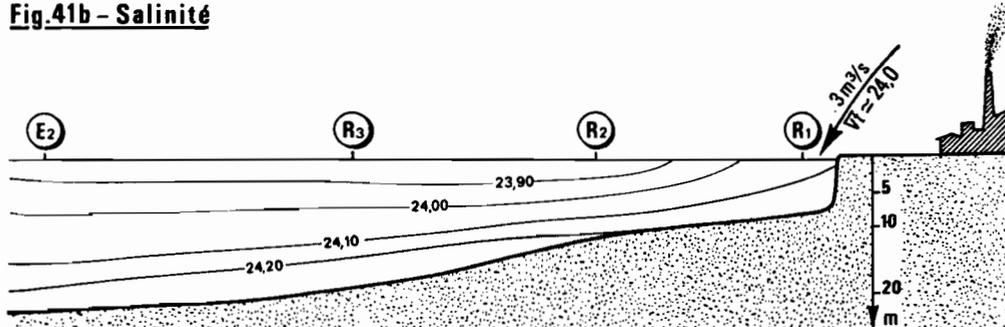


Fig.41c - Densité

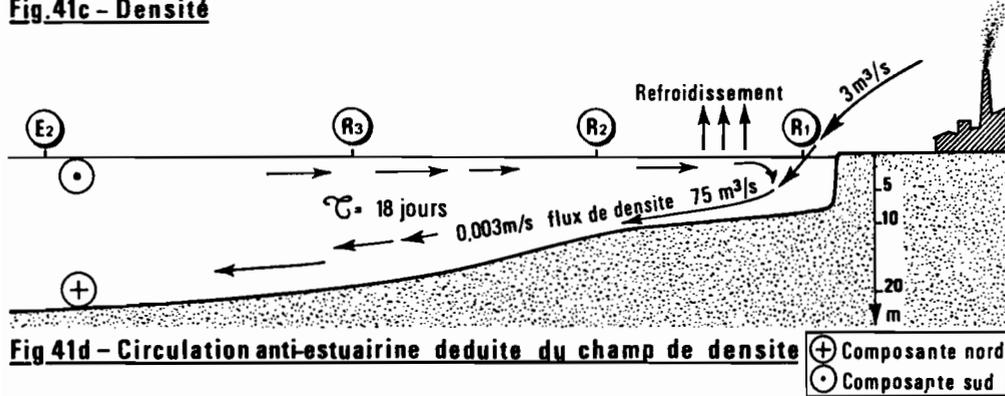


Fig.41d - Circulation anti-estuaire deduite du champ de densité

⊕ Composante nord
⊙ Composante sud

Fig. 41 : Coupe verticale Est-Ouest (toutes données) de la température (41a), de la salinité (41b), et de la densité (41c), dans la grande rade jusqu'à la Baie de Dumbea (Station E2)

sement, zone où l'action des alizés est pratiquement nulle. Il s'ensuit un piégeage de la couche de surface et une grande inertie du milieu, inertie renforcée par l'arrivée de l'effluent marin sursalé et surchauffé. Cette torpeur des eaux de la partie orientale exclut a priori l'existence de mélanges turbulents et restreint à des mélanges de type laminaire, les échanges de sel et de calories entre l'effluent et l'eau de la Rade : les échanges thermiques se font par conduction, les échanges de sel par diffusion et convection. Dans la partie occidentale de la Rade, le fetch devient toutefois suffisant pour que la couche de surface soit entraînée vers le nord-ouest par l'alizé et qu'un flux compensatoire s'écoule alors vers l'est au ras du fond.

Au plan hydrologique et dynamique, la Rade peut donc être divisée en deux sous-ensembles : l'un localisé dans la partie orientale (baie du Nickel) et caractérisé par une grande torpeur des eaux, l'autre dans la moitié occidentale, où l'action des alizés peut déclencher des mélanges verticaux et induire la classique dérive vers le nord-ouest des eaux superficielles.

En utilisant les éléments connus sur l'effluent marin rejeté dans l'Anse sans fond, on peut tenter d'évaluer la vitesse de renouvellement des eaux dans la partie orientale de la Rade. La densité moyenne de l'eau de fond à la station R₁ étant de 24,1, on peut postuler que ce chiffre est proche de celui exprimant la densité moyenne de l'eau de l'émissaire salé ; ainsi en considérant que la température moyenne de l'effluent est de 35° C, sa charge en sel doit être de l'ordre de 40,5 % pour obtenir l'isodensité à $\sigma_t = 24,1$. Au fur et à mesure que la lentille d'eau chaude sursalée se refroidit par rayonnement dans l'atmosphère, sa densité augmente et il se crée un courant de densité qui s'écoule au fond en suivant la ligne de pente. Ce flux de fond évacue l'essentiel de l'excès de sel apporté par l'émissaire, à raison de $3 \text{ m}^3/\text{s} \times 5 \% = 15 \text{ kg/s}$; comme la salinité résultante du mélange est supérieure de 0,2 % à la salinité des eaux superficielles de la baie, il faut un flux sortant de $75 \text{ m}^3/\text{s}$ (de salinité $\bar{S} = 35,6 \%$) pour évacuer l'excès de sel.

Le volume de la Grande Rade étant de $6 \cdot 10^3 \text{ m} \times 2 \cdot 10^3 \text{ m} \times 10 = 120 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, il faut $\frac{120 - 10^6}{75} = 18$ jours pour que la totalité des

eaux soit renouvelée. Ce temps de renouvellement correspond à un courant dont la vitesse est de $\frac{6000}{18} = 0,003$ m/s dirigé vers l'ouest au ras du fond, et vers l'est en surface (fig. 41d). Ce type de circulation dû à un courant de densité est l'inverse de ce qui est observé en baie du Prony et peut être appelé "circulation anti-estuarine". Cette plongée ou convergence des eaux aurait a priori l'avantage d'assurer une bonne oxygénation des eaux profondes, ce qui est inexact dans ce cas particulier puisque l'effluent marin surchauffé a subi ipso facto un dégazage important. Possédant également une importante charge solide, il a l'inconvénient supplémentaire de maintenir une forte turbidité en subsurface, phénomène effectivement observé en baie du Nickel où la visibilité horizontale atteint rarement 2 mètres, contre plus du triple en baie du Prony. Cette circulation disparaît dans la partie la plus occidentale. En 1973, une rupture, dans sa partie immergée, du tuyau d'alimentation en fuel lourd de l'usine SLN, a provoqué une petite marée noire : une partie de la nappe d'hydrocarbure a envahi le port situé dans le sud-est de la baie et atteint l'îlot Canard. L'autre partie a dérivé vers l'ouest en direction de la passe de la Dumbéa et s'est estompée au large de celle-ci. La vitesse de progression de la nappe en direction du port a été de quelques cm/s, chiffre compatible avec les vitesses évaluées ici de façon indirecte.

Actuellement, il existe un terminal pétrolier sur coffre flottant (sea-line) à l'entrée de la Grande Rade ; toute fuite d'hydrocarbure à partir de ce point formera une nappe se déplaçant vers l'ouest, par alizé établi ; toutefois, par vent d'ouest (cf. II, 1) l'étalement de la nappe se fera vers la baie du Nickel et sera plus facilement circonscrite, à condition de barrer, par une ceinture flottante, le chenal de communication avec le bassin sud du port.

d) La baie de Dumbéa

Elle constitue le prolongement nord-ouest de la Grande Rade ; de forme circulaire, elle s'ouvre largement sur le lagon, la distance entre le cap ouest de la presqu'île Ducos et la pointe Maa étant de 5,5 km (profondeur maximale 25 m). C'est également la distance entre la pointe Maa et la mangrove terminale, particulièrement développée dans

l'estuaire de la rivière Dumbéa : la zone du delta occupée par la mangrove à palétuviers et les hauts fonds sablo-vaseux et délimitée par l'isobathe 3 m (marée basse) occupe une surface minimale de 15 km². La rivière Dumbéa, bien étudiée par le service d'hydrologie de l'ORSTOM (MONIOD et al., 1964) et équipée de limnigraphes depuis 1963, possède en amont 2 affluents sur lesquels est captée l'eau alimentant la ville de Nouméa. Au niveau de l'embouchure, les caractéristiques du régime hydrologique de la rivière sont les suivantes : débit d'étiage : 1 m³/s ; crue médiane 400 m³/s, crue exceptionnelle 3000 m³/s. Le temps de réponse du bassin, i.e. l'intervalle de temps qui sépare le maximum de précipitations du maximum de débit à l'exutoire est de 3 heures. Enfin, le module interannuel, i.e. le débit moyen de la rivière, est de 6 m³/s. Le bassin de la Dumbéa se trouve par ailleurs dans une zone où les précipitations moyennes sont de 2,5 m/an, valeur très supérieure à celle de l'évapotranspiration.

- Caractéristiques thermohalines

Elles sont regroupées dans la figure 42a (température) et 42b (salinité) pour les stations E₁, E₂ et E₃ (15 séries de données). Les distributions moyennes de la température et du sel entretiennent une stratification oblique surface-fond, puisque les eaux les moins salées proches de l'exutoire de la rivière Dumbéa ont également une anomalie thermique positive, du fait de leur étalement dans le delta peu profond. La stabilité verticale moyenne est donc forte, le gradient vertical au centre de la baie étant de 0,05 σ_t /m. Cette situation moyenne englobe bien entendu des situations types où, comme en baie du Prony, une inversion thermique dans la couche de surface peut être associée à un gradient halin vertical supérieur à 0,05 ‰/m (mai et août 1979, par exemple). En régime normal, le flux d'eau douce de la Dumbéa (6 m³/s) tend à s'étaler en surface et à constituer une loupe dessalée et surchauffée ; la tension due au vent et la pénétration aisée de l'onde de marée dans cette baie bien ouverte permettent à la couche superficielle de s'évacuer progressivement vers le lagon, tout en s'homogénéisant. Au ras du fond, on peut détecter une certaine pénétration des eaux de fond lago-naire ($\sigma_t > 24,2$) qui se mélangent donc avec l'eau de fond salée issue de la Grande Rade (fig. 41c). Les profils verticaux dans l'axe du lit

fossile de la rivière (profondeur 45 mètres à la station E₃) mettent en évidence une couche de fond très dense, du fait d'une température significativement moins élevée que dans la masse lagonaire et d'une salinité moyenne légèrement plus forte. Cette vallée sous marine, qui, à la verticale de la station E₃, a le profil topographique d'une entaille de 500 mètres de large (écartement moyen ouest-est de l'isobathe 30 mètres), fonctionne ainsi comme le réceptacle de toutes les eaux de fond lagonaires formées à proximité : eau récifo-lagonaire hivernale ($\sigma_t > 25,0$) et eau de fond de la Grande Rade ($\sigma_t > 24,2$). A l'inverse du rôle joué à l'époque d'émersion de la plaine ouest, cette vallée représente actuellement une voie préférentielle de pénétration des eaux de fond en direction de la côte ; elle se termine près de la corne nord de la passe de la Dumbéa (isobathe 70 mètres) et la description précise de sa circulation interne nécessiterait une étude appropriée ; les observations visuelles réalisées en plongée indiquent toutefois que les courants y sont beaucoup plus faibles que dans la plaine lagonaire et que la couche sédimentaire est composée d'une vase très fine et épaisse de plusieurs dizaines de centimètres.

La figure 42 présente également (partie droite) un aspect des réarrangements thermohalins subis par les eaux de la baie, une semaine après le passage du cyclone BOB en janvier 1978. Une couche chaude ($T > 27^\circ \text{C}$) et dessalée ($S < 30 \text{‰}$) de 5 mètres d'épaisseur occupe alors la quasi-totalité de la baie, la dessalure étant encore notable à la station E₃, au milieu du lagon. De plus, la profondeur de l'isohaline 35,0 ‰ est supérieure à 10 mètres et ce n'est qu'au niveau de la couche de fond que la charge en sel s'est conservée ; le tracé des isopycnes permet de visualiser l'impact, sur l'équilibre hydrostatique, de cette arrivée d'eau douce en surface : l'indice de stratification est alors maximal, puisque le gradient vertical de densité est de l'ordre de 0,25 σ_t/m au centre de la baie. A la reprise des alizés, la dérive de la couche de surface dessalée subit une accélération vers l'ouest, ce qui doit logiquement déclencher un renforcement de la contre circulation en profondeur, en direction du fond du delta ; bien qu'elle n'apparaisse pas de façon formelle dans l'ensemble des résultats recueillis à cause de la maille temporelle trop lâche, cette circulation forcée d'estuaire analogue à celle de la baie du Prony peut être considérée,

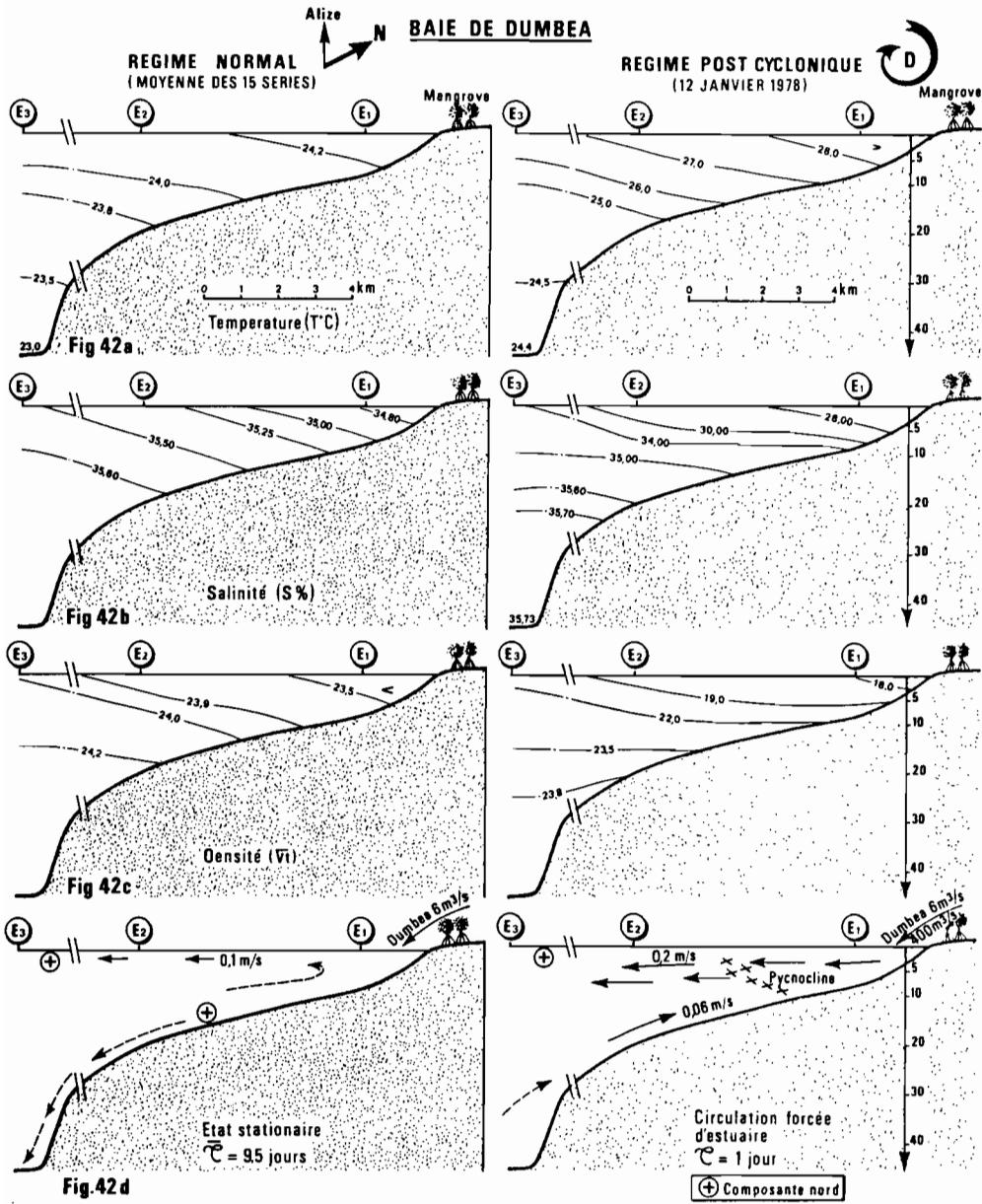


Fig. 42 : Circulation deduite des caracteristiques thermohalines

au plan de la dynamique de la baie, comme une conséquence inévitable des fortes crues de la Dumbéa.

L'évaluation du temps de résidence global, déduite de l'équilibre du bilan de sel, donne un chiffre de 9,5 jours en régime stationnaire normal en prenant : (fig. 42d).

- Volume de la baie : $5500 \times 5500 \times 15 = 450.10^6 \text{ m}^3$; flux de surface sortant sur 1 m d'épaisseur et à 0,1 m/s = $550 \text{ m}^3/\text{s}$, à 35,2 % de salinité.

Après une période de sécheresse, où le débit de la rivière tombe au-dessous de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ et où la salinité moyenne de l'ensemble des eaux de la baie s'élève à 35,9 ‰ (novembre 1978), il faut, à la reprise normale du débit de la rivière, ($6 \text{ m}^3/\text{s}$) un temps théorique de 28 heures pour ramener à une salinité de 35,2 ‰. une couche superficielle de 1 mètre d'épaisseur.

Après une crue cyclonique exceptionnelle, le temps de résidence s'abaisse notablement du fait de la circulation forcée qui s'établit pour compenser l'accélération du flux superficiel dessalé, dont l'épaisseur peut être de 5 mètres et la vitesse le double de celle du régime normal, soit 0,2 m/s.

Pour un flux sortant de $5500 \times 5 \times 0,2 = 5500 \text{ m}^3/\text{s}$ de salinité moyenne 33 ‰, le temps correspondant à un renouvellement total des eaux de la baie est alors de $\frac{450 - 10^6}{5500} = 24$ heures, ce qui sous-tend une vitesse de 6 cm/s du courant de fond.

e) La baie de St-Vincent

L'étude entreprise (radiale D) concerne la partie nord de la baie de St-Vincent dans l'alignement Passe de St-Vincent - canal Ducos jusqu'à la pointe Beaupré (alignement d'entrée 54°). La baie elle-même, fortement enclavée entre la ligne de côtes et un dédale d'îles hautes, reçoit dans sa partie nord la rivière Ouenghi dont le débit moyen est inférieur à celui de la Dumbéa. Toutefois, les apports d'eau des rivières

res Tontouta et Tamoia, dont les embouchures se trouvent dans la baie orientale, donc au vent du canal Ducos, augmentent fortement le bilan global qui doit ainsi être compris entre 5 et 10 m³/s, en régime normal.

Les abords nord et est de la baie sont occupés par des mangroves et des bancs de vase, ce qui fait que l'isobathe 3 mètres (marée basse) est généralement à plusieurs centaines de mètres de la ligne de rivage ; la profondeur moyenne de l'anse terminale est d'une dizaine de mètres ; celle du canal Ducos de 25 mètres, celle du plancher de la passe de St-Vincent de 50 mètres. La distance côte-passe, le long de l'alignement 54°, est réduite à 15 km, alors que sur l'alignement de la Dumbéa, la distance embouchure-passe atteint 25 km.

Les prélèvements des stations D1 (anse terminale et D2 (canal Ducos) ont été complétés par des prélèvements en surface en quatre points, qui, par rapport à D1, sont situés aux quatre points cardinaux et à proximité de la côte. Au point de vue hydroclimatique, la région de St-Vincent se trouve au coeur d'une bande côtière caractérisée par la faiblesse des précipitations qui, à la station météorologique de la Ouenghi, sont en moyenne inférieures de 30 cm/an à celles de Nouméa. La force des alizés y est à peu près équivalente et l'ensoleillement maximal, ce qui fait que le niveau réel d'évaporation est un des plus élevés de toute la côte ouest calédonienne. L'aspect quasi lunaire des îles Le Prédour, Hugon, Parceval, où survivent de façon précaire quelques troupeaux de chèvres et de cerfs, témoigne de l'aridité de ce micro-climat.

- Caractéristiques thermohalines

On a choisi de représenter, comme pour la baie de Dumbéa, la situation hydrologique moyenne sur les 19 séries de mesures en la complétant par un descriptif instantané après le passage d'une dépression en mars 1978.

En régime normal, la gamme thermique des eaux de la baie s'étale de 24,4° C dans l'extrémité nord-est à 24,0° C pour les eaux profondes de canal Ducos (fig. 43a). Ces chiffres sont voisins de ceux de

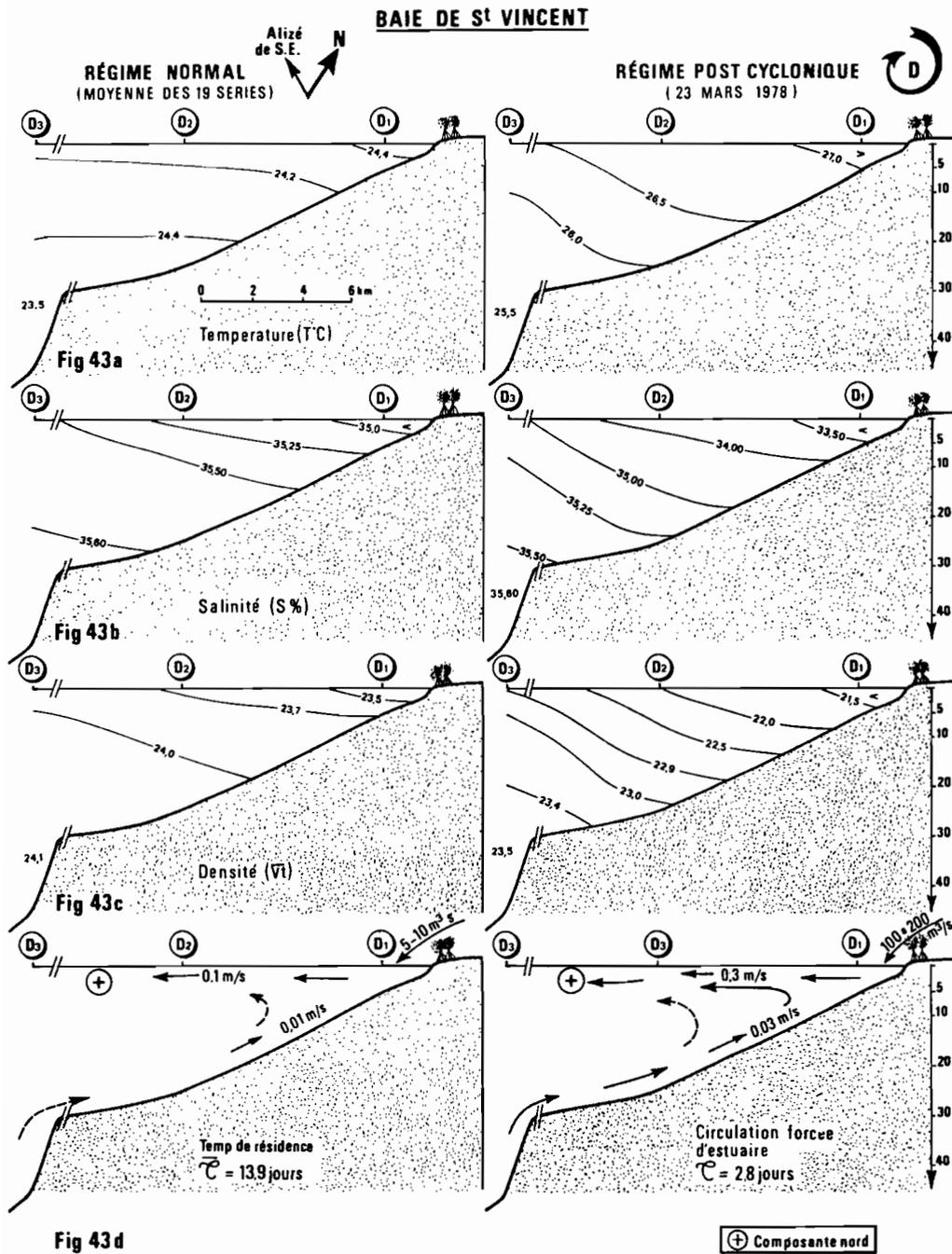


Fig. 43 : Circulation déduite des caractéristiques thermohalines

la baie de Dumbéa, mais la moyenne thermique tombe au-dessous de 23° C si l'on prend en compte les données des prélèvements de surface, qui plus près des rives, sont plus influencées par les apports en eau douce. Ceux-ci abaissent corrélativement la salinité, dont la valeur moyenne dans la couche de surface est de 35,1 ‰ (fig. 43b). En profondeur, toutefois l'isohaline 35,5 ‰ réapparaît au-delà de 10 mètres, donc à proximité du canal Ducos. L'ensemble est donc normalement stratifié (cf. Tableau IX), la densité moyenne de la couche de fond ($\sigma_t = 24,0$) étant toutefois légèrement inférieure à celles des eaux de fond étudiées sur les autres radiales plus sud. Il est évident que le gain en latitude de 20 minutes par rapport à la baie du Prony, se traduit globalement par une légère augmentation des températures moyennes de l'eau, phénomène noté au tableau III. Comme dans les autres baies d'estuaires, la dérive de la couche de surface dessalée est favorisée par l'action des alizés ; cette eau superficielle emprunte le canal Ducos large de 1000 mètres, puis se mélange au système lagonaire dont la dérive générale se fait vers le nord-ouest, avec infléchissement vers la passe de St-Vincent à marée descendante. Les évaluations de la vitesse du courant de surface dans le canal Ducos donnent, en période d'alizé modéré, un chiffre de l'ordre de 0,1 m/s. Cela permet de calculer le temps de résidence des eaux dans la partie nord de la baie ; on trouve $T = 13,9$ jours, en prenant une superficie de 36 km², une profondeur moyenne de 10 m, et en admettant que la couche dessalée à 35,1 ‰ à une épaisseur de 3 m.

Dans ces conditions, l'eau de fond de compensation se déplace vers l'est à une vitesse inférieure à 1 cm/s. Pendant les crues consécutives aux dépressions cycloniques, comme en mars 1978, (partie droite des figures 43), la salinité des eaux superficielles de la baie s'abaisse au-dessous de 34 ‰ et cette dessalure atteint également la zone de passe, du fait du rétrécissement de la largeur du lagon. En réponse au forcing de la couche de surface, la contre circulation de fond s'intensifie jusqu'à ce que la situation thermohaline redevienne proche de la normale.

Pour un flux de 0,3 m/s en surface sur une épaisseur de 5 m, ce qui équivaut à un flux sortant par le canal Ducos de 1500 m³/s, le renouvellement des eaux de la baie est alors assuré en 2,8 jours avec une vitesse du courant de fond de 0,03 m/s. Dans ce modèle, on peut cal-

culer le flux d'eau douce nécessaire pour abaisser la salinité de la baie jusqu'à 33 ‰ sur une épaisseur de 5 m. On trouve un flux de ruissellement $Fr = 110 \text{ m}^3/\text{s}$.

Ces évaluations sont évidemment très schématiques, car de l'eau lagonaire peut également pénétrer en surface dans la baie par les passages sud, et l'établissement des bilans d'eau et de sel corrélés aux fluctuations météorologiques nécessiterait un dispositif spécialement adapté, semblable à celui mis en place dans l'atoll de Takapoto en Polynésie Française (ROUGERIE, 1979).

Les calculs faits ici ont donc l'intérêt essentiel de proposer un ordre de grandeur, tenant compte au mieux des particularités de chaque baie. Ils sont réunis dans le tableau XVI.

	Volume (m^3)	Régime	Débit rivière (m^3/s)	Vitesse en surface (résultante en m/s)	Vitesse au fond (résultante en m/s)	Temps de résidence T (en jrs)
Lagon : bassin Boulari/St-Vincent	15-10 ⁹	- flot	50 (médiane)	0,2	0,1	11,1 jrs
		- jusant		0,1	0,15	
Lagon : eau récifo-lagunaire		- hivernal			< 0,01	28 jrs
Lagon : eau superficielle		- estival		0,1		9 jrs
Baie du Prony (partie interne)	260-10 ⁶	- normal	5	0,2	< 0,01	10 jrs
		- postcyclonique	100	0,3	0,03	2 jrs
Grande Rade (baie du Nickel)	120-10 ⁶	- normal	3 (effluent salé)	0,003	0,003	18 jrs
Baie de Dumbéa	450-10 ⁶	- normal	6	0,1	< 0,01	10 jrs
		- postcyclonique	400	0,2	0,06	1,0
Baie de St-Vincent	360-10 ⁶	- normal	5	0,1	< 0,01	14 jrs
		- postcyclonique	>110	0,3	0,03	3 jrs

Tableau XVI : Récapitulatif des régimes hydrologiques et des temps de résidence induits, dans le lagon et les baies côtières

On constate ainsi, que selon le type de régime, stationnaire ou forcé, les temps de résidence fluctuent entre 1 et 28 jours ; il faut également tenir compte du fait qu'une masse d'eau sortant d'une baie côtière est soumise à nouveau au régime général du lagon et que, son

temps de résidence réel sera la somme des temps de résidence successifs. La détermination du temps de résidence d'une eau lagonaire est donc un problème complexe, qui ne peut être résolu que séquentiellement et de manière très schématique et approximative. C'est pourtant un facteur causal fondamental dans le maintien de la fertilité du milieu, dans la cinétique des échanges d'éléments nutritifs et gazeux et dans le contrôle de la maturation des espèces phyto- et zooplanctoniques à l'intérieur du lagon.

5°) Les confins sud du lagon

a) Le canal de la Havannah

Le canal de la Havannah constitue une zone où les échanges lagon-océan peuvent atteindre une intensité maximale comme en témoigne la formation du mascaret (voir III, 3, c). D'autres mouvements tourbillonnaires et turbulents, bien visibles en surface, peuvent également affecter la colonne d'eau sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres ; de plus la présence quasi-permanente le long de la côte est calédonienne du flux vers le sud-est du courant des Loyauté explique certaines particularités de l'hydrologie de la Havannah : eaux océaniques de pénétration moins salées que les eaux lagonaires, gradients thermiques horizontaux pouvant atteindre 1° C/3 milles à l'intérieur du Canal. La figure 44 donne 3 exemples de structures thermiques superficielles obtenues lors de vols avec radiométrie en février, mars et avril 1979. En février et mars le refroidissement de plusieurs degrés observé dans le Canal de la Havannah peut être interprété comme l'indice de l'émergence près de la surface d'une eau subsuperficielle plus froide. Un tel phénomène peut logiquement se développer aux abords de la pente externe en compensation de la rotation vers l'est des eaux du Courant des Loyauté sous l'effet de la force de Coriolis : Cette tendance des eaux à s'écarter vers le large est compensée par une advection verticale dont la puissance est fonction de la vitesse du courant. Une fois arrivées près de la surface, ces eaux froides peuvent pénétrer dans le canal de la Havannah en marée montante et créer ainsi de forts gradients thermique, comme celui observé en mars 1979. Un mois plus tard ce phénomène semble s'être estompé, mais une coupe thermohaline dans l'axe du Canal

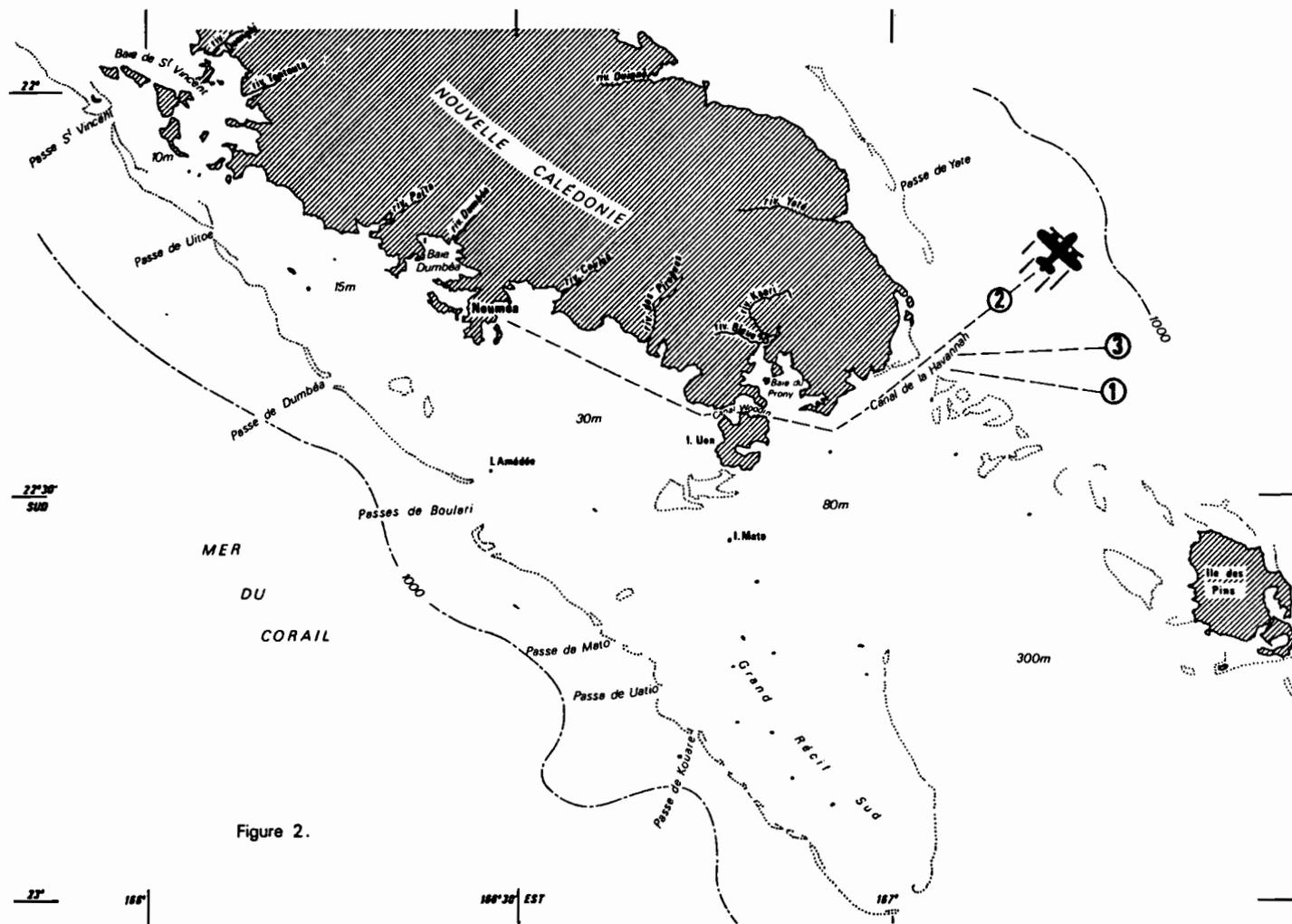


Figure 2.

