

# Hydroclimat du Sud-Ouest de l'océan Indien et océanographie spatiale

DAVID GUYOMARD, MICHEL PETIT,  
MARTIN DESRUISSEAUX,  
JEAN-MICHEL STRETTA, LAURE GARDEL



*Makaira mazara* (Jordan & Snyder, 1901)

© P. Opic

## Caractéristiques générales connues de l'océan Indien

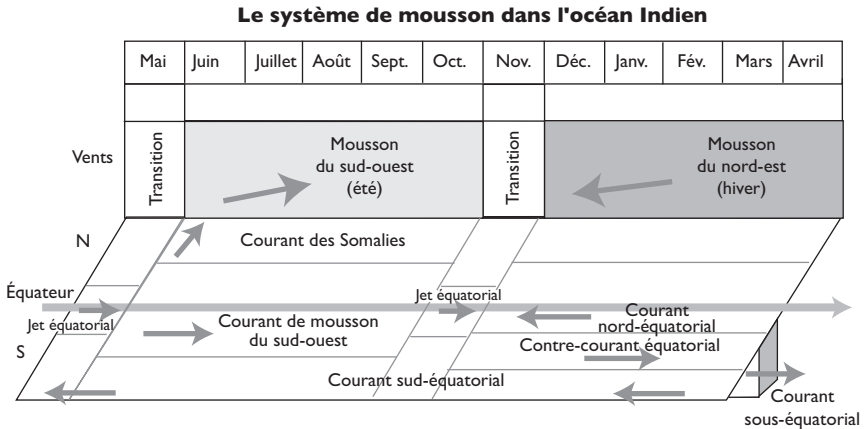
L'océan Indien est un des derniers océans étudiés par les océanographes et les connaissances sur les phénomènes qui le caractérisent sont relativement éparpillées. Nous présentons ici toutefois un florilège de ces acquis, en focalisant notre analyse sur sa partie sud-ouest.

### **Les moussons, un couplage atmosphère-océan aux conséquences à l'échelle du bassin océanique**

L'océan Indien est le moins étendu des trois grands océans mondiaux (49 millions de km<sup>2</sup> en prenant comme limite australe la séparation induite par les caractéristiques hydrologiques de l'océan Antarctique). Sa configuration, au regard des deux autres, le fait paraître comme un « demi-océan », sa partie boréale étant bordée au nord par l'imposante masse continentale asiatique. C'est d'ailleurs cette configuration particulière qui donne lieu à la deuxième particularité de cet océan, le régime de moussons.

Il existe une forte interaction météorologique et océanographique induite entre les masses d'air continentales et océaniques, par l'intermédiaire du phénomène de mousson. L'inversion des flux thermiques entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud au cours d'une année provoque un renversement des vents dominants à plus

de 90° entre l'été et l'hiver (fig. 17). La mousson concerne surtout la partie boréale de l'océan Indien. Ses conséquences sont observables sur ses bordures est et ouest (nord du canal de Mozambique) et elles se font sentir jusqu'aux latitudes australes de 10 à 20° S (LEBLANC, 2001).



▽ Fig. 17

*Le système des moussons dans l'océan Indien  
(Flinders Institute for Atmospheric and Marine Sciences, cité par LEBLANC, 2001).*

La mousson dite « de nord-est » concerne les mois de novembre à avril, soit la saison d'été austral. Les vents dominants sont établis conformément au gradient de pression nord-sud, entre les masses d'air sec d'Arabie, chargées en humidité au-dessus de la mer d'Arabie d'une part et les masses d'air de basse pression de la zone de convergence intertropicale, d'autre part (ZCIT). À l'équateur, une zone de basses pressions à la circulation faible et instable, s'établit un flux d'alizés de sud-est assez faible. Inversement un faible flux vers l'ouest à travers tout l'océan s'établit entre l'Inde et l'équateur, ce qui fait qu'un flux inverse de sud doit se produire sur la côte africaine. La mer d'Arabie et le golfe du Bengale sont occupés par des courants variables durant cette saison.

La mousson de « sud-ouest » s'établit entre les mois de mai et octobre, en hiver austral. Les masses continentales asiatiques surchauffées sont le siège d'ascendances, provoquant au nord de l'équateur un régime de vents orientés au sud-ouest. Le flux de mousson de sud-ouest est plus intense. Ce flux, qui traverse l'équateur est une prolongation du flux d'alizés. Il renverse les flux, faisant tourner sur elles-mêmes les cellules anticycloniques de la mer d'Arabie et du golfe du Bengale, en établissant un flux vers l'est à travers l'océan au nord de l'équateur et, plus intensément, un courant profond et rapide vers le nord le long de la côte de Somalie (le Jet de Somalie). De fait, le courant (côtier) de Somalie s'inverse vers le nord, modifiant à l'extrême les conditions hydro-biologiques de la zone avec l'apparition d'un upwelling de façade orientale de continent.

Dans l'hémisphère austral de décembre à mars, les cyclones se développent dans la ZCIT active (55° E-95° E, 6° S-15° S), quand les eaux sont chaudes (28 °C à 30 °C) et l'atmosphère humide sur une grande épaisseur. Les cyclones suivent alors la circulation générale d'est en ouest, au sud de 8° S et rencontrent sur leurs trajets les Mascareignes et Madagascar.

Comme la réponse de l'océan est décalée, souvent d'un mois, les extrêmes dans la circulation océanique apparaissent en février et en août. À l'inter-mousson (avril-mai et octobre-novembre), une transition s'établit entre ces deux régimes, avec un fort flux d'ouest en est à l'équateur. Du fait de ce phénomène des moussons, il n'existe pas de réel upwelling équatorial dans l'océan Indien, les vents n'étant pas réguliers à travers l'équateur comme dans le Pacifique ou l'Atlantique (LEBLANC, 2001). Une autre conséquence est un niveau moyen de la mer proche de zéro, ce qui ne sera pas sans importance sur le calcul de l'anomalie du niveau de la mer déduit des mesures altimétriques.

LONGHURST (1998) cite d'autres caractéristiques particulières à l'océan Indien : les bassins d'évaporation de la mer Rouge et du golfe Persique, le bassin de dilution du golfe du Bengale très estuarié, les effets du renversement de mousson à travers l'archipel indonésien, l'eutrophisation saisonnière et dynamique du nord-ouest de la mer d'Arabie et enfin les latitudes basses extrêmement oligotrophes, en plein océan.

## **Les courants principaux de l'océan Indien**

Du fait des moussons et de la configuration particulière de ce « demi-océan », les grands systèmes de courants de l'océan Indien sont très variables (fig. 18). Nous nous intéresserons ici principalement à la partie occidentale et australe de l'océan Indien, où l'activité de la pêche palangrière réunionnaise est la plus concentrée.

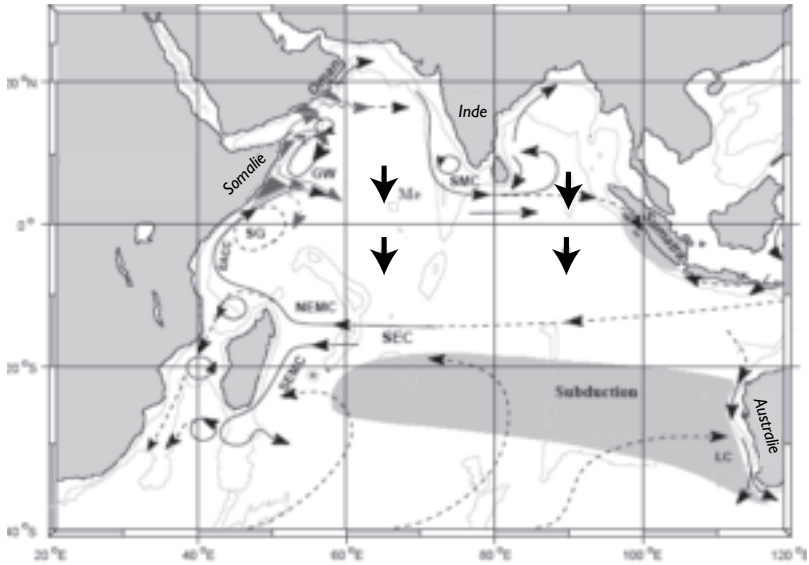
La description des courants est issue de LEBLANC (2001).

### **LES COURANTS ÉQUATORIAUX**

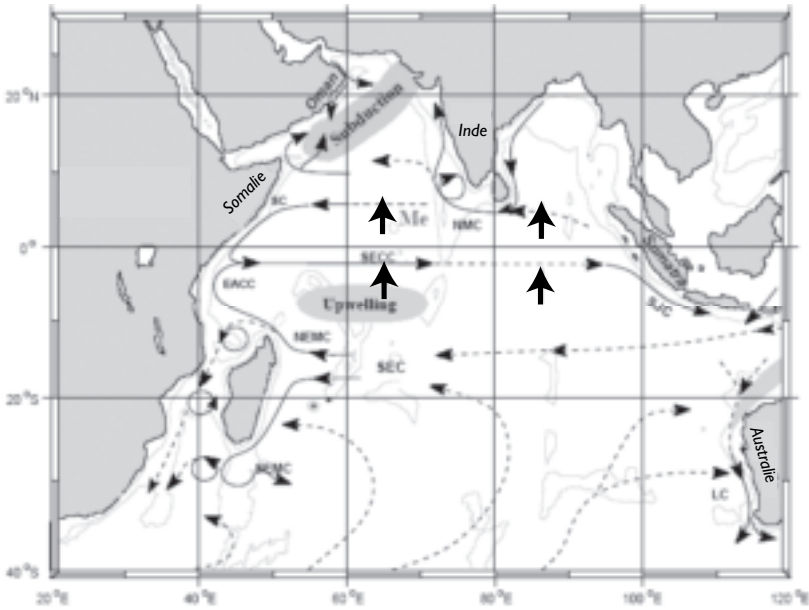
#### ***Les courants de surface de la mousson***

On distingue trois courants, généralement plus forts que dans l'Atlantique et le Pacifique (avec une vitesse moyenne de 0,8 m.s<sup>-1</sup>) :

- le courant nord-équatorial (CNE ou NEC en anglais) qui porte vers l'est, entre 5° N et 2° S, se renverse à la mousson de sud-ouest (juin-septembre) pour devenir le courant de mousson de sud-ouest ;
- le contre-courant équatorial (CCE ou ECC) entre 2° S et 8° S, faiblit pendant la mousson de sud-ouest et se combine avec le courant de mousson du sud-ouest précédemment cité ;
- le courant sud-équatorial (CSE ou SEC) qui occupe une région au sud de 8° S, avec des vitesses rarement supérieures à 0,3 m.s<sup>-1</sup> ; son flux est plus fort pendant la mousson de nord-est que pendant celle de sud-ouest.



↓ Transport d'Ekman de part et d'autre de l'équateur



EACC : East African Coastal Current  
 ECC : Equatorial Counter Current  
 GW : Great Whirl  
 Me : Ekman transport  
 NEMC : North East Madagascar Current

SC : Somali Current  
 SEC : South Equatorial Current  
 SEMC : South East Madagascar Current  
 SG : Southern Gyre

▽ Fig. 18

Circulation générale des courants de surface dans l'océan Indien, en été (haut), en hiver (bas).  
 (Source : SCHOTT et al., 2002)

### Les jets inter-mousson

Pendant les périodes de transition (avril-mai et octobre-novembre), des jets s'installent vers l'est à des vitesses de  $0,7 \text{ m.s}^{-1}$  ou plus. Ces courants font 500 km de large, le long de l'équateur.

### Le sous-courant équatorial

Plus présent dans la partie occidentale du bassin océanique, il est souvent associé aux vents dominants soufflant de l'est. Ce stress de surface correspond à une élévation du niveau de la mer. Il est compensé par un gradient de pression zonal entre les frontières du bassin. Ce gradient disparaît à la mousson de sud-ouest. Le phénomène est le même que dans le Pacifique et l'Atlantique.

