

3. LE MILIEU DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL EST

par Y. Gouriou

3.1. INTRODUCTION

Les conditions du milieu océanique rencontrées par les thons, température, nourriture, oxygène, courants, etc... conditionnent très largement tant l'abondance des stocks que les migrations de ceux-ci et les possibilités pour les pêcheurs de les capturer. Il est de ce fait essentiel de bien décrire l'environnement océanique de la zone étudiée. L'environnement océanique étant lui-même largement conditionné par les variations spatio-temporelles du climat, celles-ci seront tout d'abord étudiées (paragraphe 3.2). La circulation océanique dans la région sera ensuite décrite, tant celle de surface que celle de subsurface (paragraphe 3.3). Les mécanismes de remontées d'eaux froides, riches en sels nutritifs qui conduisent dans la zone à l'enrichissement des eaux superficielles seront ensuite décrits et leur origine discutée (paragraphe 3.4). Enfin seront décrits les mécanismes d'enrichissement des eaux et de formation du phytoplancton (paragraphe 3.5).

3.2. CLIMAT ET MOTEUR GENERAL DU SYSTEME

3.2.1. Généralités

La dynamique de la couche superficielle des océans est intimement liée à celle des basses couches de l'atmosphère; le vent notamment joue un rôle moteur dans la genèse et l'évolution des courants océaniques superficiels et subsuperficiels. Il est donc indispensable de bien connaître les paramètres atmosphériques qui influent sur la région océanique étudiée. L'évolution et les variations de ces paramètres ne peuvent véritablement être comprises si l'on se limite à la zone d'étude, les conditions atmosphériques sur cette région étant liées à la dynamique de l'atmosphère de l'ensemble de l'Atlantique. Nous présenterons donc dans ce chapitre une vue générale du climat qui nous permettra d'aborder l'étude de la dynamique océanique dans la zone d'étude.

3.2.2. Centres d'Action

La circulation de l'air dans les basses couches de l'atmosphère de l'Atlantique tropical s'organise autour de deux centres d'actions permanents:

- Le centre de hautes pressions des Açores dans l'Atlantique nord,
- Le centre de hautes pressions de Sainte Hélène dans l'Atlantique sud.

Ces deux centres de hautes pressions déterminent des systèmes anticycloniques dont les flux dominent le domaine maritime. Sur le continent, la circulation subit l'influence de l'anticyclone égypto-lybien et celle de l'anticyclone des Mascareignes (océan Indien). Ces ceintures anticycloniques sont engendrées par des mouvements subsidents, vers les latitudes 30° nord et 30° sud, liés aux jets subtropicaux et polaires rencontrés en altitude. Ces mouvements sont d'origine dynamique, et entièrement indépendants des facteurs thermiques de surface.

L'excédent d'énergie absorbée dans la ceinture intertropicale crée une zone de basses pressions d'origine thermique séparant les centres de hautes pressions de chaque hémisphère. Dans chaque hémisphère s'établit un flux d'air entre les hautes pressions tropicales et les basses pressions intertropicales. Ce flux est dévié vers l'ouest du fait de la rotation de la terre : ces vents permanents et stables sont appelés

alizés. La limite entre les flux de chaque hémisphère est appelé équateur météorologique ou zone intertropicale de convergence (ZITC).

Ce schéma simple de la circulation dans les basses couches permet de décrire de façon satisfaisante le champ de vent observé dans la partie occidentale (à l'ouest de 20° ouest) de l'Atlantique tropical.

Dans la partie orientale, la dissymétrie observée dans la répartition des masses continentales du continent africain, de part et d'autre de l'équateur, perturbe de façon significative le schéma précédent. La chaleur massique de la terre étant moins importante que celle de l'océan, la terre se réchauffe ou se refroidit plus rapidement que la mer : cette propriété cause une migration saisonnière importante des basses pressions intertropicales continentales, liée au mouvement zénithal du soleil. La translation latitudinale saisonnière de ces basses pressions est beaucoup plus importante dans la partie de l'Atlantique tropical soumise à l'influence continentale que dans le domaine océanique.

Le réchauffement de la partie occidentale du continent au cours de l'été boréal entraîne la formation d'un gradient de pression trans-équatorial au-dessus du golfe de Guinée. Ce gradient de pression introduit une déviation des alizés vers l'est, renforcée par le changement de signe de la force de Coriolis au passage de l'équateur (la rotation de la terre est à l'origine de cette force qui dévie les mouvements vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud). L'alizé se transforme alors en mousson d'ouest.

3.2.3. Les flux

Les centres d'actions cités dans le paragraphe 3.2.2 conditionnent l'origine des flux d'air dans les basses couches sur l'Atlantique inter-tropical. Sur le domaine maritime trois flux d'origines différentes se rencontrent (figure 3.1; Wauthy, 1983) :

- Flux originaire de l'Atlantique sud

Dans l'hémisphère sud l'importance des continents est faible, l'influence océanique est prépondérante. Le flux s'organise autour de la cellule de circulation de l'île de Sainte Hélène. Cet anticyclone domine l'ensemble du golfe de Guinée, il est centré sur 28° sud et 10° ouest. Son intensité est maximum pendant l'été boréal (juillet - août - septembre).

Sur la face orientale le vent souffle du sud vers le nord le long de la côte africaine ; cet alizé maritime est permanent jusqu'à 16° sud et s'étend jusqu'au cap Lopez en été boréal.

Sur la face équatoriale, l'alizé est de sud-est, attiré par les basses pressions continentales et est dévié vers sa droite au nord de l'équateur, déviation accentuée par le changement de signe de la force de Coriolis au passage de l'équateur. Cet alizé se transforme alors en mousson, vent chaud et humide, sur le continent africain. La pénétration de ce flux de mousson est contrôlée par la migration des basses pressions intertropicales continentales.

Sur la face occidentale, l'alizé se dirige vers l'ouest jusqu'à sa rencontre avec l'alizé de l'hémisphère nord le long de l'équateur météorologique (ZITC). Au cours de ce long périple océanique cet alizé se réchauffe, s'humidifie et devient instable.

- Flux originaire de l'Atlantique nord

Dans l'hémisphère nord la masse continentale est prépondérante et le

réchauffement de l'été boréal interdit l'établissement d'anticyclones sur l'Afrique. Seul l'océan permet l'installation de centres de hautes pressions permanentes. La cellule de circulation qui s'organise autour du centre anticyclonique des Açores dirige sur la bordure occidentale de la partie nord du continent africain un flux d'alizés maritimes de secteur nord. Au cours de l'été boréal, ces alizés peuvent être attirés par les basses pressions continentales et pénétrer la bordure côtière du Sénégal (vent d'ouest nord-ouest).