Fig. 44a : Carte du Sud Calédonien

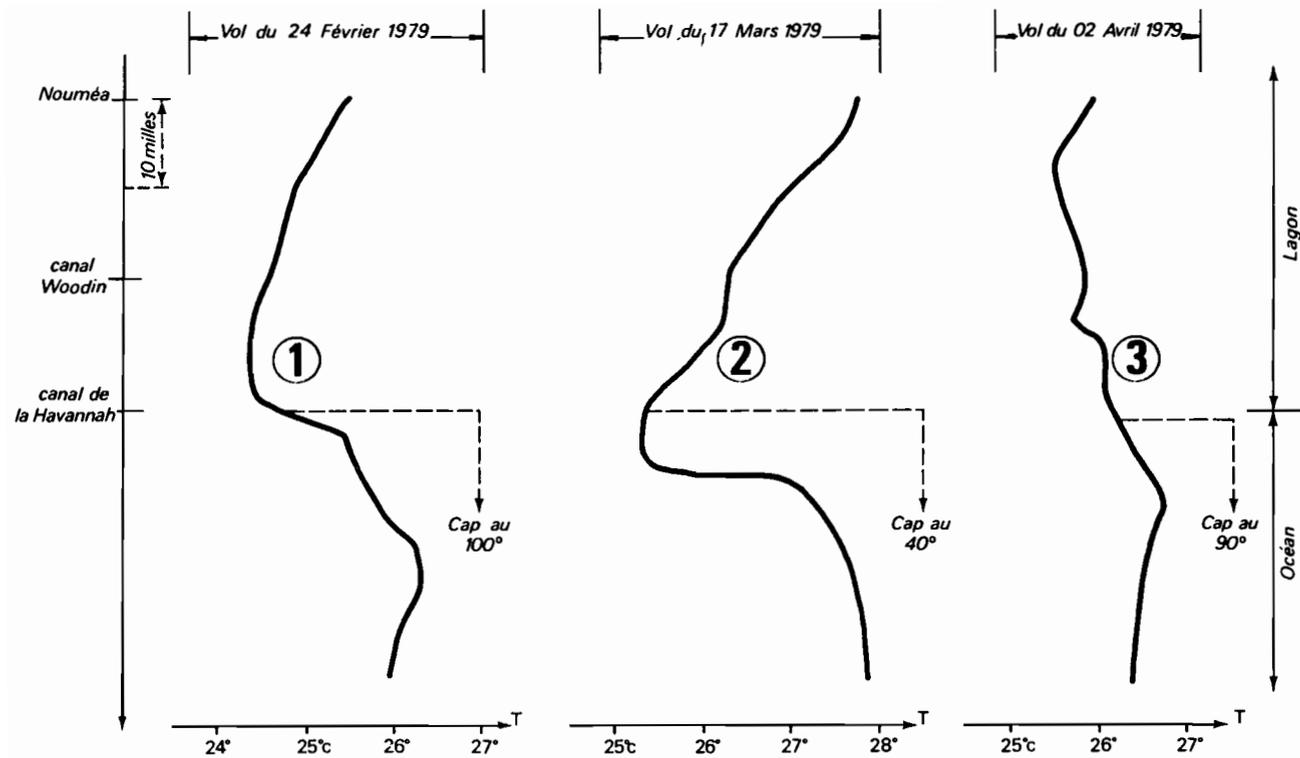


Fig. 44b : Exemples de structures thermiques superficielles dans le Sud-Est de la Nouvelle Calédonie. Données obtenues par radiométrie infra-rouge (Barnes) à 150 mètres d'altitude

montre la persistance d'un refroidissement en-dessous de 50 mètres de profondeur (fig. 45a, été austral). Ce schéma de circulation déduit du champ de densité pourrait être considéré comme significatif des conditions estivales : flux maximal du Canal des Loyauté (vers le sud-est, parallèlement à la côte), entrée d'eau océanique dans le Canal puis dans le lagon côtier, pénétration océanique par le Sud en direction du Canal Woodin et de la baie du Prony.

En hiver austral (fig. 45b) les eaux du lagon sud restent plus froides ($\bar{\Delta}t = - 2^{\circ} \text{C}$) que celles du courant des Loyauté, mais la vitesse de ce dernier est plus faible par suite d'un renforcement de la tension due aux alizés de sud-est. Ainsi, la remontée de la thermocline n'apparaît pas en septembre 1979 et les caractéristiques thermohalines sont différentes de celles de l'été précédent : salinité quasi-équivalente de part et d'autre du Canal et gradient thermique vertical très faible à l'entrée du canal Woodin. Dans cette zone de fortes turbulences sont ainsi réunies les conditions propices à un brassage optimal des eaux océaniques et lagunaires puis à leur convergence : cette eau de mélange s'évacue ensuite en subsurface vers l'est et vers le sud. Cette circulation baroclinique favorise l'évacuation de l'eau de fond lagunaire dont le débit est maximal en hiver, par suite de l'accumulation, par le vent, d'eau salée à la côte, puis de son mélange avec les eaux d'estuaire froides.

Une importante fraction des eaux de fond lagunaire s'évacue ainsi en hiver par le canal de la Havannah qui, parce qu'il longe la côte sud, joue ainsi un rôle important dans la dynamique de la contre circulation lagunaire. En été, tout au contraire, les conditions hydroclimatiques favorisent la pénétration des eaux océaniques, qu'elles soient superficielles et donc plus chaudes ou soumises à une advection verticale et donc en anomalie thermique négative.

b) Le sud du lagon

L'observation appropriée du lagon sud et des abords sud et est calédonien n'a commencé qu'en 1979 (Programme CIRCAL du N.O. VAUBAN) et nous n'en connaissons pas encore les conclusions essentielles. Un

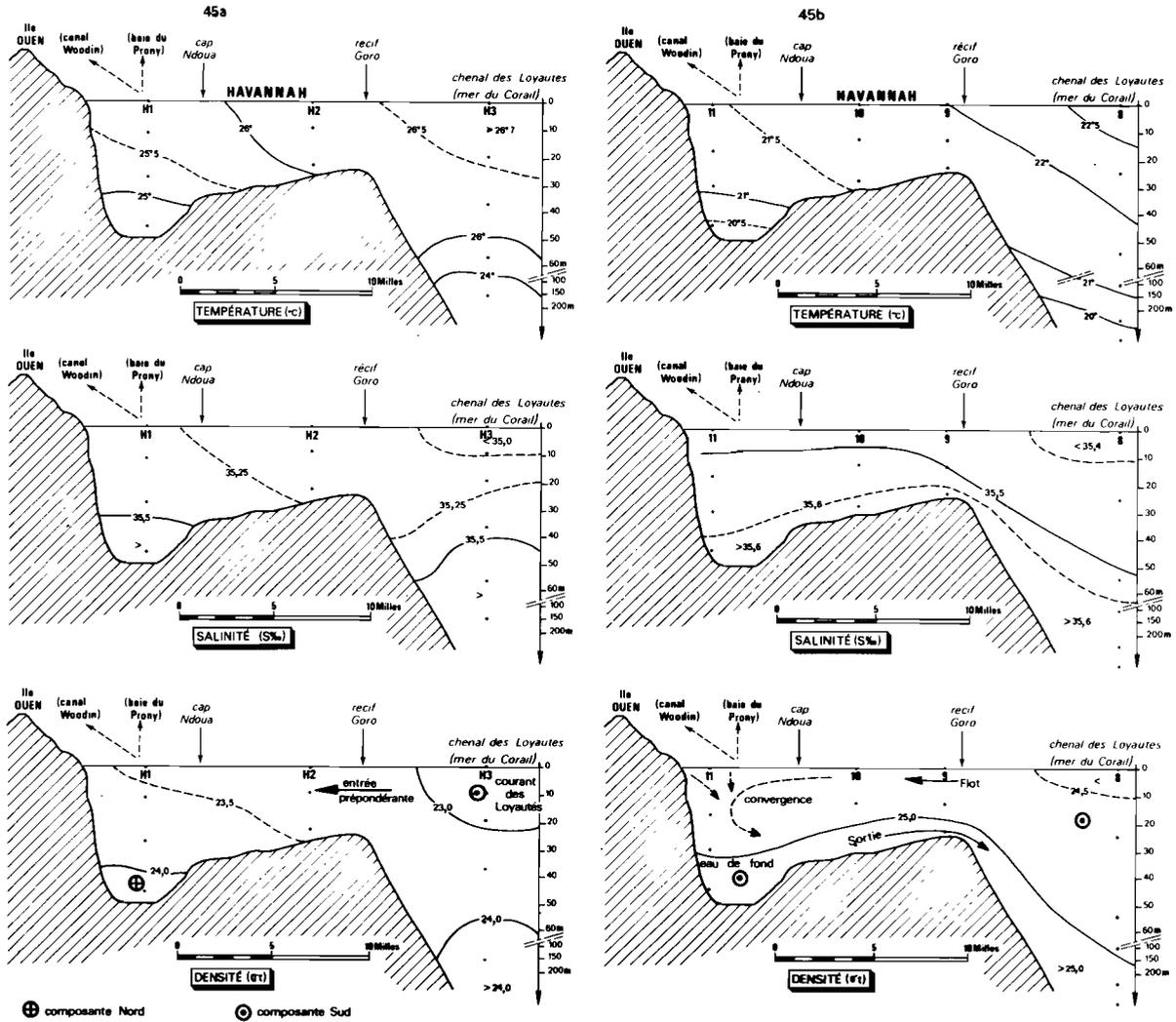


Fig. 45 : Caractéristiques thermohalines des chenaux sud du lagon

45 a : Eté Austral (avril 1979)

45 b : Hiver Austral (septembre 1979)

exemple de la complexité de la structure thermique superficielle de cette zone peut néanmoins être donné grâce à un vol radiométrique effectué le 3 avril 1979 (ROUGERIE et PETIT, 1979). La carte thermique relevée pendant ce vol de 6 heures (fig. 46a) révèle un certain nombre de faits remarquables :

- à l'est de la ligne côte orientale - Ile des Pins, la température de surface est supérieure à 26° C, un front thermique intense se développant au sud de cette île ;

- dans le lagon sud la température est supérieure à 25° C au nord du parallèle passe de Boulari - Ile des Pins ;

- au sud et à l'ouest du grand récif barrière plusieurs taches superficielles sont à une température inférieure à 24° C.

Une interprétation rationnelle de cette carte thermique très contrastée est rendue possible par les mesures "in situ" faites par le VAUBAN pendant la même période. Il en ressort (fig. 46b) :

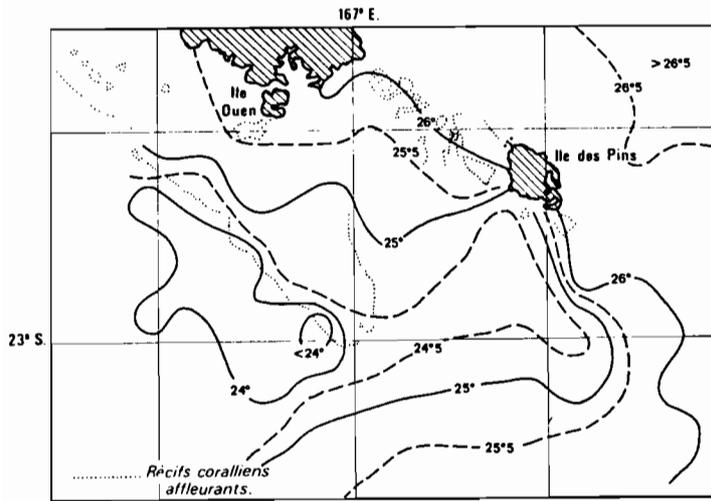
- dans l'axe du chenal des Loyauté, présence d'un courant de 0,7 m/s portant au sud-est (mesure GEK) ;

- ce courant des Loyauté passe à l'est de l'île des Pins et reste orienté au sud-est, ce qui crée le gradient thermique méridien au contact avec les eaux plus froides du Courant Tropical Sud coulant en sens opposé ;

- des mesures de sels nutritifs dans les zones de fort refroidissement (ouest du grand récif barrière) montrent, qu'à profondeur donnée, les teneurs sont plus fortes que dans les eaux voisines, ce qui pourrait s'interpréter comme le résultat d'une tendance à la remontée vers la surface des eaux subsuperficielles : par vent soufflant du secteur est, la dérive vers l'ouest de la couche de surface proche du récif a été compensée par une remontée d'eau dans le plan vertical. Une fois en surface ces eaux froides, très limpides, ont partiellement pénétré dans le lagon sud par les effets de la houle et du flot montant.

Cet exemple illustre parfaitement l'intérêt de pouvoir asso-

cier, dans ce type d'opération, les avantages respectifs de la radiométrie aérienne et des mesures d'hydrologie faites à bord des navires océanographiques. (PETIT et al., 1980; HENIN et al., 1979). Toutefois l'existence de ce mini-upwelling côtier est directement tributaire d'un régime d'alizés soufflant du secteur est sud-est ; ce phénomène est difficile à mettre en évidence par les moyens océanographiques traditionnels, car il est fugace et tend à s'estomper à la rotation du vent vers le sud, ce qui se produit généralement en fin de matinée : il est toutefois probable que des mini-upwelling ponctuels apparaissent ainsi de façon intermittente tout au long du récif barrière de la côte ouest.



_vol du 03-04-1979 entre 06h. et 12h. locales
 _altitude 150m. _radiomètre BARNES.

Fig. 46a : Structure thermique superficielle dans le Sud de la Nouvelle Calédonie (établie par radiométrie infra-rouge)

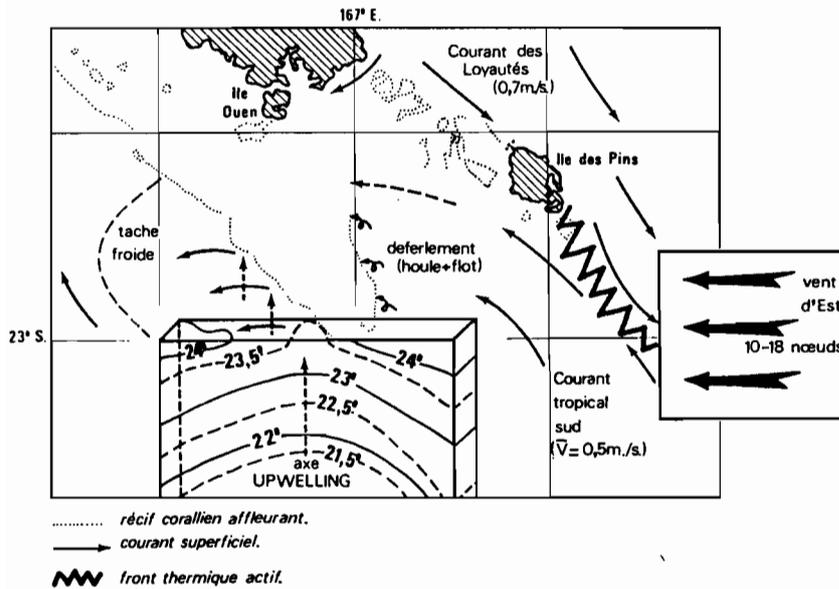


Fig. 46b : Interprétation

IV - DISTRIBUTION DES NUTRIANTS ET DE LA CHLOROPHYLLE

Les principaux traits physiques du milieu liquide lagonaire sud-ouest étant précisés, il reste à s'interroger sur la nature et les caractéristiques physico-chimiques des éléments non-conservatifs qui assurent le fonctionnement énergétique des écosystèmes en place. La masse lagonaire est en effet traversée par des flux de matières nutritives d'origine océanique, fluviale et terrigène dont la disponibilité conditionne le taux de production primaire, et donc la fertilité du lagon.

1°) Matières nutritives et paramètres associés

a) Sels nutritifs dissous et particuliers

Ainsi qu'il en est pour les végétaux terrestres, les éléments phosphorés et azotés sont indispensables à la croissance des cellules phytoplanctoniques parmi lesquelles certaines espèces, comme les diatomées, ont également des besoins importants en silice dissoute. En milieu lagonaire tropical ni la température de l'eau, ni le taux d'ensoleillement ne peuvent constituer des facteurs potentiels de blocage de la production végétale autotrophe, qui dépend en définitive de l'abondance des sels nutritifs dissous. L'eau lagonaire étant surtout constituée d'eau océanique de surface les teneurs en sels nutritifs dissous doivent être a priori proches de celles mesurées au large (paragraphe II, 2, c), les différences révélant les effets du transit et du confinement lagonaire.

- Molécules phosphatées

Les teneurs en phosphate minéral dissous sont généralement comprises entre 0,2 et 0,4 mmol/m³ de PO₄-P (moyenne toutes données :

0,35 mmol/m³). Des valeurs ponctuelles élevées apparaissent dans les zones d'estuaires (Prony et Dumbéa notamment) du fait de la décomposition bactérienne des végétaux terrestres, mais la demande du milieu en phosphore est telle, que dès qu'elles sont oxydées, les molécules phosphatées sont rapidement fixées par les végétaux marins. La moyenne établie sur les 28 stations du réseau lagonaire (fig. 48b) révèle que les valeurs les plus fortes se rencontrent dans le fond de la Grande Rade entre l'Anse sans fond et la Digue (3 stations où P₀₄-P > 0,42 mmol/m³). La cause de cet enrichissement local se trouve dans l'arrivée des eaux de refroidissement de l'usine du Nickel qui, outre sa température et sa charge en sel plus élevées (paragraphe III, 4, c), contient également des polyphosphates utilisés comme complexants chimiques. En dehors de cette particularité, il ne semble pas que l'on puisse déceler de cycle temporel du phosphate minéral dans le lagon : les pics d'abondance qui apparaissent épisodiquement dans les enregistrements des années 1976 à 1979 (fig. 47) ne présentent pas de caractères cycliques évidents et sont manifestement reliés aux événements météorologiques et hydrodynamiques à courtes périodes. Ainsi la moyenne toutes stations de fin octobre 1977 (0,67 mmol/m³) représente presque le double de la teneur moyenne générale et apparaît après de très fortes pluies et un coup de vent dans le sud du territoire. Un enrichissement de même nature est observé en janvier 1978 (fig. 48a) et permet d'avancer l'hypothèse d'un processus de remise en suspension des sédiments accumulés aux exutoires des rivières et par petits fonds, et dans lesquels sont piégées des molécules phosphatées.

L'abondance en phosphore minéral dissous est un des facteurs limitant la croissance du phytoplancton, mais le phosphore organique dissous peut également être directement utilisable dans les processus autotrophiques et hétérotrophiques qui entretiennent la fertilité du milieu. La présence de ces molécules organiques dissoutes est étroitement liée à la charge en biomasse totale du lagon : les cellules détritiques et les diverses productions fécales fournissent l'essentiel de cette fraction phosphatée dont le degré d'oxydation est alors minimal et augmente progressivement au cours des stades de réminéralisation. Pendant la période considérée nos mesures de phosphate organique dissous (P.O.D.) indiquent que la teneur moyenne est de 0,41 mmol/m³, chiffre

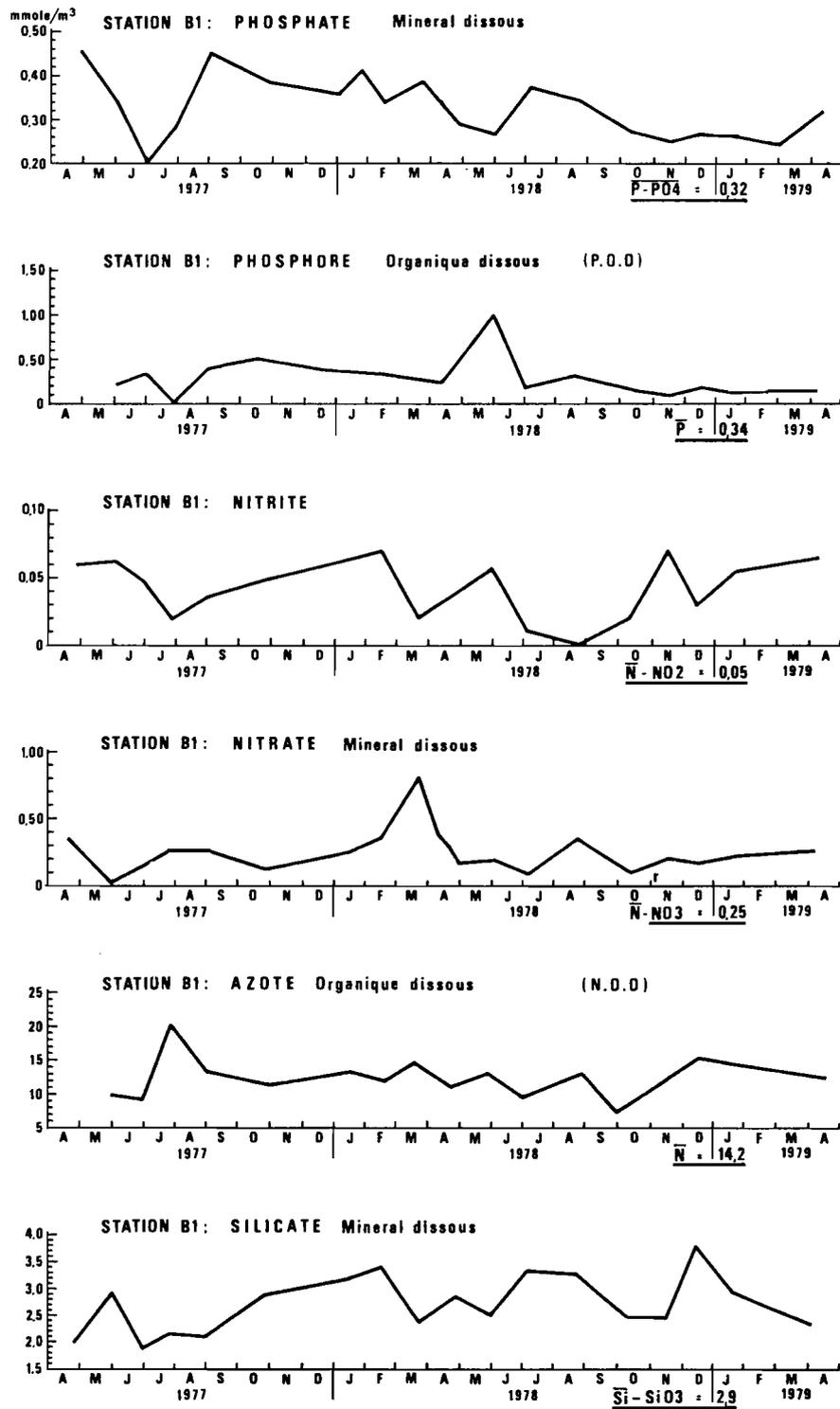


Fig. 47 : Variations interannuelles des sels nutritifs dissous à la station lagonaire type B₁.

(Moyenne tous niveaux 0-22 mètres - unité : mmole/m³)

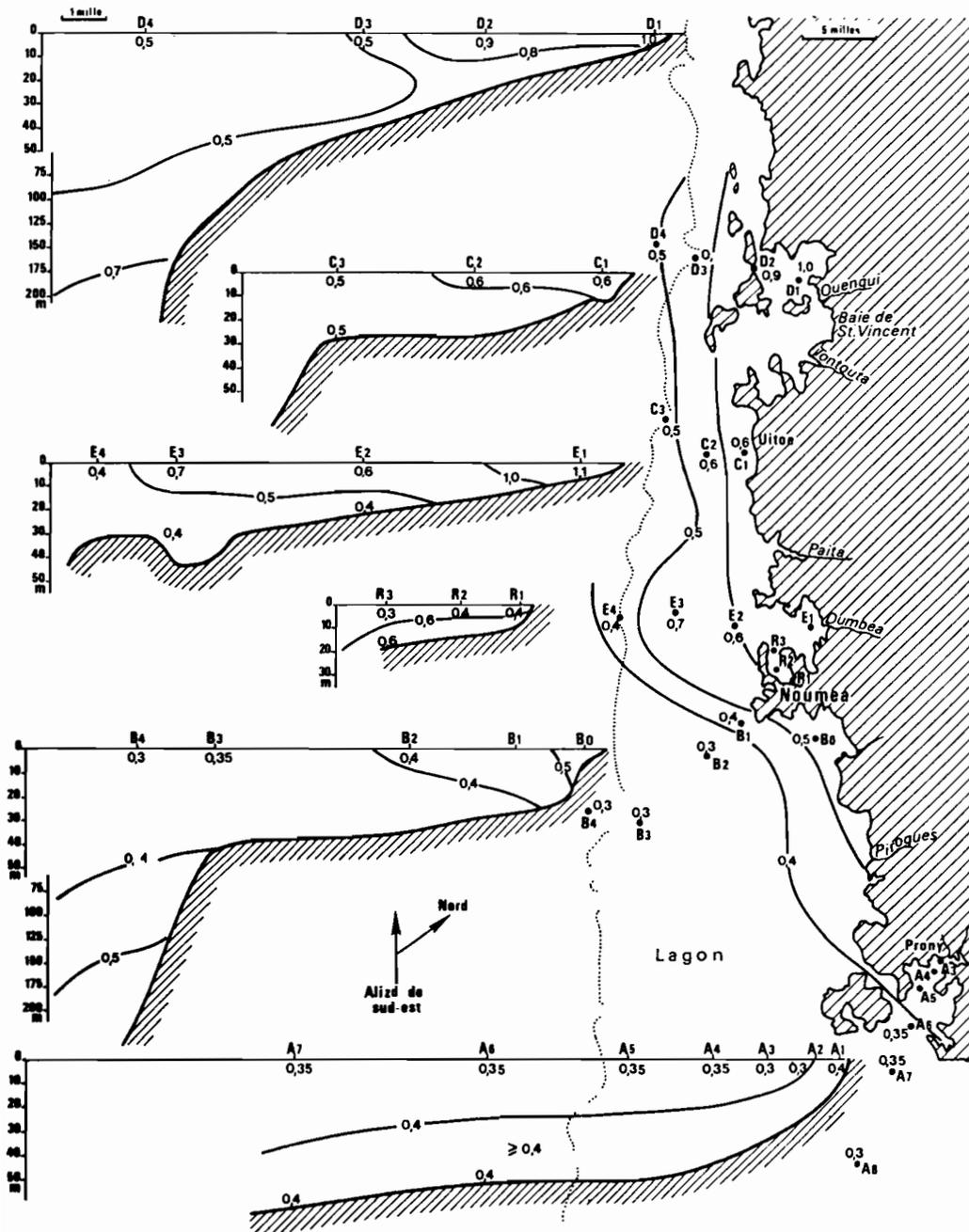


Fig. 48a : Phosphate minéral dissous en janvier 1978 - (mmole/m^3 de P-PO_4) $\bar{C} = 0,50$; Rang d'abondance : 2/21

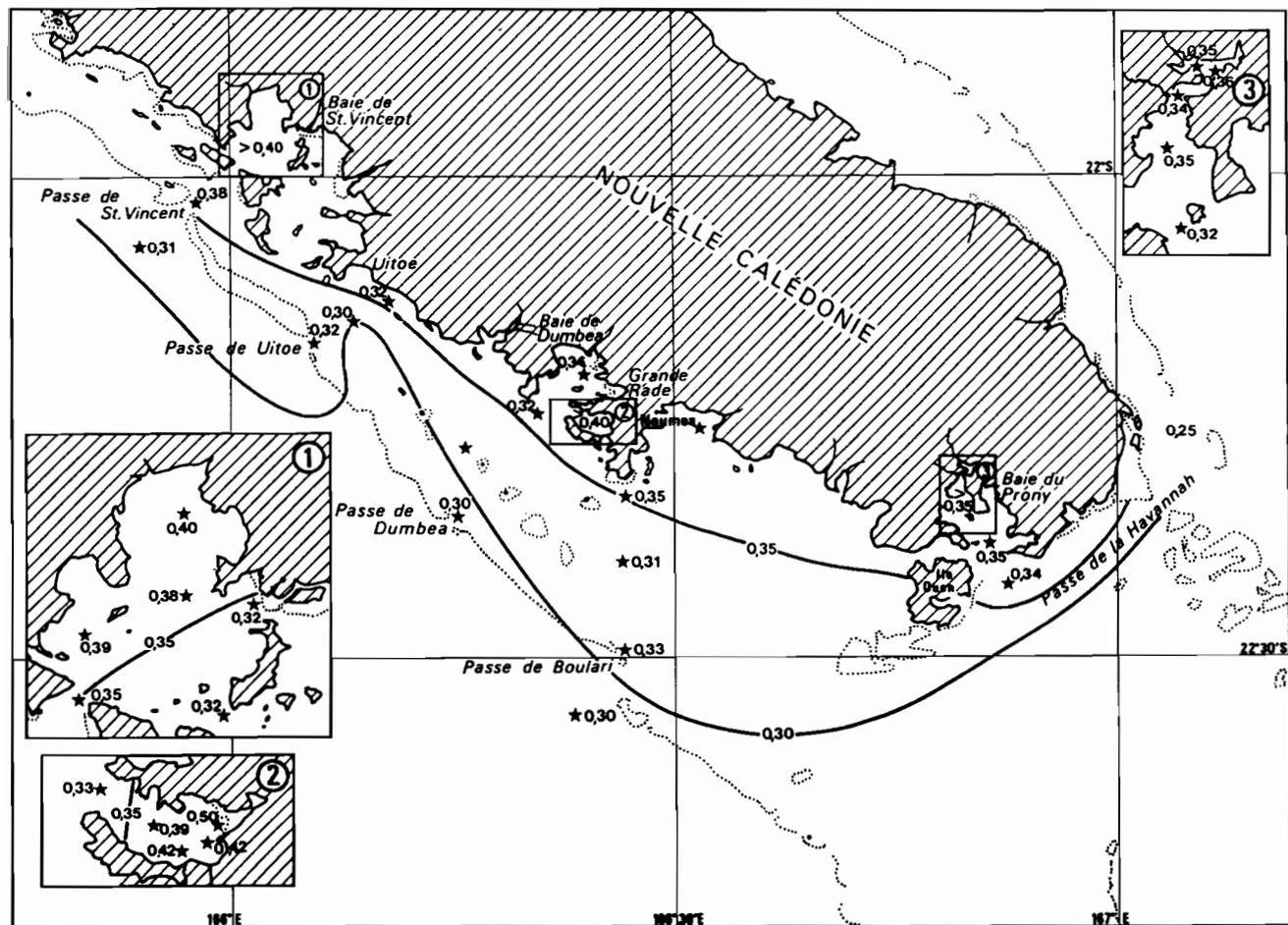


Fig. 48b : Distribution globale du phosphate minéral dissous (mmole/m^3 de P-PO_4) $\bar{C} = 0,35$
Moyenne des 21 séries

à peine supérieur à la valeur moyennée de phosphate minéral. On retiendra donc que les niveaux d'abondance de ces deux fractions phosphatées sont comparables, ce qui n'est pas forcément le cas dans d'autres milieux marins où la fraction organique peut être beaucoup plus élevée (LEMASSON et al., 1980). La recherche de fluctuations spatio-temporelles du P.O.D. montre également un pic d'abondance au niveau du rejet de l'usine du Nickel (Anse sans fond) où la teneur moyenne atteint 0,93 mmol/m³. Dans l'ensemble du lagon la distribution en surface est homogène, les teneurs moyennes dans les baies côtières ne s'écartant pas significativement des teneurs océaniques de surface. En revanche, les valeurs mesurées près du fond sont un peu plus élevées que celles de surface, dans une proportion qui varie de 10 à 30 %.