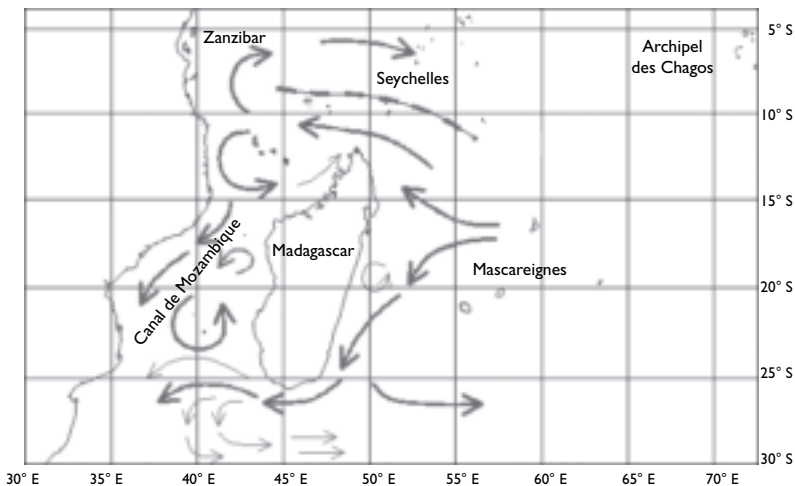
### LE COURANT SUD-ÉQUATORIAL ET LES ONDES DE ROSSBY ASSOCIÉES

Le courant sud-équatorial (CSE) sépare le vortex cyclonique tropical au nord de celui anticyclonique subtropical au sud.

La variabilité saisonnière dans la latitude du CSE est générée par le cycle annuel des vents (est de  $100^\circ \text{ E}$ ) et se propage avec une onde de Rossby vers l'ouest à la vitesse d'environ  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ .

Ces ondes sont en partie bloquées par l'arc des Mascareignes (Maurice-Rodrigues). De mars à juin, un tourbillon (« eddy » en anglais) cyclonique (dans l'hémisphère sud, il tourne dans le sens des aiguilles d'une montre) se forme à l'est de cet arc entre  $10^\circ \text{ S}$  et  $12^\circ \text{ S}$ , à cause d'interactions non linéaires entre les ondes longues de Rossby et les ondes courtes de Rossby reflétées. À partir de juillet, ce tourbillon devient assez petit pour qu'il traverse le passage Seychelles-Maurice ( $12^\circ \text{ S}$ - $13,5^\circ \text{ S}$ ) et continue vers l'ouest. Cette oscillation advective semble être la source d'oscillations de la surface de la mer de 70 jours de période, observées sur la côte est malgache (LEBLANC, 2001).

### LE COURANT CÔTIER EST-AFRICAÏN



▽ Fig. 19

Courants principaux du sud-ouest de l'océan Indien.

Une partie du CSE passe donc dans le passage Seychelles-Maurice ( $12^{\circ}$  S- $13,5^{\circ}$  S) vers la côte malgache, tandis qu'une partie substantielle bifurque vers le sud, en évitant l'arc Mascareignes, puis vers l'ouest (entre  $17^{\circ}$  S et  $19^{\circ}$  S, fig. 19).

La partie nord qui passe à travers l'arc Mascareignes dépasse le cap d'Ambre (au nord de Madagascar) et continue vers la côte est-africaine où elle alimente le courant côtier est-africain (EACC en anglais). Ce courant coule vers le nord toute l'année entre  $11^{\circ}$  S et  $3^{\circ}$  S, avec des vitesses de plus de  $1 \text{ m.s}^{-1}$  en hiver austral, saison de la mousson du sud-ouest.

En été austral (mousson de nord-est), le courant côtier est-africain rencontre le courant de Somalie vers  $3^{\circ}$  S et forme avec lui le contre-courant équatorial vers l'est à la surface.

#### LE CANAL DE MOZAMBIQUE ET LE COURANT DES AIGUILLES

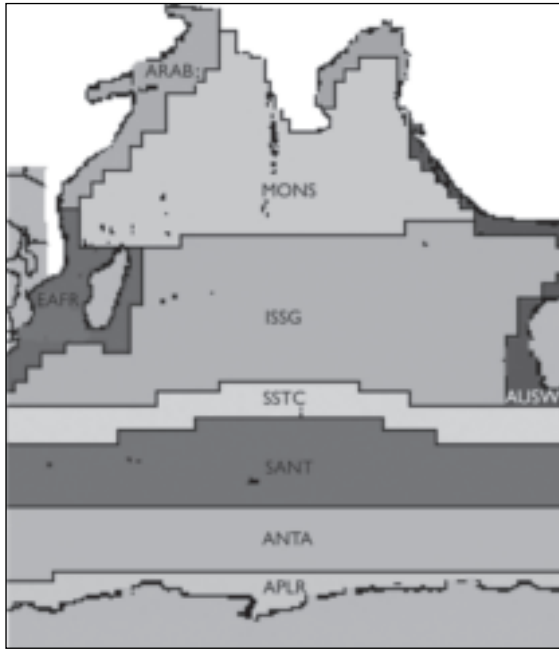
Le courant du Mozambique, le courant est-malgache et le courant des Aiguilles vont tous en sens inverse des vents dominants pendant la mousson de sud-ouest. Les vents près de l'Afrique du Sud sont tous d'ouest ou sud-ouest toute l'année. Le courant des Aiguilles est un des courants les plus forts au monde ( $1,6 \text{ m.s}^{-1}$ , avec de faibles variations, mais des pics de  $2,5 \text{ m.s}^{-1}$ ) : il semble surtout constitué par le courant est-malgache, le courant du Mozambique étant moins important.

### **Les principales régions biogéographiques, d'après LONGHURST (1998)**

Longhurst a établi une classification biogéographique des océans mondiaux à partir de données récentes, issues principalement des capteurs satellitaires de couleur de l'eau (*Coastal Zone Color Scanner* : CZCS), qui ont fourni une description à la fois globale et dynamique des phénomènes de surface (climatologie saisonnière et phénomènes particuliers). Il a aussi intégré les études des grands phénomènes physiques océanographiques (courantologie générale, campagnes océanographiques) en les couplant avec ces données télémétriques. L'intérêt de cette classification, communément acceptée dans la communauté océanographique, réside dans le fait que l'auteur a pris soin de ne pas généraliser une méthode unique pour toutes les régions de l'océan mondial, mais plutôt de synthétiser les connaissances issues de ces différentes sources afin de dégager les caractéristiques essentielles à ses yeux pour la détermination de provinces biogéographiques homogènes.

L'île de La Réunion, et les eaux dans lesquelles se distribuent les captures de la pêcherie palangrière réunionnaise, se situent à la limite de trois grandes provinces décrites par Longhurst : la province du vortex indien de mousson (appelée MONS), la province du vortex indien subtropical sud (appelée ISSG) et la province côtière est-africaine (appelée EAFR). Les deux premières sont à classer dans les grandes régions océanographiques globales (*trades provinces*) tandis que la troisième est une région côtière (fig. 20).

Cette configuration donne à la région qui nous intéresse des caractéristiques « hybrides » de ces trois provinces et sa description océanographique n'en est



APLR : Austral Polar Province  
ANTA : Antarctic Province  
SANT : Subantarctic Water Ring Province  
SSTC : South Subtropical Convergence Province  
ISSG : Indian South Subtropical Gyre Province  
AUSW : Australia Indonesia Coastal Province  
EAFR : Eastern Africa Coastal Province  
MONS : Indian Monsoon Gyre Province  
ARAB : Northwestern Arabian Upwelling Province

▽ Fig. 20

*Provinces biogéographiques de l'océan Indien selon LONGHURST (1998).*

que plus complexe. C'est pourquoi nous avons choisi de reprendre la description détaillée de ces trois provinces par Longhurst, afin de préfigurer des caractéristiques susceptibles de la concerner.

### LE VORTEX INDIEN DE MOUSSON (MONS)

Il s'étend depuis 10° S jusqu'aux limites au large des provinces côtières au nord. Il comprend le sud du golfe du Bengale et de la mer d'Arabie et subit l'influence du plateau des Maldives, orienté nord-sud au milieu de l'océan. Il peut être considéré comme une sorte de prolongation du bassin d'eau chaude (*warm pool*) du Pacifique ouest.

Une zone frontale à 10° S sépare les eaux faibles en oxygène et peu salées au nord des eaux riches et salées du sud ; c'est un front de convergence qui se situe sur le flanc équatorial du flux du courant sud-équatorial (qui coule vers l'ouest de manière permanente). Dans l'est de la province, elle est moins marquée et la limite entre les domaines tropical et subtropical se situe autour de 20-22° S, vers 110° E.

En mousson de nord-est (été austral), quand le vortex anticyclonique de la mer d'Arabie s'affaiblit, un flux vers l'ouest à travers l'océan s'établit (c'est la dérive

de mousson de nord-est ou courant nord-équatorial), entre 2° N et le sud du continent indien. Ce flux s'initie dans le golfe du Bengale et se joint aux eaux qui ont été transportées vers l'ouest à travers l'archipel indonésien. De fait, la salinité de surface est faible dans la partie orientale de cette province pendant la saison. Le flux divergent à l'équateur (upwelling équatorial) est ici moins développé que dans les autres océans : c'est en février-mars qu'il est le plus intense. Les images du capteur CZCS dans l'océan Indien confirment que la divergence équatoriale est relativement faible et éphémère : un flux d'ouest convergent au sein du jet équatorial indien (600 km de large) apparaît même à la transition entre les moussons de sud-ouest et nord-est. Ce flux ne supporte pas les mêmes effets biologiques que la divergence équatoriale dans les autres océans.

Le courant côtier dirigé au sud qui se développe le long de la côte est-africaine pendant la mousson de nord-est retourne vers l'est au sein du contre-courant sud-équatorial le long de la pente nord du front thermique vers 5-10° S. La convergence a ainsi lieu vers 2-5° S entre le courant nord-équatorial et le contre-courant sud-équatorial.

En hiver austral, l'établissement de la mousson de sud-ouest fait disparaître la circulation hivernale et, en avril-mai, force le renversement du courant nord-équatorial vers l'est en tant que courant de mousson de sud-ouest, de 5° S à 10° N environ. Ce courant SMC est associé à une thermocline établie proche de l'équateur. À la même saison, un vortex anticyclonique s'établit dans la mer d'Arabie. Le flux du jet de Somalie maintenant établi au nord passe aux alentours de la bordure est de ce vortex et s'oriente à l'est en tant que courant de mousson de sud-ouest, à la même latitude qu'occupait le courant nord-équatorial en été austral. Le courant profond équatorial de l'océan Indien est singulier en ce sens qu'il n'est pas présent à l'échelle entière de l'océan et qu'il n'est pas permanent : il n'y a donc pas de friction due au vent (*wind stress*) vers l'ouest toute l'année et donc pas de dérive vers l'ouest due au vent qui doit être compensée par un flux de retour de subsurface. On a ici juste besoin de s'intéresser au jet de surface équatorial (large de 600 km) qui coule vers l'est le long de l'équateur brièvement à chaque transition de mousson, en avril-mai et septembre-octobre.

La province entière a une thermocline permanente, habituellement vers 30-50 m, à l'exception de l'île indonésienne de Sumatra où elle s'approfondit vers 100 m en mousson de sud-ouest. Dans la zone des courants de mousson de sud-ouest, la thermocline est plus proche de la surface, plus fine et plus marquée dans l'ouest et plus profonde, plus épaisse et plus faible dans l'est car forcée par une friction due au vent d'est dans la région équatoriale et le transport résultant dans le contre-courant équatorial.