- Flux originaire de l'anticyclone égypto-lybien

Cet anticyclone dirige sur le continent un flux d'alizés continentaux secs et chauds connu sous le nom d'harmattan. Ce flux d'air intéresse l'ensemble du continent situé au nord de l'équateur météorologique, sa variabilité est importante. Il n'est pas rare qu'il se fasse sentir jusqu'à la bordure équatoriale du continent africain (Ghana, Côte d'Ivoire...).

3.2.4. Le champ de vent et sa variabilité

Les variations d'intensité et de position des centres anticycloniques déterminent l'évolution saisonnière du vent de surface.

En hiver boréal, le refroidissement de l'hémisphère nord permet l'établissement de hautes pressions sur le continent africain qui prolongent l'anticyclone des Açores. Celui-ci atteint son intensité maximale et sa position la plus méridionale en mars. Le long de la côte mauritano-sénégalaise, les alizés soufflent du secteur nord à nord-est de novembre à février. C'est une période d'alizés continentaux et d'harmattan. Les vitesses sont de l'ordre de 4 à 5 m/s. De mars à mai les vents sont de secteur nord, la composante est devient dominante au fur et à mesure de leur progression vers le sud. C'est la période d'alizés maritimes où les vents atteignent leur maximum d'intensité : 5 à 6 m/s le long des côtes, 7 m/s à l'ouest de 18° ouest. Dans le golfe de Guinée l'alizé de l'hémisphère sud atteint l'équateur avec une faible vitesse horizontale (3 m/s) et le traverse entre 20° ouest et la côte gabonaise. Le flux de mousson est alors faible et n'intéresse que la bordure côtière de l'Afrique dans le golfe de Guinée. Les vents, à forte composante zonale, sont maximum dans la partie ouest du bassin (10° nord, 40° ouest) où ils atteignent des vitesses égales ou supérieures à 7 m/s.

En été boréal (juillet, août, septembre), l'anticyclone de Sainte Hélène se renforce et migre vers le nord. L'équateur météorologique atteint sa position la plus nord (10° nord) en juillet-août. Le réchauffement du continent africain au nord de l'équateur permet l'établissement de zones de basses pressions. Le long de la côte mauritano-sénégalaise le vent de secteur nord-est est minimum en septembre (2-3 m/s) et peut être aspiré par les basses pressions continentales, il pénètre alors sur le Sénégal au sud du Cap Vert et prend une forte composante ouest. Lorsque la ZITC atteint la latitude du Cap Vert les vents deviennent instables. Les alizés issus de l'anticyclone de Sainte Hélène couvrent tout l'Atlantique intertropical jusqu'à 10° nord. L'intensité du vent atteint son maximum en août (5 à 7 m/s à 40° ouest), le flux de mousson dévié au passage de l'équateur par la force de Coriolis et par les basses pressions continentales, envahit le continent jusqu'au Tibesti au nord et les hauteurs éthiopiennes à l'est.

L'étude de la variabilité de la tension du vent sur l'Atlantique intertropical faite par Servain et al. (1985) montre que les régions pour lesquelles la variabilité saisonnière est maximum se situent autour de l'équateur météorologique. Les maxima de variations se

produisent le long de la position moyenne de la ZITC. La variabilité de la tension du vent dans le golfe de Guinée est de 3 à 4 fois moins importante que dans l'ouest du bassin.

3.3. LA CIRCULATION OCEANIQUE DANS L'ATLANTIQUE INTERTROPICAL

3.3.1. La circulation de surface

Le vent est le principal moteur de la circulation océanique de surface. Il entraîne par friction une couche plus ou moins épaisse de la surface de l'océan; on retrouve donc dans chaque hémisphère une circulation anticyclonique associée aux anticyclones des Açores et de Sainte Hélène. La dissymétrie de leur position géographique par rapport à l'équateur se retrouve dans la circulation océanique superficielle. La zone de l'étude sera soumise à l'influence de la circulation de l'hémisphère sud.

- Dans l'hémisphère nord, bordant la dérive nord-atlantique (DNA) on trouve : (figure 3.2; Wauthy, 1983).

. Le courant des Canaries, longeant la côte marocaine et mauritanienne, il quitte la côte vers 20° nord pour se diriger vers le sud ouest.

. Sur la face équatoriale de la dérive nord-atlantique, le courant équatorial nord (CEN) qui prolonge le courant des Canaries. Il se dirige vers l'ouest avec une composante méridienne orientée vers le sud à l'est, et vers le nord à l'ouest. Sa vitesse moyenne dépasse 10 cm/s, elle est plus faible sur le bord est que sur le bord ouest. Ce courant présente de faibles variations saisonnières et s'affaiblit à l'est entre juin et septembre.

. Entre 4° nord et 8° nord, le contre courant équatorial nord (CCEN) se dirige vers l'est. Il est permanent à l'est de 20° ouest et se prolonge dans le golfe de Guinée par le courant de Guinée. Il subit de fortes variations saisonnières. A partir de mai-juin le CCEN s'étend vers l'ouest et vers le nord, il atteint son extension maximale vers septembre où il occupe tout le bassin à l'est de 50° ouest entre 4° et 10° nord. Sa vitesse est de l'ordre de 40 cm/s. De novembre à janvier le CCEN disparaît progressivement par l'ouest et en mars n'existe plus qu'à l'est de 20° ouest. De mars à juin le courant porte à l'ouest, à l'ouest de 20° ouest (Richardson, 1984).

. Le prolongement du CCEN, ou courant de Guinée, longe la côte africaine (5° nord - 2° nord) jusqu'au fond de la baie du Biafra. Il s'intensifie à l'est du cap des Palmes pour atteindre des vitesses de l'ordre de 30 cm/s. Entre 4° est et 8° ouest on observe deux maxima de vitesse l'un en juillet-août (60 cm/s), l'autre en février (40 cm/s). La permanence de ce courant provoque l'accumulation d'eau au fond de la baie du Biafra; celle-ci se vidange par la branche nord du courant équatorial Sud.

- Dans l'hémisphère sud, bordant la dérive sud atlantique (DSA) on trouve :

. Le courant de Benguela qui longe la côte de Namibie vers le nord. Il s'infléchit vers l'ouest au niveau du cap Frio (17° sud).

. Sur la face équatoriale de la dérive sud-atlantique, le courant équatorial sud (CES) qui se dirige vers l'ouest est beaucoup plus développé que son homologue le courant équatorial nord puisqu'il atteint 3° nord.

Dans l'Atlantique central le courant équatorial sud se divise en deux branches, vers 2° nord et 4° sud, se dirigeant vers l'ouest. Leur vitesse moyenne est de 35 cm/s.