Dernière fraction phosphatée mesurée dans le lagon, le phosphore organique particulaire (P.O.P.) représente l'élément phosphore inclus dans des particules de diamètre supérieur à 0,45µm, sans que l'on puisse faire la discrimination entre le plancton vivant et le tripton (fraction uniquement détritique). Les teneurs en P.O.P. se présentent de la façon suivante : moyenne globale lagon (1976) 0,07 mmol/m³, moyenne océanique (0-50 m) 0,03. Les plus fortes valeurs mesurées (P.O.P. > 0,15 mmol/m³) l'ont été dans le chenal lagonaire côtier dont on sait que l'hydrodynamisme et la turbidité sont élevés (III, 3, d). En fait, le P.O.P. représente à peine plus du 1/10ème de chacune des 2 autres fractions et ses fluctuations d'abondance constituent un facteur de 2ème ordre dans le cycle biochimique du phosphore dans le lagon calédonien. Il s'agit donc là d'une différence notable entre les lagons coralliens et des lagunes côtières africaines étudiées par de nombreux auteurs, dont LEMASSON et al., (1981). L'ensemble de ces données sur les différentes formes de phosphore est regroupé dans le tableau XVII.

- Molécules azotées

Élément essentiel pour la croissance du phytoplancton, l'azote se trouve en mer sous plusieurs formes correspondant à des associations chimiques et à des degrés d'oxydation divers. Ainsi pour un degré d'oxydation passant de - 3 (ammoniaque, NH₄⁺) à + 5 (nitrates NO₃⁻), les réactions essentielles portent sur :

- la transformation de l'azote organique (acides aminés, urée, etc...) en azote ammoniacal ;
- l'oxydation progressive de la forme ammoniacale jusqu'à la forme nitrate, en passant par la forme nitrite ;
- l'assimilation de cet azote inorganique (essentiellement nitrate) par les organismes autotrophes, bactérioplancton et phytoplancton.

	Rade (Anse sans fond) (0-2 m)	Baies côtières (0-5 m)	Lagon central (0-20 m)	Océan (couche 0-50 mètres)	Moyenne globale lagon
Phosphate minéral dissous (PO ₄ -P)	0,45 ± 0,09	0,38 ± 0,07	0,33 ± 0,03	0,30 ± 0,03	0,35 ± 0,05
Phosphate organique dissous (POD)	0,93	0,50	0,38	0,35	0,41
Phosphate organique particulaire (POP)	0,10	0,15	0,05	0,03	0,07

Tableau XVII : Moyennes (toutes données) des différentes fractions phosphatées et intervalle de confiance (95 %).
Unité : mmol/m³ de P-P(O)n.

Contrairement à ce qui se passe pour certains végétaux terrestres, la fixation directe en mer de l'azote moléculaire dissous (N₂), dont la concentration est fonction de la pression partielle d'azote atmosphérique et des caractéristiques thermohalines, est un phénomène assez discret ; toutefois en milieu lagonaire tropical, les algues bleues (Cyanophycées) des récifs frangeants peuvent ainsi pourvoir partiellement à leurs besoins en azote (JOHANNES et al., 1972). Dans le lagon calédonien, la fixation d'azote par *Trichodesmium* entraîne pendant l'été un bloom de cette algue et la coloration des eaux en jaune (DANDONNEAU, communication personnelle) - L'ammoniaque est d'un dosage difficile à cause des risques de contamination : les mesures faites en 1976 et 1977 n'ont montré que des concentrations assez faibles, exceptionnellement supérieures à 0,3 mmol/m³ de NH₄⁺-N la moyenne globale s'établissant à 0,10. Ce résultat n'est pas inattendu dans la mesure où les travaux faits

dans la zone tropicale 0 - 20° sud montrent que la phase ammoniacale n'existe que très rarement de façon significative : cette molécule est en effet très labile et très rapidement oxydée jusqu'au stade nitrite (OUDOT et WAUTHY, 1976). Toutefois les apports d'ammoniacale et de phosphate par les précipitations peuvent jouer un rôle non négligeable dans la production primaire d'eaux tropicales carencées en sels nutritifs (LEMASSON et PAGES, 1982).

Les molécules azotées à degré d'oxydation intermédiaire sont facilement dosables dans la forme nitrite NO_2^- . Ce paramètre suivi de façon routinière fournit dans le lagon des indications peu différentes des précédentes : teneurs moyennes de 0,08 mmol/m³, concentrations maximales dépassant très rarement le seuil 0,3 mmol/m³ : quelques enrichissements en nitrites apparaissent dans les zones d'estuaires et près de la côte, et se développent de façon apparemment aléatoire après les fortes crues des rivières.

Dans leur état d'oxydation maximale, les molécules azotées atteignent des teneurs plus élevées : les concentrations en nitrates dépassent souvent 0,8 mmol/m³, la valeur globale moyennée étant de 0,38 mmol/m³ en NO_3^- . Là encore, les pics d'abondance concernent les baies, avec 0,60 mmol/m³ dans la partie interne de Prony et 0,55 dans la baie de St-Vincent, (fig. 49b) avec des variations locales non négligeables entre ces deux sites (fig. 49a). Toutefois les caractéristiques d'ensemble de la distribution spatio-temporelle des nitrates dissous ne révèlent pas de fluctuations que l'on puisse corrélérer de façon simple avec d'autres paramètres du milieu (fig. 47) : les régressions obtenues ne sont pas linéaires et les corrélations sont faibles. D'autre part, l'enrichissement hivernal en nitrate des eaux océaniques superficielles (II, 2, a) ne paraît pas augmenter de façon sensible les teneurs moyennes de cette fraction azotée. Ce résultat peut toutefois s'interpréter plus aisément quand on prend en compte la fraction azotée organique dissoute (N.O.D.), dont la teneur moyenne est de 15,6 mmol/m³, soit un gain de l'ordre d'un facteur 30 par rapport à la somme des formes minérales dissoutes. Dans le réajustement constant de la phase minérale par la phase organique, celle-ci "pèse" d'un tel poids, que toute fluctuation même minime de sa valeur peut se traduire par une forte variation

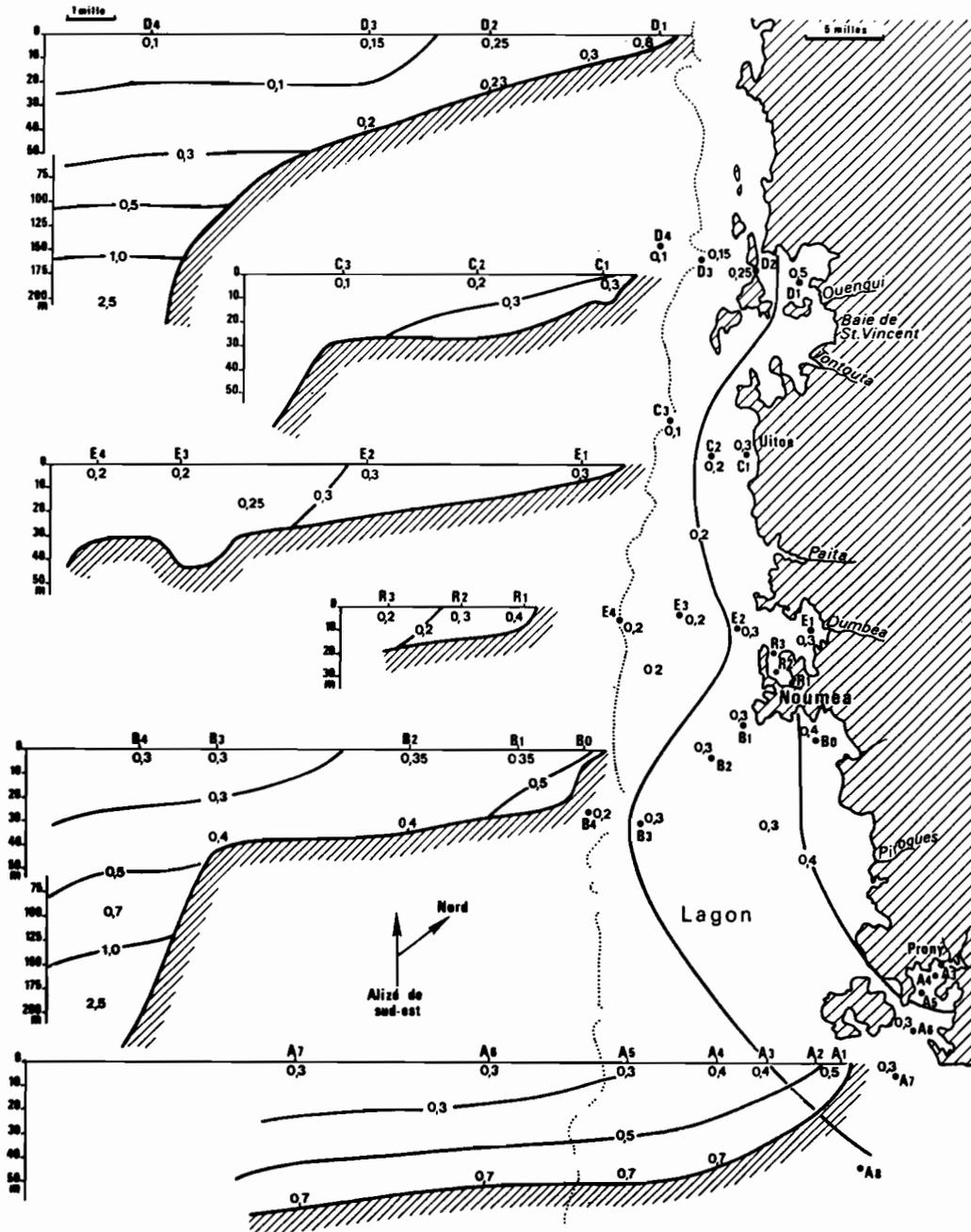


Fig. 49a : Nitrate minéral dissous en janvier 1978 - (mmole/m^3 de N-NO_3) $\bar{C} = 0,27$; Rang d'abondance : 10/21

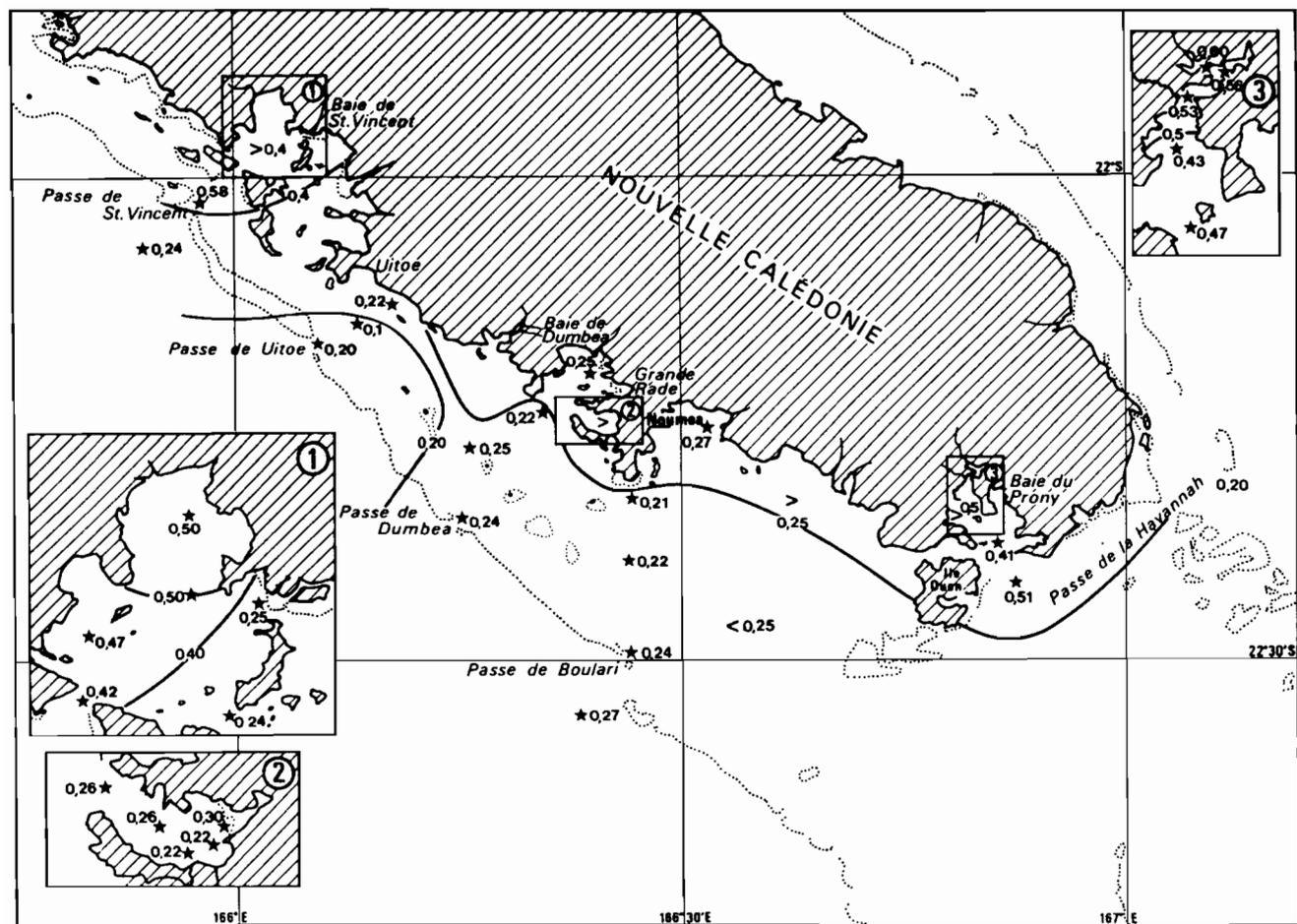


Fig. 49b : Distribution globale du nitrate minéral dissous (mmole/m^3 de N-NO_3) $\bar{C} = 0,38$
Moyenne des 21 séries

de la concentration en azote minéral, avec un certain décalage dû au temps de reminéralisation. Cet état de fait se trouve par ailleurs renforcé par la présence de fortes quantités d'azote organique particulaire (N.O.P.) : cette fraction atteint en effet 2 mmol/m^3 en valeur moyenne, avec des concentrations extrêmes de 1,2 et 4,5.

La figure 50 présente les profils verticaux de ces molécules azotées le long de la radiale B en juin 1976 ; à l'extérieur du récif barrière le niveau océanique 30 mètres est caractérisé par un pic simultané d'ammoniac et d'azote organique dissous (N.O.D.) alors qu'à 50 mètres un minimum relatif de N.O.D. coïncide avec le maximum d'azote organique particulaire (N.O.P.). Plus profondément, les teneurs en nitrites culminent vers 120 mètres, puis diminuent rapidement alors que la brutale augmentation des teneurs en nitrates crée la classique nitracline qui se développe à la base de la couche euphotique. C'est également à ce niveau que se trouve un minimum d'oxygène dissous, la transformation de l'azote organique (N.O.D.) en azote minéral (NO_3^-) étant fortement consommatrice d'oxygène. Au-delà de 200 mètres de profondeur les fractions organiques diminuent et se stabilisent à des valeurs proches de celles de la couche de surface. La charge azotée de celle-ci est équivalente de part et d'autre du grand récif, mais, dans le lagon, le pic d'ammoniac apparaît dès 10 mètres de profondeur (station B₃) et n'est pas doublé plus profondément par un maxima de nitrite. En revanche N.O.D. et N.O.P. évoluent de façon inverse et le maximum en N.O.P. de l'eau de fond du lagon (25 m) paraît bien expliciter la présence du maximum océanique de la station B₄ "polluée" par un panache de sortie d'eau lagonaire. Plus près de la côte (station B₁), l'ammoniac est essentiellement détectable en surface alors que nitrite et N.O.P. sont surtout abondants près du fond : c'est ce type de distribution verticale des composants azotés qui a été observé en 1976 et révèle la concordance entre le minimum relatif de N.O.D. et le maximum de N.O.P., présent dans l'eau de fond lagonaire.

Le passage de la forme détritique à la forme dissoute découle de l'activité des micro-organismes et des bactéries qui colonisent les différents niveaux sédimentaires. L'oxydation et la reminéralisation des éléments nutritifs peuvent ainsi se poursuivre jusqu'au stade final, à

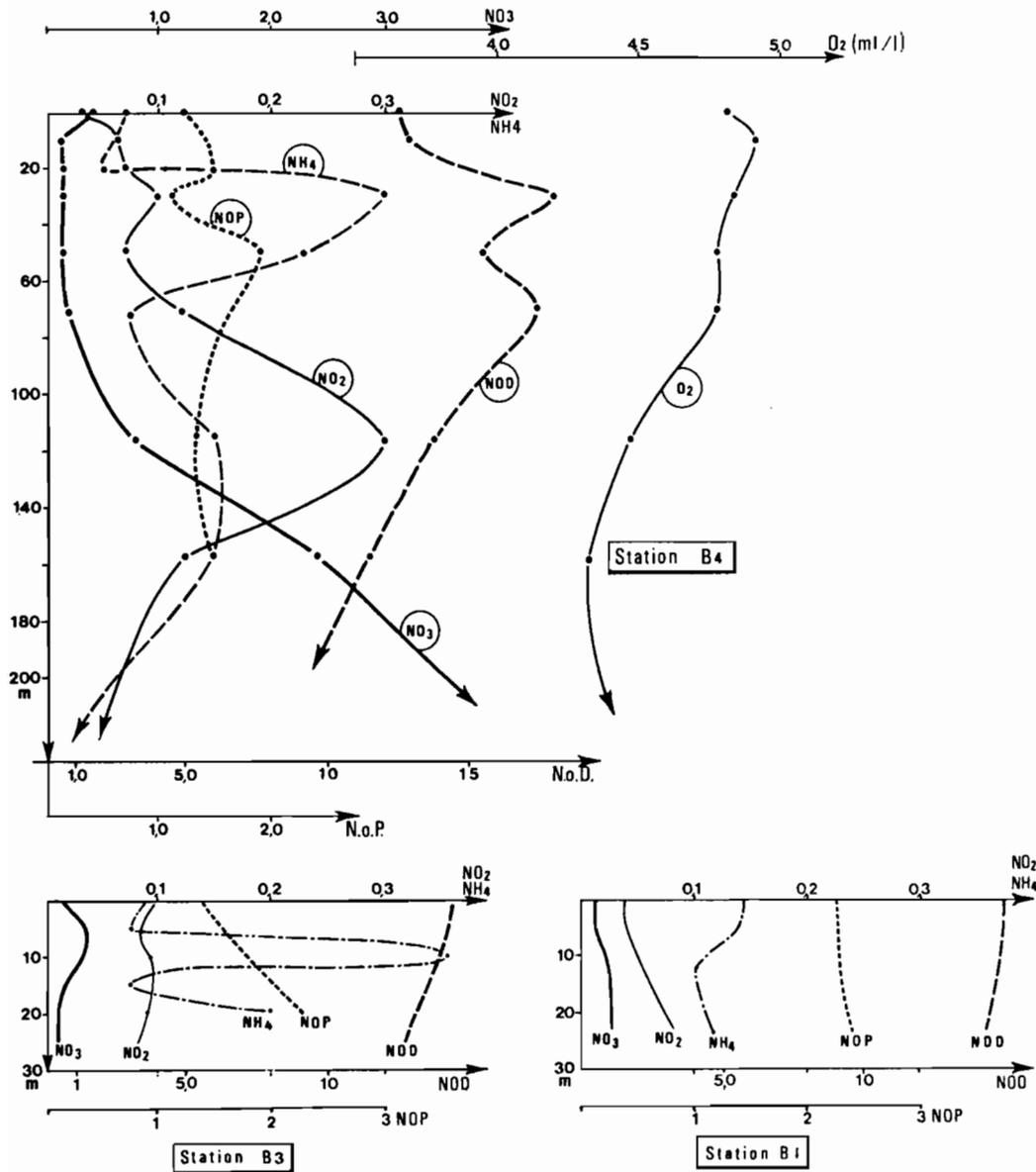


Fig. 50 : Profils verticaux des molécules azotées et de l'oxygène dissous sur la radiale Boulari (Stations B₄ à B₁) le 21 juin 1976 (unité : mmole/m³ N-N(R)_x et ml/l)

condition que l'oxygénation du milieu reste suffisante (DUGDALE et GOERING, 1967). Dans le cas contraire les besoins en oxygène seront satisfaits dans un premier temps par une réduction des molécules de sulfate en sulfure : c'est ainsi que les milieux réducteurs sont caractérisés par des émanations de SH_2 . Ce phénomène n'a en fait jamais été noté dans la partie libre du lagon calédonien et les populations bactériennes présentes sur le fond et sur les micro-agrégats en suspension sont donc uniquement du type aérobie : leur densité moyenne n'a pas été évaluée mais on peut retenir en lagon tropical un chiffre de 10^9 bactéries/gramme de sédiment sec (SOROKIN, 1974).

En résumé, la quasi totalité de l'azote fixé se trouve sous forme organique (Tableau XVIII), situation semblable à celle de la couche euphotique océanique. Bien qu'une fraction de ces molécules organiques soit directement assimilable par le phytoplancton et la flore benthique (DUURSMA, 1961), la fraction minérale dissoute est toujours sollicitée de façon prioritaire et on considère généralement que ce sont ses fluctuations d'abondance qui régissent en premier lieu les rythmes de croissance de la biomasse végétale. Le fait de ne pouvoir mettre en évidence aucune fluctuation périodique des teneurs en molécules azotées peut s'interpréter comme une conséquence de la faiblesse et du caractère aléatoire des cycles saisonniers de cette zone tropicale : saison des pluies irrégulière, dynamique et physico-chimie de la couche superficielle océanique à variabilité interannuelle, etc...

	Fond de baies (0-2m)	Lagon central (0-20m)	Océan (couche 0-50 m)	Moyenne globale lagon
(x) Ammoniaque $\text{NH}_4\text{-N}$	0,15	0,09	0,04	0,10
Nitrite- $\text{NO}_2\text{-N}$	$0,14 \pm 0,08$	$0,10 \pm 0,05$	$0,05 \pm 0,02$	$0,11 \pm 0,02$
Nitrate- $\text{NO}_3\text{-N}$	$> 0,58 \pm 0,12$	$0,36 \pm 0,08$	$0,28 \pm 0,04$	$0,38 \pm 0,06$
Azote organique dissous (N.O.D.)	18,0	16,0	14,0	16,6
Azote organique particulaire (N.O.P.)	$> 3,0$	2,0	1,4	2,2

(x) Données de 1976 uniquement.

Tableau XVIII : Distribution des différentes formes de molécules azotées dissoutes et particulaires. Concentration de l'élément N-N (R) n en mmol/m^3

- La silice dissoute

La silice dissoute, dosée sous forme de silicate réactif SiO_3 , intervient de façon plus marginale dans la biochimie des végétaux marins que les deux éléments précédemment étudiés. Plusieurs fractions notables du plancton, comme les diatomées et les silicoflagellés, et certaines espèces benthiques (éponges) ont toutefois besoin de silicium dans l'élaboration de leur structure cellulaire.

Dans le lagon sud-ouest les teneurs en silice dissoute sont en moyenne globale de $4,3 \text{ mmol/m}^3$ en $\text{SiO}_3\text{-Si}$ les teneurs extrêmes allant de 25,0 au fond de la baie de St-Vincent à 1,8 au niveau des passes de Boulari à St-Vincent (Tableau XIX). Ces chiffres indiquent d'emblée un apport majeur par le ruissellement côtier et les rivières, la régression SiO_3 - salinité donnant une excellente corrélation de $r = - 0,87$ dans le lagon côtier et de $- 0,69$ pour l'ensemble des données (fig. 51).

	Fond de baies (0-2m)	Lagon central (0-20m)	Océan (couche 0-50 m)	Moyenne globale lagon
Silicate dissous $\text{SiO}_3\text{-Si}$	$> 20 \pm 7,6$	$3 \pm 1,1$	$1,8 \pm 0,2$	$4,3 \pm 2,1$

Tableau XIX : Teneurs en silice dissoute $\text{SiO}_3\text{-Si}$
Concentration en mmol/m^3

Les teneurs en silice mesurées de part et d'autre du grand récif sont généralement comprises entre $1,5$ et 2 mmol/m^3 . Dans le lagon on note toujours un gradient positif vers la côte, l'augmentation des teneurs étant la plus forte dans l'axe des baies où se jettent des rivières : baies du Prony, de Boulari, de Dumbéa et de St-Vincent. La concentration en silice dépasse alors fréquemment 10 mmol/m^3 et révèle le rôle fondamental que joue le ruissellement terrigène dans le cycle de la silice en milieu lagonaire. La concentration en silice étant directement tributaire du débit des rivières, sa distribution spatiale peut fluctuer considérablement d'une période à l'autre. Ainsi pendant une période sèche où le débit des rivières est minimal, les fortes teneurs en silice sont localisées dans les baies : au fond du goulet de la baie du Prony alimenté par trois rivières, les valeurs sont plus élevées en surface qu'au fond du fait de l'étalement des eaux douces

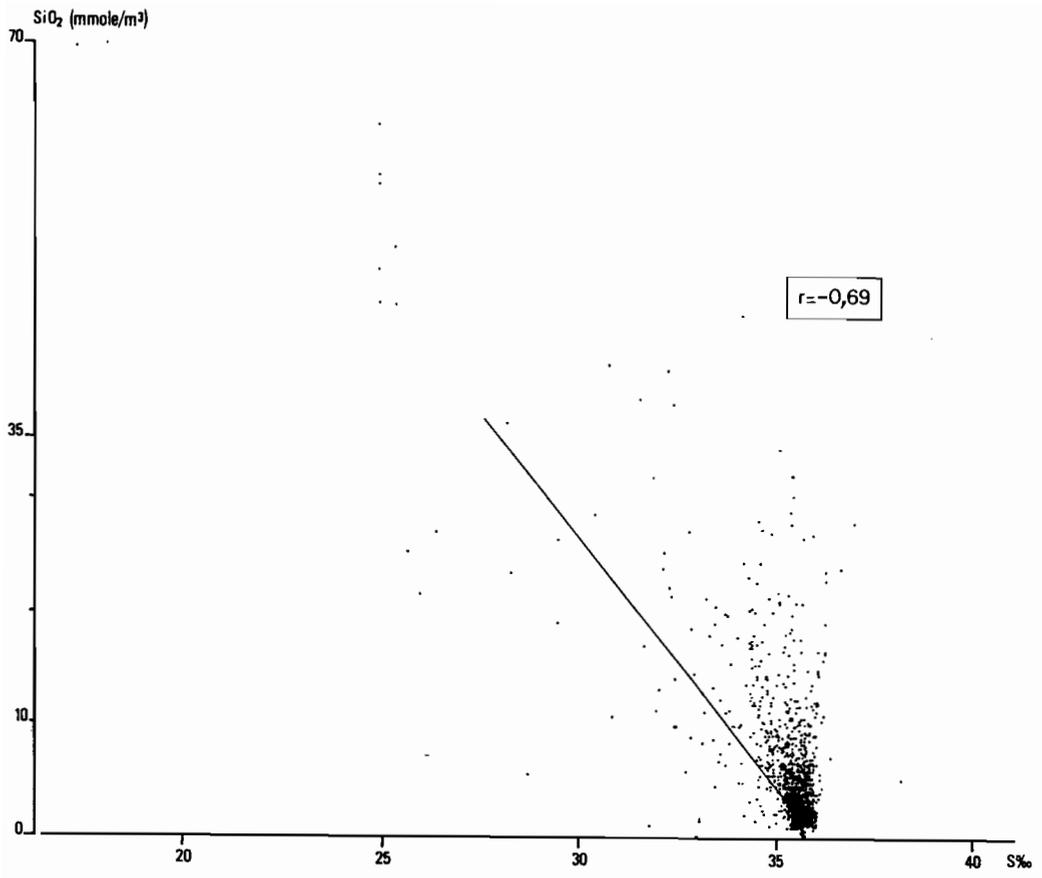


Fig. 51 : Régression silicate/salinité (toutes données)

plus légères que l'eau de mer, mais dès que la baie s'évase, le gradient vertical tend à s'annuler ; de Nouméa à la baie de St-Vincent, les écarts surface-fond sont faibles en saison sèche et la teneur moyenne en silice de l'ensemble de la masse lagonaire se situe alors entre 2,0 et 2,5 mmol/m³.

En saison des pluies, comme en janvier 1978 après les fortes précipitations dues au cyclone tropical BOB (fig. 52a), les eaux chargées en silice s'étaient loin dans le lagon et atteignent la passe de St-Vincent, située à 7 milles de la ligne de côte. Les teneurs sont alors supérieures à 5 mmol/m³ de SiO₃-Si dans la partie nord-ouest de la zone étudiée, puis diminuent rapidement vers le sud-est, moins touché par les précipitations : le gradient horizontal est donc bien différent de celui observé en saison sèche où les secteurs les plus pauvres en silice étaient situés entre Nouméa et St-Vincent. L'examen de toutes les situations rencontrées pendant les trois années de l'étude montre que tous les cas intermédiaires peuvent s'intercaler entre ces deux situations extrêmes.

L'établissement des moyennes par station sur toute la colonne d'eau, et jusqu'à 50 mètres de profondeur à l'extérieur du récif barrière, permet de dresser la carte de la répartition moyenne de la charge en silice (fig. 52b) ; la baie de St-Vincent se révèle la plus riche avec une valeur moyenne supérieure à 12 mmol/m³ ; viennent ensuite la partie interne de Prony (8 mmol/m³) et la Grande Rade (7 mmol/m³). L'isoligne 2 mmol/m³ se trouve dans le lagon et suit la ligne du grand récif, sauf vers St-Vincent où elle déborde sur le large. La figure 53 présente les profils verticaux schématisés de la salinité, de la silice dissoute et du pH au fond d'une baie : l'eau de fond possède les caractéristiques moyennes de l'eau lagonaire, alors que la couche de surface est "marquée" par l'apport d'eau douce qui élève la concentration en silice, mais diminue le pH.