Une importante couche pauvre en oxygène se situe sous la thermocline à des profondeurs intermédiaires à travers la majeure partie de la mer d'Arabie orientale, s'affaiblissant progressivement vers le sud à travers le front hydrochimique décrit précédemment. Cette couche est maintenue par le lent passage d'eaux australes à ces profondeurs, déjà déficientes en oxygène, combinées à la



grande consommation d'oxygène résultant d'un fort taux de plongée de matériel organique issu de blooms algaux proches de la surface.

Le vortex de la mer d'Arabie est un système bien établi et confiné. Mais cette province à part entière ne nous concerne pas ici. De même, le vortex du golfe du Bengale, à la circulation plus faible qu'en mer d'Arabie et moins prévisible, se trouve trop éloigné de nos zones de pêche pour être d'un intérêt direct. Néanmoins, certains cyclones tropicaux qui peuvent intéresser les Mascareignes naissent dans ces eaux chaudes.

#### **Réponse biologique et écologie régionale**

Dans la province MONS la chlorophylle de surface est faible ( $< 0,05\text{-}0,1 \text{ mg.m}^{-3}$ ), sauf en mer d'Arabie et dans les régions côtières (fig. 24). En mousson de nord-est, les valeurs sont à leur minimum, les nitrates étant absents de la surface sauf en zones côtières où existent quelques tâches isolées, particulièrement à l'extrémité nord du golfe du Bengale, du fait d'estuaires de fleuves ou de dômes émergents de tourbillons (*eddies*) cycloniques, ainsi que dans l'est de la province où existe un flux à travers l'archipel indonésien.

La divergence équatoriale et la production équatoriale sont faibles. Il n'existe aucun bloom phytoplanctonique équatorial à aucune saison dans l'océan Indien. Il n'y a que dans la zone occidentale du bassin, où existe un faible flux orienté au sud le long de la côte africaine en hiver boréal qui se réfléchit vers l'est, qu'apparaît un bloom aligné sur l'équateur, qui peut parfois s'étendre jusqu'aux Maldives. La partie côtière de ce phénomène est due à un upwelling de tourbillons dans la zone de réflexion.

En hiver, le refroidissement et l'approfondissement de la couche de mélange du sud de la mer d'Arabie induisent un faible bloom algal atteignant seulement environ  $0,2 \text{ mg.m}^{-3}$ , variant en intensité et en étendue selon les années. Toutefois quand le processus est actif, l'augmentation du signal de chlorophylle, observé par le capteur CZCS, se situe le long d'un arc à travers l'ensemble du vortex de mousson vers le pôle aux environs de  $15^\circ \text{ N}$ . La ligne méridionale des Maldives le long de  $73^\circ \text{ E}$  forme une structure sur les images de CZCS : en été austral avec un flux vers l'ouest le long de cette ligne, l'augmentation de chlorophylle-*a* a lieu à l'ouest, dans le sens du courant. La situation est inverse en hiver austral, quand le sens du courant s'inverse.

L'inter-mousson de printemps boréal (mai) est la saison oligotrophe extrême et des valeurs moyennes ( $> 0,1 \text{ mg.m}^{-3}$ ) restent seulement observables en mer d'Arabie sur de petites taches côtières. Quand la mousson de sud-ouest s'installe dans les mois suivants (juin, juillet), et avec la réponse rapide de l'océan, les valeurs de surface des nitrates augmentent. Près de la zone d'upwelling en mer d'Arabie, la réponse biologique est suffisamment rapide pour que les nitrates de surface soient indétectables, ou n'apparaissent qu'au sein de taches temporaires ( $< 0,5 \text{ mg.m}^{-3}$ ). Les valeurs de chlorophylle en surface atteignent plus de  $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$  sur la partie ouest et nord du vortex de mousson, alors que les valeurs les plus faibles apparaissent dans la moitié orientale du bassin de la mer d'Arabie.

Le minimum d'oxygène profond (vers environ 200-500 m) de la mer d'Arabie s'étend sur la plus grande partie du nord de l'océan Indien. Cependant, il a un impact apparemment faible sur la distribution verticale du mésoplancton au-delà de la mer d'Arabie. La distribution verticale des genres planctoniques tropicaux typiques suit celle du Pacifique est.

**En résumé**

La profondeur de la pycnocline (profondeur où la densité de l'eau varie verticalement de manière rapide) répond au flux du courant de Somalie, mais reste toujours plus superficielle que la profondeur euphotique. Il y a une augmentation marquée du taux de production primaire au début de la mousson de sud-ouest et du développement de l'upwelling côtier et peut-être une réponse (en mars) au mélange des vents de nord-est en été austral. La productivité au niveau de la zone DCM (*Deep Chlorophyll Maximum*) augmente de 20 % environ lorsque la concentration baisse. Le signe d'accumulation de chlorophylle suit celui de changement du taux de production primaire, indiquant une forte consommation ou un fort taux de perte.

**LE VORTEX INDIEN SUBTROPICAL SUD (ISSG)**

La province s'étend depuis le front hydrochimique vers 10-15° S jusqu'à la convergence subtropicale vers environ 30° S. La frontière orientale est la frontière côtière australienne à la limite extérieure du courant de Leuwin et la frontière occidentale est la limite de la province de la côte africaine (EAFR), à la limite extérieure des courants des Aiguilles et est-malgache.

Une des caractéristiques de cette province est la présence de grandes zones de bancs peu profonds (hauts-fonds), de moins de 200 m de profondeur, qui s'étendent le long de l'arc Mascaraignes (Maurice-Seychelles, par Nazareth, Saya de Malha et le banc des Seychelles) (fig. 21, cf. cahier hors-texte).

La province est constituée par le vortex subtropical de l'océan Indien austral, pour lequel n'existent que très peu d'informations organisées. La circulation y est beaucoup plus variable que dans les autres océans, du fait de la variabilité liée aux courants de mousson dans l'océan Indien. En hiver austral, les vents dominants de sud-ouest traversent l'équateur vers le nord. La zone de convergence intertropicale arrive à s'étendre en travers du sous-continent indien le long du flanc sud de l'Himalaya en août. La circulation anticyclonique due aux vents au sud de l'équateur est alors complètement établie. Le tourbillon anticyclonique dû à la friction du vent s'étend d'environ 10-15° S jusqu'à la branche australe du vortex. Cet effet est plus fort en été austral et à l'automne, atteignant son intensité maximale vers 30° S. En été austral, quand la convergence intertropicale s'étend au sud de l'équateur, les vents et la circulation induite par le vent sont plus faibles et plus variables et la thermocline centrale traverse les hauts-fonds et se trouve subdivisée en une série de bassins distincts séparés par des crêtes moins profondes.

La crête zonale de la thermocline située vers environ 10° S est la limite du flux vers l'ouest du courant sud-équatorial de faible salinité sur sa pente sud et la limite du flux vers l'est du contre-courant sud-équatorial sur sa pente nord. Sous

la pente sud de la crête et ainsi sous le minimum de salinité, le front hydrochimique plonge vers le sud et sépare les eaux riches en nutriments/pauvres en oxygène du vortex de mousson des eaux pauvres en nutriments/riches en oxygène du vortex subtropical. La localisation de cette crête change saisonnièrement : en mousson de sud-ouest, quand le courant sud-équatorial se renforce, la crête thermique se déplace progressivement vers le nord (vers 5° S) et se rapproche de la surface, la profondeur de la couche de mélange (*Mixed Layer Depth*, MLD) étant alors inférieure à 30 m. Durant la mousson de nord-est, elle se situe vers 10° S et est plus profonde (MLD inférieure à 40 m).

La faible salinité de la masse d'eau transportée par le courant sud-équatorial a son origine *pro parte* dans la partie sud-est du golfe du Bengale et dans les eaux dessalées de l'archipel indonésien, ainsi que dans la ceinture de très fortes pluies (> 200 cm/an) de 3° N à 10° S, à l'est de 60° E. Ces dernières diluent les eaux de surface dans la partie nord du courant sud-équatorial. Enfin, il y a aussi un apport d'eau douce dans le courant sud-équatorial quand il passe au nord de Madagascar du fait des fleuves et de fréquentes précipitations. La profondeur de la couche de mélange homogène pourrait y être plus influencée par la salinité que par la température.

Bien que le flux de la zone de convergence intertropicale (ZCS) soit placé dans une province séparée, il est notable que le retour vers l'est à la limite polaire se fait le long de la ZCS, soit environ 40° S. Le cœur de ce flux est la bande de courant (ou jet océanique) du courant du sud de l'océan Indien, continuant depuis le courant de retour des Aiguilles jusqu'à la côte est de l'Australie. Le transport en masse dans ce jet océanique diminue progressivement vers l'est du fait que des tourbillons (*eddies*) et des méandres amènent de l'eau vers le centre du vortex. C'est la bordure de ce champ de tourbillons et de flux de méandres (nord, vers l'équateur) qui est proposée comme limite de la province ISSG.

À travers la province entière en été austral, la thermocline est plus superficielle dans l'ouest, plus profonde dans l'est et conduite par une friction due au vent vers l'est le long de la zone de convergence intertropicale. Au sud de 15-20° S, l'approfondissement de la couche de mélange pendant l'hiver austral jusqu'à 95-100 m, pour des valeurs estivales de 33-46 m, a lieu le long de la thermocline entre Madagascar et le nord-ouest de l'Australie, autour de quoi se produit la circulation du vortex. L'ensemble forme un vortex subtropical anticyclonique montrant des isoplèthes de nitrates plus profondes en région centrale qu'en périphérie. Ici aussi, comme dans les autres océans, cette remontée superficielle des nitrates est clairement et généralement reflétée dans les champs de surface de la chlorophylle.

#### **Réponse biologique et écologie régionale**

C'est une région de grande clarté de l'eau, où la chlorophylle de surface excède rarement 0,05 mg.m<sup>-3</sup>. Des flux divergents et des upwellings potentiels apparaissent sur la crête de la thermocline vers 10° S et devraient être reflétés dans le développement biologique en surface. En effet, un maximum de chlorophylle existe en hiver austral (juillet-octobre) avec des contenus chlorophylliens en surface qui peuvent atteindre 0,2 mg.m<sup>-3</sup> dans une région où ils atteignent

généralement  $0,05 \text{ mg.m}^{-3}$ . Cela se produit quand la couche de mélange s'approfondit à travers la zone euphotique et un entraînement de nutriments est susceptible d'apparaître. L'équilibre production/perte calculé d'après les données issues du capteur CZCS suggère que le couplage entre herbivores et phytoplancton est extrêmement proche : les taux d'accumulation suivent le développement de la production primaire très brièvement, puis déclinent bien avant que la productivité se relâche.

L'examen des données du capteur CZCS révèle des blooms saisonniers discrets associés aux bancs peu profonds de la ride océanique Maurice-Seychelles et des Chagos pendant l'hiver austral. Cela semble confirmer les suggestions précédentes selon lesquelles l'arc Maurice-Seychelles entraîne des divergences dans le courant sud-équatorial pendant la saison, amenant un enrichissement de surface sur le côté ouest (effet d'île). Des effets similaires apparaissent aux Seychelles elles-mêmes, qui se situent en travers de la crête thermique à  $10^\circ \text{ S}$ .

La meilleure source de données pour la zone se situe le long de la radiale  $110^\circ \text{ E}$ , au sud de Java : les données intégrées de production primaire montrent des valeurs similaires ( $40\text{-}60 \text{ mg.m}^{-2}$ ) de juin à octobre, de  $10^\circ \text{ S}$  à  $35^\circ \text{ S}$ , pendant le bloom saisonnier de l'hiver austral, bien qu'à la fois ce champ saisonnier et celui de la chlorophylle intégrée ( $< 20\text{-}30 \text{ mg.m}^{-2}$ ) soient spatialement assez hétérogènes. Fréquemment, un maximum éphémère apparaît à l'extrême nord de la radiale (province MONS). Le champ saisonnier pour la biomasse intégrée de zooplancton nocturne à 200 m montre de plus fortes valeurs entre  $10\text{-}12^\circ \text{ N}$  et  $30^\circ \text{ S}$ .