Devant le continent sud américain, la branche sud du courant équatorial sud se scinde en deux courants: le courant du Brésil (15 cm/s) qui se dirige vers le sud, et le courant de Guyane (60 cm/s) vers le nord. La branche nord du CES fusionne avec ce dernier vers 4° nord - 50° ouest. La branche nord du CES présente un cycle-annuel marqué avec des maxima de vitesse en juin et décembre. La branche sud présente de plus faibles fluctuations mensuelles dominées par une période annuelle. De septembre à février, les deux branches ont des vitesses égales, de juin à août la branche nord est plus rapide, tandis que de mars à mai c'est l'inverse.

Dans l'ouest du bassin (35° à 45° ouest) la structure à deux branches du CES est seulement présente d'août à novembre. Dans l'est du bassin (10° à 20° ouest), la branche nord à sa vitesse maximum (66 cm/s) en juin vers 2° nord. Les minima se produisent en octobre et février. La branche sud a une vitesse maximum de 50 cm/s de mai à juillet vers 4° sud. Pendant quelques mois, de décembre à février, les branches nord et sud fusionnent pour former un courant unique (Richardson et Mc Kee, 1984). Le minimum de vitesse relatif du courant équatorial sud-est provoqué par l'upwelling équatorial qui ralentit le courant vers 1° sud.

Il est intéressant de noter que deux bouées (E1475 et E1476) lâchées à moins de 24 heures d'intervalle en décembre 1984 devant l'embouchure du fleuve Congo ont suivi des trajectoires totalement différentes. La bouée E1476 placée dans le panache d'eau peu salée du fleuve s'est dirigée dans la baie du Biafra, tandis que la bouée E1475 placée au sud du front halin s'est dirigée vers l'ouest; c'est la seule bouée prise dans le courant équatorial sud à ne pas être restée piégée dans la baie du Biafra (figure 3.3).

3.3.2. La circulation subsuperficielle

Il existe dans l'Atlantique intertropical un système de trois contre courants subsuperficiels (Hisard et al., 1976) se dirigeant vers l'est. Le plus connu est le sous courant équatorial (SCE) ou courant de Lomonosov qui traverse tout l'Atlantique le long de l'équateur; de part et d'autre, vers les latitudes 5° nord et 5° sud coulent le contre courant subsuperficiel nord (CCSN) et le contre courant subsuperficiel sud (CCSS).

Le sous courant équatorial s'écoule vers l'est à l'encontre des vents dominants. Ceux-ci provoquent une accumulation d'eau sur le bord ouest de l'océan où la thermocline s'enfonce : à l'est celle-ci est proche de la surface. La pente est-ouest de la thermocline engendre un gradient de pression vers l'est qui est la cause du sous courant équatorial.

Le sous courant de Lomonosov est un courant permanent et stable qui prend naissance devant les côtes du Brésil et s'achève dans le fond du golfe de Guinée. Il est centré sur l'équateur, a une largeur d'environ 200 km, une épaisseur de 150 m et son noyau de vitesse maximum se situe entre 50 et 125 m de profondeur, dans la partie supérieure de la thermocline. La vitesse de ce courant est de l'ordre de 60 à 130 cm/s (figure 3.4; Voituriez, 1983). Au noyau de vitesse maximum est associé un maximum de salinité dont les valeurs décroissent d'ouest en est. Ce maximum n'est toutefois pas une propriété permanente dans le golfe de Guinée où il peut même disparaître en été boréal.

Le sous courant équatorial présente des oscillations latitudinales d'amplitudes de 30 à 40 milles avec une période de l'ordre de 15 jours. Des mesures du transport saisonnier pendant la première expérience mondiale du GARP (Global Atmospheric Research Program) entre août

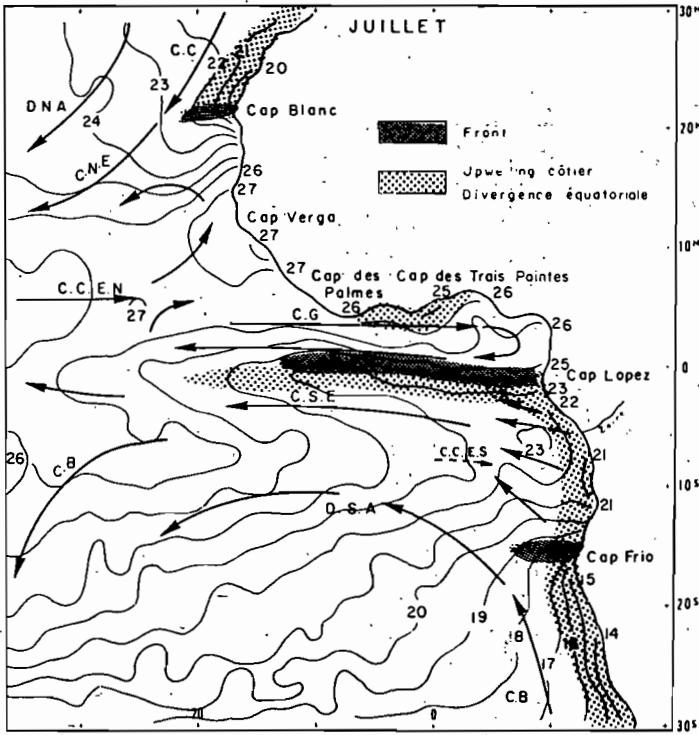


Figure 3.2.b Température et circulation de surface en juillet. (Idem fig. 3.2.a).