Les rapports d'abondance de ces sels nutritifs dissous s'établissent comme suit, en prenant pour base la teneur en phosphate ; Si/N/P = 20/1/1. Ces chiffres s'écartent de façon importante de ceux donnés par SVERDRUP et al., pour la couche euphotique du Pacifique ouest

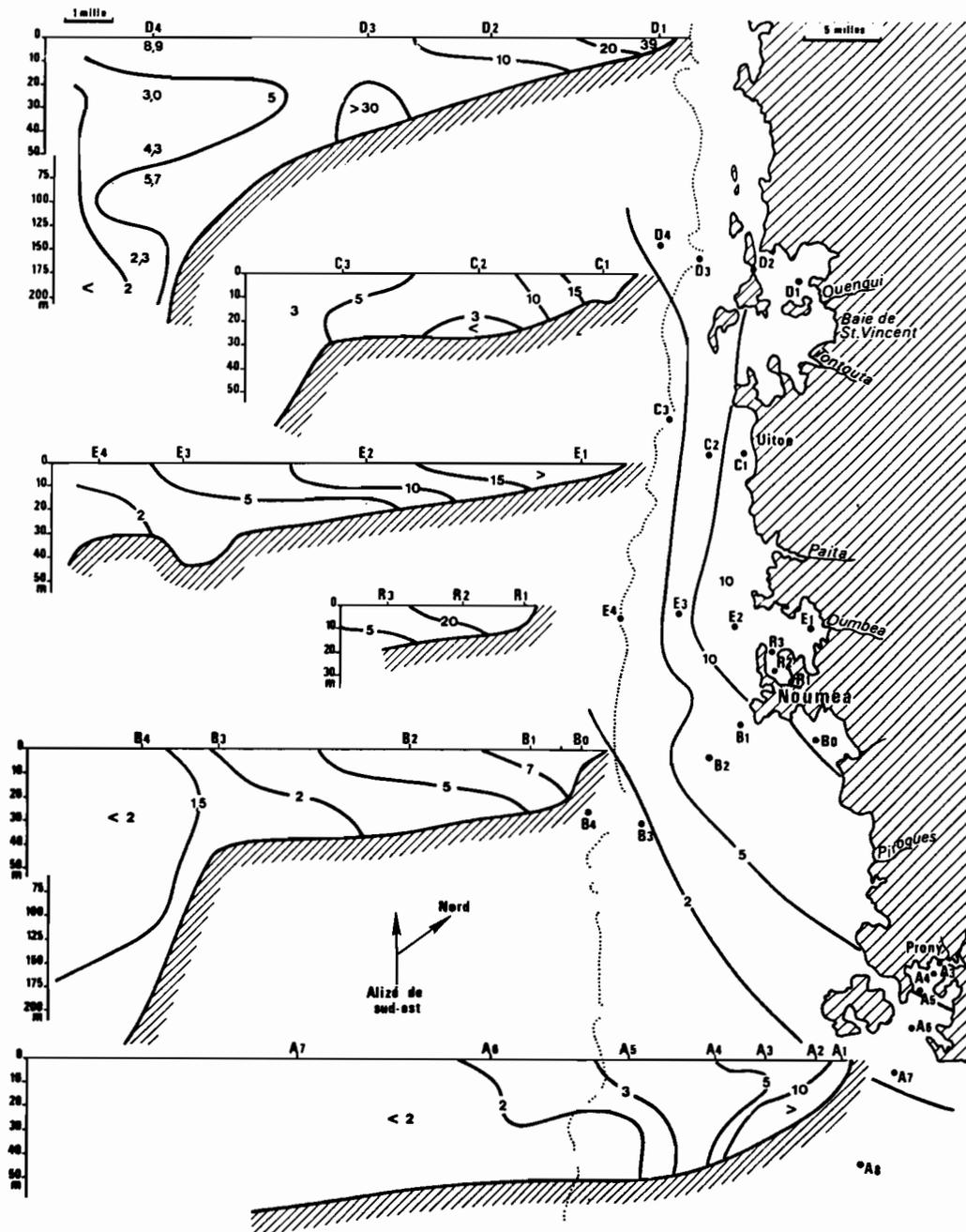


Fig. 52a : Silice dissoute en janvier 1978 (mmole/m^3 de Si-SiO_3)
 $\bar{C} = 9,2$; Rang d'abondance : 1/21

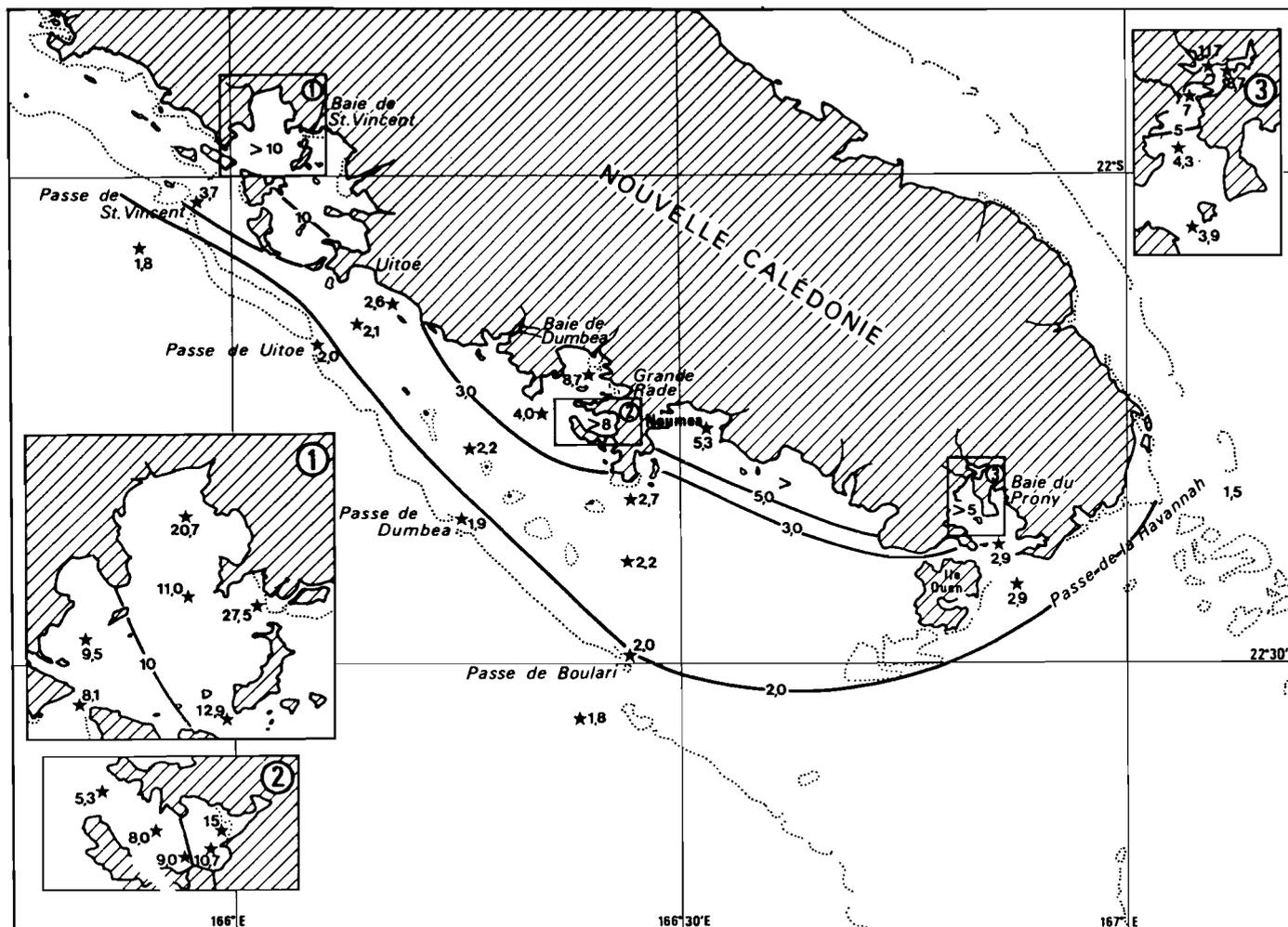


Fig. 52b : Distribution globale de la silice dissoute (mmole/m³ de Si-SiO₃) $\bar{C} = 4,3$; Moyenne des 21 séries

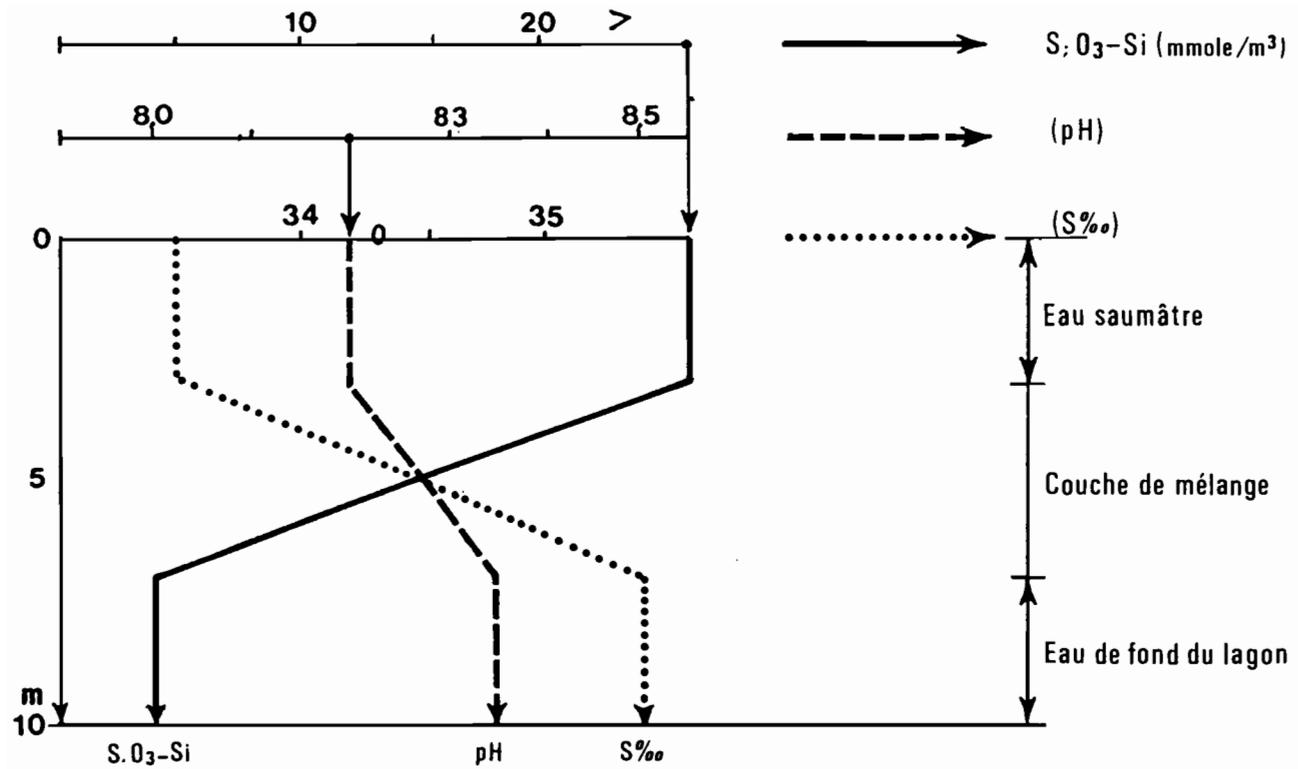


Fig. 53 : Schéma simplifié des profils verticaux de la silice dissoute, du pH et de la salinité dans une baie côtière

où le rapport N/P = 16, mais sont plus proches de ceux trouvés dans des milieux marins confinés, comme l'étang de Berre, en Méditerranée (BLANC et al., 1967).

Le fait d'avoir dans le lagon autant de molécules de phosphore que d'azote minéral peut indiquer à la fois une anomalie positive du premier élément, et une certaine carence du second. Toutefois les proportions relatives dans le milieu océanique péri-calédonien (couche 0-100 mètres) étant de Si/N/P : 6/2/1, on constate que le rapport N/P anormalement bas, et essentiellement dû à un déficit en azote nitrate, se conserve pendant le transit lagonaire des eaux superficielles océaniques : l'apport par les eaux de ruissellement en molécules azotées issues de la dégradation des végétaux terrestres est donc de faible importance. Pour la silice en revanche, le facteur de concentration de 3 entre le lagon et l'océan provient sans ambiguïté de l'apport par ruissellement orographique : dans les rivières calédoniennes, les concentrations en silice dissoute, dues à la lixiviation du massif ultrabasique péridotitique, atteignent 0,5 à 1 mol/m³ selon les bassins et la saison. (TRECASSES, 1975). Contrairement à la situation décrite par OUDOT et al. (1979), en zone océanique tropico-équatoriale, la disponibilité en silicium n'est donc pas dans le lagon calédonien, un facteur pouvant limiter la croissance du phytoplancton.

b) Les gaz dissous, le pH et l'alcalinité

On a déjà signalé l'importance mineure de l'azote moléculaire dissous dans le métabolisme des espèces marines. L'oxygène dissous y joue en revanche un rôle aussi fondamental que dans la biosphère émergée puisqu'il intervient dans le même type de réactions d'oxydo-réduction qui contrôlent entre autres le recyclage des sels nutritifs.

- Distribution de l'oxygène dissous

L'oxygène dissous présente dans les eaux lagonaires les caractéristiques suivantes : moyenne globale toutes données : O₂ = 4,88 ml/l, valeurs extrêmes mesurées (moyenne sur toute la colonne d'eau) 5,80 ml/l et 3,20 ml/l. Exprimées en pourcentage de saturation, fonction de la

température et de la salinité, ces valeurs donnent : moyenne globale 102 %, maximum 120 %, minimum 46 %. L'examen des moyennes par station indique l'existence d'un faible gradient positif d'oxygène dissous entre les baies et le large : l'eau de la station A1 (baie du Prony) possède 4,77 ml/l, celle de la station C₃ (Passe de Uitoe 5,04 ml/l. A la station lagonaire type B₁, les valeurs extrêmes sont comprises entre 3,8 et 5,4 ml/l (fig. 54).

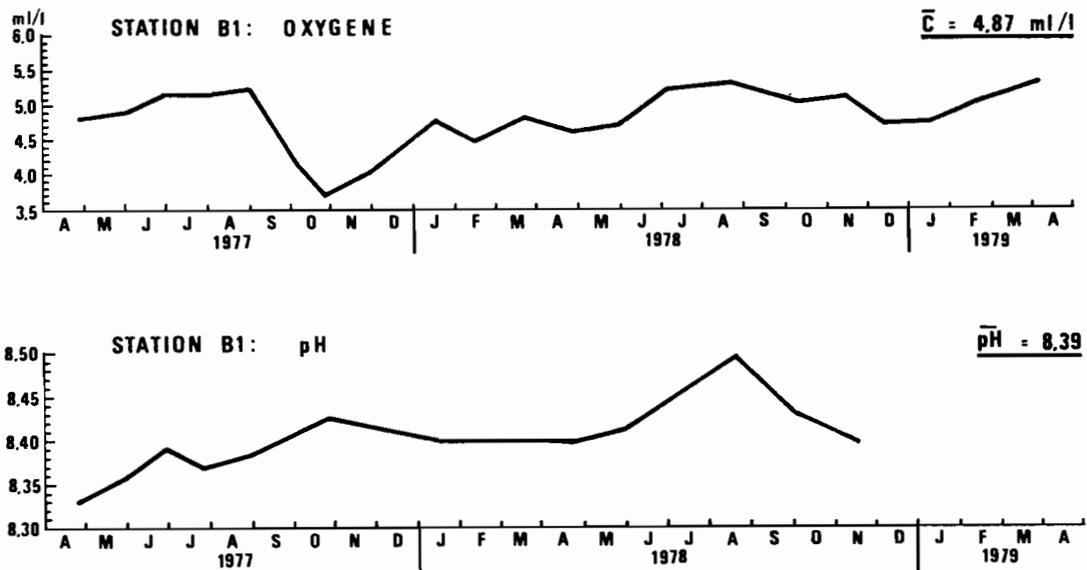


Fig. 54 : Variations interannuelles à la station lagonaire type B₁.
Moyennes tous niveaux (0-22 mètres)

i.e. entre un pourcentage de saturation de 70 % et 110 %. En été, le réchauffement des eaux entraîne un dégazage d'oxygène dans les vasques d'eau isolées à marée basse, mais les teneurs globales ne descendent pas au-dessous de 80 % de saturation (fig. 55a). Au proche large la couche 0-50 mètres est bien oxygénée en toute saison : teneur moyenne 4,80 ml/l soit 100 % de saturation (Tableau XX). L'oxygénation de la couche superficielle océanique correspond donc à un état d'équilibre avec l'atmosphère, résultat qui implique une forte stabilité verticale et une activité biologique faible. Le fait que les eaux lagonaires soient, en moyenne, un peu plus oxygénées que les eaux océaniques peut paraître (fig. 55b) : il ne faut pas oublier toutefois le rôle important joué dans l'alimentation du lagon par le déferlement des houles par-dessus

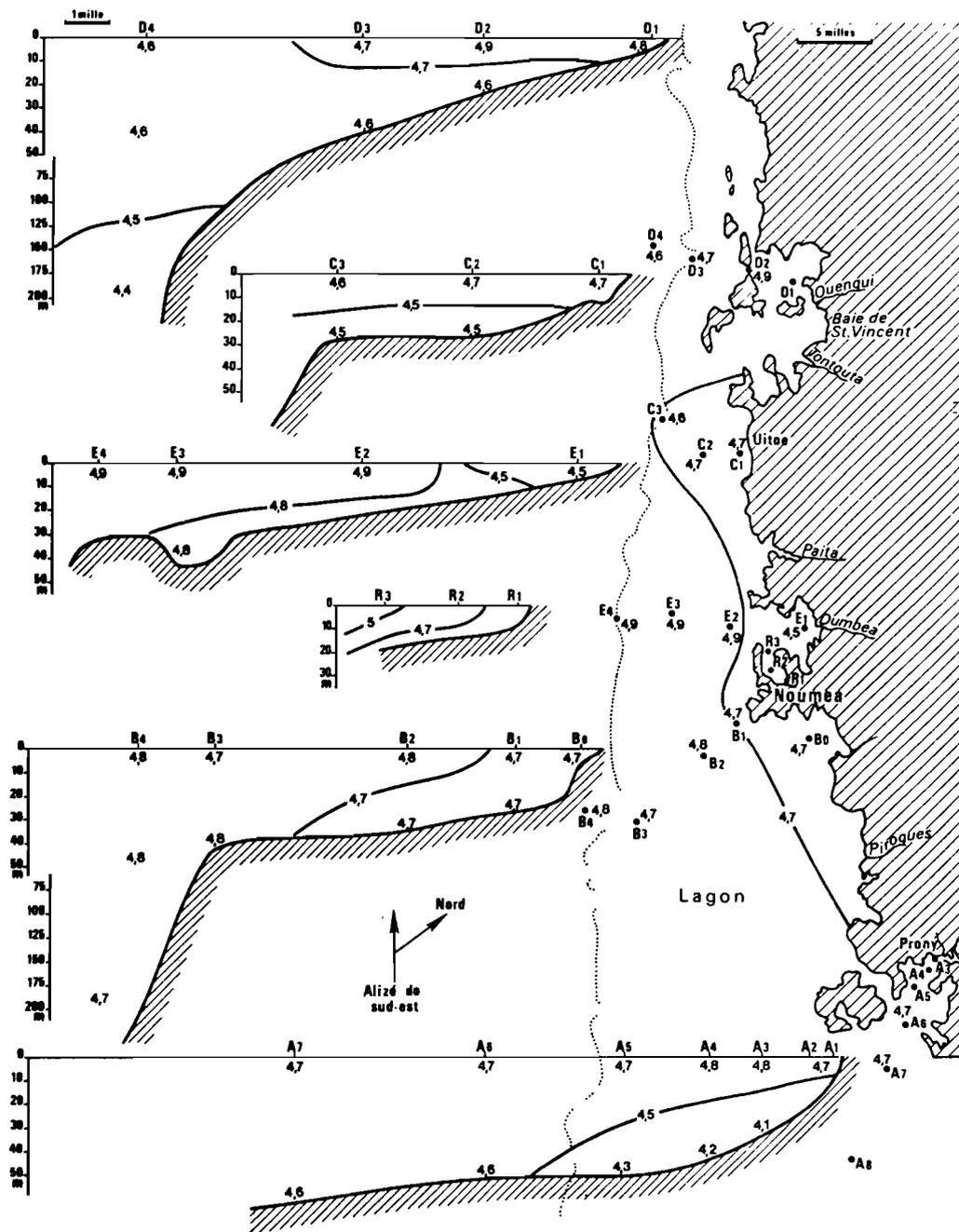


Fig. 55a : Oxygène dissous en janvier 1978 (ml/l) $\bar{C} = 4,73$; Rang d'abondance : 18/21

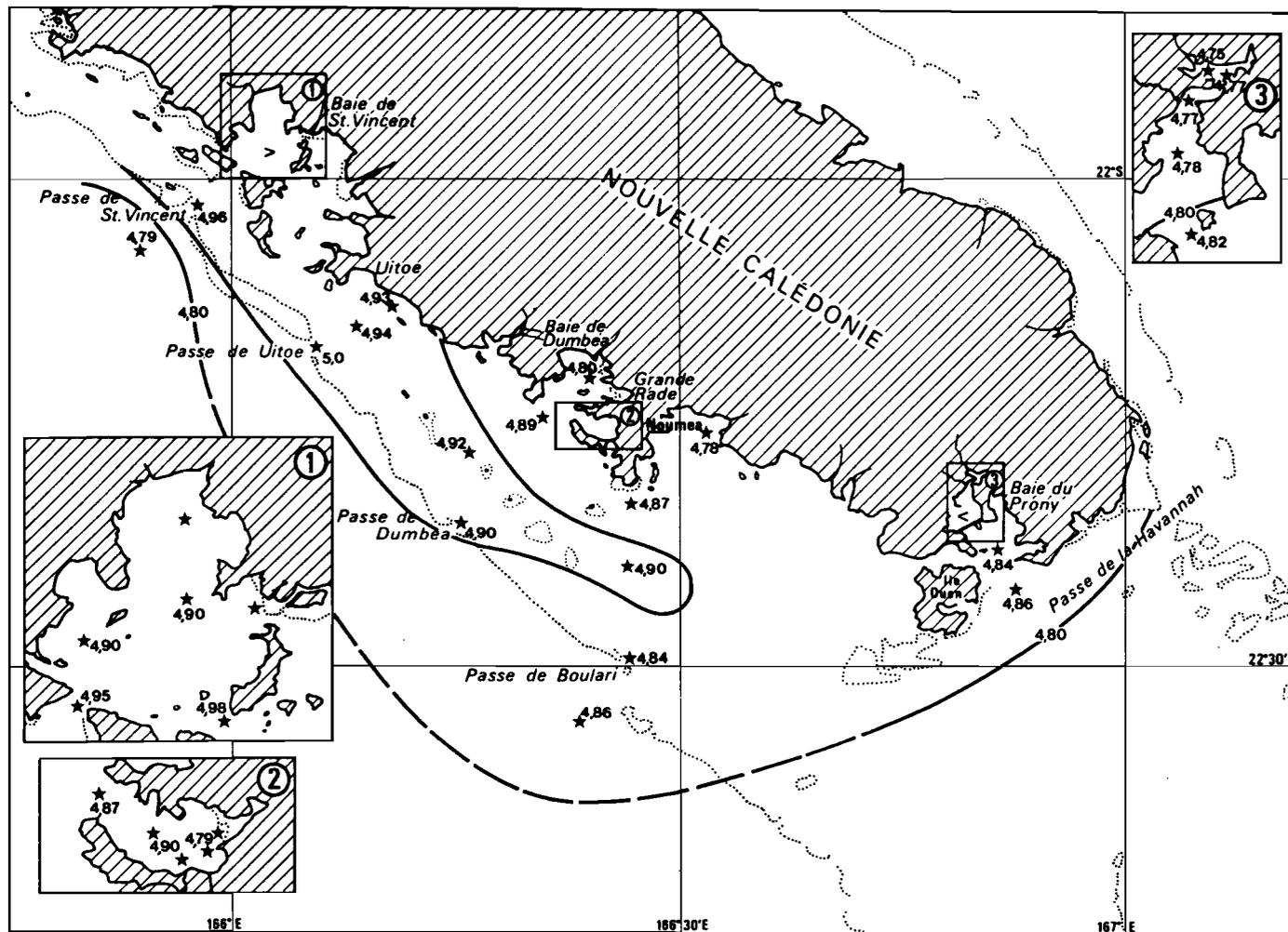


Fig. 55b : Distribution globale de l'oxygène dissous (ml/l) $\bar{C} = 4,86$
Moyenne des 21 séries

le récif barrière ; ce processus accroît l'oxygénation dont les valeurs instantanées peuvent alors dépasser 125 % de saturation. A ces variations d'ordre physique s'ajoutent également les effets d'ordre biologique dont la somme peut s'exprimer en Utilisation Apparente d'Oxygène, U.A.O., en ml/l. Dans ce concept les seules valeurs calculées correspondent à une utilisation nette d'oxygène par le milieu et donc à un pourcentage de saturation inférieur à 100. En d'autres termes plus la valeur U.A.O. est forte et plus la teneur en oxygène dissous est déficitaire par rapport à l'équilibre purement physique. Le calcul de ces valeurs montre que toute la masse lagonaire est en U.A.O. nul (ou négatif), à l'exception des baies où U.A.O. = 0,22 ml/l. L'ensemble de ces chiffres montre à l'évidence que la nappe lagonaire est saturée en oxygène et que la demande biologique ne crée un léger déficit que dans les baies profondes et confinées. Les valeurs mesurées ne permettent pas non plus d'établir une différence significative entre l'oxygénation des eaux de surface et des eaux de fond, preuve supplémentaire de l'intensité des mélanges verticaux au sein du système lagonaire. La faiblesse de la valeur du paramètre U.A.O. constitue par ailleurs l'indication que les processus d'oxydation des matières organiques vers le stade minéral s'effectuent de façon douce et continue puisque U.A.O. = 0 indique une fixation d'oxygène égale à la production diurne par photosynthèse. En dehors des zones d'estuaire où quelques valeurs d'U.A.O. > 1,0 sont épisodiquement notées, seul le fond de la Grande Rade révèle un certain déséquilibre : l'oxygénation y est un peu faible et les teneurs en nutriments plus élevées que dans l'ensemble du lagon ; ce début d'eutrophisation, lié aux activités humaines, n'est pas très inquiétant dans la mesure où la circulation des eaux n'est pas entravée : on verra plus loin que cette "pollution" se traduit par un gain de productivité primaire. Au plan biochimique, le lagon calédonien est donc un système stable où le bas niveau des réactions d'oxydation subit peu de fluctuations spatio-temporelles : sur ce point, et malgré l'apport en silice par les rivières, il se différencie peu du système superficiel de la mer du Corail, caractérisé par son oligotrophie et la faiblesse de sa production primaire (II, 2, c).

- Le pH et l'alcalinité

- pH : Défini comme étant le cologarithme de l'activité de l'ion H⁺, ou

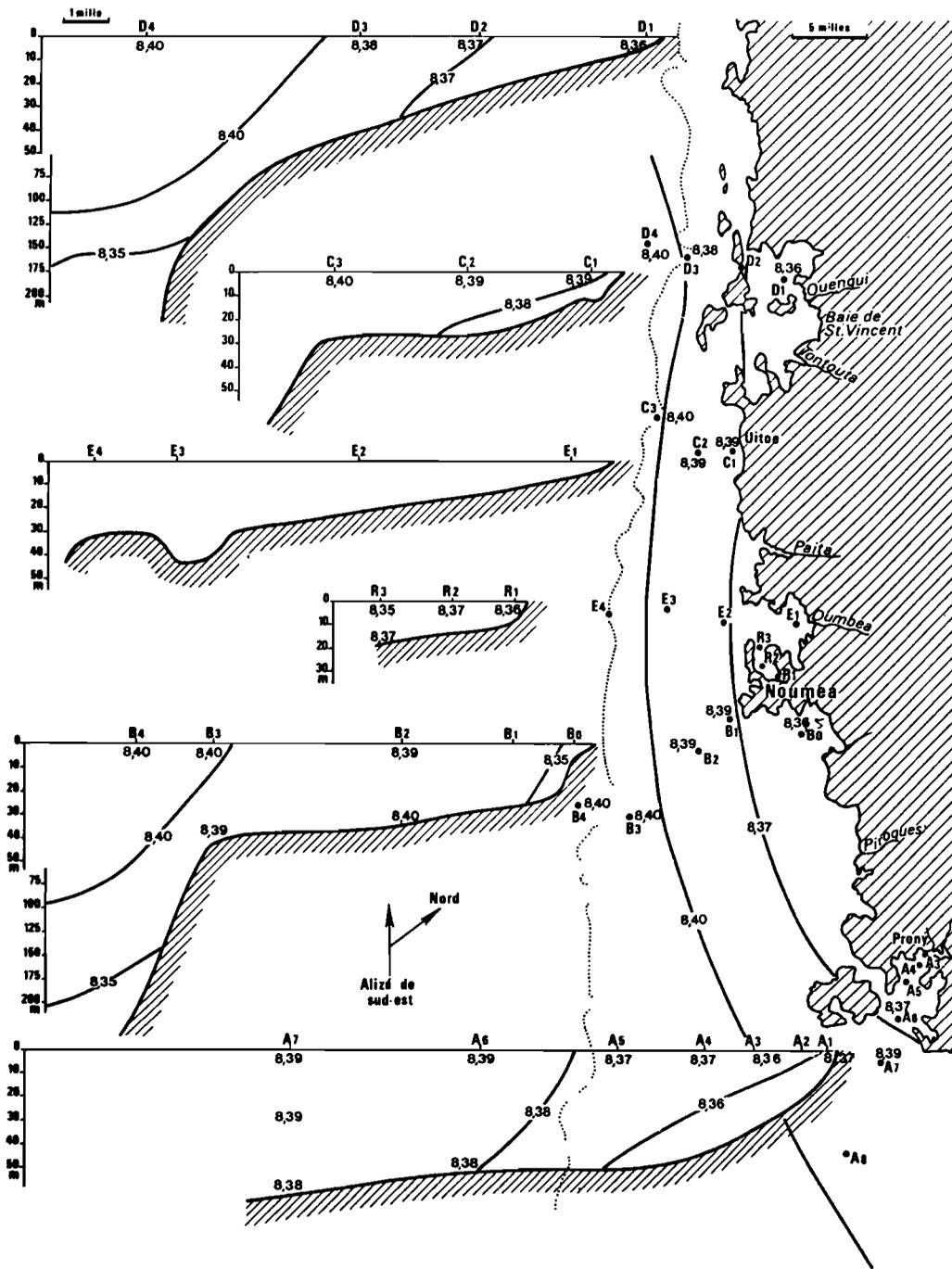


Fig. 56a : pH en juillet 1977. $\bar{pH} = 8,37$; Rang : 5/11

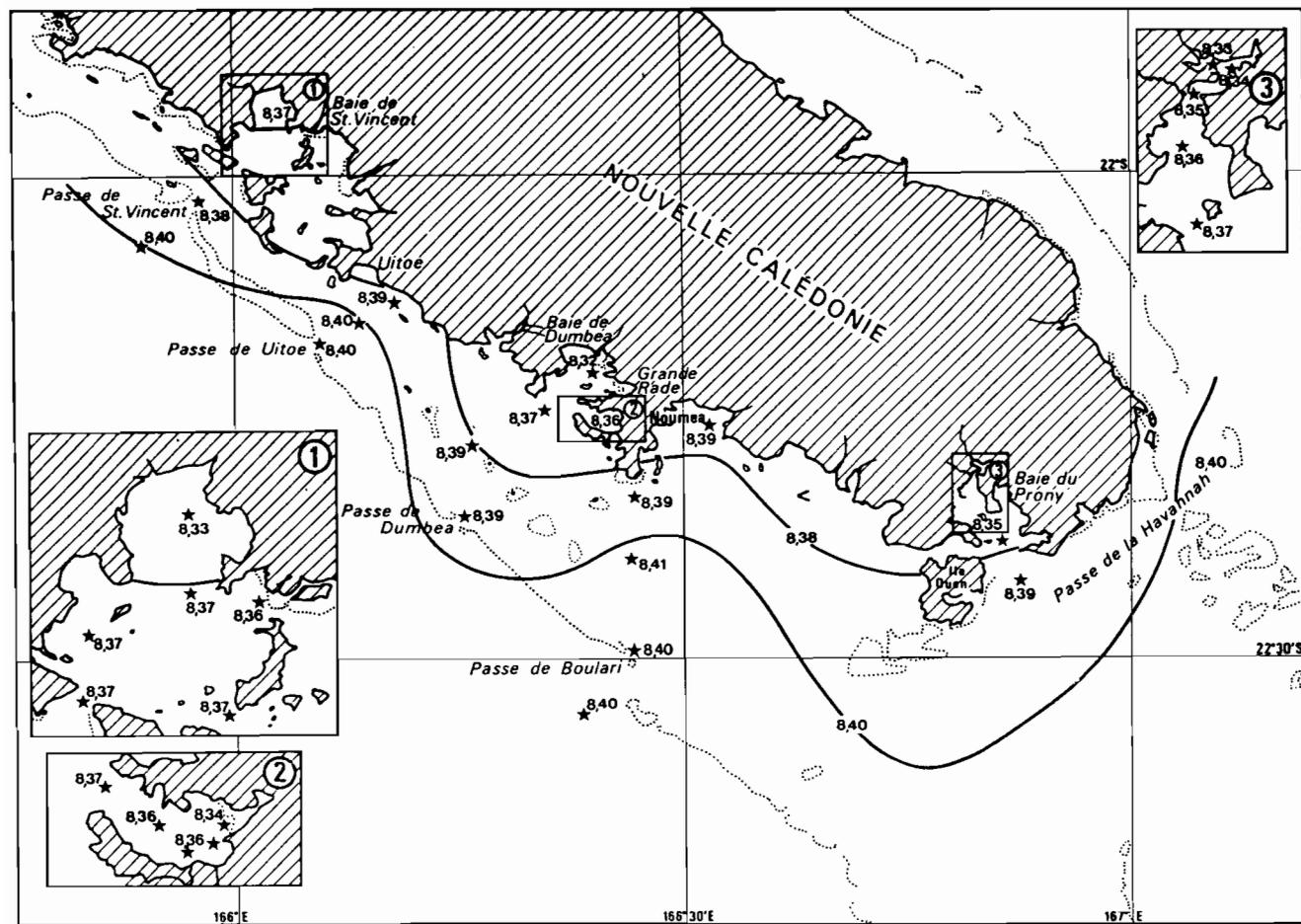


Fig. 56b : Distribution globale du pH (Moyenne toutes données) pH = 8,37

plus précisément de l'ion hydronium H_3O^+ , le pH est un paramètre sans unité dont la valeur illustre de façon très précise l'état d'équilibre acido-basique d'un milieu ; par rapport à une eau distillée en équilibre gazeux avec l'atmosphère et dont le pH = 7, une eau de mer contient à l'état dissous tous les éléments simples dont la concentration totale fixe le produit ionique de l'eau. Il s'y ajoute des molécules plus complexes à divers état d'oxydation, parmi lesquels le système gaz carbonique/carbonate joue un rôle essentiel en particulier dans le maintien du pouvoir tampon. En milieu marin l'activité des ions carbonate et d'une façon générale celle des anions est supérieure à celle des ions H^+ et l'eau devient basique, avec un pH généralement proche de 8. En mer du Corail la couche superficielle a un $\overline{pH} = 8,40$, ce qui constitue une des valeurs les plus élevées de l'océan mondial ; toutefois une décroissance régulière est notée avec la profondeur (Tableau II). Les valeurs de pH du lagon calédonien qui apparaissent dans le tableau XX sont du même ordre de grandeur et indiquent l'existence d'un faible gradient positif entre le fond des baies ($\overline{pH} = 8,33$) et le large ($\overline{pH} = 8,40$). A la station lagonaire type B1 (fig. 54), le pH varie entre 8,33 et 8,48, les valeurs les plus fortes étant groupées en fin d'hiver austral (août à octobre). Sur une situation instantanée, les variations géographiques sont faibles (fig. 56a) : en juillet 1977 le pH lagonaire est peu différent du sud au nord de la zone étudiée, les seuls gradients significatifs apparaissent entre le lagon et le fond des baies. La distribution moyenne du pH (fig. 56b) confirme une légère diminution le long de la côte : cet abaissement du pH marin dans les estuaires est lié à l'apport des rivières, dont le pH moyen est de 7,8. Cette valeur, élevée pour de l'eau douce, est due à la dissolution des éléments constitutifs du socle ultrabasique, qui fournit les anions sulfate et les cations magnésium et silicium ; il s'y ajoute en plus faible proportion des anions bicarbonatés issus de la dégradation des végétaux terrestres et des chlorures qui proviennent des embruns marins apportés par les alizés. L'écart de pH entre les eaux fluviales et marines n'est donc que de 0,5, ce qui est toutefois suffisant pour constituer un indice du degré de mélange de ces deux types d'eau. De plus, quand le pH > 8,2, le déplacement de l'équilibre du système du gaz carbonique favorise l'anion carbonate au détriment du bicarbonate ; ce réajustement est d'une importance fondamentale puisque la richesse en carbonate est un facteur très favorable