On peut interpréter le cycle saisonnier des provinces MONS et ISSG comme suit :

- printemps austral, début d'été : transport méridional (est-ouest) d'eau subtropicale dans la province MONS ;
- fin d'été : appauvrissement de la stratification thermique de la province ISSG ;
- automne : transport méridional d'eau tropicale dans la province ISSG ;
- hiver austral : enrichissement d'eau tropicale dans la province MONS par élévation dynamique du courant sud-équatorial.

Le couplage entre la production et la consommation est proche dans ces régions : pour les provinces MONS et ISSG, les taux de productions de nitrates, primaire et de biomasse zooplanctonique varient tous saisonnièrement d'environ 40-50 % par rapport à la moyenne annuelle, alors que la biomasse de phytoplancton (estimée par la concentration de chlorophylle) ne varie que de 20 % (fig. 25). Cela confirme ce que l'on constate d'après les données du capteur CZCS et de l'écologie des eaux chaudes. Cependant, en observant attentivement la succession trophique, on remarque le mécanisme suivant : dans la province MONS (eaux tropicales), le temps de développement de la biomasse zooplanctonique est bien corrélé à la productivité et aux nitrates. En revanche, dans la zone ISSG (eaux subtropicales), la chlorophylle est positivement corrélée à la productivité mais négativement au zooplancton. Cela pourrait signifier que la réponse de consommation est instantanée dans la province MONS mais décalée de plusieurs semaines dans la province ISSG.

### **En résumé**

Il y a un mélange modéré en hiver austral, quand la pycnocline se situe brièvement sous la zone euphotique (juin-août). Le taux de production primaire répond à l'apport de nutriments en liaison avec l'approfondissement de la couche de mélange. Il atteint un large pic en été-automne, initialement suivi d'une accumulation de biomasse. Toutefois, la consommation réduit la biomasse après deux ou trois mois d'accumulation quand la population d'herbivores se développe. Le pic de chlorophylle est ainsi bref et apparaît tôt dans l'année hydrologique.

### **LA PROVINCE CÔTIÈRE EST-AFRICAINE (EAFR)**

Cette province comprend la bordure côtière de l'océan Indien à l'ouest depuis le Kenya au nord jusqu'au cap de Bonne Espérance, incluant le canal de Mozambique et la côte est de Madagascar. La limite orientale est la limite du flux significatif des courants de frontière occidentale. On y inclue aussi la rétroflexion des Aiguilles, au sud de l'Afrique. On peut subdiviser cette province en quatre sous-provinces :

- la côte est-africaine équatoriale ;
- la région subtropicale de Madagascar ;
- la région tempérée des Aiguilles ;
- la rétroflexion des Aiguilles.

Les deux dernières sous-provinces ne sont quasiment pas exploitées par la pêche palangrière réunionnaise et ne seront décrites ici que succinctement.

### **Topographie du plateau continental et fronts de bordure de plateau et de marée**

Le long d'une grande partie de la côte est-africaine le plateau continental est étroit et quand il y a des récifs frangeants, comme au Kenya et en Tanzanie, le plateau a disparu. Sur les côtes est et ouest du canal de Mozambique, le plateau est plus large (40 km sur la côte ouest de Madagascar et 80 km au niveau de l'embouchure du Zambèze). Le plateau est aussi plus large (50 km) au niveau de la baie du Natal dans la région des Aiguilles. La zone la plus grande de ce plateau se situe entre la péninsule du Cap et Port Elizabeth et atteint 150 km au sud du cap des Aiguilles.

### **Caractéristiques de l'océanographie générale**

Le courant de bordure occidentale le long de la côte est-africaine comprend plusieurs entités océanographiques qui correspondent à autant de sous-systèmes écologiques :

- le flux côtier aux basses latitudes du courant est-africain variable en direction et en intensité avec la mousson ;
- le flux tourbillonnaire du canal de Mozambique ;
- le flux relativement rapide et direct le long de la côte est-malgache ;
- le courant des Aiguilles d'eau subtropicale du sud de Madagascar jusqu'à la péninsule du Cap ;
- la rétroflexion des Aiguilles au sud de l'Afrique.

Ces flux individuels qui combinent le transport du courant sud-équatorial depuis le nord de Madagascar jusqu'aux hautes latitudes représentent la composante

de retour vers le pôle du vortex subtropical sud de l'océan Indien (côté ouest). La profondeur saisonnière de la couche de mélange y varie de manière assez similaire, mais elle est forcée de manière différente sur toute la province. Pendant la mousson de sud-ouest en hiver austral (juin-septembre), il y a une tendance générale à l'inclinaison vers l'ouest de la pycnocline de l'océan Indien, il en résulte un approfondissement de la pycnocline le long de la côte nord de Madagascar, de 40-60 m à 80-100 m environ. Le mélange dû aux vents et la perte de chaleur à la surface se combinent pour approfondir la couche de mélange jusqu'à environ 100 m jusqu'au sud de Madagascar.

- *Le courant est-africain*

Ce nom est souvent appliqué au flux variable le long de la côte de Somalie jusqu'au canal de Mozambique. Vers environ 10° S, au nord de Madagascar, le courant sud-équatorial rencontre le continent africain et diverge vers le nord et le sud tout au long de l'année. Pendant l'été boréal, le flux de nord est continu avec le flux profond du courant jet de Somalie et s'y agrège. Ce jet de Somalie est induit par les forts vents de la mousson de sud-ouest. En été austral, le flux orienté au nord du courant sud-équatorial rencontre le flux vers le sud du courant de Somalie, renversé et plus lent, qui pendant cette saison s'étend le long de la côte africaine. Les deux courants divergent alors de la côte vers environ 2-3° S au large de Malindi (Kenya) et entrent alors dans le contre-courant sud-équatorial qui passe vers l'est à travers l'océan.

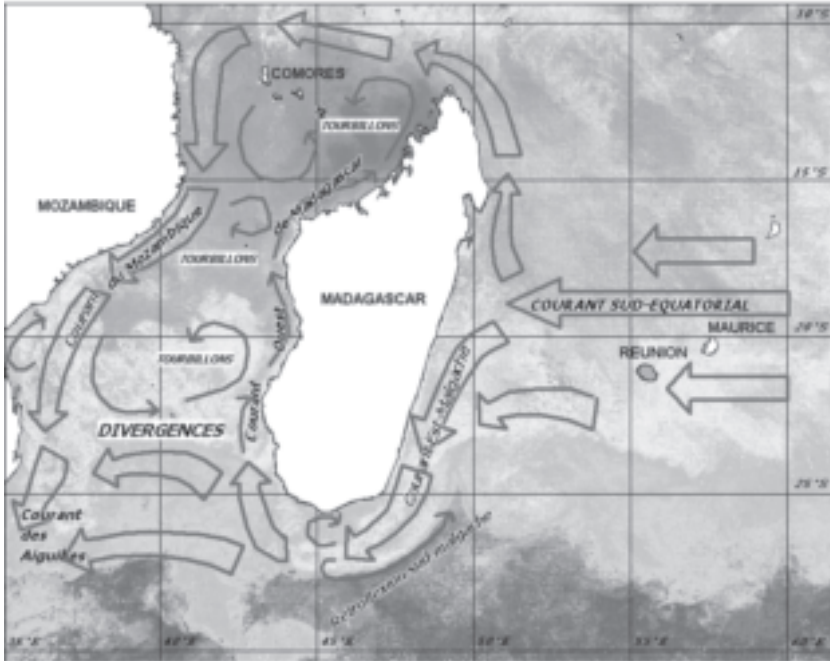
- *Le canal de Mozambique et Madagascar*

Le flux dans le canal de Mozambique est généralement orienté au sud, influencé par un champ de vortex anticyclonique à méso-échelle, ayant trois tourbillons majeurs (peut-être dus à la topographie), habituellement dans le nord, le centre et le sud du Canal. Le flux du Canal qui entre dans le courant des Aiguilles circule de nouveau à travers ces tourbillons et est donc intermittent.

Le long de la côte remarquablement linéaire de l'Est malgache, il y a un faible courant de frontière occidentale, avec un flux maximal pendant la mousson de nord-est. Selon LUTJEHARMS *et al.* (1981), ce courant est-malgache, étroit et intense, a toutes les caractéristiques d'un courant de façade occidentale (estimation du transport de masse à  $41,106 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  du même ordre de grandeur que le courant des Aiguilles, entre  $56,10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $62,10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ). La partie de grande vitesse est cependant limitée au talus de la pente continentale et la vitesse du courant décroît avec le flux, comme pour le courant des Aiguilles.

Le courant est-malgache suit la rupture du plateau continental quand celui-ci s'incurve du sud vers le sud-est, juste au sud de 25° S (LUTJEHARMS *et al.*, 1981). De son côté, LONGHURST (1998) note aussi que la topographie nord-sud de la crête de Madagascar, au sud de l'île, induit parfois une bifurcation du flux, directement dans le vortex subtropical par réflexion au sud de Madagascar. Le courant est-malgache alimente en général directement le courant des Aiguilles en surface. La réflexion du courant est-malgache est alors accompagnée par une activité intense de méandres et de tourbillons.

Selon LUTJEHARMS *et al.* (1981), il n'y a pas de lien direct entre le courant est-malgache et le courant des Aiguilles : pour ces auteurs, le premier ne semblerait



▽ Fig. 22

Courantologie des Mascareignes sur fond de carte de température de surface (STT)  
« vue » par satellite (d'après TCHERNIA, 1978 et LUTJEHARMS et al., 1981).

influencer le second que de manière sporadique. Le transport de masse de ce système de courants augmente fortement dans le sens du flux et les masses d'eau impliquées sont plus probablement issues du vortex subtropical de l'océan Indien austral dans l'ensemble et pas seulement du courant est-malgache (fig. 22).

- *Le courant des Aiguilles*

La force du courant des Aiguilles ne varie pas saisonnièrement pour les mêmes raisons que ces grands courants analogues, comme le Gulf Stream dans l'Atlantique nord à des latitudes similaires, où la friction due aux vents est transformée en mélange plutôt qu'en moment cinétique. C'est pourtant le plus fort de tous les courants de bordure occidentale et sa vitesse atteint fréquemment 5 nœuds.

Ce fort courant vers le sud est contrarié par la houle de tempêtes générées dans l'océan Austral (Antarctique) qui se propage vers le nord et qui peut ainsi doubler en amplitude par cette interaction. Ces très longues longueurs d'ondes et très grosses houles sont parmi les plus impressionnantes au monde.

L'origine du courant des Aiguilles se trouve dans la région de circulation très variable à l'extrême sud du canal de Mozambique, vers environ 25° S. Le flux est essentiellement continu depuis la baie de Delagoa (26° S) jusqu'à l'extrémité australe de l'Afrique.

- *La réflexion des Aiguilles*

C'est une structure unique et persistante située à l'endroit où le courant de bordure occidentale se retrouve sans topographie côtière à l'extrémité sud de l'Afrique et qu'il rencontre le courant orienté à l'est du flux de la circulation polaire. Ce système de réflexion est particulier, mais ces effets écologiques sont comparables à ceux des bancs des Aiguilles. On peut aussi le considérer comme une partie de la zone de convergence subtropicale du Sud, puisque son flux alimente directement le jet vers l'est autour du cœur annulaire de la zone de convergence.

**Réponses biologiques et écologie régionale**

La connaissance de l'écologie de cette province est fragmentaire, bien que les données du capteur CZCS puissent être pertinentes : du fait des faibles apports terrigènes et de matières en suspension, seule la sortie du « grand fleuve vert » Limpopo à l'extrémité sud du canal de Mozambique est bien observée sur les cartes issues des données du CZCS.