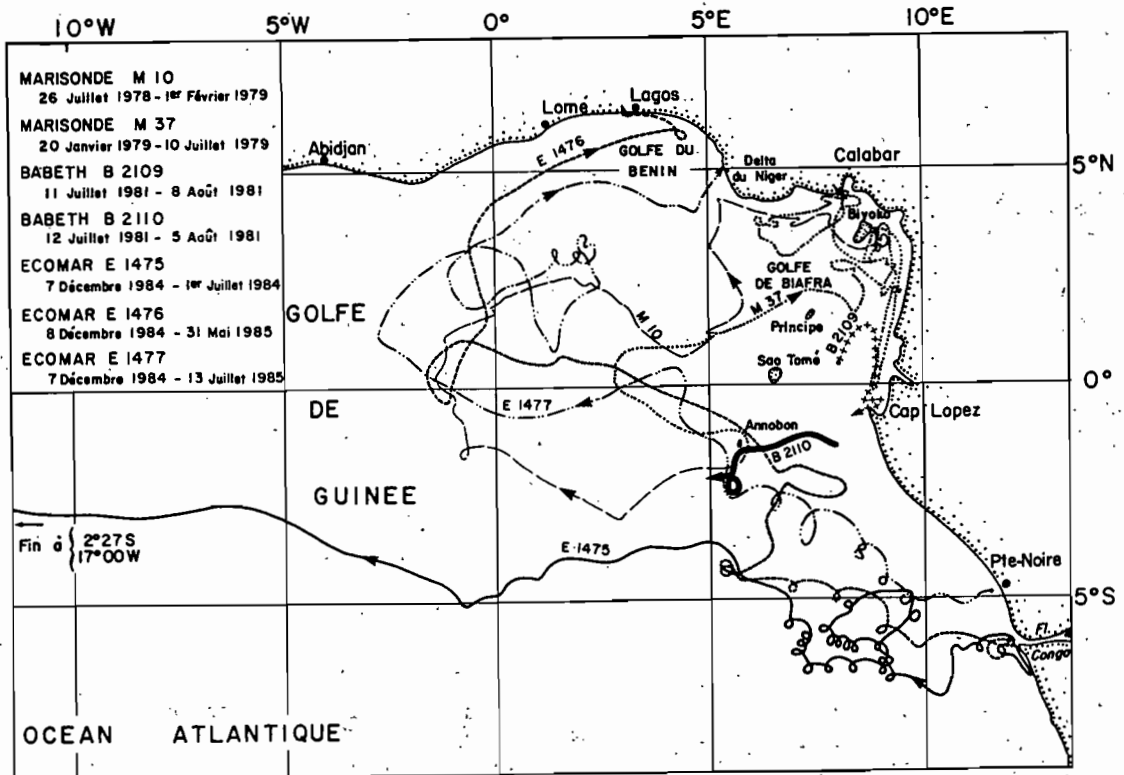


Figure 3.3 Trajectoire de bouée dérivantes. Le suivi des bouées montre la complexité de la circulation de surface dans le fond du golfe de Guinée. Seule la bouée E1475 lâchée au sud du front halin du au fleuve Congo est prise dans le courant équatorial sud et sort du golfe de Guinée (Piton et Kartavtseff, 1986).

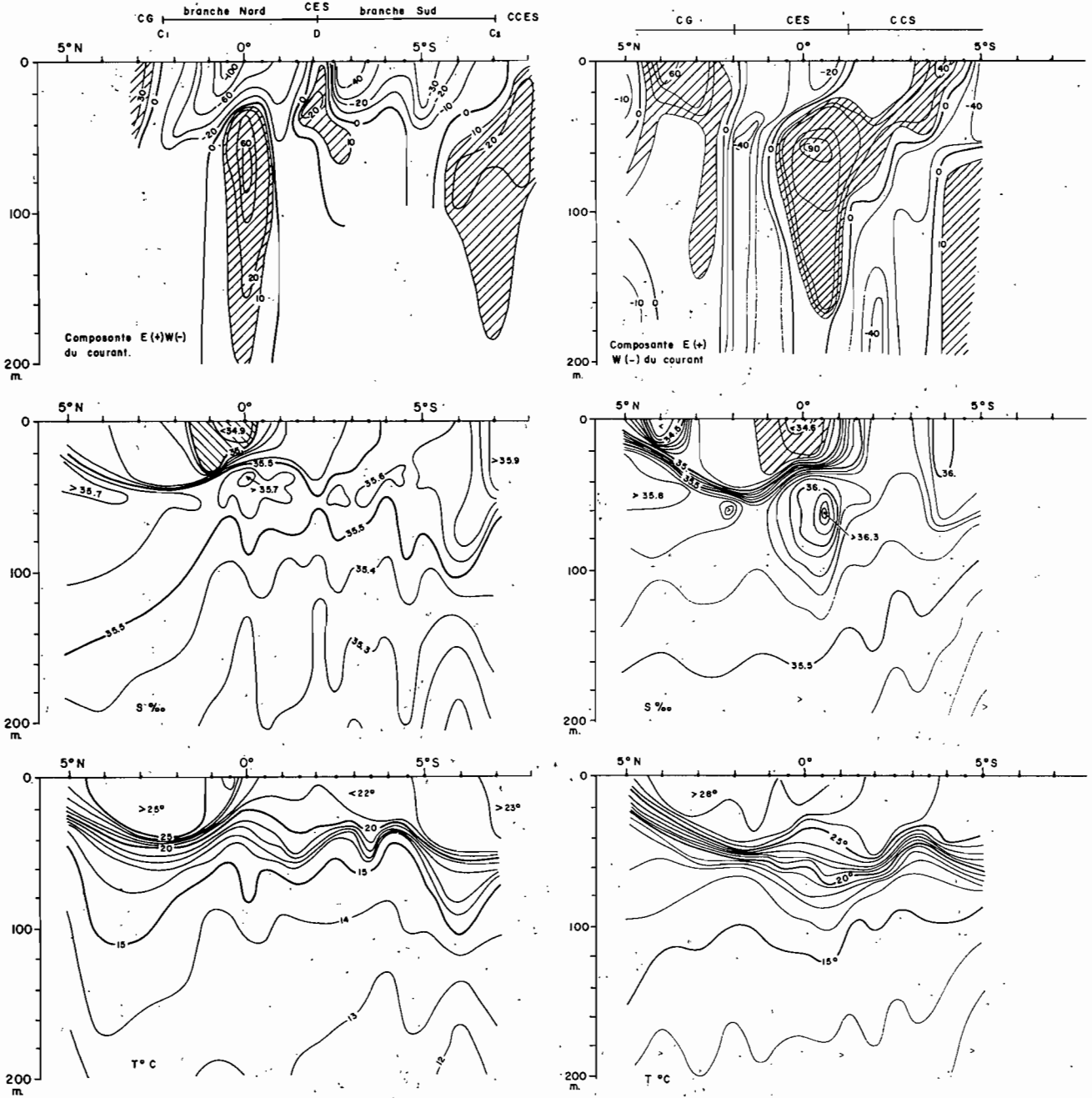


Figure 3.4 Sections le long de 40° ouest: température, salinité, composante zonale du courant. A gauche, saison froide CIPREA I (août 1978). A droite, saison chaude CIPREA 2 (avril 1979) (Voituriez, 1983).

1978 et mars 1980 ont montré que le transport moyen de ce courant était de 21 106 m³/s. (Katz et al., 1981).

La terminaison du SCE n'est pas connue avec précision. Au fond du golfe de Guinée, le sous courant se séparerait en deux branches, l'une se dirigeant vers le nord (baie du Biafra) la seconde vers le sud le long de la côte du Gabon (Hisard et al., 1973).

Les deux contre courants subsuperficiels nord et sud (CCSN et CCSS), symétriques par rapport à l'équateur (5° nord - 5° sud), sont associés à une pente descendante des isothermes (9° - 10°C à 12° - 13°C) vers l'équateur entre 150 et 400 m de profondeur. Ils sont indépendants des contre courants équatoriaux nord et sud qui coulent en surface; ils s'incurvent vers les pôles à l'approche du continent africain. Seul le CCSS persiste dans le golfe de Guinée. Leur débit total moyen a été estimé entre 30 et 40 10⁶ m³/s.

On note enfin la présence d'un sous courant portant à l'ouest, à l'équateur, associé à la seconde thermocline vers 300 - 400 m de profondeur.