au développement des squelettes calcaires des coraux, dont le lagon ca-
lédonien est très richement doté, aussi bien en nombre d'espèces qu'en
biomasse. Nous n'avons malheureusement pas dosé les divers éléments de
l'équilibre gaz carbonique-carbonate, mais la connaissance du pH et des
autres facteurs physiques permet le calcul de la concentration en gaz
carbonique dissous. Évaluée donc de façon indirecte*, la teneur moyenne
en CO₂ est, pour l'ensemble du lagon, de l'ordre de 2 ± 0,1 mmol/l. Ce
résultat est très proche des valeurs trouvées dans la couche superficiel-
le de la mer du Corail par ROTSCHE (1961). Par petits fonds et après
de fortes crues, les teneurs en gaz carbonique augmentent sensiblement
dans la couche de mélange ainsi qu'en témoignent les quelques valeurs
de pH trouvées inférieures à 8,20 ; bien que nous n'ayons pas tenté de
suivre les variations nyctémérales et à court terme de cette couche de
mélange, ses propriétés intermédiaires s'estompent rapidement au cours
de son étalement dans le lagon côtier et central. Dans l'estuaire lui-
même, l'exondation cyclique due aux marées entretient des poches d'eau
saumâtre où, par suite de la dissolution des acides humiques de la man-
grove, le pH peut devenir acide (BALTZER, 1983). Au-delà de la zone
d'estran, et à condition que l'évaporation l'emporte sur les précipita-
tions (E > P), peut également exister un marais hypersalin où le pH de-
vient tout au contraire anormalement basique. Ces divers traits évolu-
tifs sont schématisés selon un transect rivière - estuaire - lagon -
océan, dans la figure 57.

Alcalinité : Dernier paramètre associé à l'équilibre ionique du milieu,
l'alcalinité totale A est obtenue après mesure du pH d'une eau acidifiée
afin que l'équilibre ionique soit déplacé au profit du CO₂, lui même
évacué du milieu ; ce paramètre permet ainsi d'évaluer quantitativement
l'excès de charge des cations forts sur les anions forts, l'unité étant

* calcul du CO₂ total, à partir du pH, de l'alcalinité totale, de la sa-
linité et de la température.

$$\Sigma \text{CO}_2 = \text{A.C.} \frac{K_{1c} aH + K_{1c} K_{2c} + a^2H}{K_{1c} aH + 2 K_{1c} K_{2c}}$$

Avec A.C. = alcalinité des carbonates

aH = activité de l'ion H⁺

K_{1c} et K_{2c} = première et seconde constante de dissociation de
l'acide carbonique

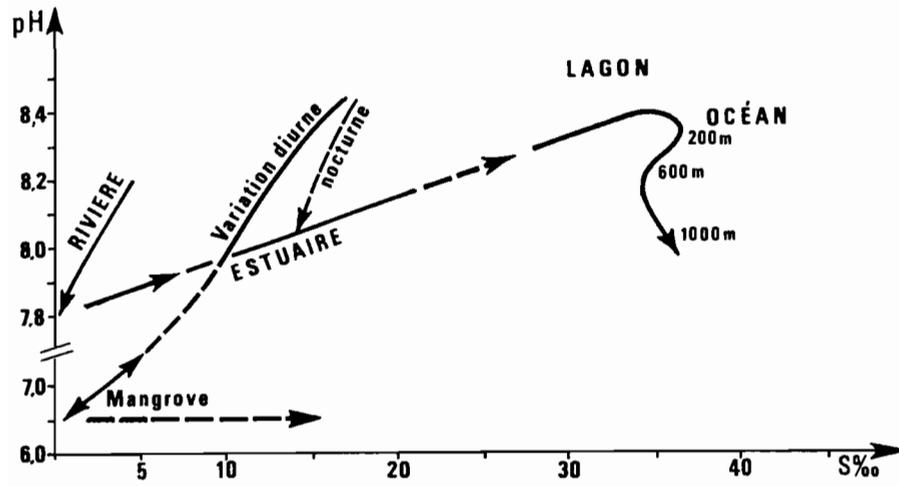


Fig. 57 : Diagramme pH - salinité selon le transect rivière-lagon-océan

le milliéquivalent par litre, écrit méq/l. C'est un paramètre conservatif, au même titre que la salinité ou la chlorinité à laquelle il est statistiquement lié dans l'océan par la relation : alcalinité A = 0,123 C1 ‰. Les résultats des mesures effectuées sur nos eaux lagunaires (Tableau XX) donnent en valeur moyenne globale une alcalinité de 2,45 méq/l.

	Rivière	Fond de baies (0-2m)	Lagon central (0-20m)	Eau océanique (couche 0-50m)	Moyenne globale lagon
Oxygène dissous (ml/l)	4 à 6	4,70 ± 0,4	5,0 ± 0,3	4,80 ± 0,2	4,88 ± 0,2
% de saturation	> 100	92	104	100	102
utilisation apparente de l'oxygène (UAC) (ml/l)	?	0,22	0,0	0,0	= 0,0
pH (unité)	7,8	8,33	8,39	8,40	8,37
alcalinité totale (méq/l)	< 0,3	1,7	2,52	2,50	2,45

Tableau XX : Répartition moyenne de l'oxygène dissous, du pH et de l'alcalinité.

L'eau océanique en surface a une charge alcaline de 2,50 méq/l, alors que dans les baies cette valeur diminue proportionnellement avec la salinité ; en juillet 1977, et après de fortes pluies, pour une salinité de 22 ‰, la couche de surface (1,5 m) de la baie du Carénage (Prony) avait une alcalinité totale de 1,70 méq/l (fig. 58).

L'alcalinité théorique, fonction de la chlorinité étant dans ce cas de 1,51 méq/l, on en déduit que la différence, soit 0,19 méq/l, provient des sels apportés par la rivière. Quelques mesures directes faites dans les rivières de Prony en période de crues ont effectivement fourni des résultats groupés autour de 0,25 méq/l. Sur le long terme cet apport par les rivières devrait, à chlorinité donnée, augmenter l'alcalinité de l'eau lagunaire : le fait de ne pouvoir mettre ce phénomène en évidence ailleurs que dans les baies provient de la disproportion énorme entre les volumes respectifs des deux systèmes aquatiques et au temps de résidence relativement court des eaux océaniques en transit lagunaire. Les fluctuations respectives des paramètres alcalinité et salinité sont corrélées de façon linéaire (fig. 59) de l'estuaire jusqu'à l'o-

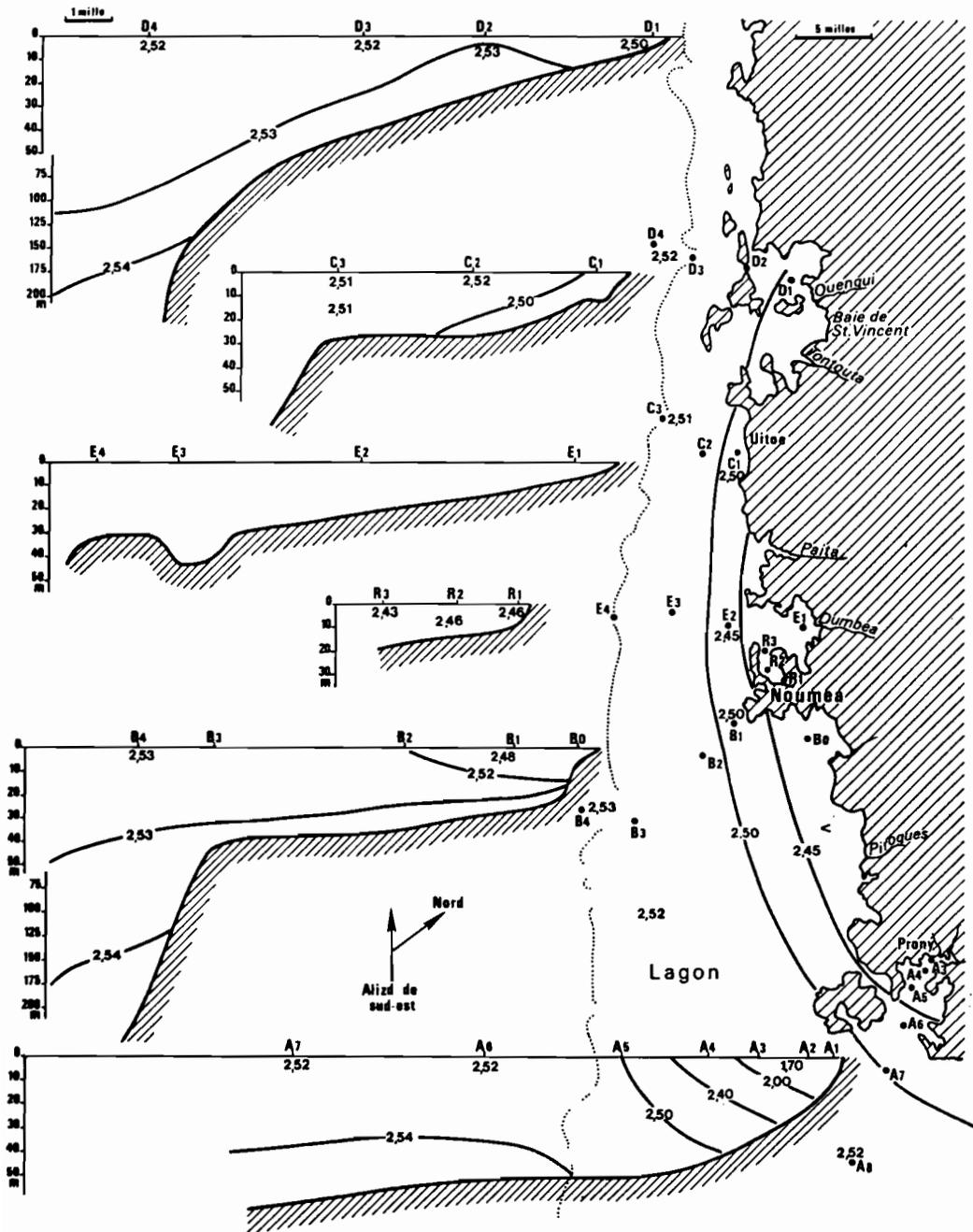


Fig. 58 : Alcalinité totale en juillet 1977 (meq/l) $\bar{A} = 2,50$

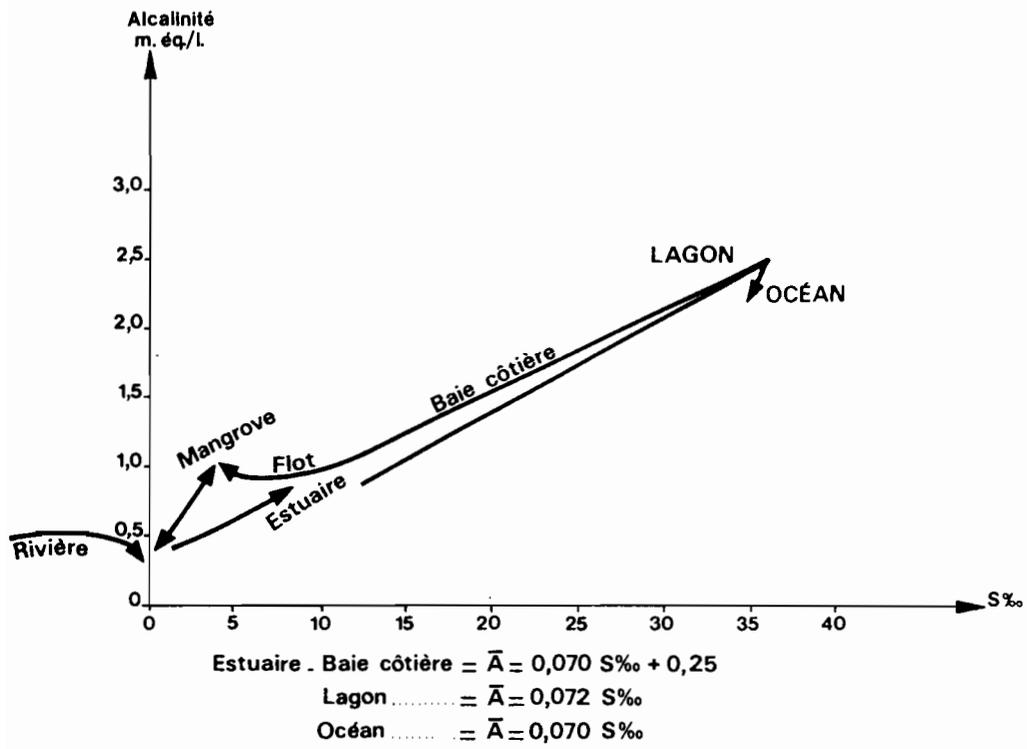


Fig. 59 : Diagramme alcalinité-salinité selon le transect rivière-lagon-océan

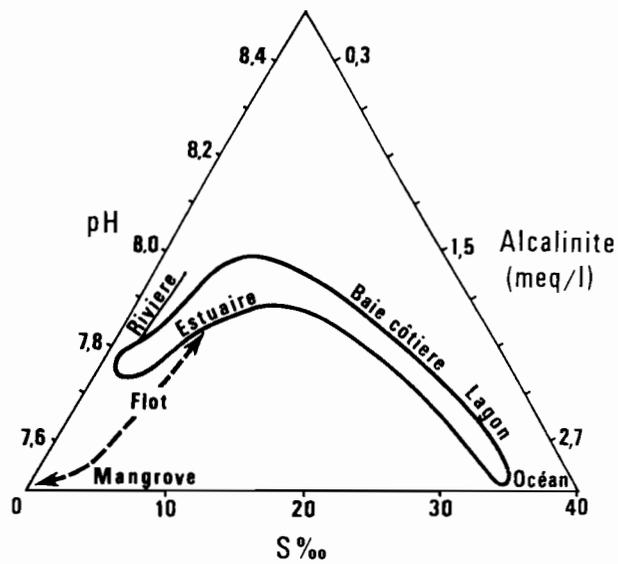


Fig. 60 : Diagramme de mélange pH-alcalinité-salinité selon le transect rivière-lagon-océan

céan ; pour le lagon on trouve une alcalinité de 0,072 S ‰. et dans la zone de mangrove la charge alcaline est intermédiaire entre celle de la rivière et celle de la baie côtière.

En regroupant ces divers éléments dans un diagramme triangulaire salinité/pH/alcalinité, on peut suivre l'évolution acido-basique d'une eau de mer se mélangeant à une quantité croissante d'eau douce (fig. 60). On constate que le pH résiste bien au dessalement et se maintient au-dessus de 8 tant que la salinité est supérieure à 5 ‰. En revanche, l'alcalinité diminue fortement dès que le produit ionique chute (baie côtière, puis estuaire). La relative stabilité du pH d'une eau côtière lagonaire de surface peut ainsi aller de pair avec des variations très importantes de salinité et d'alcalinité.

On constate un léger fléchissement de l'alcalinité totale dans le lagon, par rapport à la moyenne océanique ; bien que la dilution entraînée par le bilan E-P négatif doive être prise en compte, ce fait peut également s'expliquer par une diminution de la charge en carbonate de calcium : la croissance des coraux implique en effet une précipitation de calcite et d'aragonite, facteur tendant à diminuer l'alcalinité. La maille spatio-temporelle de nos mesures est trop lâche pour tenter d'évaluer ces transferts, mais SMITH (1978) trouve dans le lagon de Canton Iles Phoenix une baisse d'alcalinité de 0,2 méq/l/jour pour un taux de calcification des coraux de 3 g/m²/jour.

c) Apports orographiques

On a vu au paragraphe précédent le rôle important joué par les rivières et les eaux de ruissellement dans l'enrichissement en silice des eaux du lagon. D'autres éléments terrigènes transitent également de la Grande Terre vers le lagon, soit sous forme solide, soit sous forme dissoute. Le problème de l'arrivée dans le lagon d'une fraction dite solide a été abordé par plusieurs auteurs, dont LAUNAY (1972) qui conclut : "Il apparaît que le milieu marin du lagon n'est pas un lieu de concentration pour les éléments terrigènes issus de l'altération des massifs péridotitiques. Ceci est dû au fait que (les rivières) ne transportent de charge solide que pendant les crues importantes et que

celles-ci sont d'une relative rareté : de plus les suspensions ainsi que les particules tractées sur le fond se sédimentent avant la baie dans la plaine alluviale et les mangroves". Cet auteur estime que le rapport "charge solide sur charge dissoute" serait approximativement de 1/3. Aucune mesure de seston-tripton ou de turbidité-néphélogéométrie n'a pu être réalisée pendant notre étude du lagon et nous sommes donc dans l'impossibilité de quantifier ces paramètres ; les seules observations dont nous disposons concernent l'étalement en direction du récif barrière du panache d'eau rougeâtre émis par les estuaires après les pluies cycloniques : ce panache peut, en particulier, déborder dans l'océan au large de la baie de St-Vincent et envahir le lagon jusque dans sa partie médiane, au droit de la baie de Boulari.

Dans l'est de la Grande Rade et près du quai en eau profonde, la turbidité des eaux est à la fois élevée et permanente : les 2 à 4 m³/s d'effluents déversés et les émissions de fumées et de poussières rousses de ferro-nickel sont à l'origine de cette surcharge particulière. La visibilité "in situ" est quasi nulle et le fond est recouvert d'une épaisse couche de boue rouge, d'où émergent quelques têtes de coraux détritiques. Lorsque le vent vient de terre au cours de la nuit, il peut se produire une inversion thermique qui bloque l'ascension des fumées : le panache de fumées rousses peut alors atteindre la ligne du grand récif et polluer par plaques la surface du lagon parfaitement lisse au petit matin.

Dans le fond de la partie ouest de la baie du Prony les eaux ne sont rougeâtres que par très fortes crues, mais la pente interne du lagon est recouverte d'une fine vase rouge-brun colloïdale, stérile et très "collante". Toutefois les populations coralliennes apparaissent dès 6-8 mètres de profondeur et sont alors particulièrement bien développées. Cette situation existe jusqu'au niveau de l'ancienne mine de fer (rive ouest) où la banquette 0-5 m est constituée d'une véritable cuirasse rouge et stérile, prolongée jusque vers 25 mètres par un superbe foisonnement corallien. La baie du Prony a également la particularité d'être dotée de plusieurs sources thermales, où l'eau très calcaire et au pH élevé (11) a une température de 45° C. Une résurgence située dans la partie médiane (entre nos stations A₃ et A₄) par 35 mètres de fond est

à l'origine de la célèbre "aiguille de Prony" qui affleure à -3 mètres sous la surface : il s'agit donc d'un "stalactite marin" dû à l'ascension des eaux thermales chaudes et à la précipitation des sels contenus au contact de l'eau de mer ; la texture de l'aiguille n'est donc pas uniquement calcaire, mais composée d'un sel complexe de magnésium et de calcium (brucite) rarement observé dans la nature (LAUNAY, 1981). En période de ruissellement actif, les arrivées d'éléments terrigènes dissous ont été bien étudiées par TRESCASES (1969 et 1975) : le plus abondant est le magnésium, suivi du silicium, du sodium, du calcium et du potassium (traces). La caractéristique essentielle de ces eaux douces est donc d'être bicarbonatée et magnésienne.

Les métaux de transition sont présents dans les rivières dans des proportions atteignant au maximum un facteur 10 par rapport à leurs concentrations moyennes dans l'eau de mer. Les seuls métaux ayant des teneurs significativement plus élevées dans le lagon sont le chrome et le fer dont les concentrations en eau douce sont 10 à 100 fois plus fortes que dans une eau de mer normale. On découvre ainsi que des éléments relativement abondants dans le socle calédonien, et exploités industriellement comme le nickel et le cobalt, sont difficilement détectables dans les produits de lixiviation. Le lagon n'est donc pas non plus un réceptacle de métaux lourds exogènes, dont on sait que l'impact sur la biochimie marine peut être source de problème.

Des analyses de métaux lourds ont été effectuées à Hawaii, sur des organismes vivants récoltés pendant la mission commune ORSTOM - Université d'Hawaii d'avril 1977 (CHAVE et BUDDEMEIER, 1977). Les résultats apparaissent au tableau XXII.

pH	ANIONS			CATIONS				
	H CO ₃ -	Cl -	SO ₄ -	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	SiO ₂
7,8	70	6,2	3,7	1,0	3,9	0,2	21,2	14,3

Composition chimique moyenne (mg/l) des eaux de la Dumbéa, pour un débit moyen annuel de 5 m/s (d'après TRESCASES, 1975)

Tableau XXI

Organisme	Site	Concentration (p.p.m.)		
		Cuivre	Cobalt	Nickel
Prairie de mangrove	St-Vincent	8	35	12
Bénitier	St-Vincent	15	18	3
Algue brune	St-Vincent	7.5	15	5
Holoturie	St-Vincent	5	16	< 1
Huître	Prony	20	31	6
Huître	Nouméa	22	8	3
Eponge	Nouméa	17	14	<15
Vers	Nouméa	5	7.5	1
Huître	Nouméa	8	8.5	5

Tableau XXII : Concentrations en métaux lourds de quelques organismes benthiques du lagon ouest

(d'après CHAVE et BUDDEMEIER, 1977).

Au plan de leur impact potentiel sur l'écosystème, ces résultats ne pourraient s'interpréter qu'en terme comparatif sur des espèces semblables de milieu lagunaire non soumis à des influences terrigènes. Pour les espèces comestibles (bénitier, huître, holoturie) il serait toutefois utile de connaître les seuils de toxicité, ainsi que les facteurs de concentration tout au long de la chaîne alimentaire lagunaire. Ce domaine d'étude n'a malheureusement pu être abordé à cause du retrait de l'équipe américaine. La présence dans le lagon de métaux lourds issus du lessivage du massif calédonien est souvent invoquée pour expliciter certains phénomènes, tels la ciguatera des poissons où la nigérisation des Cypraeidae (porcelaines) (PIERSON et PIERSON 1975). Pour la ciguatera (ou "gratte") de nombreux travaux (BAGNIS, 1981) ont montré que les toxines provenaient d'une prolifération de dinoflagellés benthiques, en réponse à une perturbation ou un "stress" subi par le milieu. Dans le cas de la nigérisation des porcelaines, il semble que la sécrétion anormale de mélanine soit seulement un syndrome d'ordre thermique, puisque on l'observe uniquement dans les eaux côtières du lagon sud-ouest, là où des températures hivernales sont comprises entre 18 et 20° C, i.e. à la limite de répartition des porcelaines tropicales (ROUGERIE, 1980).

2°) Production primaire phytoplanctonique

La production autotrophe des eaux lagunaires assure comme dans l'océan, la croissance du phytoplancton, mais également l'abondance et le taux de développement du phytobenthos. Certaines algues symbiotiques jouent un rôle majeur dans la balance énergétique de leurs hôtes : ainsi les zooxanthelles des coraux (scléroractiniales hermatypiques) contribuent de façon importante à recycler et à photo assimiler les déchets et les molécules organiques émis par les polypes planctophages. Les informations qui suivent ne concernent que le phytoplancton, les aspects liés à la production autotrophe benthique étant en cours d'étude par d'autres équipes scientifiques.

a) Les pigments chlorophylliens

L'estimation des concentrations en chlorophylle par fluorescence "in vivo" est imprécise, particulièrement pour les eaux superficielles tropicales, où le phénomène de photo-inhibition est le plus développé (SESTER *et al.*, 1982). Tout en gardant à l'esprit le bien fondé de ces réserves, il est toutefois légitime de considérer les quelque 2 000 données recueillies dans le lagon pendant la période 1976-1979, comme une approche raisonnable du potentiel de production primaire de la masse liquide lagunaire.

Chlorophylle-a : L'évaluation globale statistique de la charge en chlorophylle-a s'établit comme suit : moyenne toutes données Chl = 0,57 mg/m³, valeur minimale sur une situation hebdomadaire, Chl = 0,26 mg/m³ (février 1977), valeur maximale sur une situation Chl = 1,01 mg/m³ (mars 1978). Les variations spatiales apparaissent dans le tableau XXIII :

	Estuaire	Lagon côtier	Lagon central	Océan (0-50 m)	Moyenne globale (lagon)
Chlorophylle-a (mg/m ³)	0,72 ± 0,18	0,47 ± 0,09	0,39 ± 0,04	0,31 ± 0,02	0,57 ± 0,05
% de phéopigments	60,0 ± 4	56,8 ± 4	59,0 ± 2	60,0 ± 2	58,8 ± 2

Tableau XXIII : Teneurs en pigments chlorophylliens et intervalles de confiance (à 95 %).

les teneurs en chlorophylle-a décroissent régulièrement depuis les estuaires jusqu'à l'océan selon un gradient analogue à celui de la distribution des nutriments dissous, dont on sait que la disponibilité contrôle de façon très étroite la production autotrophe. L'étude de la variabilité temporelle aux stations B0 et B1 ne permet de mettre en évidence aucune périodicité, les pics d'abondance apparaissant en même temps le long d'une radiale, aussi bien en début d'hiver (juin 1977) qu'en été (mars 1978). Un test comparatif avec les données de la station océanique B4 (couche 0-50 m) révèle une courbe de variation temporelle similaire à celles des stations B0 et B1, avec une amplitude deux fois plus faible qu'à B0 (fig. 61).

Ce résultat suggère que les variations en pigments chlorophylliens dans le lagon modifient, au droit des passes, les teneurs de la couche superficielle océanique limitrophe dont la teneur moyenne en pigments est de 0,31 mg/m³. L'enrichissement océanique hivernal, mis en évidence par DANDONNEAU (1982) dans la bande 20°-30° Sud est donc à proximité du récif barrière, dominé par des événements lagunaires propres. Cet effet local n'a pas d'influence sur la distribution verticale des pigments chlorophylliens océaniques : ceux-ci ont des teneurs maximales comprises entre 0,5 et 1 mg/m³ dans la couche d'eau 80-120 mètres, le maximum étant étroitement associé au maximum de nitrite et au minimum d'oxygène dissous (fig. 50). Cette triple relation est caractéristique des milieux bien stratifiés, le nitrite provenant essentiellement du métabolisme diurne des cellules phytoplanctoniques (KIEFER et al., 1976).