Le long de la côte est-africaine (Tanzanie et Kenya), un downwelling a lieu tout au long de l'année, mais spécialement pendant la mousson de sud-ouest quand le courant est le plus fort. Peu d'observations écologiques existent dans cette région au large de Daar-Es-Salaam et Zanzibar, à 5° et 6° S, qui devraient être typiques de l'ensemble de la baie est-africaine (0-10° S). Pendant la mousson de sud-ouest (mai-septembre), l'irradiance à la surface de la mer chute de 520 à 380 langley et la température de surface chute de 29,5 °C à 26 °C. La hauteur des vagues et les pluies sont aussi largement augmentées. Tout cela est associé à un approfondissement de la couche de mélange, une réduction de la chlorophylle et du nombre de grandes cellules algales et généralement une abondance plus faible du zooplancton. La production primaire planctonique est plus forte et les algues à grandes cellules sont plus diverses pendant la mousson de nord-est au large de Daar-Es-Salaam, quand la stabilité est plus forte dans la colonne d'eau, bien que les variations saisonnières ne soient pas très fortes : la chlorophylle de la couche de mélange est de 0,3-0,6 mg.m<sup>-3</sup> pendant la mousson de sud-ouest et de 0,5-1,0 mg.m<sup>-3</sup> pendant celle de nord-est. Un maximum d'azote dans la période de pré-mousson (février-mars) pourrait être associé à la fixation d'azote au cours de forts blooms de la cyanobactérie *Oscillatoria erythraea*.

À l'endroit où les flux convergents du courant est-africain et de la reverse du courant de Somalie quittent la côte en hiver boréal, il existe un upwelling dans la zone de réflexion vers environ 2° S au large de Malindi au Kenya et un bloom algal associé à cette réflexion est observé sur quelques images du CZCS, présentant un filament vers l'est aligné le long de l'équateur.

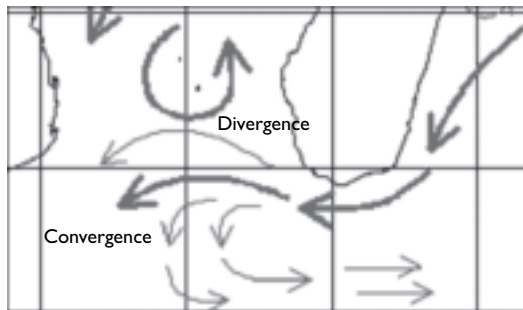
Au large du sud de l'Afrique, des upwellings locaux sont induits par la topographie dans le courant des Aiguilles, à l'aval des majeures proéminences côtières à 25° S et 34° S. Plus au nord, dans le même système de courant de bordure occidentale, le courant est-malgache induit un upwelling au large de la pointe sud de Madagascar (LUTJEHARMS et al., 1981). Le même phénomène se produit dans le courant du Mozambique sur la côte africaine durant la mousson de nord-est quand le flux est le plus fort. Ces blooms peuvent être observés sur



les images CZCS qui montrent un développement de chlorophylle dans l'axe du courant des Aiguilles, dans sa partie côtière. Au large de la côte ouest de Madagascar, des blooms apparents côtiers pourraient simplement refléter les estuaires de fleuves drainant les plaines côtières sur la côte ouest de l'île.

PITON et MAGNIER (1975) ont dressé un bilan des conditions favorables à l'exploitation thonière dans cette région de l'océan Indien : ils mettent en exergue le caractère potentiellement productif de la côte nord-ouest de Madagascar, du fait d'apports nutritifs terrigènes et de la circulation générale anticyclonique (convergence et concentration des éléments nutritifs), ils soulignent, toutefois, que la faiblesse des courants limite cette productivité. Dans le centre du canal de Mozambique, ils notent l'existence de zones ponctuelles d'enrichissement, mais souvent très variables, comme autour des « îles éparses » comme Juan de Nova.

Ils notent également que la zone entre la circulation anticyclonique du sud du canal de Mozambique et la partie sud du courant est-malgache (portant à l'ouest) crée les conditions favorables à des divergences de courants et au développement d'upwellings en surface. Inversement, le renversement des courants d'est-ouest dans le sud de Madagascar provoque une zone de convergence (fig. 23). Ce sont des conditions particulièrement favorables au développement de réseaux trophiques dans cette région (SINCLAIR, 1987 ; BAKUN, 1996). Les upwellings d'accrotes de plateau insulaire au large de Fort-Dauphin à l'extrême sud de Madagascar sont aussi des zones potentielles d'enrichissement.



▽ Fig. 23

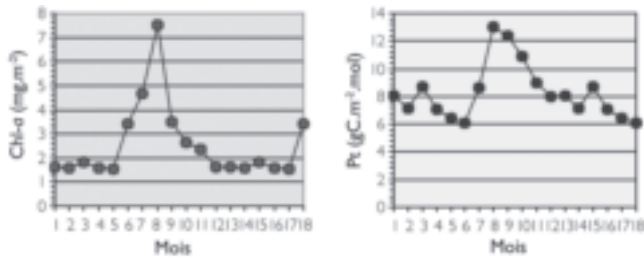
Convergence et divergence au sud du canal de Mozambique, du fait des courants  
(d'après PITON ET MAGNIER, 1975).

### En résumé

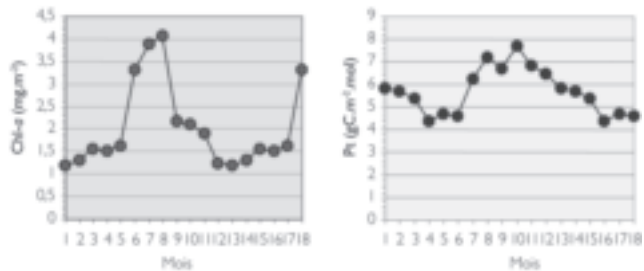
Dans le sud, en hiver austral, un approfondissement faible de la couche de mélange, dû au vent avec une thermocline qui s'approfondit vers l'ouest dans la région tropicale, occasionne une dépression du taux de production primaire et une pycnocline au-dessous de la profondeur euphotique, alors que la concentration chlorophyllienne saisonnière reste faible quand elle est intégrée sur cette longue province.

**QUELQUES ÉLÉMENTS SYNTHÉTIQUES QUANTITATIFS**

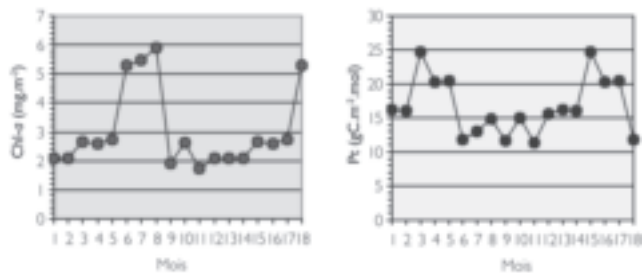
Les figures 24, 25, 26 synthétisent l'évolution des contenus moyens en chlorophylle-*a* et carbone dans les trois provinces biogéographiques qui nous concernent<sup>1</sup>. Ces trois graphiques indiquent un pic de productivité primaire (approchée par le contenu chlorophyllien) en période de mousson de sud-ouest



▽ Fig. 24  
Évolution des contenus moyens en chlorophylle-*a* et carbone dans la province MONS (d'après LONGHURST, 1998).



▽ Fig. 25  
Évolution des contenus moyens en chlorophylle-*a* et carbone dans la province ISSG (d'après LONGHURST, 1998).



▽ Fig. 26  
Évolution des contenus moyens en chlorophylle-*a* et carbone dans la province EAFR (d'après LONGHURST, 1998).

1. LONGHURST, 1998 (site internet : <http://www.mar.dfo-mpo.gc.ca>)

(de juin à août), pour les trois grandes régions (EAFR, MONS, ISSG). Cela montre la forte influence du régime de mousson sur la productivité globale de l'océan Indien. Mais l'auteur indique bien dans ses commentaires que cette productivité n'est pas également répartie et qu'elle est marquée par une forte variabilité spatio-temporelle et parfois une apparition très fugace (fort taux de perte, consommation rapide par le zooplancton...).

L'intégration du contenu en carbone est aussi très intéressante, car elle permet de rendre compte de l'ensemble du développement biologique. Elle met en évidence un décalage temporel dans l'enrichissement des eaux océaniques entre le nord et le sud de l'océan Indien : la province MONS présente un pic de carbone quasiment corrélé à celui de chlorophylle-*a* (au mois d'août), tandis que celui observé dans la province ISSG, beaucoup moins marqué (différence absolue sur l'année de seulement  $4 \text{ gC.m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$ , contre  $7 \text{ gC.m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$  dans la province MONS), se trouve décalé de 1 à 2 mois (septembre-octobre). La province EAFR, beaucoup plus riche que les précédentes, aussi bien en contenu chlorophyllien (pic à  $6 \text{ mg.m}^{-2}$ ) qu'en carbone (pic à  $25 \text{ gC.m}^{-2}$ ), montre là un décalage de près de dix mois entre le pic de chlorophylle (juin-août) et celui de carbone (mars-mai).

## L'océan Indien revisité par l'océanographie spatiale

Comme nous l'avons vu, les principaux paramètres issus de l'océanographie spatiale exploités au cours du Programme palangre Réunion sont la couleur de l'eau (exprimant un contenu en chlorophylle-*a* en  $\text{mg.m}^{-3}$ ), la température de surface de l'eau (SST<sup>2</sup>, exprimée en °C), la vorticité (issue du rotationnel des vents de surface) et l'anomalie de topographie de surface de l'eau, (SLA<sup>3</sup>, calculée par rapport au niveau moyen des océans et exprimée en cm) et de courants géostrophiques. Un paramètre supplémentaire a pu être exploité, qui est la bathymétrie du fond océanique obtenue à partir de mesures satellitaires gravimétriques (altimètres de Geosat, Topex/Poséidon et ERS1).

À la lumière des pages qui précèdent, issues principalement de l'océanographie physique, nous allons essayer de trouver les éléments du *paysage océanique* (PETIT *et al.*, 1994) qui sont couplés aux phénomènes intéressant l'halieutique pélagique. De ce point de vue, l'océanographie biologique a depuis longtemps tenté de classer les structures hydrologiques à méso-échelle susceptibles de provoquer l'enrichissement de surface profitable au développement de réseaux trophiques, jusqu'aux grands organismes pélagiques (SUND *et al.*, 1981 ; PITON *et* MAGNIER, 1975 ; POSTEL, 1969 ; STRETTA, 1991 ; UDA *et* ISHINO, 1958).

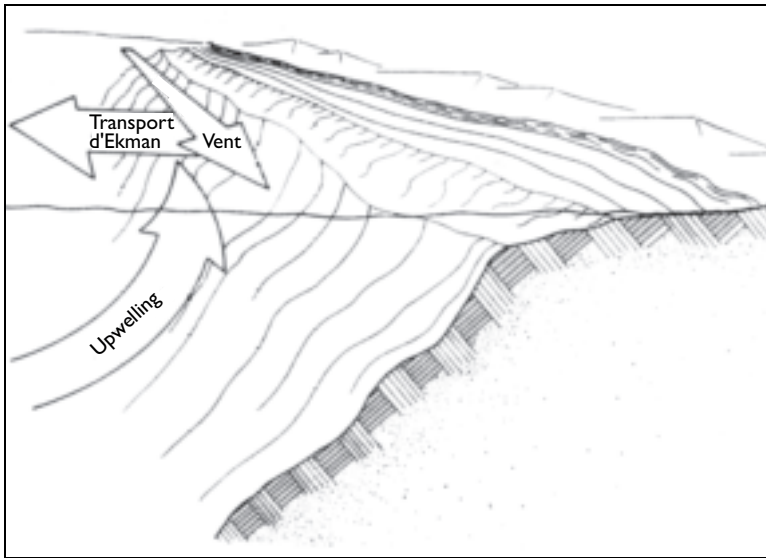
2. Sea Surface Temperature.