En outre, dans le golfe de Guinée, sous le courant de Guinée (entre 20 et 50 m de profondeur) se trouve, plaqué à la côte, un flux portant à l'ouest : le sous-courant ivoirien. Sa vitesse moyenne est d'environ 30 à 40 cm/s et la veine centrale peut atteindre la surface lorsque le courant de Guinée disparaît (Lemasson et Rebert, 1973).

Enfin, plus au sud (entre 100 et 300 m de profondeur) existe un courant portant à l'ouest que Lemasson et Rebert (1973) ont appelé contre-courant de Guinée.

3.3.3. Les zones frontales

Les courants océaniques de surface et de subsurface transportent des eaux d'origines très différentes. La rencontre de ces masses d'eau crée des zones frontales qui peuvent se révéler importantes pour le milieu vivant. La zone frontale du cap Lopez, dans le fond du golfe de Guinée, a été particulièrement étudiée (Hisard et al., 1975). Elle se forme en juin au début de la saison froide, et sépare les eaux guinéennes chaudes et dessalées, au nord, d'eaux froides et de salinité élevée, au sud. Ces dernières sont issues du sous courant équatorial soit :

- par une remontée générale des eaux du sous courant
- par l'upwelling côtier, qui au sud du cap Lopez permet aux eaux profondes dérivées du sous courant équatorial d'atteindre la surface.

Cette zone frontale est temporaire et dès juillet ou août l'eau guinéenne pénètre dans les eaux froides. Ces poches ont été reconnues comme étant des zones très productives où se concentrent temporairement des thonidés.

3.4. REMONTEES D'EAUX FROIDES.

3.4.1. Généralités

Le régime des vents dans l'Atlantique équatorial induit une accumulation d'eau chaude dans la partie ouest du bassin; la thermocline s'enfonce, contrairement au golfe de Guinée où elle affleure la surface. En conséquence les mouvements verticaux saisonniers de la thermocline à l'est (en été boréal) conduisent à des variations importantes de la température de surface de l'océan (5° à 7°C contre 1° à 2°C à l'ouest). Cette remontée en surface de la thermocline (upwelling) permet aux eaux froides, riches en sels nutritifs, d'atteindre la couche éclairée par le

soleil, facteur essentiel de la photosynthèse. Les principales zones d'upwelling de l'Atlantique intertropical sont : la côte sénégalaise (principalement au sud de la presqu'île du Cap Vert), la côte "nord" du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Ghana...), la côte "sud" du golfe de Guinée (Gabon, Congo ..) et la bande équatoriale.

Les mécanismes de ces upwellings, s'ils sont bien connus pour les côtes du Sénégal (dérive d'Ekman), ont fait l'objet de récents développements théoriques dans le golfe de Guinée. Une structure particulière de la thermocline, appelée dôme fera l'objet du paragraphe 3.4.4.

3.4.2. La saison chaude

Le cycle annuel de la température de surface de la mer le long des côtes du golfe de Guinée se décompose en :

- une saison froide de juin à septembre
- une saison chaude d'octobre à mai interrompue en janvier et février par une petite saison froide.

La petite saison froide a jusqu'à présent suscité un intérêt moindre que la grande saison froide, à cause de variations thermiques de surface plus faibles (de 1° à 3°C) et limitées à la côte. Pourtant celles-ci présentent de fortes variations interannuelles pouvant aboutir à sa disparition complète; la petite saison froide n'apparaît pas à l'équateur et semble donc être un phénomène purement côtier. Roy (1982) a montré que le minimum de température de surface de la mer de la petite saison froide se propageait le long de la côte du Ghana et de la côte d'Ivoire de l'est vers l'ouest à l'encontre du courant de Guinée, mais il n'a pas pu dégager de mécanismes permettant d'expliquer ce phénomène.

3.4.3. La grande saison froide

3.4.3.1 L'upwelling sénégalais (figure 3.5)

Sur la côte d'Afrique de l'ouest, le vent constitue le principal moteur de l'upwelling, même si la topographie du fond et la forme de la côte ont une influence sur son intensité.

En fin de saison chaude (octobre), la couche de surface est chaude et dessalée, le milieu est fortement stratifié au niveau de la thermocline. L'installation des alizés provoque la remontée de la thermocline vers la surface. Les vents étant encore faibles et irréguliers, la stratification subsiste jusqu'au mois de décembre avant d'être progressivement détruite par diffusion turbulente. A partir de février et jusqu'en mai, la direction du vent se stabilise au nord-est et son intensité augmente (5 - 7 m/s). Le long de la côte se forme alors deux zones d'upwelling permanent séparées par une zone de convergence au nord de Dakar (vers Kayar) où les vents soufflent pratiquement perpendiculairement à la côte. Au nord de cette zone, l'upwelling s'éloigne de la côte en raison :

- de la topographie du plateau continental et de l'influence du Cap-Vert.
- du gradient de la composante méridienne du vent.

3.4.3.2 Upwellings dans le golfe de Guinée

- Les upwellings côtiers

Dans le golfe de Guinée se trouvent deux zones d'upwellings côtiers (figure 3.6; Herbland et al., 1983) :

- le long de la côte au nord de l'équateur entre 2° nord et 8° ouest.