La distribution spatiale des pigments montre qu'en période de crues (janvier 1978) les teneurs sont plus élevées dans les baies et près du fond du lagon (fig. 62a) : dans son ensemble la masse d'eau comprise entre le fond et la profondeur intermédiaire possède des teneurs 2 à 3 fois plus élevées que la couche de surface. Ce relatif déficit des eaux superficielles peut être rattaché au manque de maturation du système lagunaire côtier. En saison froide et sèche, moins propice aux stratifications thermohalines, la répartition verticale des pigments est plus homogène, bien qu'à proximité du fond puisse persister un maximum relatif ; en fait, il est plus que probable que les prélèvements effectués près du fond contiennent une fraction notable de phytobenthos

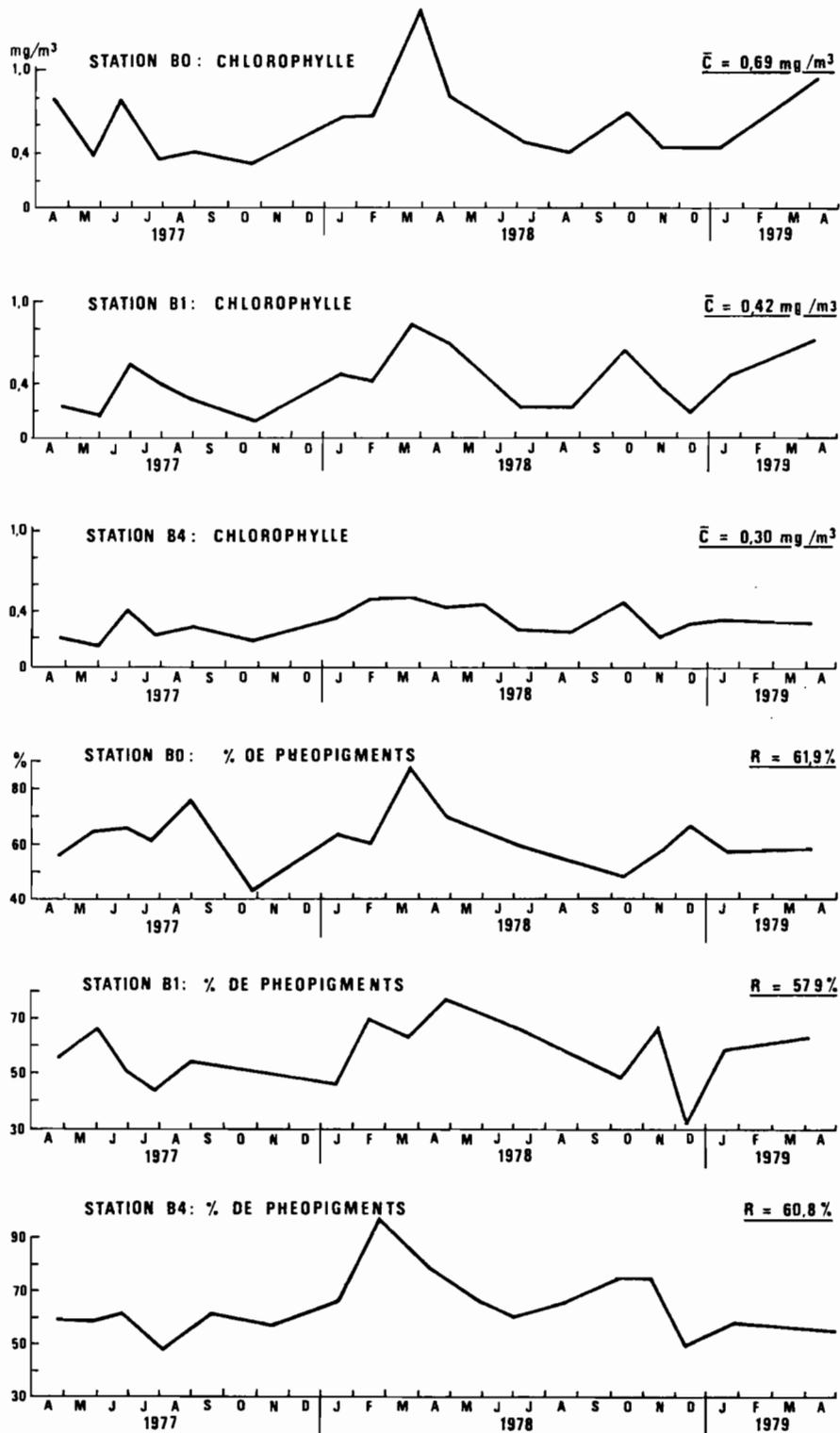


Fig. 61 : Variations interannuelles des teneurs en chlorophylle-a et des pourcentages de phaeopigments

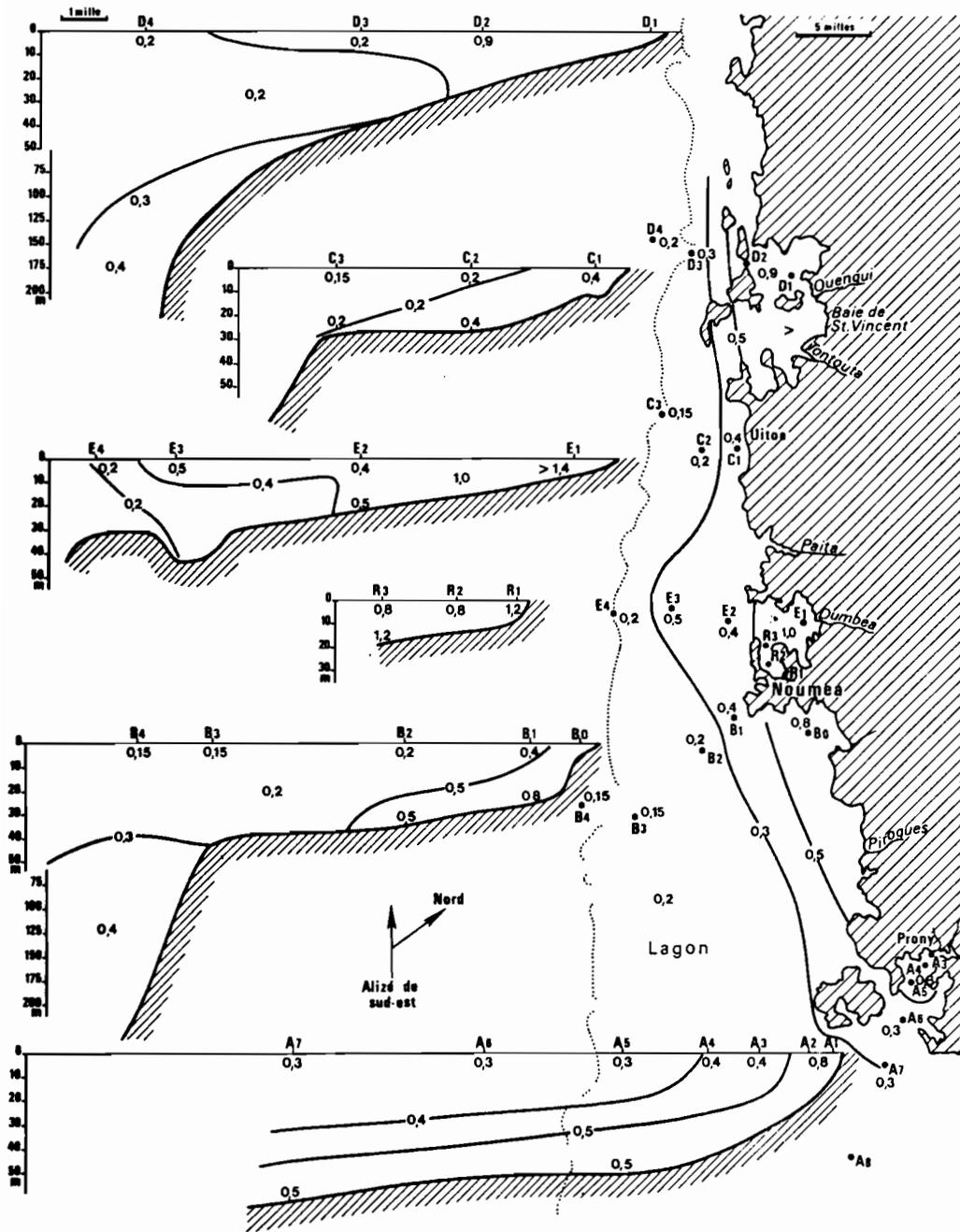


Fig. 62a : Chlorophylle-a en janvier 1978 (mg/m^3) $\bar{C} = 0,58$;
Rang d'abondance : 9/18

dont FRONTIER (1978a) a indiqué l'importance du rôle trophique dans la production primaire globale en milieu d'estuaire tropical. La carte de distribution synoptique (fig. 62b) montre un maximum de production primaire à proximité de la côte : les isoplèthes de chlorophylle-a épousent la géométrie de la ligne de côte, l'enrichissement en pigments étant notable jusqu'au milieu du lagon ; au-delà de cette distance, que ce soit dans le lagon sud, vers le récif barrière ou dans la couche superficielle océanique, les teneurs sont à la fois plus faibles et plus homogènes, de l'ordre de 0,3 mg/m³.

Pour l'ensemble des sites côtiers et des estuaires, ce sont les 4 stations de la partie interne de la Grande Rade (R, R₂, Di et An) qui se classent parmi les plus riches, avec une teneur moyenne en chlorophylle-a de 0,84 mg/m³, soit plus du double de la teneur moyenne du lagon central. Cette augmentation de la production primaire s'inscrit logiquement dans les caractéristiques du bilan physico-chimique des eaux de cette rade : apport en phosphates et silicates par les eaux de refroidissement de la fonderie de nickel, effluents urbains riches en matière organique et moindre refroidissement hivernal. Certaines espèces phytophages tirent parti de cette eutrophisation de la Rade, en particulier les porcelaines (Cypraea) dont la densité est très élevée.

Des teneurs en chlorophylle pouvant dépasser 1 mg/m³ sont par ailleurs couramment mesurées tout au long du littoral de la zone urbaine de Nouméa, de la baie de Dumbéa à la baie de Boulari : ces valeurs élevées qui culminent à la sortie des petits cours d'eau et des "creeks" plus ou moins pollués témoignent de l'impact des effluents urbains et agro-pastoraux sur la production primaire du lagon côtier ; le bilan reste pour l'instant bénéfique, puisque ce début d'eutrophisation n'a pas encore atteint le stade où la demande biologique en oxygène est préoccupante (MERCIER, 1978) ; toutefois la présence inévitable de germes bactériens pathogènes dans ces effluents pose un problème de salubrité, en particulier autour des plages : bien que le pouvoir bactéricide de l'eau de mer soit important, sa capacité d'autoépuration n'est pas illimitée et dépend directement du taux de renouvellement et de circulation des eaux (AUBERT et AUBERT, 1973) ; c'est ainsi que la surcharge organique et bactérienne drainée, à partir du marais de l'Hippodrome,

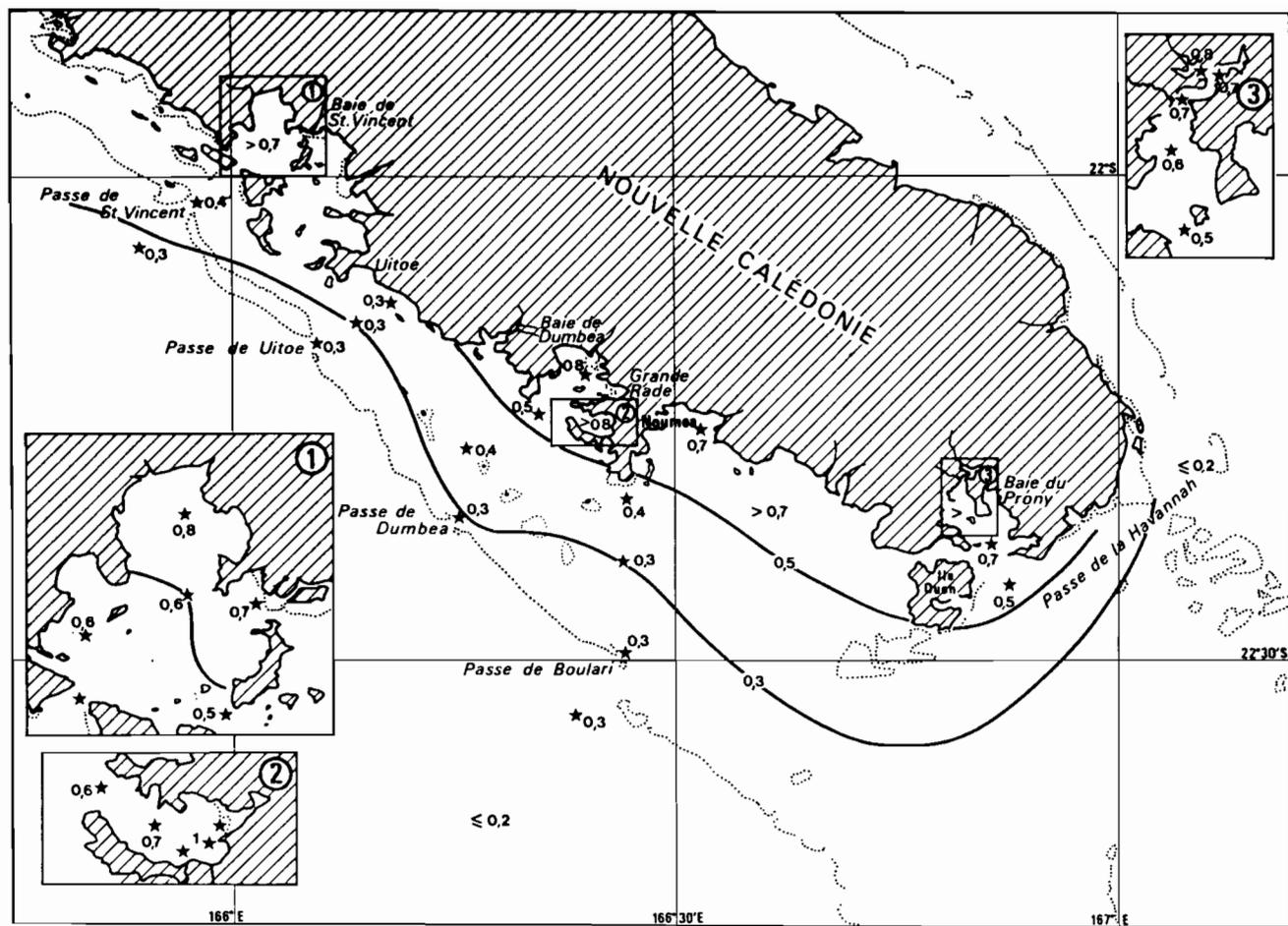


Fig. 62b : Distribution globale de la chlorophylle-a (mg/m^3) $\bar{C} = 0,57$.
Moyenne des 18 séries

par l'arroyo de l'Anse Vata, a nécessité, en 1980, l'interdiction de baignade de part et d'autre de son débouché dans le lagon.

b) La phéophytine

La phéophytine correspond au premier stade de dégradation de la chlorophylle et constitue donc un indice de dégradation du tissu ou des cellules végétales concernés. Le pourcentage moyen des pigments dégradés ou phéopigments dans le lagon sud-ouest est de 58,8 % (Tableau XXIII). Il apparaît également que ce pourcentage reste assez constant quelle que soit la distance à la côte : toutes les moyennes s'inscrivent entre le maximum d'estuaire (60 %) et le minimum des eaux côtières (56,8 %). Le pourcentage moyen minimal pour une campagne a été atteint en juillet 1977 (43,9 %) et le pourcentage maximal en avril 1978 (73,1 %). Les valeurs extrêmes (16 % et 98 %) s'écartent toutefois beaucoup de la médiane et ne sont pas dépendantes des concentrations en chlorophylle-a : on peut avoir tout aussi bien de faibles valeurs en chlorophylle-a avec un faible pourcentage de phéopigments que de fortes valeurs avec un taux important de cellules détritiques, ainsi que toutes les situations intermédiaires. Les fluctuations temporelles sur la radiale entre la baie et la passe de Boulari (fig. 61) montrent de faibles différences et donc une charge en phéopigments relativement constante entre les eaux côtières et le proche large. De plus, la variation temporelle chlorophylle-% de phéopigments est quasi-synchrone aux profils B0 et B1, ce phénomène s'atténuant en B4 : là encore on peut postuler que ce sont les fluctuations d'abondance en pigments des fonds de baies qui conditionnent celles du lagon jusqu'au système de surface proche-océanique. La situation observée début janvier 1978 (fig. 63a) est une illustration de l'hétérogénéité ponctuelle de la distribution verticale des phéopigments : le tracé des isoplèthes s'est avéré difficile, des stations très proches fournissant des valeurs très différentes : ainsi en C₁, la moyenne sur toute la colonne d'eau est de 18 %, alors qu'elle est de 70 % en C₂ et de 50 % en C₃. Dans les fonds de baies la fraction dégradée peut être soit élevée (A₁ et A₂), soit faible (C₁ et B0). Dans l'eau océanique cette fraction est plus constante avec une médiane de 60 %. La distribution horizontale globale (toutes données) permet de séparer 3 zones repérées par le tracé de l'isoline 60 % de phéopigments : une zone qui

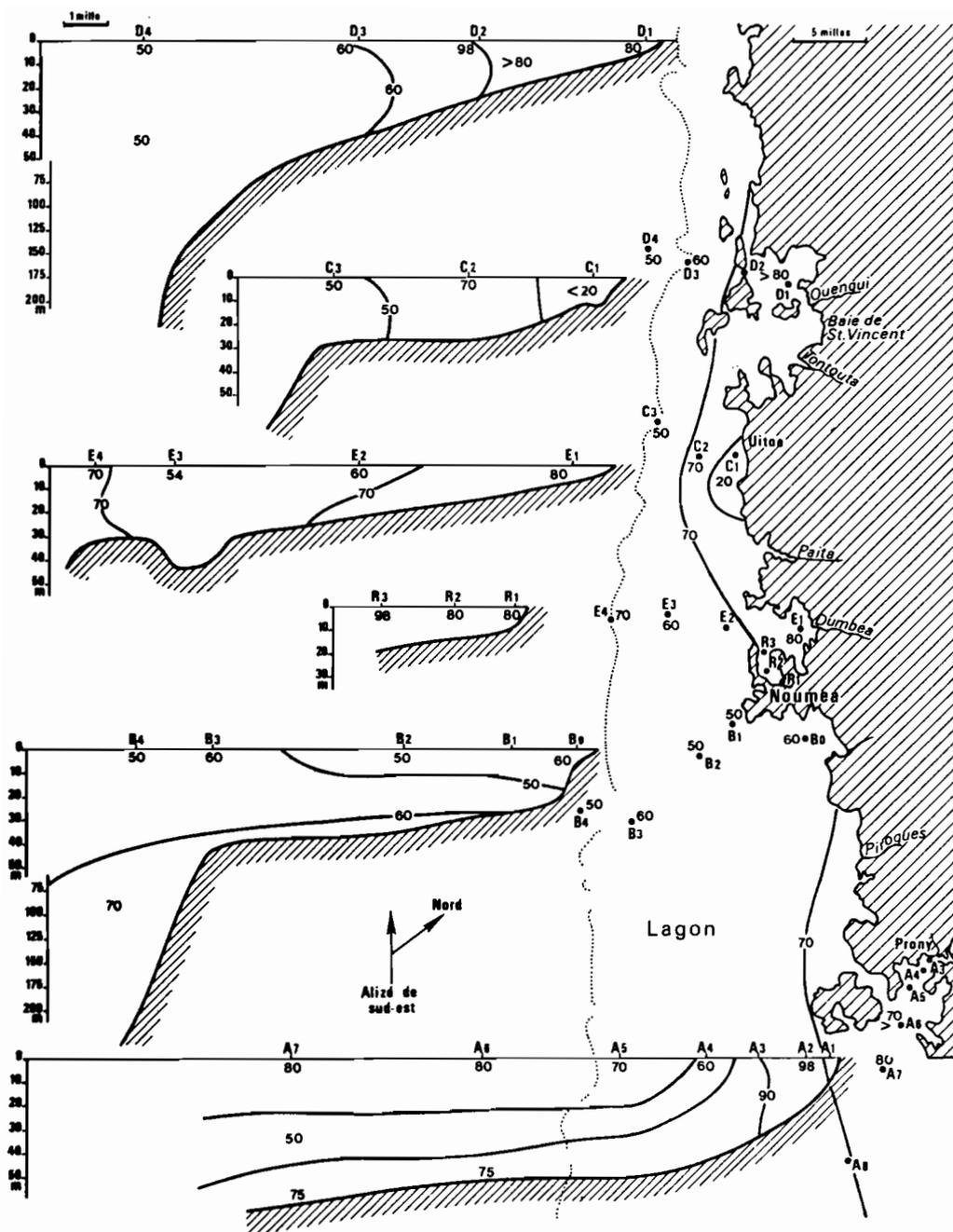


Fig. 63a : Pourcentage de phaeopigments en janvier 1978 ; $\bar{R} = 67,3 \%$
 Rang d'abondance : 4/18

correspond aux estuaires et à la partie interne des baies, une zone de minimum relatif qui englobe les eaux du lagon proprement dit et la partie externe du lagon de part et d'autre du récif barrière, où la fraction dégradée atteint à nouveau 60 % (fig. 63b). On peut donc avancer, à partir de ces chiffres, que c'est dans la partie médiane du lagon, entre la ligne d'îlots côtiers et le récif barrière que les pigments chlorophylliens sont les plus actifs et partant que les espèces phytoplanctoniques lagunaires sont dans leur état physiologique optimal. Ces conclusions demanderaient toutefois à être étayées de façon plus formelle par des mesures d'ATP et des compléments aux comptages et déterminations réalisés par DESROSIERES (1961) sur les taxa phytoplanctoniques les plus abondants (diatomées, dinoflagellés, silicoflagellés). A partir de prélèvements de la période 1976-1979, 464 comptages de phytoplancton ont été réalisés (DANDONNEAU et WALLICO, comm. pers.) et une analyse multivariable effectuée par CARDINAL (1981).

c) Dynamique des eaux et sources d'enrichissement

Un exemple de situation instantanée est fourni par les données recueillies du 2 au 6 avril 1979 dans le sud du lagon et dans l'océan limitrophe où la connaissance du champ thermique, des courants de surface (fig. 46) et des profils verticaux des paramètres température, salinité et nitrates (fig. 64) permet d'interpréter les caractéristiques de distribution des pigments chlorophylliens.

Ainsi, aux stations lagunaires 1 et 6, la décroissance de température avec la profondeur s'accompagne près du fond d'une augmentation simultanée des nitrates dissous et de la chlorophylle. A la station océanique 2 les caractéristiques hydrologiques sont celles des eaux du courant des Loyauté : entre la surface et 60 mètres la couche est homogène et les teneurs en nutriment et en chlorophylle sont très faibles. La station 3, sur fond de 300 mètres, possède des caractéristiques superficielles de type océanique oligotrophe et des valeurs subsuperficielles plus élevées, proches de celle de la station 1, ce qui constitue un indice de l'évacuation vers le sud-est des eaux de fond lagunaire. La station 4 est caractérisée par un minimum thermique, une forte salinité et un maximum superficiel de chlorophylle : ces valeurs confirment la possibilité d'un

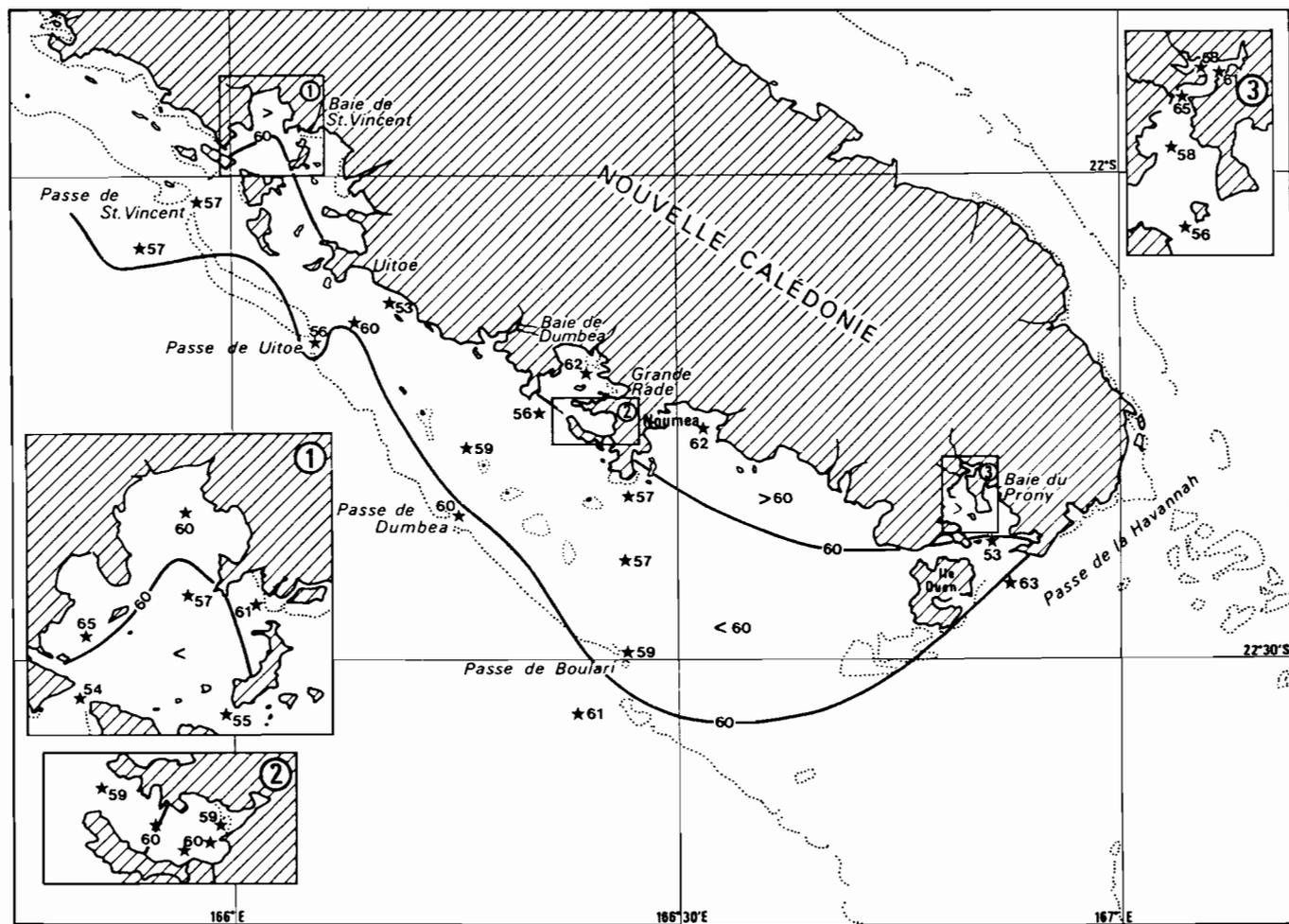


Fig. 63b : Distribution globale du pourcentage de phaeopigments. $\bar{R} = 58,8 \%$.
Moyenne des 18 séries

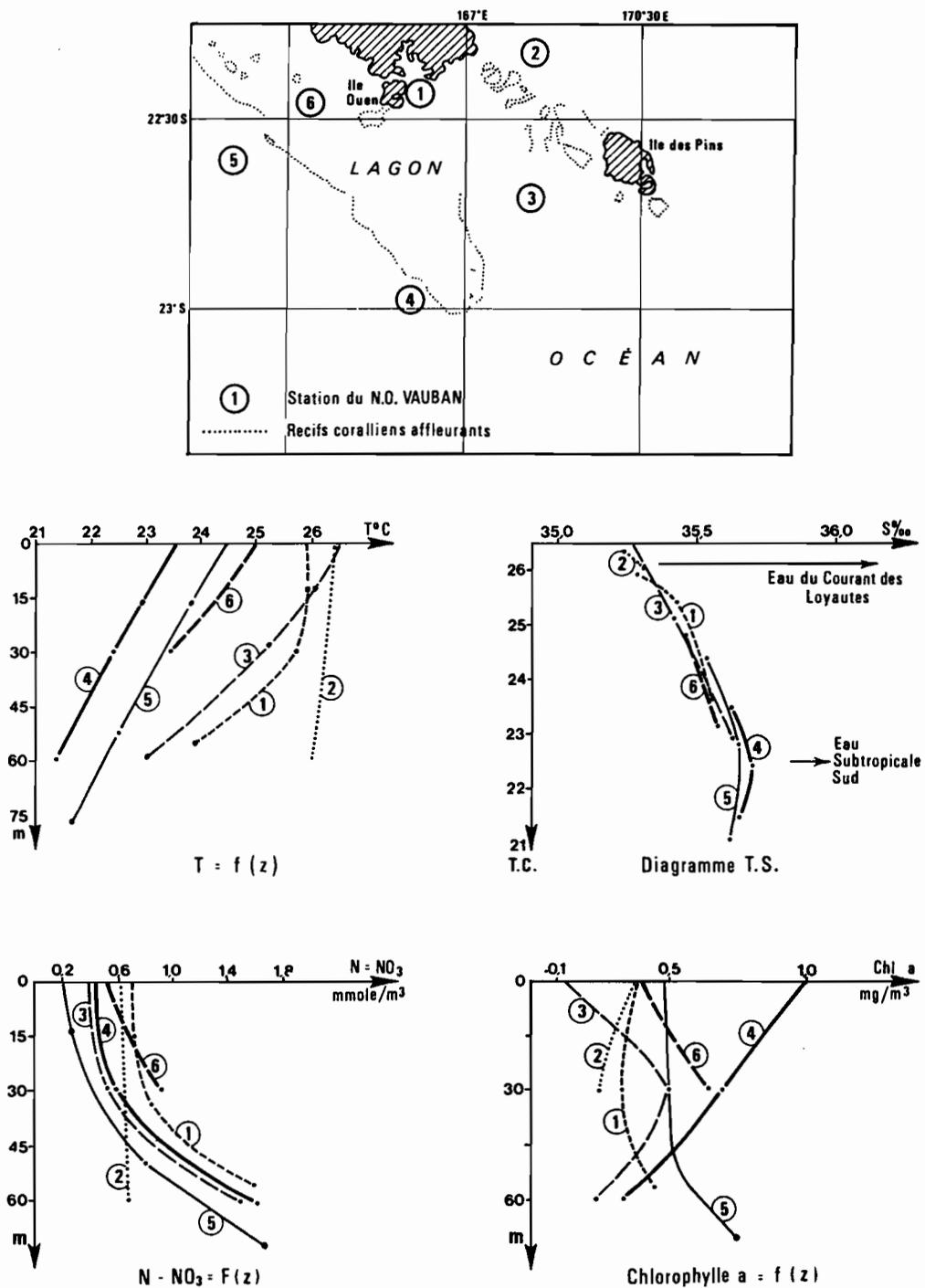


Fig. 64 : Profils verticaux dans le sud calédonien : $T = f(z)$, $S = f(T)$, $N-NO_3 = f(z)$ et chlorophylle a = $f(z)$.
Campagne du N.O. Vauban du 2 au 6 avril 1979

processus d'advection verticale au large ouest du récif barrière comme proposé en III, 5, b. Les fortes teneurs en chlorophylle de la couche de surface (1 mg/m^3) et l'existence d'un fort gradient vertical négatif jusqu'à 60 mètres excluant l'existence d'un maximum profond de chlorophylle, sont une conséquence logique du déplacement vers la surface des eaux subsuperficielles ; plus qu'une maturation des eaux en surface, rendue de toute façon difficile par le caractère épisodique de ce mini-upwelling péri-récifal, cette situation correspond à l'arrivée en surface de la couche 60-100 mètres où se trouve habituellement le maximum de production primaire. Bien que limité dans son extension et sa fréquence, ce type de mini-upwelling peut constituer un facteur dynamique important dans la redistribution des paramètres hydrologiques du sud calédonien. A la station 5, on observe une couche superficielle dépourvue de sels nutritifs, mais dont la température relativement basse et la concentration en chlorophylle de l'ordre de $0,5 \text{ mg/m}^3$ peuvent être interprétées comme les indices d'un début d'advection verticale. Cette situation pourrait évoluer comme à la station 4, à condition que les alizés d'est se maintiennent sans rotation au sud pendant plusieurs jours. Nous avons effectivement observé plusieurs fois pendant l'hiver les apparences d'une remontée d'eau subsuperficielle entre les passes de Boulari et de St-Vincent (refroidissement et limpidité des eaux de surface), mais la durée du phénomène est généralement limitée ; il peut par ailleurs être masqué en période de jusant par les effets de la décharge des eaux lagonaires dans l'océan.

V - FONCTIONNEMENT GLOBAL DE L'ECOSYSTEME LAGONAIRE

La compréhension du fonctionnement intégré de l'écosystème lagonaire suppose que les traits descriptifs et qualitatifs exposés précédemment soient complétés par des évaluations quantitatives, débouchant en particulier sur des calculs de flux énergétiques. En milieu lagonaire tropical les niveaux énergétiques et trophiques sont à la fois multiples et interactifs et comme nous n'avons appréhendé au cours de cette étude qu'une partie des paramètres du milieu, il nous est difficile d'aller en ce domaine, au-delà d'une simple approche raisonnée.