3. Sea Level Anomalies.

Ainsi STRETTA (1991) a établi une liste de ces structures dont nous nous inspirerons ici :

- *Les eaux côtières*

Ce sont des eaux subissant l'influence terrigène (ruissellement, fleuves avec effets de dessalure, objets flottants charriés...) et/ou situées au-dessus du plateau continental. L'auteur propose d'étendre cette définition aux eaux sous effets continentaux et structures de type upwelling. Les upwellings côtiers (fig. 27) notamment établissent des structures frontales en surface (fronts thermiques).



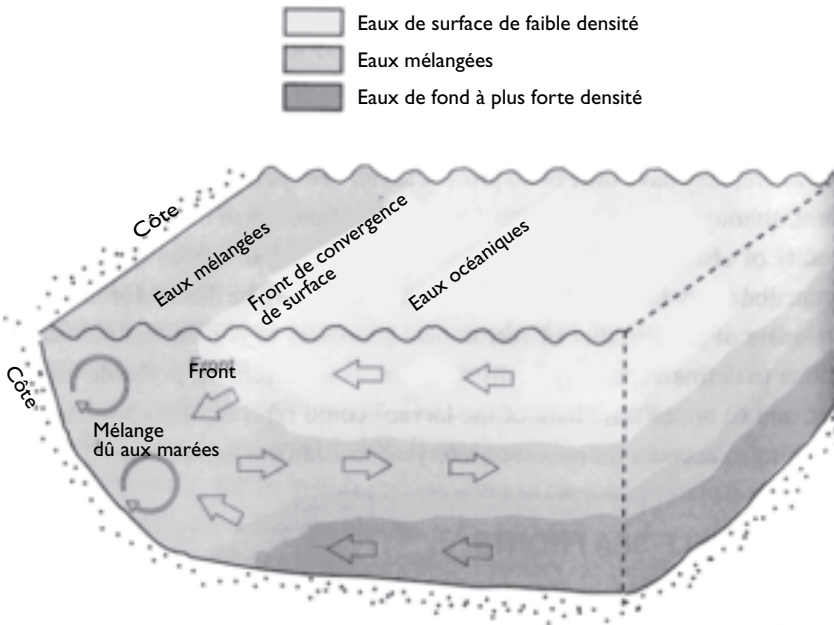
▽ Fig. 27

Schéma d'un upwelling côtier dans l'hémisphère nord (d'après BAKUN, 1996).

- *La zone de rupture du plateau continental*

C'est une zone située entre une isobathe précise (dans le golfe de Guinée, au large du Sénégal par exemple, c'est l'isobathe 200 m qui est repérée par les thoniers senners) et la limite du plateau. Le repérage de cette isobathe est très pratiqué en pêche sportive pour la recherche des poissons porte-épée. L'effet biologique de cette zone est lié aux phénomènes de courants qui remontent le long des pentes du plateau et enrichissent le milieu dans cette zone « de frontière » (écotone).

BAKUN (1996) décrit ces fronts proches des ruptures de plateau. Il précise que là où les effets des courants se contrebalancent, l'eau du large (plus salée et plus dense) plonge et s'évacue à mi-profondeur. Inversement, l'eau côtière moins dense que l'eau du fond, a tendance à s'évacuer vers le large. Se créent alors des zones de rétention, d'une part entre les courants vers le large à mi-profondeur et d'autre part à la côte, en surface et près du fond (fig. 28).

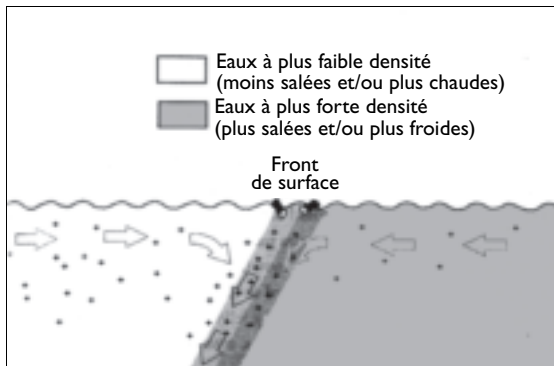


▽ Fig. 28

Schéma d'une zone de front de rupture de plateau (d'après BAKUN, 1996).

- Les zones de convergence

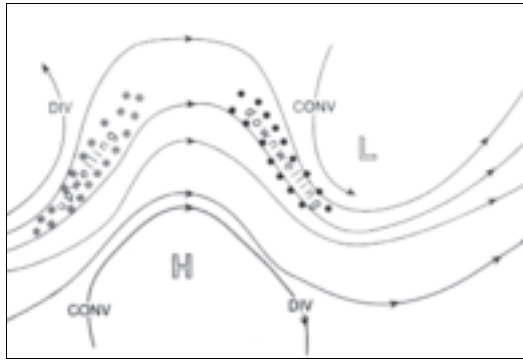
Elles sont souvent peu étudiées (à l'inverse des zones de divergence, siège de remontées massives d'eau profonde issue de couches plus riches en nutriments), elles représentent toutefois des zones de pêche non négligeables.



▽ Fig. 29

Schéma du processus de convergence amenant la concentration des matières en suspension et du plancton au niveau d'un front de densités d'eaux différentes (température, salinité) (d'après BAKUN, 1996).

En effet, comme divers auteurs l'ont décrit (BAKUN, 1996 ; PITON et MAGNIER, 1975 ; SINCLAIR, 1987), les zones de convergence, en concentrant les éléments nutritifs et (ou) en suspension (plancton notamment), favorisent le développement de réseaux trophiques localisés dans l'espace et le temps (fig. 29). BAKUN (1996) décrit notamment ce phénomène dans le grand système de courant du Gulf Stream, où divergence et convergence se succèdent le long de la bordure du courant principal (fig. 30). C'est aussi ce phénomène que PITON et MAGNIER (1975) décrivent au sud du canal de Mozambique (fig. 23).



▽ Fig. 30

*Schéma des zones de divergence/convergence se succédant en bordure d'un vaste courant océanique, comme le Gulf Stream (repris de BAKUN, 1996).*

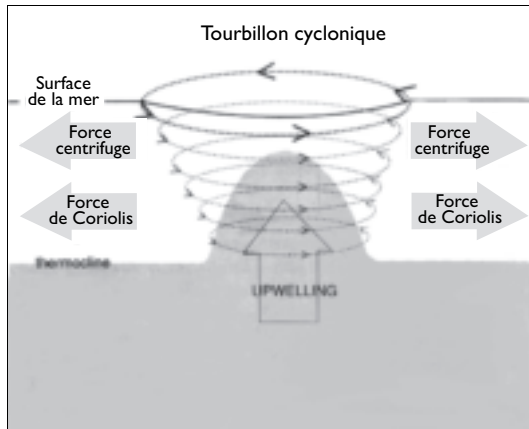
- *Les eaux issues de l'upwelling équatorial*

Peu productives en elles-mêmes, mais reprises par le vortex anticyclonique (gyre océanique), elles représentent une zone de pêche substantielle. Dans l'océan Indien, l'upwelling équatorial est beaucoup moins développé que dans les autres océans.

- *Les crêtes et dômes thermiques*

Dans l'Atlantique sud notamment en hiver boréal, la pression du vent induit une remontée verticale des isothermes sans qu'il y ait de refroidissement en surface. Cette remontée de la thermocline est favorable à la capturabilité des thonidés. Les juvéniles et les bonites sont particulièrement attirés par ces régions de forte variation verticale de la température. Un dôme thermique naît selon le même principe que la crête thermique, la remontée des isothermes étant ici plus localisée, sous la forme d'un dôme.

C'est ce type même de processus (fig. 31) qui peut être bien mis en évidence par le paramètre de vorticité (vorticité négative rémanente), avant qu'il ne soit marqué par les paramètres SST (température) ou Chl-*a* (indice chlorophyllien). Le même processus, mais inversé, donne lieu à des downwellings, sous l'effet de la convergence des courants au sein de tourbillons anticycloniques (*anticyclonic eddy*).

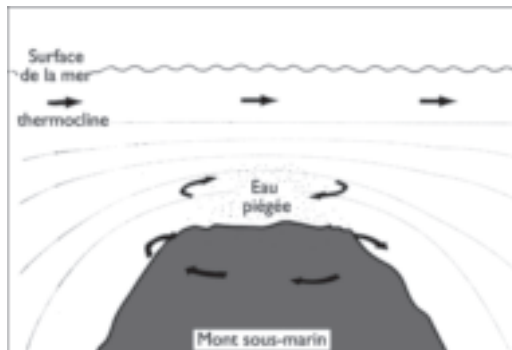


▽ Fig. 31

Schéma d'un upwelling de « haute mer », issu d'un tourbillon cyclonique sous l'effet du vent et induisant une remontée de la thermocline sous la forme d'un dôme dans l'hémisphère nord (d'après BAKUN, 1996).

- Les guyots ou monts sous-marins

Les hauts-fonds sous-marins, souvent le sommet de volcans sous-marins, favorisent les rassemblements de poissons (PETIT *et al.*, 1989). Notamment, le phénomène des colonnes de Taylor (BAKUN, 1996) induit la « capture » d'une masse d'eau, qui se trouve bloquée au-dessus du mont sous-marin et induit le même effet qu'une zone de convergence de courants, concentrant matière en suspension et organismes vivants (fig. 32).

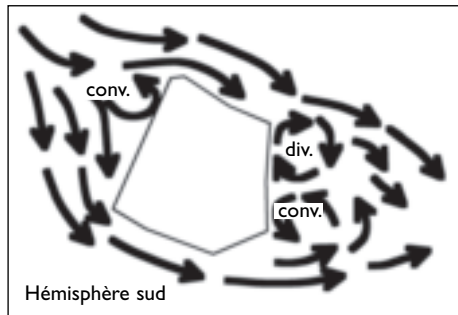


▽ Fig. 32

Schéma d'une colonne de Taylor stratifiée, se créant au-dessus d'un mont sous-marin en plein océan (d'après BAKUN, 1996).

- *Les effets d'îles*

On appelle « effets d'îles » les perturbations hydrologiques produites par une île au sein de la circulation océanique. Cela va être à l'origine d'un accroissement de la biomasse planctonique autour de l'île ou dans un site particulier (par exemple, sous le vent de l'île, fig. 33).



▽ Fig. 33

*Schéma des effets d'îles observés au vent et sous le vent d'une île, placée en travers d'un courant océanique (d'après UDA et ISHINO, 1958).*

- *Les eaux oligotrophes ou les eaux du large*

La couche homogène de surface, dépourvue de nitrates, est éventuellement favorable au développement des larves. L'enrichissement de ces eaux est le fait de phénomènes localisés dans l'espace et le temps, comme le développement de tourbillons cycloniques créant une divergence avec remontée d'eau profonde (vortex cyclonique, vorticité « positive ») ou une convergence avec plongée d'eau (déjà évoquée plus haut).

Ces phénomènes, particulièrement localisés et fugaces, correspondent à un élément essentiel du paysage océanique tropical en constituant en quelque sorte des « oasis » de nourriture dans un milieu relativement oligotrophe. Ils sont difficilement observables du fait des échelles de temps et d'espace employées dans la description du milieu hauturier, même avec les satellites actuellement opérationnels. L'utilisation du paramètre de vorticité pour repérer ces zones de tourbillon, sans pour autant présager de leur effet sur l'enrichissement nutritif réel de la zone ou de la concentration de proies de grands pélagiques notamment, est une piste qui est exploitée dans notre étude.

La télédétection spatiale permet de mettre en évidence certaines de ces structures. Nous présentons ici quelques exemples d'utilisation du Système d'information océanique (SIO) décrit dans la troisième partie de ce document et issus de la base de données satellitaires fournies dans le cadre du programme.