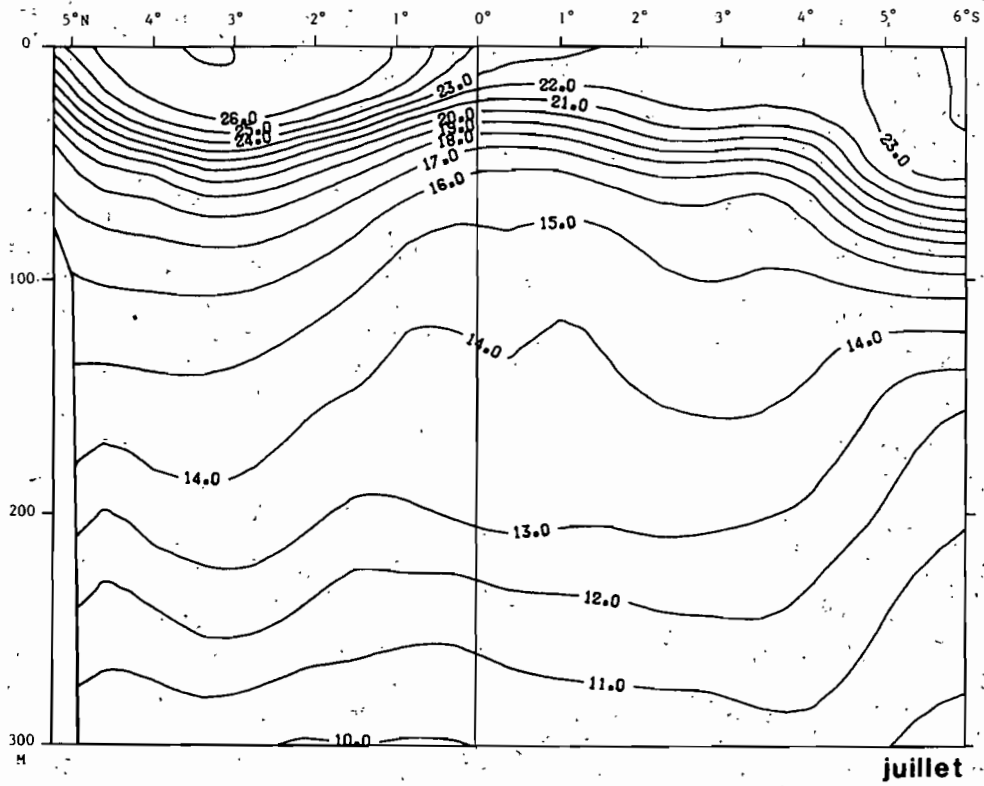
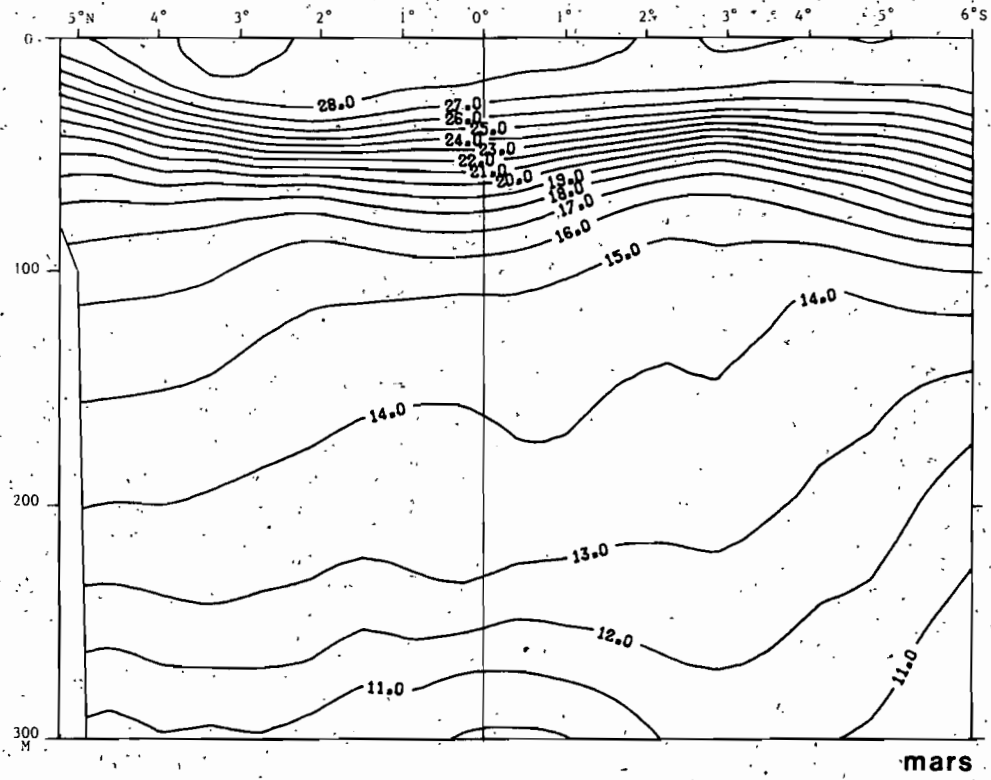


Figure 3.7 Coupes thermiques moyennes de 0 à 300 m entre Abidjan et 6° sud à 4° ouest. La remontée des isothermes en juillet à la côte (5° nord) et à l'équateur est bien visible. La température de surface est minimum entre 2° sud et 3° sud à cause de la divergence due aux vents.

mécanisme de cette remontée est maintenant mieux compris grâce à la théorie d'une action éloignée du vent (Remote Forcing).

3.4.3.3 Théorie du "remote forcing"

Moore et al. (1978) ont avancé l'hypothèse selon laquelle l'upwelling dans le golfe de Guinée serait la conséquence de l'augmentation de l'intensité des vents devant les côtes du Brésil. L'intensification des vents zonaux provoque une accumulation d'eau sur le bord ouest. A l'est de la zone d'action du vent une onde se propage vers l'est. L'équateur, à cause de l'annulation de la force de Coriolis, joue le rôle de guide d'onde ; cette propriété impose à l'onde générée, dite onde de Kelvin, de se propager le long de l'équateur. A l'arrivée sur les côtes africaines, cette onde se sépare en deux ondes de Kelvin côtières se propageant le long de la côte africaine vers le nord et vers le sud. Cette onde au cours de sa propagation le long de l'équateur et de la côte africaine soulève la structure thermique permettant à la thermocline d'arriver en surface. S'appuyant sur ce schéma:

* Servain et al. (1982) ont montré qu'il existait une bonne corrélation, avec un mois de retard, entre les anomalies interannuelles de la composante zonale de la tension du vent devant le Brésil et les anomalies interannuelles de la température de surface dans le golfe de Guinée.

* Picaut (1983) a montré que le signal de température de surface pendant la période d'upwelling se propageait :

- à partir de l'équateur, vers le sud le long de la côte sud.
- le long de la côte nord, vers l'ouest à partir du Togo-Bénin jusqu'au cap des Palmes.

L'explication de Moore et al. basée sur une augmentation soudaine du vent devant le Brésil est schématique. Dans la réalité la structure spatiale et temporelle du vent est complexe, et les intensifications et relaxations du vent se font de manière continue.

Les modèles numériques ont permis de préciser les mécanismes de la réponse de l'océan à l'action du vent (Cane, 1984 ; Busalacchi et Picaut, 1983 ; Du Penhoat et Treguier, 1985). Les variations continues du vent génèrent de multiples ondes qui se propagent et se réfléchissent sur les bords est et ouest du bassin. La superposition (reflexion + interférences) de l'ensemble de ces ondes contribue à l'état d'équilibre du bassin. Il est donc difficile de distinguer la propagation d'une onde individuelle. Schématiquement l'océan réagirait à l'équateur à la tension du vent intégrée sur l'ensemble du bassin, et pas seulement à la tension devant le Brésil.

3.4.4. Les dômes thermiques

Le terme dôme désigne une remontée de la thermocline qui affleure la surface sans jamais l'atteindre. Dans l'Atlantique intertropical, les dômes sont associés à la terminaison des contre courants subsuperficiels équatoriaux nord et sud ; ceux-ci sont permanents et se dirigent vers les pôles quand ils atteignent le continent africain. Cette rotation des courants provoque une circulation cyclonique qui crée sous la thermocline des dômes thermiques subsuperficiels permanents. Lorsque les conditions de vents et de pressions sont favorables à la remontée des sous courants en surface, ces dômes profonds émergent au niveau de la thermocline : c'est cette structure particulière qui prend le nom de dômes thermiques (Voituriez, 1981).