1°) Flux énergétiques

En prenant le cas apparemment simple du cycle du phosphore, on sait que la forme minérale dissoute est un des facteurs contrôlant la croissance du phytoplancton. La mesure des teneurs en molécules phosphatées dissoutes semble donc un moyen a priori adéquat pour connaître la fertilité potentielle du milieu. Toutefois un certain nombre de simulations "in situ" ont montré qu'une fraction du phosphore organique était directement réassimilable par les cellules vivantes, et que d'autre part le phytoplancton était en compétition avec le bactérioplancton dans l'utilisation des réserves phosphatées minérales (VINOGRADOV, 1976). Une prise en compte sélective des populations de bactéries et du plancton de très petites tailles (nanoplancton) est donc indispensable à l'établissement de bilan énergétiques cohérents. Ainsi dans les atolls des Tuamotu on observe que le phytoplancton est composé essentiellement d'organismes dont la taille est inférieure à 5 μm (CHARPY, 1984) et dont une fraction n'est pas retenue au moment de la récupération des pigments sur filtres GFC. Enfin les chiffres obtenus dans le lagon calédonien

indiquent que les teneurs en nutriments phosphatés et azotés libres sont très proches de celles des couches océaniques superficielles ($0,3 \text{ mmol/m}^3$ en $\text{NO}_3\text{-N}$). Cette situation est donc très différente de celle d'un lagon d'atoll équatorial comme Tarawa, (KIRIBATI) où les eaux issues de l'upwelling peuvent pénétrer dans le lagon avec des teneurs en nitrates 5 fois supérieures (KIMMERER et WALSH, 1981). La vitesse de reminéralisation des sels nutritifs est très élevée en milieu lagunaire puisque la turbidité n'est pas excessive et les supports bactériens multiples : agrégats organiques et minéraux en suspension, sédiments de fonds, ect.... La teneur toujours élevée en oxygène dissous de la masse lagunaire constitue par ailleurs un facteur favorisant la dégradation des cellules détritiques ; ainsi nous n'avons observé ni dans le lagon, ni même dans les diverticules les plus isolés, d'indices de milieu réducteur. C'est d'ailleurs sur ce plan de l'équilibre Redox que la différence entre lagon et lagune (VARLET, 1978) paraît la plus fondamentale, la critère salinité étant en lui-même insuffisant. Un exemple de milieu réducteur sur soubassement corallien existe toutefois au fond du "trou bleu", dans l'atoll basculé d'Ouvéa aux Iles Loyauté (ROUGERIE et al., 1973). Ce "trou bleu" est un orifice d'origine karstique de 100 mètres de diamètre où l'eau de mer incluse ne communique que par percolation avec le lagon proche ; le milieu est stratifié en densité et l'abondance des chutes végétales en provenance de la cocoteraie explique la stagnation entre 30 et 35 mètres de profondeur d'une couche très chargée de matières organiques en suspension surmontant un sédiment noirâtre dépourvu d'oxygène et riche en SH_2 . Caractéristiques physico-chimique de cette couche de fond : S % = 35,0, $\text{NO}_3 + \text{NO}_2 = 0,5 \text{ mmol/m}^3$, $\text{NH}_4 = 4,5 \text{ mmol/m}^3$, pH = 8,7.

Dans le lagon ouest, si l'on s'interroge sur les bilans respectifs des principaux sels azotés, le problème devient d'une grande complexité puisque, outre les 5 niveaux possibles d'oxydation des molécules en voie de minéralisation, existent également une phase organique dissoute quantitativement prépondérante et une phase organique particulière très hétérogène. Nous postulerons que globalement l'écosystème lagunaire est en équilibre stable et que le rapport production/respiration = 1. Ceci étant admis, on sait qu'à chaque cycle de marée une fraction de l'eau lagunaire s'échappe par les passes, entraînant une biomasse

phyto-et zooplanctonique que l'on considérera comme définitivement exportée hors du lagon. En raisonnant uniquement sur les teneurs en pigments chlorophylliens on peut évaluer la perte quotidienne, dans un secteur lagonaire précis, par exemple entre les transects côte-passes de Boulari et de St-Vincent. Pendant le jusant $1,5 \text{ km}^3$ sont évacués (III, 3, c, d), dont 36,5 % directement dans l'océan par les 4 passes concernées (Tableau XIII). Le volume quotidien évacué est donc de l'ordre de $10^9 \text{ m}^3/\text{jour}$ ce qui correspond à une perte en chlorophylle de $0,55 \cdot 10^9 \text{ m}^3 = 0,55 \cdot 10^9 \text{ mg/jour}$. Le flot océanique de pénétration contenant $0,25 \text{ mg/m}^3$ de chlorophylle apporte $0,3 \cdot 10^9 \text{ mg}$ de chlorophylle-a de ce qui, ramené au volume total ($20 \cdot 10^9 \text{ m}^3$), correspond à une perte de $0,012 \text{ mg/m}^3/\text{jour}$ (fig. 65).

La masse pondérale phytoplanctonique étant stationnaire, cette perte dans l'océan est compensée par une production nouvelle, par assimilation de carbone et de nutriments neufs. Ainsi, si on adopte un rapport moyen $\text{NO}_3\text{-N}/\text{chlorophylle-a} = 14$ (ANTIA et al., 1963 ; OUDOT et al., 1979), la perte en azote minéral atteint $0,018 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$. Pour le phosphore, un calcul identique donne un flux de $0,006 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$ de phosphore perdu par le lagon et donc fourni sous forme de phosphate minéral dissous par des apports exogènes. Ces apports exogènes, indispensables au maintien de la production primaire à son niveau stationnaire, proviennent de deux sources : l'une est l'origine océanique et liée aux mini-upwellings qui se développent au large du tombant récifal externe ; l'autre source provient des précipitations-ruissellement sur les pentes et de la remise en suspension des sédiments accumulés dans les mangroves, les exutoires des rivières et les estuaires ; cet apport est surtout important pendant les pluies et les crues cycloniques d'été, alors que l'arrivée dans le lagon d'eau océanique subsuperficielle enrichie serait au contraire un phénomène essentiellement hivernal lié à l'existence d'une couche de mélange quasi-isotherme, entre la surface et 150 mètres de profondeur. La discrimination entre ces deux apports est impossible à faire, mais on peut considérer que leur rôle est équivalent, ce qui revient à admettre que $0,006 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$ de nitrates est injectée dans ce secteur lagonaire à partir des deux sources décrites.

Ces chiffres illustrent un état stationnaire moyen, mais

lors des crues ou des poussées d'upwelling, les quantités de nutriments disponibles dans le lagon peuvent augmenter brutalement : l'écosystème répond par un forcing de la production végétale qui augmente la densité en pigments du panache de sortie dans l'océan, mais se répercute également au niveau trophique supérieur par un bloom des populations zooplanctoniques (BINET, 1983). Ces pics de production primaire sont également étroitement contrôlés par les arrivées massives de silice dissoute pendant les crues. La croissance des espèces végétales utilisatrices de silice s'en trouve favorisée, ce qui est un des facteurs de différenciation de la flore lagonaire par rapport à la flore pélagique. DESROSIERES (1961) écrit "Le fait le plus net est le rôle dominant joué par les Diatomées à l'intérieur du lagon et la réduction de la place occupée par les ~~Péridimiers~~. Ce caractère oppose de façon absolue la flore du large à celle du lagon puisque nous avons mentionné en plusieurs occasions dans le plancton océanique l'exhubérance de Dinoflagellés associés à la pauvreté en Diatomées. Ici tout au contraire, nombre d'espèces et nombre d'individus assurent une large prépondérance aux Diatomées".

Le flux de silice dissoute est aisément quantifiable : teneur lagonaire moyenne $4,3 \text{ mmol/m}^3$ - teneur océanique (0-50 m) $1,8 \text{ mmol/m}^3$, la différence, soit $2,5 \text{ mmol/m}^3$, représentant l'excédent de silice présent dans le lagon, malgré la fixation autotrophe et la perte directe dans l'océan. Cette perte de silicium dans l'océan peut être évaluée à $0,1 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$ en prenant les mêmes paramètres dynamiques que précédemment. Quant à la masse de silice fixée quotidiennement et perdue par l'exportation de phytoplancton, on peut la calculer en reprenant le chiffre de $0,012 \text{ mg/m}^3/\text{jour}$ de chlorophylle exportée et un rapport $\text{Si/Chla} = 42$. On obtient ainsi une perte supplémentaire de $0,018 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$ de silicium inclus. L'apport moyen par les rivières peut être évalué à $0,86 \text{ mmol/m}^3/\text{jour}$ en prenant une arrivée globale d'eau douce de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une charge en silice de $0,4 \text{ mol/m}^3$ (TRESCASES, 1975).

On constate, au vu de ces données, que le flux de silice pénétrant dans le lagon est plus important que le flux en ressortant, ce qui donnerait un bilan positif et indiquerait que le lagon fonctionne comme un piège à silice. Une partie de la silice peut effectivement

être stockée dans les sédiments (accumulation d'argile à diatomées) et ne pas être totalement remise en suspension lors des décapages cycloniques (ALLER et BENNINGER, 1981).

2°) Eléments de modélisation

Toutefois le non-équilibre de ce bilan provient essentiellement du fait que le panache lagunaire de sortie est également chargé en zooplancton ayant proliféré par broutage du phytoplancton et possédant donc une charge en silice incluse importante. Toute tentative d'équilibre des bilans de sels nutritifs suppose donc que soient connues les densités moyennes en zooplancton, larves et autres composants organiques et détritiques du seston. De nombreuses données ont été recueillies dans ce domaine par BINET (1983), sans pour autant combler toutes les lacunes, notamment en ce qui concerne le phytobenthos et la bactérioplancton. Tant que le rôle de ces organismes ne sera pas évalué quantitativement, de grandes incertitudes subsisteront dans l'établissement de la balance énergétique et des flux trophiques intra-lagunaire. Pour l'instant nous ne pouvons donc guère aller au-delà d'un schéma qualitatif global, permettant au mieux d'établir la nature des interactions entre les différents écosystèmes en place (fig. 66). Il est ainsi possible de séparer 5 sous ensembles, correspondant à des écosystèmes relativement bien différenciés :

- Le système hydrologique orographique

- le ruissellement le long des contreforts draine vers le lagon une importante quantité d'eau douce, des éléments nutritifs dissous, des matières organiques et des éléments terrigènes. Ces apports essentiellement épisodiques et discontinus agissent directement sur le fonctionnement du système aval, selon un cycle de sédimentation-érosion, fonction de l'ampleur des crues. La zone de mangrove est toutefois un filtre très efficace pour les particules solides et une aire d'accumulation de matières organiques et détritiques.

- L'écosystème d'estuaire

- soumis à des à-coups brutaux, il est à la fois instable et capable de réajustement rapide ; il constitue, dans l'ensemble des

biotopes du lagon, la zone privilégiée de ponte et de nursery de maintes espèces (poissons, crustacés, mollusques...) ; les variations thermohalines y sont à la fois les plus rapides et les plus amples et l'écart thermique interannuel le plus fort. Le transit des flux énergétiques est assuré par une circulation baroclinique spécifique, dite "circulation d'estuaire", qui en réponse à l'accélération du flux superficiel dessalé entraîne une pénétration des eaux de fond vers l'amont.

- Le lagon côtier

- en aval du précédent, cet écosystème possède la dynamique la plus élevée, aussi bien au plan physique (vitesse des courants, importance des turbulences et de la contre-circulation) qu'au plan biologique ; la croissance des cellules phytoplanctoniques est stimulée par les apports des rivières, ce qui se traduit par des explosions végétales, ou blooms remarquables par les colorations vertes ou brunes qu'elles donnent aux eaux ; dans les zones fortement peuplées les effluents urbains jouent également un rôle eutrophisant dont les conséquences peuvent à terme devenir préjudiciables à l'équilibre normal des biocénoses en place. Ces proliférations végétales se répercutent très rapidement sur les premiers niveaux de production secondaire, caractérisés par l'abondance des formes micro-zooplanctoniques. En période très ventée la remise en suspension des sédiments favorise également le recyclage des nutriments selon un processus décrit par WALKER et O'DONNEL (1981) dans le grand lagon australien.

- Le lagon central

- le bassin central est soumis à des variations hydroclimatologiques de moindre amplitude et constitue un écosystème stable à haut degré de maturité ; on peut le comparer aux baies côtières de l'ouest de Madagascar étudiées par FRONTIER (1978b) qui note que les taxa phyto- et zooplanctoniques sont les plus spécifiques de l'ensemble lagonaire avec des tailles qui croissent avec le temps de résidence des eaux et que le flux énergétique planctonique juvénile provenant du lagon côtier est exploité par cet écosystème. C'est en hiver austral que les conditions de maturité optimale, ou "climax", sont les mieux remplies, alors que le temps de résidence est maximal et que l'évaporation vraie positive permet une convergence des eaux superficielles. C'est également en cette saison que se produiraient des apports épisodiques

en nutriments et phytoplancton pélagiques, à la suite du déclenchement des mini-upwellings circum-récifaux dont l'amplitude réelle reste encore à établir. Grâce à ce haut niveau de productivité, maintenu par l'exploitation des écosystèmes juvéniles côtiers (essentiellement en été) et pélagiques (essentiellement en hiver), le lagon central peut perdre une partie de sa biomasse sans s'épuiser ; à chaque cycle de marée une fraction notable de la biomasse planctonique est en effet exportée dans l'océan et "perdue" de façon définitive. Quant au récif barrière, il constitue un système très efficace d'exploitation de la biomasse secondaire pélagique, puisque les organismes benthiques qui l'édifient capturent une grande partie des animaux planctoniques entraînés par le déferlement des houles (fig. 66).

- Le système océanique superficiel proche

- très stratifiée et oligotrophe en été ou à son maximum de production chlorophyllienne en hiver, la couche superficielle océanique proche est toujours plus pauvre en biomasse que le lagon ; le panache de sortie lagonaire de la période de jusant constitue donc un enrichissement ponctuel évident, facilement visible à l'oeil nu ; toutefois une partie de ce flux est récupéré par les madrépores et la faune fixée du tombant extérieur. De plus des organismes nectoniques comme les poissons semipélagiques (Thazards) migreraient de façon saisonnière dans le lagon, augmentant la réserve hydrocarbonée à niveau trophique élevé. Au large du récif barrière, le champ thermohalin possède une grande inertie, mais peut être perturbé par inversion du sens de la dérive océanique (voir II, 2, b) et par l'éventuel déclenchement de mini-upwellings, favorisés par l'isodensité hivernale de la couche de mélange superficielle et un régime d'alizé d'est - sud-est.

En définitive, le bassin lagonaire ouest calédonien maintient, à partir de deux flux nutritifs exogènes, l'un orographique, l'autre océanique, un haut niveau de production primaire et secondaire dont il exporte une fraction à chaque cycle de marée (fig. 67). Son importante biomasse tertiaire correspond à un stockage efficace du carbone et des éléments essentiels, assurant ainsi la pérennité des cycles lagonaire de production-régénération, eux-mêmes favorisés par le grand

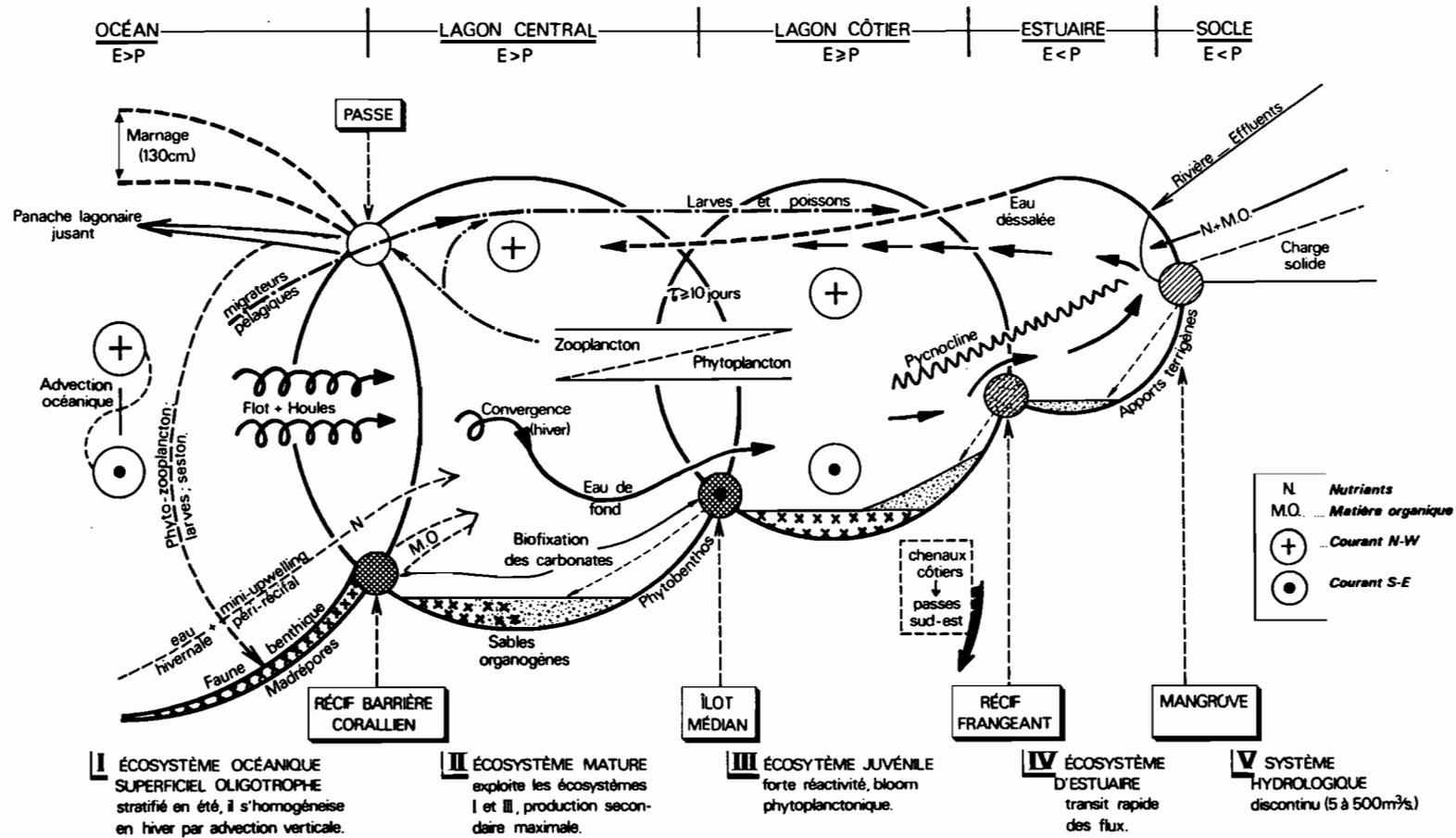


Fig. 66 : Schéma de fonctionnement interactif des écosystèmes selon un transect océan-lagon-rivière

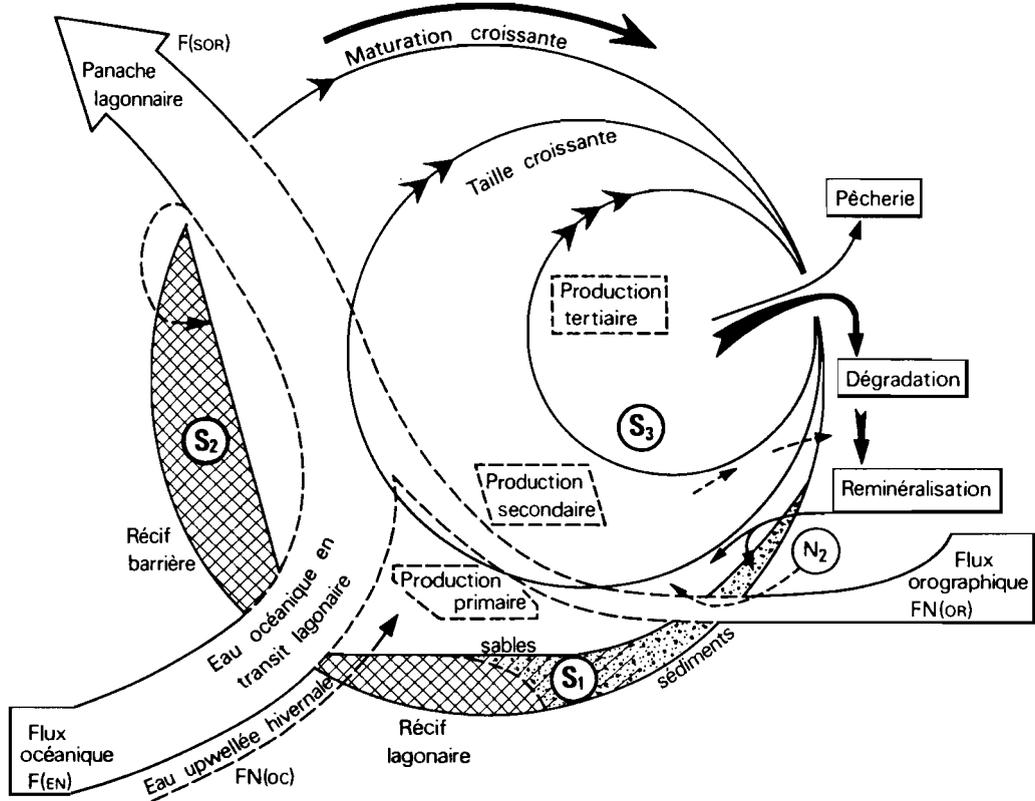


Fig. 67 : Modélisation globale de l'écosystème lagonnaire en état stationnaire

temps de résidence des eaux et l'activité des bactéries aérobies colonisant l'énorme surface benthique lagono-récifale. En état stationnaire, le bilan énergétique implique que le flux nutritif exporté par les passes soit l'équivalent de la somme des apports par les deux flux exogènes, la production tertiaire endogène représentant la capitalisation ou richesse propre du lagon. Une deuxième forme de stockage énergétique est représentée par les accumulations sédimentaires de matières organiques et de nutriments, dont l'assimilation et l'accumulation le long des premières chaînes trophiques se font de façon complexe, selon les processus exposés au début de ce chapitre. Ces réserves nutritives sont utilisées et recyclées aussi bien par les populations phytobenthiques que par l'endofaune, et leur poids dans la balance énergétique lagonaire est prépondérant (SOROKIN, 1973).

Enfin, la troisième forme de stockage énergétique est à la fois importante au plan quantitatif et la plus spécifique au plan qualitatif : il s'agit de la biomasse incluse dans les colonies coralliennes, essentiellement composée d'hexacorallaires, que ce soit dans le récif barrière ou dans les récifs lagonaire et côtiers. Le rôle trophique de cette biomasse est d'ailleurs renforcé par le fait que les polypes coralliens sont à la fois des producteurs primaires autotrophes, grâce à leurs zooxanthelles internes, et des consommateurs-producteurs secondaires hétérotrophes grâce à leur pouvoir filtrant, la part relative à chaque type d'assimilation carbonée étant fonction de l'espèce et des conditions écologiques externes. Il existe en outre des relations directes entre les différents niveaux de stockage : ainsi de nombreux poissons lagonaire (perroquets, balistes) sont des croqueurs de polypes coralliens, leur activité prédatrice pouvant limiter le développement des colonies de madrépores, la partie organique étant assimilée alors que le substrat minéral calcaire est réexcrété sous forme de fin sable corallien.

En état stationnaire, représenté "a minima" par l'équilibre séculaire, on peut postuler que la somme des réserves énergétiques stockées dans les sédiments et les sables (S_1), dans les récifs coralliens

(S₂) et par les poissons et organismes supérieurs (S₃) est constante, ce qui peut s'écrire :

$$\Delta \frac{(S_1 + S_2 + S_3)}{\Delta t} = 0$$

En revanche, la biomasse planctonique subit des fluctuations quantitatives importantes, fonctions des conditions externes et de la dynamique du milieu liquide. A long terme il y a toutefois équivalence entre les sources de flux nutritifs entrant océanique $|FN_{(EN)}|$, orographique $|FN_{(OR)}|$, océanique upwellé $|FN_{(OC)}|$ et la charge nutritive du flux de sortie F(SOR).

$$F_{(SOR)} \equiv FN_{(OC)} + FN_{(OR)} + F_{(EN)}$$

La complexité de cet écosystème lagunaire provient du fait que les flux océaniques et orographiques ne sont pas constants et que leurs charges ionique et biologique peuvent être fortement hétérogènes.

3°) Conclusion et perspectives

A l'échelle océanique du Pacifique Sud, la superficie occupée par le bassin lagunaire néo-calédonien est très modeste, mais ses caractéristiques géomorphologiques lui confèrent un régime hydrologique propre, où l'eau océanique en transit lagunaire subit des modifications physico-chimiques et écologiques significatives. La masse d'eau ainsi exclue provisoirement de la circulation océanique générale est soumise à diverses tensions externes où le champ de vent et l'état du marnage agissent de façon prépondérante. Il s'ensuit que la dynamique des eaux lagunaires est à la fois complexe et fluctuante, ainsi qu'en témoignent nos séries d'observations : circulation à 2 couches de type baroclinique dans le lagon côtier et les chenaux, possibilité d'une sortie permanente d'eau lagunaire par les passes du récif ouest, en régime d'alizés forts. En marée de morte eau et par calme plat, le système lagunaire tend à se stratifier et des lentilles d'eau surchauffée apparaissent dans les diverticules les plus confinés, une trop longue exondation pouvant par ailleurs menacer les colonies coralliennes superficielles ; celles-ci

réagissent par des émissions de mucus riches en matières organiques et en toxines. En période pluvieuse, ventée ou cyclonique, les échanges verticaux sont au contraire accélérés selon divers processus advectifs et turbulents, parmi lesquels une circulation interne aux baies profondes, dite "circulation d'estuaire", joue un rôle majeur. Ces épisodes hydroclimatiques perturbés déclenchent ainsi une sorte de "respiration forcée" du système lagonaire, ce qui accélère les cycles biochimiques et les transferts nutritifs entre les effluents, les sédiments et l'eau lagonaire. Le temps de résidence des eaux est ainsi modulé et selon les zones, varie de 10 jours à plus d'un mois. Les valeurs extrêmes de ces chiffres présentent l'intérêt d'encadrer les durées moyennes de croissance des stades larvaires planctoniques de la plupart des espèces benthiques lagono-récifales, qui ont ainsi le temps de se fixer sans qu'une trop grande part ne soit entraînée vers l'océan. Quand on prend en compte les différents niveaux trophiques, qui, de l'assimilation photosynthétique du carbone et des nutriments jusqu'à la production tertiaire, rendent compte de la productivité du milieu, il apparaît que c'est la valeur de ce temps de résidence des eaux qui contrôle directement l'état de maturation des écosystèmes en place. Pour cette raison, la partie centrale du lagon, qui peut tirer un profit optimal des flux énergétiques exogènes qui le traversent, possède la biomasse phyto- et zooplanctonique la plus spécifique et la plus diversifiée. Dans des lagons moins profonds, où la distance côte-récif barrière n'excède pas quelques centaines de mètres comme autour des îles de la Société (Polynésie), le taux élevé de renouvellement quotidien des eaux, ne permet qu'une maturation incomplète allant difficilement au-delà des premiers stades micro-zooplanctoniques : c'est une des raisons pour lesquelles la biomasse de ces lagons est à la fois quantitativement plus faible et qualitativement peu diversifiée.

Les apports orographiques dus au ruissellement sur les pentes constituent une source importante de silice dissoute qui, pour cette raison, n'est pas un facteur limitant la production primaire, ce qui est le cas pour les autres nutriments phosphatés et azotés, tout au moins sous leur forme minérale. La rétention et le stockage des particules terrigènes et des métaux lourds par la mangrove constitue un procédé efficace de préservation et de régulation du milieu liquide. La mangrove

joue donc un rôle essentiel dans l'équilibre biocénotique et sa préservation dans les zones d'estuaires est une des conditions nécessaires du maintien des équilibres lagunaires fondamentaux. On peut à ce sujet s'interroger sur les conséquences à terme des activités humaines, en particulier dans le domaine des effluents urbains ; s'il est légitime de s'opposer aux rejets aveugles, on ne peut se contenter de s'opposer, aveuglement à tout projet de rejets ou d'émissaire. Si l'on prend en compte les caractéristiques de la circulation lagunaire au large de Nouméa, il semble que le procédé à nuisance minimale consisterait en un rejet au ras du fond et à bonne distance de l'extrémité de la presqu'île, là où la circulation lagunaire est rapide (cf. observations de courant de 1981. Rapports Scientifiques et Techniques n° 19). Dans ce cas, et en particulier par fort alizé et marées de vives eaux, la partie la plus dense du panache pollué s'étirerait en subsurface vers le sud-est en direction des chenaux Woodin et Havannah.

Dans les passes, les décharges d'eau lagunaire vers le large entretiennent de façon sporadique un panache d'eau plus verte et plus riche en seston que l'eau océanique environnante : c'est "effet de lagon" permet à l'océan de récupérer une partie du flux nutritif qu'il a fourni en amont en particulier lors des manifestations hivernales et printanières de mini-upwelling péri-récifal. Ce processus potentiellement très favorable à la production primaire est cependant difficile à mettre en évidence et peut dépendre de plusieurs facteurs indépendants : champ de vent, ondes internes, particularités topographiques, etc.... Un programme d'étude sur les upwellings côtiers est en cours dans le sud calédonien et aux Loyauté et devrait permettre de se prononcer sur les conditions de déclenchement de ce phénomène et sur son importance énergétique réelle le long du grand récif barrière. Seule une approche spécifique peut en effet permettre de répondre de façon quantitative aux problèmes général des "effets d'île", abordés jusqu'ici sans grands résultats par de nombreux auteurs dont BOURRET et al., (1979) autour d'un atoll polynésien.

Notre tentative de synthèse sur le lagon sud-ouest calédonien, malgré ses lacunes et ses approximations, peut permettre de mieux cerner les domaines où un effort particulier devra être fourni. C'est

le cas pour le système gaz carbonique-carbonates, dont l'état d'équilibre "in situ" conditionne la fixation du calcaire par les madrépores constructeurs de récifs ; c'est également le cas en ce qui concerne les populations bactériennes et leur rôle spécifique dans les processus d'oxydation-reminéralisation des matières organiques ; enfin, en complément aux travaux actuels sur les biotopes coralliens, il faudrait établir un inventaire quantitatif des algues benthiques et du phytobenthos et évaluer leurs rôles dans le bilan énergétique du lagon.

C'est par le recueil d'autres données spécifiques sur le milieu liquide, sur les flux exogènes et endogènes et sur les interactions sédiments/biotopes/biocénoses que l'on tendra vers une connaissance raisonnable de l'écosystème lagonaire, condition nécessaire à sa gestion rationnelle et à sa préservation. Une visite à l'Aquarium de Nouméa, véritable diverticule lagonaire alimenté en circuit ouvert à partir de la baie des Citrons, permet de se convaincre de l'importance de l'enjeu : il s'agit de mieux connaître, afin de le protéger, un écosystème capable d'abriter un si grand nombre d'espèces animales et végétales et qui constitue, à l'échelle planétaire, une des belles réussites de notre biosphère (1).

- TAHITI Mai 1984 -

(1) Plus de 1000 plongées dans le lagon calédonien et à l'extérieur du Récif Barrière m'ont permis de réaliser de nombreuses séquences filmées. Ainsi 2 films couleurs sonorisés en format super 8 de 20 minutes sur le faune libre et fixée du lagon ont été fournis en 1978 au Rectorat, à la F.O.L. et à l'Aquarium de Nouméa.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLER (R.C.) and BENNINGER (L.K.), 1981 - Spatial and temporal patterns of dissolved ammonium, manganese and silica fluxes from bottom sediments of Long Island Sound, U.S.A.. J. Mar. Res., Vol. 39, n° 2, p. 295-314.
- ANNUAIRE DES MAREES - (Annuel) Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. TOME II. Ports d'Outre-Mer. EPSHOM, B.P. 426, 29000 BREST.
- ANONYME, 1977 - Compte rendu de la Réunion du Groupe Régional d'océanographie du Sud Ouest Pacifique, ORSTOM, Nouméa, 86 p.
- ANTIA (J.J.), McALLISTER (C.D.), PARSONS (T.R.), STEPHENS (K.) and STRICKLAND (J.D.H.), 1963 - Further measurements of primary production using a large volume plastic sphere. Limnol. Oceanogr., 8, p. 166-183.
- ARMSTRONG (F.A.J.) and TIBBITTS (S.), 1968 - Photochemical combustion of organic matter in sea water for nitrogen, phosphorus and carbon determination. J. Mar. Biol. Ass. U.K., Vol. 48, 143-152.
- ATKINSON (M.), SMITH (S.V.) and STROUP (E.D.), 1981 - Circulation in Enewetak lagoon. Limnol. Oceanogr., 26 (6), 1074-1083.
- ATLAS de Nouvelle-Calédonie, 1981 - Planche 8. Le Lagon de la Grande Terre. Présentation d'ensemble. Sédimentologie et hydrologie du sud-ouest. DANDONNEAU (Y.), DUGAS (F.), FOURMANOIR (P.), MAGNIER (Y.) et ROUGERIE (F.).
- AUBERT (M.) et AUBERT (J.), 1973 - Pollution marine et aménagement des rivages. Rev. int. Océanogr. méd., supplément.
- BAGNIS (R.), 1981 - Etude morphologique, biologique, toxicologique et écologique de l'agent causal princeps de la ciguatera, le Périidinien Gambierdiscus toxicus, ADACKI et FUKUYO, 1979. Thèse de doctorat d'état en biologie humaine. Université de Bordeaux II, 180 p.
- BALTZER (F.), 1983 - Géodynamique de la sédimentation et diagénèse précoce en domaine ultrabasique. Nouvelle-Calédonie. Travaux et Documents de l'ORSTOM, n° 152, 238 p.