## **Eaux côtières, upwellings et downwellings**

L'upwelling de Somalie est particulièrement observable sur les cartes de températures de surface, de vorticité et de couleur de l'eau (fig. 34 et 35, cf. cahier hors-texte). Bien utilisé, l'outil satellitaire et le SIO fourni donnent l'extension, la dynamique et l'intensité en temps quasi réel du phénomène.

Au sud de Madagascar, les upwellings d'accotes de plateau en face de Fort-Dauphin, de même que les zones de divergence/convergence au sud du canal de Mozambique sont particul rement mis en évidence sur les cartes de température de surface et de chlorophylle. La vorticité, paramètre le moins conservatif, anticipe très bien ce type de phénomènes.

## **Effets d'îles**

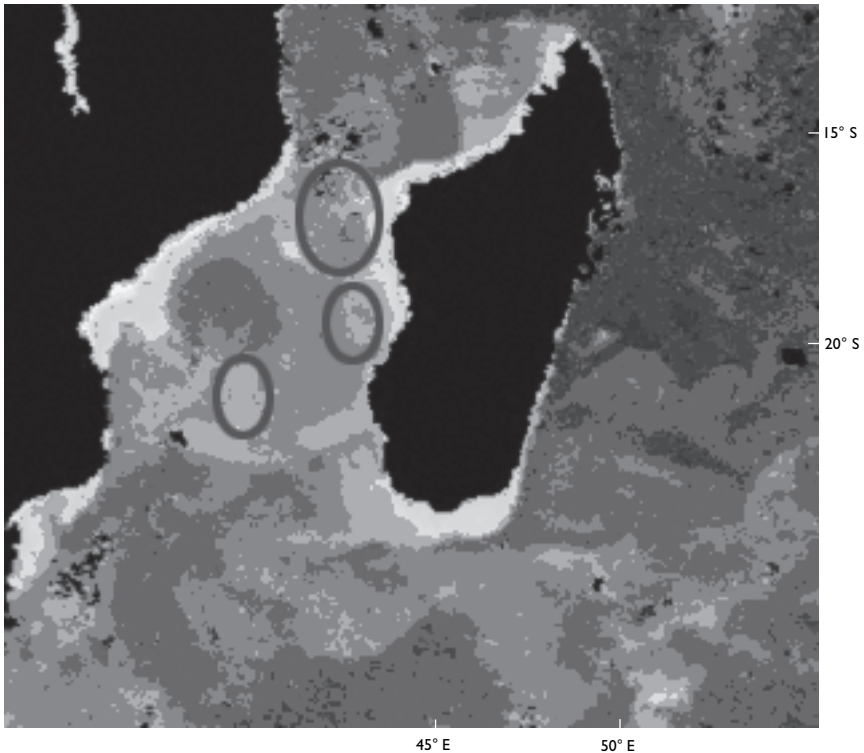
Une  le constitue un obstacle aux courants et en arrière de l' le (« sous le vent ») se forment deux gyres de vortex opposés. Ces phénomènes s'observent sur les images de vorticité, notamment autour des Mascaraignes (Réunion, Maurice), la température de surface pouvant parfois signer ces phénomènes (fig. 36, cf. cahier hors-texte).

## **Tourbillons ou vortex (eddies)**

Dans le canal de Mozambique, les grands systèmes tourbillonnaires apparaissent parfois sur les images de synthèse de couleur de l'eau, souvent sur celles de température, mais les algorithmes de synthèses, indispensables pour pallier la nébulosité, lissent le phénomène et le rendent peu lisibles sans une certaine habitude. Il est nécessaire de revenir aux images de nuit, voire aux données des températures de brillance d'un des satellites pour appréhender correctement la géométrie du vortex. Sur la figure 37 (cf. cahier hors-texte), les tourbillons du canal de Mozambique apparaissent faiblement contrairement à ceux du sud de Madagascar. La figure 38 donne un exemple de tourbillons bien marqués par la production primaire.

Au niveau de la rétroflexion sud-malgache, les tourbillons et méandres, caractéristiques de ce flux de mélange des eaux tropicales et tempérées (vers 25  S) sont bien restitués sur les images de SST (fig. 34).

Par nature, ce sont les calculs d'anomalies du niveau de l'océan (SLA) et des courants géostrophiques induits qui donnent le meilleur suivi des tourbillons (fig. 39, cf. cahier hors-texte). Les méthodes mises au point au cours du projet PELOPS (projet *Principal Investigator* du programme Nasa/Cnes, Jason) rendent compte en temps quasi réel de l'évolution des tourbillons de quelques dizaines de milles nautiques.   partir d'une grille maill e au quart de degré, la spatialisat on sous forme d'images hebdomadaires de ces calculs aide à la visualisation de ce type de phénomènes.



▽ Fig. 38

*Tourbillons dans le canal de Mozambique  
marqués par les concentrations en chlorophylle.*

### **Monts sous-marins**

Il ne s'agit ici évidemment pas d'un phénomène hydrologique à proprement parler, mais d'une structure statique pouvant provoquer des phénomènes de blocage d'une eau au sommet du mont, appelés colonnes de Taylor stratifiées (BOEHLERT 1987 ; FONTENEAU, 1991 ; PETIT *et al.*, 1989 ; ROGERS 1994). Les effets éventuellement visibles en surface de la présence de ces hauts-fonds sont de même type que les effets d'îles évoqués plus haut.

Dans notre étude, nous avons utilisé deux sources de données :

- la bathymétrie (fig. 40, cf. cahier hors-texte) calculée par BAUDRY *et al.* (1994) lors du projet thonier régional (PTR2, CAN Réunion), la plus précise mais concernant des zones limitées ;
- la bathymétrie (fig. 41, cf. cahier hors-texte) de Sandwell (SMITH ET SANDWELL, 1997) issu du fichier mondial.

Cette bathymétrie générale de l'océan Indien a été obtenue sur le site Internet [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Les extractions fournies sont des fichiers texte contenant la localisation des points de mesure et la bathymétrie

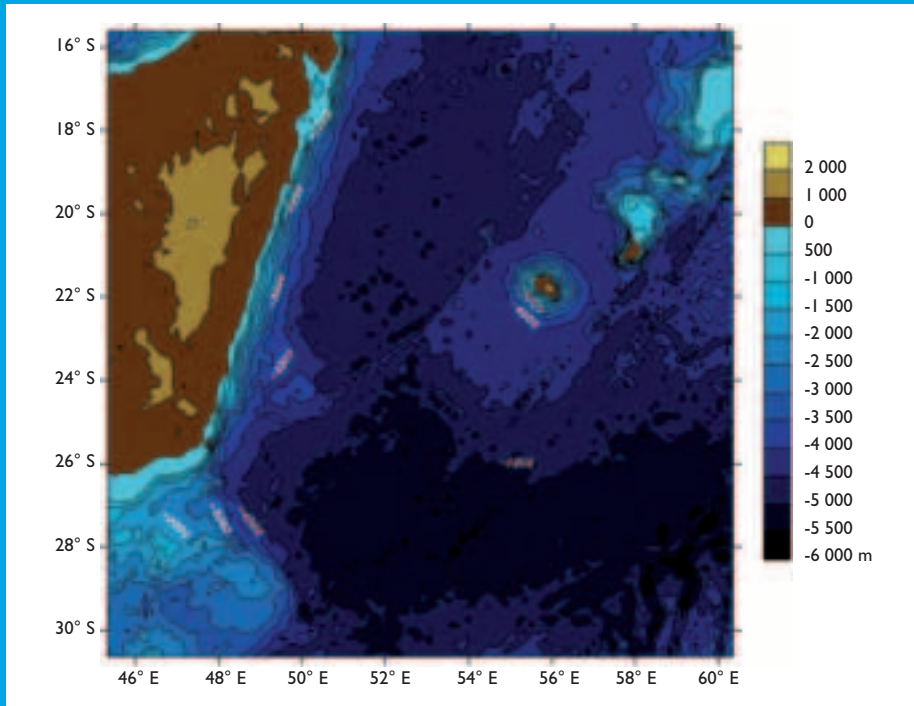
issue de mesures gravimétriques corrigées. Une correction par interpolation spatiale a été appliquée à ces données afin d'obtenir une répartition régulière des données en latitude et longitude identique de 2 minutes. Divers auteurs considèrent que cette bathymétrie est la meilleure que l'on puisse obtenir à partir de données gravimétriques dans l'océan Indien (PADFIELD *et al.*, 2000).

La bathymétrie plus précise de BAUDRY *et al.* (1994) a pu être intégrée à la base de données. Elle ne concerne qu'une zone restreinte au sud de la Réunion, centrée sur un mont sous-marin. Celui-ci représente toutefois un intérêt particulier pour la pêche palangrière réunionnaise dans la mesure où plusieurs patrons pêcheurs posent régulièrement leurs lignes à proximité.

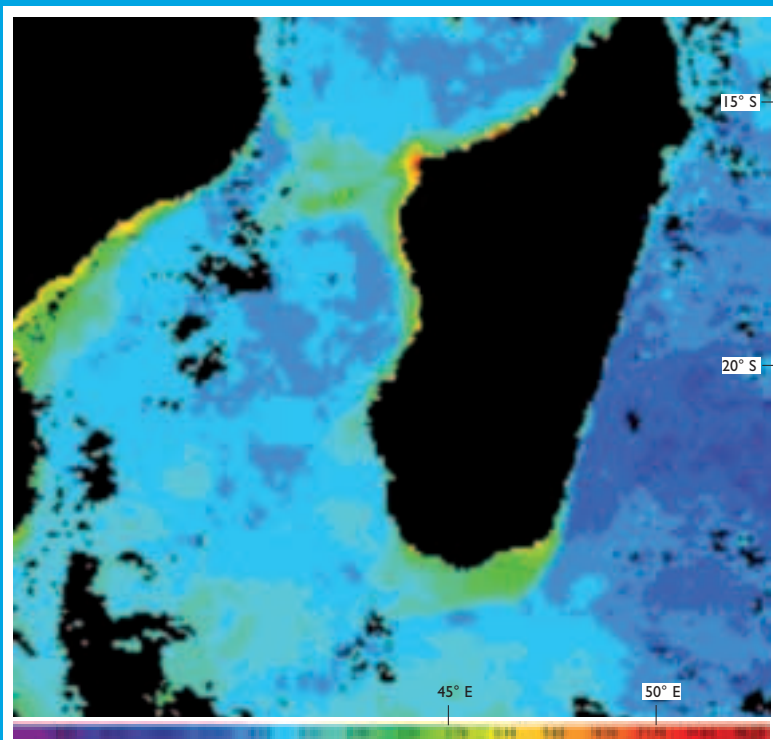
### **Eaux du large, vortex subtropical**

Un phénomène particulièrement spectaculaire, témoin de la circulation du vortex subtropical sud de l'océan Indien (la province ISSG de LONGHURST, 1998), est la bifurcation du flux du courant est-malgache (réminiscence du courant sud-équatorial après avoir longé la côte est-malgache) dans la circulation du vortex subtropical. Une longue langue de température plus chaude se déplace alors vers l'est (vers 25° S), bien visible sur les cartes de température de surface (fig. 42, cf. cahier hors-texte)

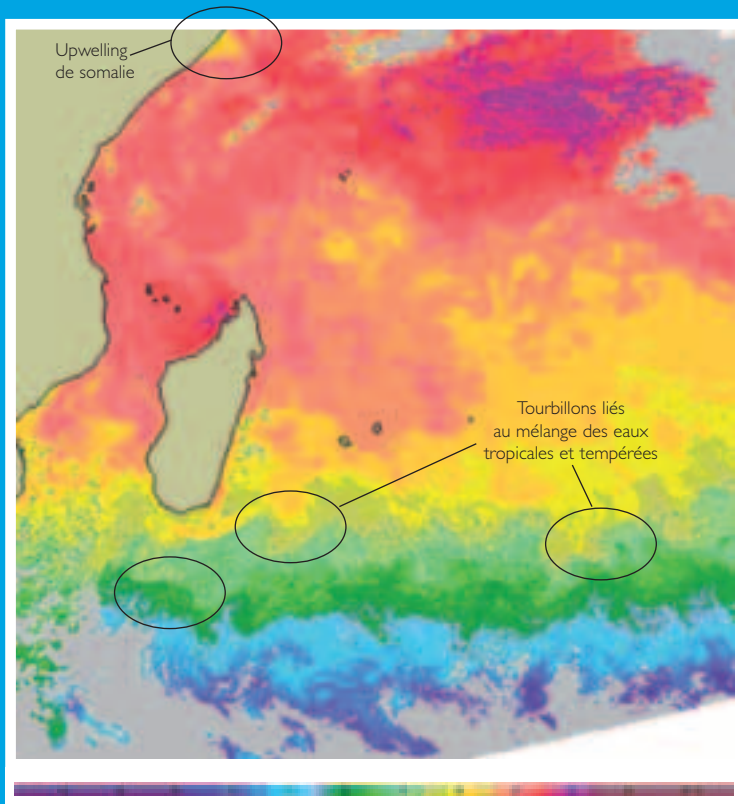
Les phénomènes de remontée superficielle des nitrates en périphérie du vortex subtropical, comme expliqués par LONGHURST (1998), de même que les flux divergents et upwellings potentiels apparaissant sur la crête de la thermocline, vers 10° S notamment, peuvent être observés sur les cartes de couleur de l'eau, au sein d'un milieu oligotrophe où la chlorophylle de surface excède rarement 0,05 mg.m<sup>-3</sup> (fig. 38 et fig. 43, cf. cahier hors-texte).