Dans l'Atlantique est, deux dômes ont été identifiés:

- Le dôme de Guinée, centré approximativement sur 12° nord - 22° ouest, et associé à la terminaison du contre courant subsuperficiel nord

rt 11 ms 10 0aoo e 1crl

(figure 3.9; Mazeika, 1967), apparaît au niveau de la thermocline en été (juillet à septembre). Il est associé au passage de la zone intertropicale de convergence, donc à des vents faibles et instables et à des pressions atmosphériques basses, conditions propices à l'apparition en surface du sous courant équatorial nord (Voituriez, 1981).

Par ailleurs le rotationnel du vent, positif sur la région à cette époque de l'année (synonyme d'une circulation cyclonique) provoque un départ de l'eau vers la droite du sens de rotation du vent (force de Coriolis), le déficit en eau au centre de cette circulation est comblé par une remontée de l'eau subsuperficielle qui accentue celle engendrée par les courants.

- Le dôme d'Angola est centré vers 10° sud - 9° sud et est associé à la terminaison du contre courant subsuperficiel sud. Toutefois son existence est incertaine et les estimations statistiques faites par Mazeika (1967) vers 10° sud - 9° est n'ont pas été réellement confirmées par les observations qui ont suivies. On observe bien une crête thermique subthermoclinale associée au sous courant équatorial sud mais pas au niveau thermoclinale ce qui aurait permis de parler d'un dôme. La permanence et l'intensité du vent dans cette région s'opposent par ailleurs à l'apparition d'un dôme thermoclinale, excepté peut-être en hiver (Voituriez, 1981).

3.5. PRODUCTION

3.5.1. Production primaire

Les zones de forte production identifiées dans l'Atlantique équatorial sont représentées sur la figure 3.6 (Voituriez et Herbland, 1982); ce sont :

- les upwellings côtiers des côtes au nord de l'équateur (Mauritanie, Sénégal, côte d'Ivoire, Togo, Bénin) et ceux au sud de l'équateur (Gabon, Congo, Angola).
- les dômes thermiques de Guinée et d'Angola.
- La divergence équatoriale.

Ces zones ne sont pas entièrement indépendantes car elles sont alimentées en eau centrale de l'Atlantique sud, riche en oxygène, par le système des trois contre courants subsuperficiels.

Les processus d'enrichissement sont différents suivant la structure thermique de subsurface :

- Les dômes correspondent à des crêtes thermiques; il s'agit donc d'un système à deux couches, dont la couche de mélange de surface est pauvre en nitrates.
- Les upwellings sont des zones où toute la structure thermique est remontée. La thermocline ayant crevé la surface, la couche homogène pauvre en nitrate a disparu.

Une des caractéristiques importantes de la zone euphotique de l'Atlantique intertropical est la permanence d'une structure verticale des paramètres physiques et chimiques. Herbland et al. (1983), l'ont dénommée "structure tropicale typique" ou STT (fig. 3.10; Costes, 1977). C'est une structure à deux couches : en surface, une couche chaude pauvre en sels nutritifs et en pigments chlorophylliens ; en dessous une couche froide riche en sels nutritifs. La nitracline qui coïncide toujours avec l'oxycline et le maximum de chlorophylle se situe statistiquement au-dessous de la thermocline lorsque la profondeur de celle-ci ne dépasse pas 50-60 m et au-dessus lorsqu'elle dépasse 50-60 m. Statistiquement le gradient de température dans la thermocline diminue lorsqu'elle s'enfonce; celle-ci ne joue plus alors le rôle de barrière pour la nitracline. Des observations faites à des époques et des

Distribution méridienne et zonale

La coupe à 4° ouest entre 5° nord et 24° sud (figure 3.14; Oudot, 1983) décrit bien la distribution méridienne en oxygène dans l'Atlantique équatorial est. La concentration de surface augmente progressivement vers le sud à cause du refroidissement des eaux qui accroît la solubilité de l'oxygène. Ce refroidissement permet par ailleurs à la couche homogène oxygénée de s'épaissir (elle atteint 150 m vers 20° sud). A l'équateur l'oxycline (couche de gradient vertical maximum) se rapproche de la surface et la teneur en oxygène présente un minimum (4.6 ml.l^{-1}); les remontées d'eaux profondes (divergence équatoriale) moins riches en oxygène appauvrissent la couche de surface. En subsurface la distribution en oxygène est fortement influencée par la circulation zonale. A l'équateur le sous courant équatorial transporte des eaux riches en oxygène (3.6 ml.l^{-1}). Un second maximum (3 ml.l^{-1}) est associé au contre courant subsuperficiel sud vers 4° sud - 5° sud. De part et d'autre de ces maxima apparaissent des zones épuisées en oxygène le long de la Côte d'Ivoire et vers 12° sud.

La figure 3.15 (Oudot, 1983) donne un exemple de distribution zonale dans le fond du golfe de Guinée entre Sainte Hélène et Luanda. Elle est caractérisée par un maximum (5 ml.l^{-1}) situé au-dessus de l'oxycline qui disparaît à l'approche des côtes ; ce maximum est le résultat d'une production photosynthétique.

Variations saisonnières (figure 3.16; Oudot, 1983)

Le refroidissement de la couche de surface entre avril et août augmente la concentration d'oxygène en surface. La différence est plus importante au sud qu'au nord, car les variations de température entre les deux saisons sont plus grandes. En saison chaude (avril), il apparaît un maximum d'oxygène au-dessus de l'oxycline, vers 20 m à 5° nord et 50 m à 10° sud. Ce maximum s'interrompt à l'équateur, il n'apparaît pas en saison froide (août). Le sous courant équatorial est plus riche en oxygène en avril qu'en août. Il n'apparaît pas de maximum vertical. Devant la Côte d'Ivoire, l'épaisseur de la couche homogène oxygénée (4 ml.l^{-1}) est réduite en période d'upwellings (juillet- octobre) et peut même disparaître lors d'upwelling particulièrement intenses.

3.6. CONCLUSION

Le bilan des connaissances actuelles sur le milieu dans la zone de l'étude montre bien l'importance des connaissances scientifiques actuelles dans ce domaine. Toutefois beaucoup de points d'interrogation subsistent, tant concernant certaines zones qui demeurent très peu étudiées (cas du dôme de l'Angola ou de la zone de pêche Liberia), que concernant en général les mécanismes d'enrichissement des eaux océaniques tropicales. Ce dernier problème fera l'objet au chapitre 7 d'un examen plus approfondi.