- B.C.E.O.M., 1972 - Campagne d'observations des vents et de la houle dans le port de Nouméa. Port autonome de Nouméa, 22 p. + annexes.
- BENSCHNEIDER (K.) and ROBINSON (R.J.), 1952 - A new spectrophotometric method for the determination of nitrite in sea water. J. Mar. Res., Vol. 11, n° 1, p. 87-96.
- BINET (D.), 1983 - Fluctuation de la charge zooplanctonique du lagon calédonien. Communication au XVème Congrès des Sciences du Pacifique. Dunedin (Nlle-Zélande).
- BLANC (F.), COSTE (B.), MINAS (H.J.) et SZEKIELDA (K.H.), 1967 - Distribution et corrélation des principaux facteurs hydrobiologiques dans un milieu de forte production organique (étang de Berre), Mar. Biol., Vol. 1, n° 1, p. 43-55.
- BOURRET (Ph.), BINET (D.), HOFFSCHIR (C.), RIVATION (J.) et VELAYOUDON (A.), 1979 - Evaluation de "l'effet d'île" d'un atoll : plancton et micronecton au large de Mururoa (Tuamotu). Centre ORSTOM, Nouméa, 124 p.
- BREWER (P.G.) and RILEY (J.P.), 1966 - The automatic determination of silicate-silicon in natural waters with special reference to sea water. Anal. Chim. Acta, Vol. 35, 514-519.
- CARDINAL (H.), 1981 - Etude des populations phytoplanctoniques sur la côte sud-ouest de Nouvelle-Calédonie durant les années 1977-1978-1979. Bulletin de la SEPANRIT, n° 11.
- CHARPY (L.), 1984 - Quelques caractéristiques de la matière organique particulaire du lagon de Tikehau (Tuamotu). Notes et Documents, n° 22, p. 13-34, ORSTOM, Tahiti.
- CHAVE (K.E.) and BUDDEMEIER (R.W.), 1977 - A comparative investigation involving coral reef ecosystems in Hawaii and New-Caledonia, Report to the N.S.F. Grant (Fr-027), 21 p. multigraph.
- DANDONNEAU (Y.), 1979 - Concentrations en chlorophylle dans le Pacifique tropical sud-ouest : comparaison avec d'autres aires océaniques tropicales. Oceanol. Acta, Vol. 2, n° 2, p. 133-142.
- DANDONNEAU (Y.), 1982 - Recession of chlorophyll poor surface waters during winter in the southwestern Pacific. TOA Newsletter, n° 9, University of Washington, Seattle.
- DESROSIERES (R.), 1961 - Phytoplancton : croisière 60-2 et observations diverses in ROTSCHI (H.), LEGAND (M.) et DESROSIERES (R.), 1961 ORSTOM III : croisières diverses de 1960. Physique Chimie et Biologie. Rapport Scientifique, n° 20, 55 p.
- DIETRICH (G.) and HALLE (K.), 1957 - Allgemeine, Meereskunde : Eine Einführung in die Oceanographic, Gebrudek, Borntraeger, Berlin.
- DONGUY (J.R.), OUDOT (C.) et ROUGERIE (F.), 1970 - Circulation superficielle et subsuperficielle en mer du Corail et à 170° E. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. VIII, n° 1, p. 3-20.

- DONGUY (J.R.) and HENIN (C.), 1975 (a) - Surface in the north of the Coral Sea. Aust. O. Mar. Freshwat. Res., 26 (3), 292-298.
- DONGUY (J.R.) and HENIN (C.), 1975 (b) - Evidence of the South Tropical Counter Current in the Coral Sea. Aust. J. Mar. Freshwat Res., n° 28, p. 321-32.
- DONGUY (J.R.) et HENIN (C.), 1978 - La salinité de surface dans l'océan Pacifique Tropical sud-ouest. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. XVI, n° 2, p. 107-136.
- DONGUY (J.R.), BEGAUD (S.), EBSTEIN (R.) et CALVEZ (B.), 1979 - La température de la mer et la formation des dépressions tropicales dans le Pacifique Sud. MET-MAR, n° 103, p. 51-55.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.) et RECY (J.), 1973 - Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. Cah. ORSTOM, sér. Géol., Vol. 5, n° 1, p. 3-24.
- DUGAS (F.) et DEBENAY (J.P.) - Carte sédimentologique et carte annexe du lagon de Nouvelle-Calédonie à 1/50.000 .
 1978 - Feuille Mont Dore (in notice n° 76)
 1980 - Feuille La Tontouta (in notice n° 86)
 1981 - Feuille Prony (in notice n° 91)
 1982 - Feuille Nouméa (in notice n° 95)
 ORSTOM - Service des Editions, Bondy
- DUGDALE (R.C.) and GOERING (J.J.), 1967 - Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. Limnol. Oceanogr., Vol. 12, n° 2, 169-206.
- DUURSMA (E.K.), 1961 - Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the sea. Neth. J. Sea Res., 1, 1-147.
- FRONTIER (S.), 1978 (a) - Ecosystème d'estuaire dans les baies de la côte Nord-Ouest de Madagascar. Bull. Ecol., 9, 1, p. 39-50.
- FRONTIER (S.), 1978 (b) - Interface entre deux écosystèmes : exemple dans le domaine pélagique, Ann. Inst. Océanogr., Paris, 54 (2), 95-106.
- GIOVANELLI (J.), 1952 - Les cyclones tropicaux en Nouvelle-Calédonie Service de la Météorologie. B.P. 151, Nouméa.
- GIOVANELLI (J.), 1953 - Le climat de la Nouvelle-Calédonie Service de la Météorologie. B.P. 151, Nouméa, 57 p.
- GORSHKOW (S.G.), 1974 - Atlas des Océans (Océan Pacifique), Moscou, XVI + 302 p. + 16 p.
- GUEREDRAT (J.A.) et ROUGERIE (F.), 1978 - Etude physico-chimique et planctologique du lagon de l'atoll de Takapoto. Notes et Documents ORSTOM, Tahiti, Vol. 1, 80 p.

- GUILCHER (A.), 1965 - Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, Grand récif sud ; récif et lagon de Touho. Edit. Singer, Polignac, Paris.
- HEATH (R.A.), 1981 - Oceanic fronts around southern New-Zealand. Deep Sea Res., Vol. 28 A, n° 6, p. 547 to 560.
- HENIN (C.), ROUGERIE (F.) et PETIT (M.), 1979 - Compte rendu partiel concernant la deuxième mission radiométrie et prospection thonière et sa coordination avec HYDROTHON 03, 5 p. multi-graph.
- HENIN (C.), CHABERT (L.) et GUILLERM (J.M.), 1981 - Observations de surface à bord du N.O. VAUBAN de 1978 à 1980 - Rapport Scientifique et Technique, ORSTOM, Nouméa, n° 25, 121 p.
- HENIN (C.), 1982 - Caractéristiques des températures et salinité de surface et leur variabilité dans le Pacifique sud-ouest. Rapports Scientifiques et Techniques, ORSTOM, Nouméa, n° 28, 18 p.
- JACOB (W.C.), 1951 - The energy exchange between the sea and the atmosphere and some of its consequence. Bull. Scripp. Inst. of Oceanography, Univ. of Calif., Vol. 6, pp. 27-122.
- JARRIGE (F.), RADOK (R.), KRAUSE (G.) et RUAL (P.), 1975 - Courants dans le lagon de Nouméa. Publication ORSTOM Nouméa, HLIO (Adelaïde), FUA (Australie), 5 p. + 27 figures.
- JARRIGE (F.), BOURRET (Ph.) et GUILLERM (J.M.), 1979 - Observation d'une zone de frontière thermique dans le sud-ouest du Pacifique. Rapports Scientifiques et Techniques, n° 5, ORSTOM, Nouméa, 11 p.
- JOHANNES (R.E.) and project Symbios Team, 1972 - The metabolisms of some coral reef communities : a team study of nutrient and Energy flux of Eniwetok. Bio Science 22, 541-543.
- KIEFER (D.A.), OLSON (R.J.) and HOLM-HANSEN, 1976 - Another look at the nitrite and chlorophyll maxima in the central North Pacific. Deep Sea Res., Vol. 23, pp. 1199-1208.
- KIMMERER (W.J.) and WALSH (P.W.), 1981 - Tarawa atoll lagoon : Circulation nutrients fluxes and the impact of human waste. Micronesica, Vol. 17, n° 1-2.
- KOROLEFF (F.), 1969 - Direct determination of ammonia in natural waters in indophenol blue ICESCM 1969/C, 9,4 pp.
- LABOUE (P.) et MAGNIER (Y.), 1978 - Guide sous-marin de Nouvelle-Calédonie. Les Editions du Pacifique. Hachette-Tahiti, 160 p.
- LAUNAY (J.), 1972 - La sédimentation en baie de Dumbéa (Côte-Ouest - Nouvelle-Calédonie). Cah. ORSTOM, sér. Géol., Vol. IV, n° 1, p. 25-51.

- LAUNAY (J.), 1981 - Contributions à la carte sédimentologique et carte annexe du lagon de Nouvelle-Calédonie. Feuille PRONY. In notice n° 91, ORSTOM, Bondy.
- LEMASSON (L.), PAGES (J.) et CREMOUX (J.L.), 1980 - Inorganic phosphate uptake in a Brackish tropical lagoon. Estuar. Coast. Mar. Sc., 11, 547-561.
- LEMASSON (L.), PAGES (J.), DUFOUR (Ph.) et CREMOUX (J.L.), 1981 - Matière organique particulaire et biomasse dans une lagune tropicale. Rev. Hydrobiol. trop., 14 (3), 191-212.
- LEMASSON (L.) et PAGES (J.), 1982 - Apports de phosphore et d'azote par la pluie en zone tropicale (Côte d'Ivoire). Rev. Hydrobiol. trop., 15 (1), p. 9-14.
- LORENZEN (C.J.), 1966 - A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentrations. Deep Sea Res. 13, 223-227.
- MENZEL (D.W.) and RYTHER (J.M.), 1970 - Distribution and cycling of organic matter in the ocean. Univ. Alaska. Sympos. on organic matter, 1968, 625 p.
- MERCIER (J.P.), 1978 - Les problèmes de pollution marine dans les territoires français du Pacifique. Ministère de la Culture et de l'Environnement. DPPN-SPMO, 89 p.
- MONIOD (F.), CRUETTE (J.) et MLATAC (N.), 1964 - Alimentation en eau de la ville de Nouméa. Etude hydrologique des branches de la Dumbéa ORSTOM Nouméa.
- MONIOD (F.), 1966 - Nouvelle-Calédonie : carte des précipitations annuelles. Notice explicative. ORSTOM, Centre de Nouméa, 11 p.
- MURPHY (J.) and RILEY (J.P.), 1962 - A modified method for the determination of phosphate in natural waters. Anal. Chim. Acta, Vol. 27, 31-36.
- OUDOT (C.) et WAUTHY (B.), 1976 - Upwelling et dôme dans le Pacifique tropical Occidental : distribution physico-chimique et biomasse végétale. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. XIV, n° 1, 27-48.
- OUDOT (C.), RUAL (P.) et WAUTHY (B.), 1979 - Upwelling équatorial du Pacifique Ouest : distribution physico-chimique et biomasse végétale durant une poursuite de drogue dérivante. Cah. Indo-Pacifique, Vol. 1, n° 1, p. 39-81.
- PARSONS (T.R.) and STRICKLAND (J.D.H.), 1963 - Discussion of spectrophotometric determination of marine plant pigments with revised equations for ascertaining chlorophylls and carotenoids. J. Mar. Res., 21, 3, 155-163.
- PEGUY (F.P.), 1970 - Précis de climatologie. Masson. Paris, 468 p.

- PENMAN (H.L.), 1948 - Natural evaporation from open water, base soil and glass. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Vol. 1, 120-145.
- PETIT (M.), MUYARD (J.) et MARSAC (F.), 1980 - Radiométrie aérienne et prospection thonière. Rapport de synthèse provisoire. ORSTOM, Nouméa, 46 p.
- PICKARD (G.L.), DONGUY (J.L.), HENIN (C.) and ROUGERIE (F.), 1977 - A review of the physical oceanography of the great barrier reef and western coral sea. Australian Institute of Marine Sciences. Monographies series, Vol. 2, 134 p.
- PIERSON (R.) et PIERSON (G.), 1975 - Porcelaines mystérieuses de Nouvelle-Calédonie, Nouméa, 120 p.
- PITON (B.) et MAGNIER (Y.), 1971 - Les régimes hydrologiques de la baie d'Ambaro (nord-ouest de Madagascar). Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. IX, n° 2, 149-166.
- REID (J.L.), 1969 - Sea surface temperature, salinity and density of the Pacific Ocean in summer and in winter. Deep Sea Res., supp. Vol. 16, p. 215-224.
- RENON (J.P.), 1978 - Un cycle annuel de zooplancton dans un lagon de Tahiti. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. XVI, n° 1, pp. 63-88.
- ROCHFORD (D.J.), 1968 - The continuity of water masses along the western boundary of the Tasman and Coral Seas. Aust. J. Mar. Freshwat. Res., 19, 77-90.
- ROTSCHI (H.), 1961 - Oxygène, phosphate et gaz carbonique en Mer de Corail. Deep Sea Res., Vol. 8, n° 3/4, pp. 181-195.
- ROTSCHI (H.) and LEMASSON (L.), 1967 - Oceanography of the Coral and Tasman Seas. Oceanogr. Mar. Biol. Annual Review, 5, 49-97.
- ROTSCHI (H.), HISARD (P.) et JARRIGE (F.), 1972 - Les eaux du Pacifique occidental à 170° E entre 20° S et 4°. Travaux et documents de l'ORSTOM n° 19, Paris, 113 p.
- ROUGERIE (F.), GRANDPERRIN (R.) et LABOUTE (P.), 1973 - Etude d'un milieu marin isolé : le "Trou bleu" de l'île d'Ouvéa (Loyauté). ORSTOM, Nouméa, 7 p. multigraph.
- ROUGERIE (F.) et DONGUY (J.R.), 1975 - La Mer du Corail en régime d'alizés de sud-est. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. 13, n° 1, 49-67.
- ROUGERIE (F.) et HENIN (C.), 1977 - Les mers du Corail et des Salomon en mousson d'été austral. Cah. ORSTOM, sér. Océanogr., Vol. 15, n° 3, 261-278.
- ROUGERIE (F.) et PETIT (M.), 1979 - Rapport préliminaire sur l'opération combinée VAUBAN Avion radiométrique ORSTOM, Nouméa, 8 p. multigraph.

- ROUGERIE (F.), 1979 - Caractéristiques générales du milieu liquide lagonaire de l'atoll de Takapoto (Tuamotu). J. Soc. Océanistes, Tome 35, p. 35-45.
- ROUGERIE (F.), 1980 - Refroidissement hivernal et anomalies des Cypraeidae (porcelaines) du lagon de Nouvelle-Calédonie. Rossinia, n° 9, Nouméa.
- ROUGERIE (F.), 1981 - Les courants dans le lagon sud-ouest calédonien (Notice d'accompagnement des cartes sédimentologique, par DUGAS et DEBENAY), feuille PRONY, n° 91, ORSTOM, Bondy.
- RUAL (P.) et VOITURIEZ (B.), 1969 - Modification et automatisation de la méthode de Winkler pour le dosage en mer de l'oxygène dissous. Init. Doc. Tech. ORSTOM, n° 10.
- SESTER (P.J.), GUINASSO (N.L.) and SCHINK (D.R.), 1982 - Daily patterns of fluorescence in vivo in the central equatorial Pacific. J. Mar. Res., Vol. 40, n° 2, p. 453-471.
- SMITH (S.V.) and JOKIEL (P.L.), 1975 - Water composition and biogeochemical gradients, in the Canton atoll lagoon. 1. lagoon description, salt and water budget. Marine Science Communications 1 (1), 75-100.
- SMITH (S.V.), 1978 - Alkalinity depletion to estimate the calcification of coral reefs in flowing waters. In "Coral reefs : research methods". UNESCO, p. 397-404.
- SOROKIN (Y.I.), 1973 - On the feeding of some scleractinian corals with bacteria and dissolved organic matter. Limnol. Oceanogr., Vol. 18, p. 380-5.
- SOROKIN (Y.I.), 1974 - Bacteria as a component of the coral reef community. In : Proc. Second Int. Coral Reef Symp. Brisbane, Greater Reef Committee, vol. 1, p. 3-10.
- STANTON (B.R.), 1969 - Hydrological observations across the tropical convergence north of New-Zealand. N.Z., J. Mar. Res., 3 (1), 124-146.
- STRICKLAND (J.D.H.) and PARSONS (T.R.), 1968 - Analytical handbook of sea water analysis. Fish. Res. B. Can. Bull., 167. 311 p.
- SVERDRUP (H.), JOHNSON (M.W.) and FLEMING (R.A.), 1942 - The oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, N.Y., 1060 p.
- THOMASSIN (B.), 1980 - Présentation du programme "Recherche sur les écosystèmes récifaux et lagonaire en Nouvelle-Calédonie". Station Marine d'Endoume. Marseille, 42 p., multigraph.
- THURMAN (H.V.), 1978 - Introductory Oceanography, 2nd edition. A Bell and Howell Company, Columbus, Ohio, 506 p.

- TRESCASES (J.J.), 1969 - Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. *Pédologie, Géochimie, Géomorphologie. Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Bondy, Vol. 1, n° 1, pp. 27-57.
- TRESCASES (J.J.), 1975 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles. CNRS n° AO 87008. ORSTOM, Paris.
- VARLET (F.), 1978 - Le régime de la lagune EBRIE (Côte d'Ivoire) : traits physiques essentiels. *Travaux et Documents ORSTOM*, n° 83, 162 p. + 110 illustrations.
- VINOGRADOV (M.E.), 1976 - Etude des écosystèmes pélagiques dans l'upwelling oriental du Pacifique au cours de la 17^{ème} campagne de "l'Académie KOURTCHAKOV". Institut Océanologique SHIRSHOV. Tome 102. (Traduction H. ROTHSCHI).
- WALKER (T.A.) and O'DONNELL (G.), 1981 - Observations on nitrate, phosphate and silicate in Cleveland Bay, Northern Queensland Aust. *J. Mar. Freshwat. Res.*, 32, 877-87.
- WOOD (E.D.), ARMSTRONG (F.A.J.) and RICHARDS (F.A.), 1967 - Determination of nitrate in sea water by cadmium-copper reduction to nitrite. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, Vol. 47, 23-31.
- YENTSCH (C.S.) and MENZEL (D.W.), 1963 - A method for determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence *Deep Sea Res.*, 10, p. 221-231.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

H. T.	- Situation géographique de la Nouvelle-Calédonie	6
Fig. 1	- Bathymétrie (isobathes en mètres)	14
Fig. 2	- Le Sud calédonien et son lagon	16
Fig. 3	- Hypsogramme des profondeurs du lagon sud-ouest (passe de Boulari à passe de St-Vincent)	19
Fig. 4	- Hypsogramme des profondeurs de la baie ouest du Prony (zone hâchurée)	20
Fig. 5	- Données météorologiques annuelles à Nouméa de 1976 à 1979	22
Fig. 6	- Précipitations mensuelles de 1976 à 1979	24
Fig. 7	- Evaporation-Précipitation (E.P.). Moyenne annuelle en mm (d'après ROCHFORD, 1968)	26
Fig. 8	- 8a - Vent à Nouméa (près du sol) 8b - Fréquences des vitesses et directions	28 28
Fig. 9	- Trajectoire des cyclones et dépressions tropicales (9a) 9b - Climatogramme de Nouméa	31 33
Fig. 10	- Structure thermohaline verticale moyenne. Station B ₄ et D ₄ (toutes données)	39
Fig. 11a	- Température de la couche de surface	41
11b	- Salinité de la couche de surface	41
Fig. 12a	- Structure thermique et circulation en février (été austral)	45
12b	- Structure thermique et circulation en août (hiver austral)	46
Fig. 13	- Distribution verticale moyenne des sels nutritifs, de l'oxygène et du pH dans l'eau océanique au Sud de Nouméa	49
Fig. 14	- Réseau des stations lagunaires (radiales A, B, E, C, D, R)	54
Fig. 15	- Fluctuations thermohalines globales (moyenne de toutes les données)	58

Fig. 16a	- Ondulation thermique annuelle dans le lagon sud-ouest et dans différents flux de la Mer du Corail (sur le méridien 166° Est)	61
16b	- Variations thermiques près de la côte, dans le lagon central et au proche large	61
Fig. 17a	- Température de surface (T° C) - Février à mars (été austral)	63
17b	- Température de surface (T° C) - Août à septembre (hiver austral)	64
Fig. 18	- Cas de stratification thermique maximale entre la surface et le fond, classés par ordre de gradient décroissant	67
Fig. 19	- Cas d'inversion thermique entre la surface et la couche sous-jacente	69
Fig. 20	- Variation temporelle de la salinité en trois points (proche large, phare Amédée, Nouméa)	70
Fig. 21a	- Salinité de surface en février-mars 1978	72
21b	- Salinité de surface en octobre 1978	73
Fig. 22	- Homogénéisation des eaux lagonaires le long de la radiale "B" (Boulari)	77
Fig. 23	- Evolution temporelle de la densité de la couche de surface le long de la radiale "D" - (densité en $\sigma_t = 1000 (d-1)$)	79
Fig. 24a	- Densité (σ_t) le long des radiales en septembre 1977	81
24b	- Densité (σ_t) le long des radiales en février 1978	82
Fig. 25	- Réarrangement des différents types d'eau dans le champ de densité	
25a	- en été austral	83
25b	- en hiver austral	83
Fig. 26a	- Circulation de Langmuir (pellicule de surface). (D'après THURMAN, 1978)	87
26b	- Résultat de dérives de drogues (d'après GUEREDRAT et ROUGERIE, 1978)	87
26c	- Résultat de dérives de drogues (d'après ATKINSON <u>et al.</u> , 1981)	87
Fig. 27	- Intensité maximum et pourcentage de présence des courants dominants (d'après JARRIGE <u>et al.</u> , 1975)	88
Fig. 28a	- Vecteurs courants par vent faible aux vives eaux	90
28b	- Vecteurs courants par fort vent du Sud-Est	90
28c	- Vecteurs courants par vent faible aux mortes eaux	90
Fig. 29a-29b	Schéma du mouillage et emplacement des courantographes (AANDERAA RCM ₄)	93
Fig. 30	- Hodographes du courant résultant en surface (3 mètres) à la passe de la Dumbéa (a et b) et dans le lagon central (c et d)	96

Fig. 31	- Projection des extrémités vectorielles dans le plan cardinal. Niveau 3 mètres (période I + II)	98
Fig. 32	- Hodographes du courant résultant au fond du lagon (17 m) à la passe de la Dumbéa (a et b) et dans le lagon central (c et d)	100
Fig. 33	- Projection des extrémités vectorielles dans le plan cardinal. Niveau 17 mètres (période I + II)	101
Fig. 34a	- Enregistrements à 3 mètres. Passe de la Dumbéa	106
34b	- Enregistrements à 17 mètres. Passe de la Dumbéa	107
34c	- Enregistrements à 3 mètres. Zone centrale du lagon	108
34d	- Enregistrements à 17 mètres. Zone centrale du lagon	109
Fig. 35a	- Situation barométrique (mb), le 17 Juillet 1979 à 00h T.U.	112
35b, c, d	- Pression atmosphérique, vent moyen et composante zonale du courant (passe de la Dumbéa) en Juillet 1979	113
Fig. 36	- Bloc diagramme des flux entre la côte et la passe par alizé établi et marées de vives eaux	104
Fig. 37a	- Marée montante de vives eaux (flot)	117
37b	- Marée descendante de vives eaux (jusant)	117
Fig. 38a	- Distribution globale de la température (T° C) et moyenne sur toute la colonne d'eau	120
38b	- Distribution globale de la salinité (S ‰) et moyenne sur toute la colonne d'eau	121
38c	- Distribution globale de la densité (t) sur toute la colonne d'eau (50 mètres pour l'eau océanique)	
Fig. 39a	- Champ de densité moyen (toutes données). Baie du Prony	128
39b	- Circulation d'estuaire déduite de la stratification thermohaline	128
Fig. 40a	- Stratification haline post-cyclonique	130
40b	- Vitesse et flux post-cycloniques	130
40c	- Vitesse et flux en régime normal	130
Fig. 41	- Coupes verticales est-ouest de la température (41a), de la salinité (41b), de la densité (41c) et de la circulation (41d) dans la Grande Rade jusqu'à la baie de Dumbéa	133
Fig. 42	- Régime normal et régime post-cyclonique en baie de Dumbéa	138
Fig. 43	- Régime normal et régime post-cyclonique en baie de St-Vincent	141
Fig. 44	- Sud calédonien (a): exemples de structures thermiques superficielles dans le sud-est de la Nouvelle Calédonie (44 b)	145 146
Fig. 45	- Caractéristiques thermohalines des chenaux sud du lagon	148

Fig. 46a	- Structures thermiques superficielles dans le sud de la Nouvelle-Calédonie	151
46b	- Interprétation	151
Fig. 47	- Variations temporelles des sels nutritifs dissous à la station lagonaire type B ₁	155
Fig. 48a	- Phosphate minéral dissous en janvier 1978	156
48b	- Distribution globale du phosphate minéral dissous	157
Fig. 49a	- Nitrate minéral dissous en janvier 1978	161
49b	- Distribution globale du nitrate minéral dissous	162
Fig. 50	- Profils verticaux des molécules azotées et de l'oxygène dissous sur la radiale de Boulari le 21 juin 1976	164
Fig. 51	- Régression silicate, salinité (toutes données)	167
Fig. 52a	- Silice dissoute en janvier 1978	169
52b	- Distribution globale de la silice dissoute	170
Fig. 53	- Profils verticaux schématisés de la silice dissoute, du pH et de la salinité dans une baie côtière	171
Fig. 54	- Variations temporelles de l'oxygène et du pH à la station lagonaire type B ₁	173
Fig. 55a	- Oxygène dissous en janvier 1978	174
55b	- Distribution globale de l'oxygène dissous	175
Fig. 56a	- pH en Juillet 1977	177
56b	- Distribution globale du pH	178
Fig. 57	- Diagramme pH - salinité selon un transect rivière, lagon, océan	181
Fig. 58	- Alcalinité totale en juillet 1977	183
Fig. 59	- Diagramme alcalinité, salinité selon le transect rivière, lagon, océan	184
Fig. 60	- Diagramme de mélange pH, alcalinité, salinité selon le transect rivière, lagon, océan	184
Fig. 61	- Variations temporelles des teneurs en chlorophylle-a et des pourcentages en phaeopigments	191
Fig. 62a	- Chlorophylle-a en janvier 1978	192
62b	- Distribution globale de la chlorophylle-a	194
Fig. 63a	- Pourcentage de phaeopigments en janvier 1978	196
63b	- Distribution globale du pourcentage de phaeopigments	198

Fig. 64	- Profils verticaux dans le sud calédonien : $T = f(Z)$, $S = f(T)$, $N - NO_3 = f(Z)$ et chlorophylle = $f(Z)$	199
Fig. 65	- Eléments du bilan de la silice dissoute et des pigments chlorophylliens	204
Fig. 66	- Schéma de fonctionnement interactif des écosystèmes lagoonaires de la rivière à l'océan	209
Fig. 67	- Modélisation globale de l'écosystème lagonaire en état stationnaire	210

TABLEAUX

I	- Données climatologiques à Nouméa	32
II	- Caractéristiques hydrologiques et physicochimiques des eaux océaniques du proche large calédonien	42
III	- Moyennes thermiques et gradients horizontaux	62
IV	- Cas d'inversions thermiques	66
V	- Salinité en ‰ de la couche superficielle	71
VI	- Moyenne des salinités, écart moyen salinité fond (Sf) - salinité surface (Ss) et indice de stratification haline (Sh)	75
VII	- Gradients halins verticaux	75
VIII	- Cas d'inversions de salinité	78
IX	- Moyenne des densités, écart moyen densité fond, densité surface et indice de stabilité	84
X	- Caractéristiques globales des flux mesurés en 2 sites sur la radiale Dumbéa à 3 et 17 mètres	94
XI	- Vecteurs courants résultant aux 2 points de mesures	102
XII	- Caractéristiques synoptiques des flux en période d'alizé établi	103
XIII	- Evaluation des principaux flux en marée de vives eaux et par alizé établi	114
XIV	- Distribution de la valeur moyenne des paramètres hydrologiques dans le lagon et dans les baies	123
XV	- Limites des fluctuations thermohalines	124
XVI	- Récapitulatif des régimes hydrologiques et des temps de résidence induits, dans le lagon et des baies côtières	143

XVII	- Moyenne des différentes fractions phosphatées	159
XVIII	- Distribution des différentes formes de molécules azotées dissoutes et particulaires	165
IXX	- Teneurs en silice dissoute	166
XX	- Distribution moyenne de l'oxygène dissous, du pH et de l'alcalinité	182
XXI	- Composition chimique moyenne des eaux de la Dumbéa (d'après TRESCASES, 1975)	187
XXII	- Bioconcentration de quelques métaux lourds (d'après CHAVE et BUDDEMEIER, 1977)	188
XXIII	- Teneurs en pigments chlorophyllien	199

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	5
RESUME	7
ABSTRACT	11
<u>CHAPITRE I - PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE</u>	15
1°) <u>Topographie et bathymétrie du lagon</u>	15
2°) <u>Caractères climatologiques du sud calédonien</u>	21
a) Température	21
b) Pluviosité et évaporation	23
c) Régime des vents	25
d) Dépressions et cyclones tropicaux	29
e) Autres paramètres météorologiques	30
<u>CHAPITRE II - L'ENVIRONNEMENT OCEANIQUE</u>	35
1°) <u>La marée et les houles</u>	35
2°) <u>Nature et circulation des eaux péricalédoniennes</u>	37
a) Structures hydrologiques verticales	38
b) Circulation des eaux superficielles	42
c) Paramètres physico-chimiques et fertilité primaire	47
<u>CHAPITRE III - HYDROLOGIE ET DYNAMIQUE DU SYSTEME LAGONAIRE SUD-OUEST</u>	53
1°) <u>Etudes menées entre 1976 et 1979</u>	53
a) Objectif	53
b) Chronologie	55
c) Méthodologie	56
2°) <u>Caractéristiques thermohalines et évolution temporelle</u>	59
a) Fluctuations du champ thermique	59
b) Fluctuations du champ halin	68
c) Densité et formation des eaux lagunaires	78
3°) <u>Dynamique du lagon sud-ouest</u>	85
a) Opération RASCAL	89
b) Opération COULAG	92

c) Régimes transitoires particuliers	105
d) Transport et temps de résidence des eaux	111
4°) <u>Régime des baies côtières semi-fermées</u>	123
a) Moyenne et limites des variations thermohalines	123
b) La baie du Prony	125
c) La Grande Rade	131
d) La baie de Dumbéa	135
e) La baie de St-Vincent	139
5°) <u>Les confins sud du lagon</u>	144
a) Le canal de la Havannah	144
b) Le sud du lagon	147
<u>CHAPITRE IV - DISTRIBUTION DES NUTRIANTS ET DE LA CHLOROPHYLLE</u>	153
1°) <u>Matières nutritives et paramètres associés</u>	
a) Les sels nutritifs dissous et particuliers	153
b) Les gaz dissous, le pH et l'alcalinité	172
c) Apports orographiques	185
2°) <u>Production primaire phytoplanctonique</u>	189
a) Les pigments chlorophylliens	189
b) La phéophytine	195
c) Dynamique des eaux et sources d'enrichissement	197
<u>CHAPITRE V - FONCTIONNEMENT GLOBAL DE L'ECOSYSTEME LAGONAIRE</u>	201
1°) <u>Flux énergétiques</u>	201
2°) <u>Eléments de modélisation</u>	206
3°) <u>Conclusion et perspectives</u>	212
BIBLIOGRAPHIE	217
TABLE DES ILLUSTRATIONS	225
LISTE DES TABLEAUX	230

ISSN : 0767-2888
ISBN : 2-7099-0809-3
Éditions de l'ORSTOM
70, route d'Aulnay F-93140 BONDY