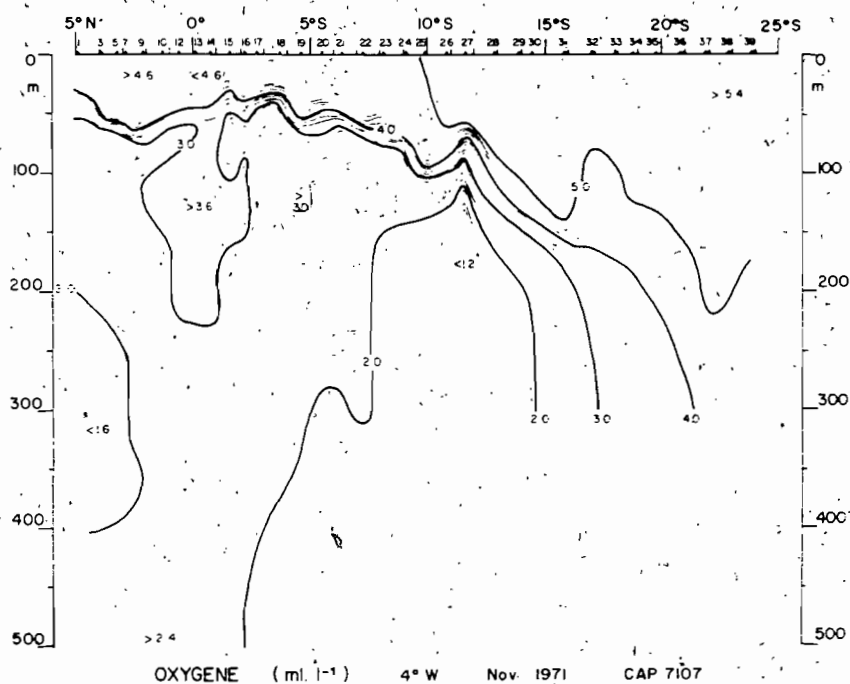


Figure 3.14 Distribution verticale d'oxygène dissous (ml.l⁻¹) le long du méridien 4° ouest en novembre 1971. La distribution de surface augmente progressivement vers le sud. On note un minimum en surface à l'équateur. En subsurface à l'équateur, on remarque le maximum relatif associé au sous-courant équatorial et l'appauvrissement des eaux le long de la côte (Oudot, 1983).

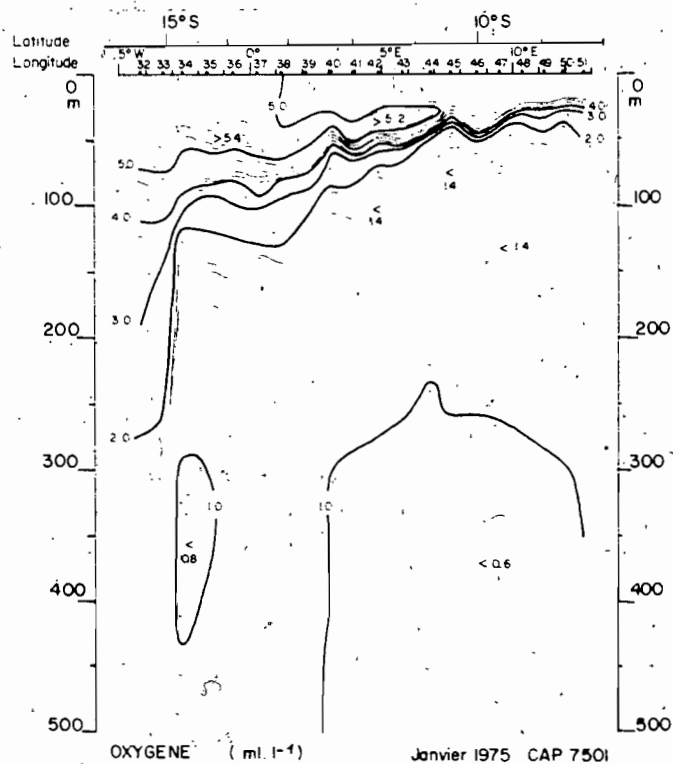


Figure 3.15 Distribution verticale d'oxygène dissous (ml.l⁻¹) entre Sainte-Hélène et Luanda en janvier 1975. Cette distribution est caractérisée par un maximum en subsurface, situé au-dessous de l'oxycline. Ce maximum se rapproche de la surface lorsqu'on se déplace vers l'est (Oudot, 1983).

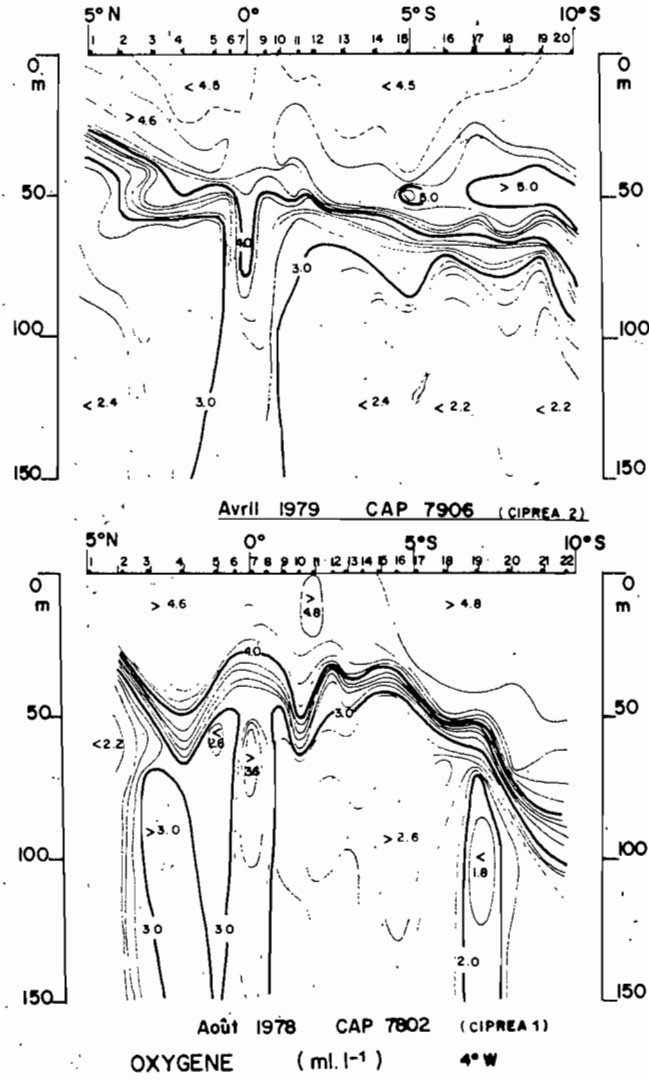


Figure 3.16 Distribution verticale d'oxygène dissous (ml.l^{-1}) le long du méridien 4° ouest en août 1978 et en avril 1979. Le refroidissement de la couche de surface en août permet l'augmentation de la teneur en oxygène de la surface. Le SCE est plus riche en oxygène en avril (Oudot, 1983).