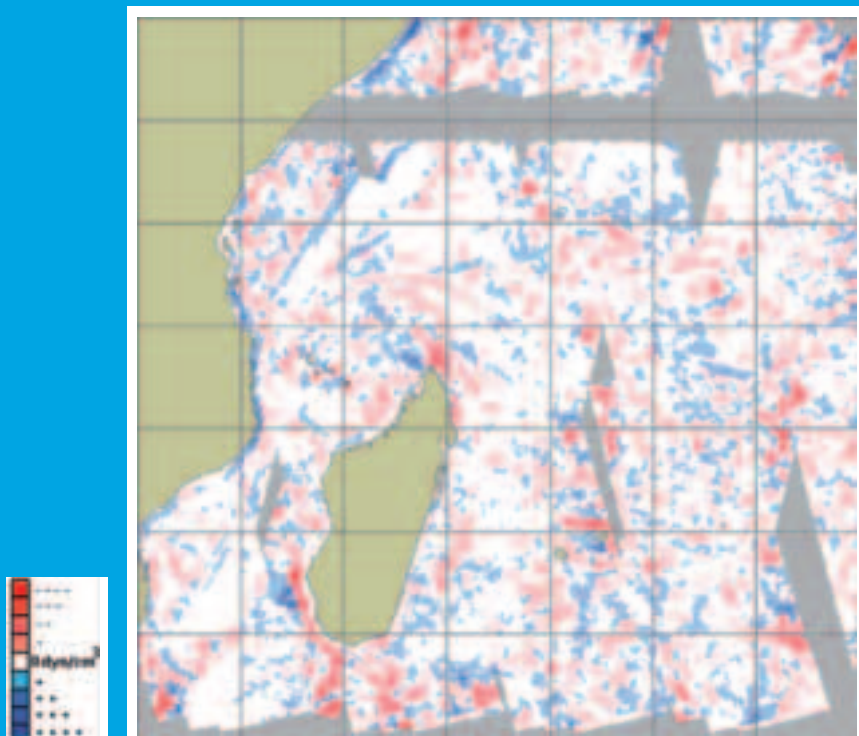
▲ Fig. 21 - Bathymétrie de la zone de pêche issue du jeu de données de SMITH, SANDWELL, 1997.

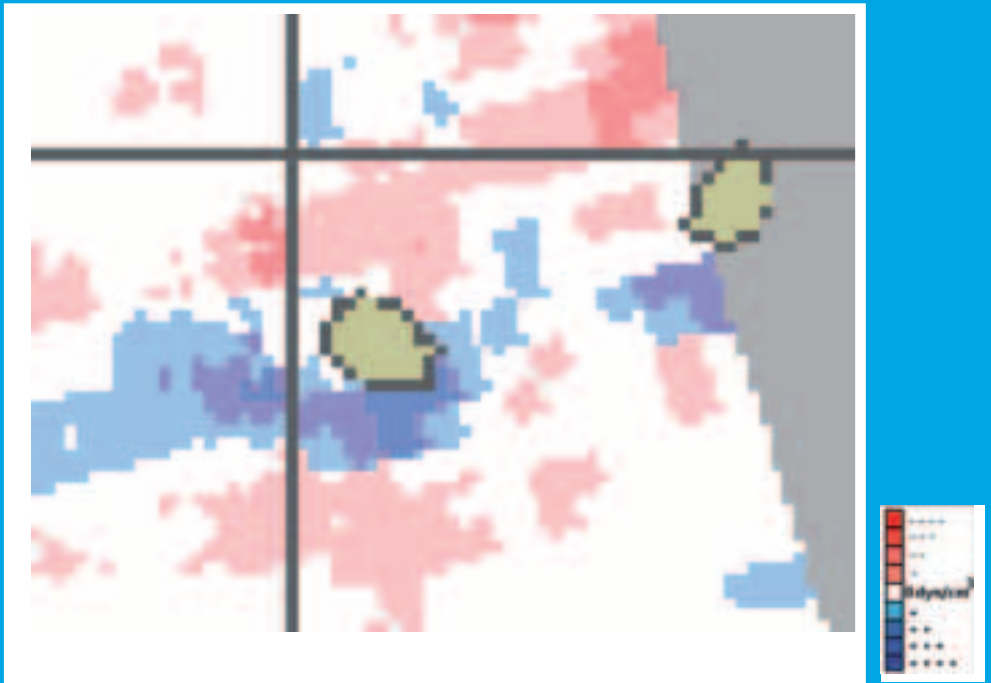


▲ Fig. 35 - Upwellings vus par SeaWiFS, 16-21 septembre 1999 (au large de Fort Dauphin au sud de Madagascar), Chl-a en  $\text{mg.m}^{-3}$ .

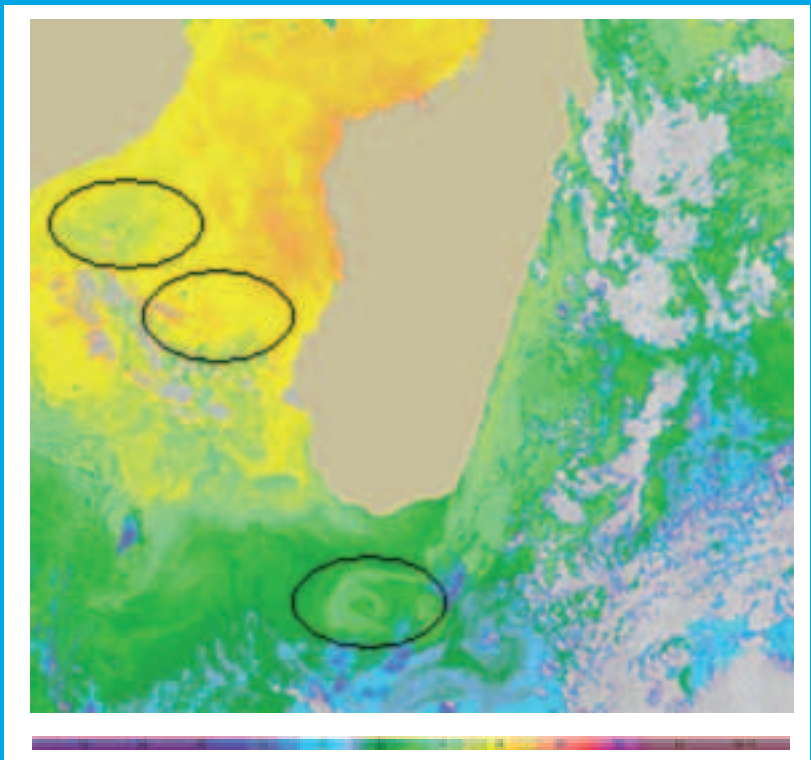


▲ Fig. 34 - Illustration de l'upwelling de Somalie, synthèse des SST (figure du haut en °C) et vorticité (figure du bas) du 12 avril 1999 (jour julien 142).



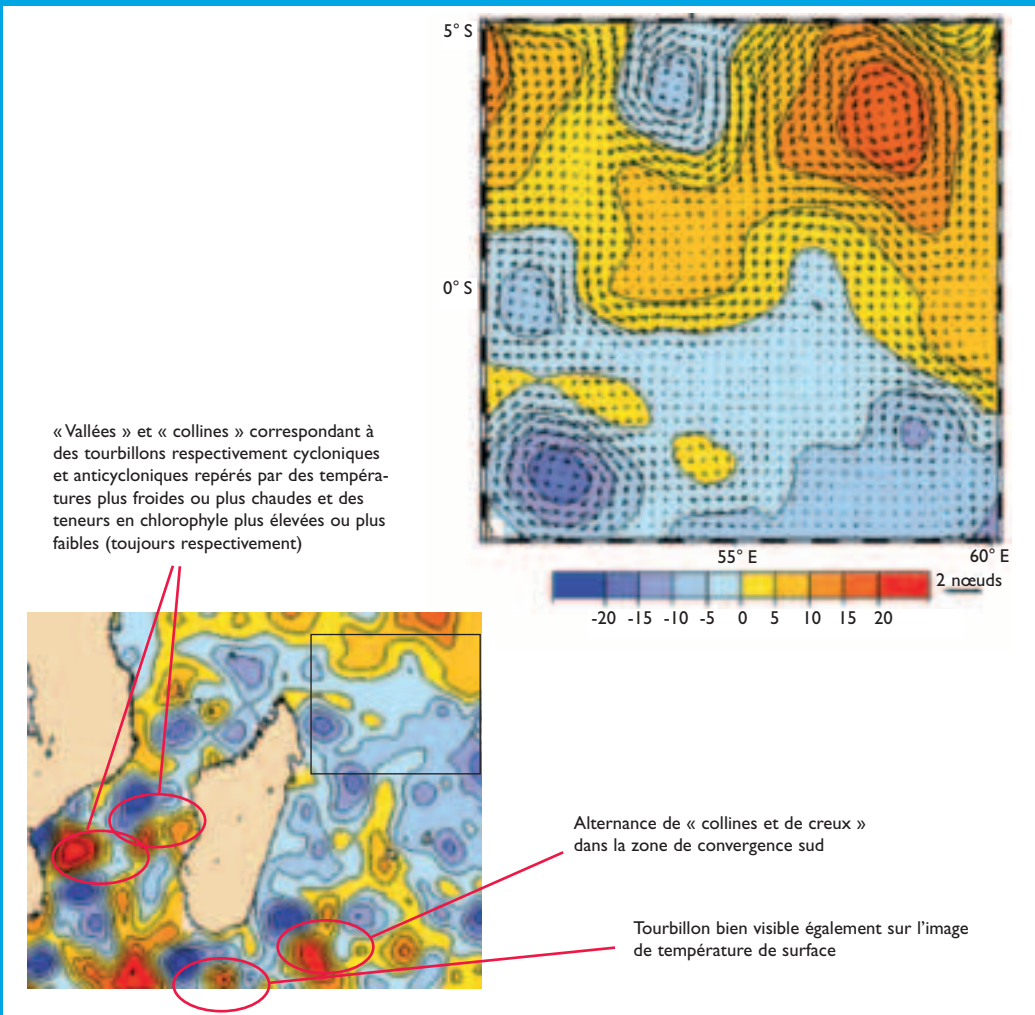


▲ Fig. 36 - Effet d'île sur une carte de vorticité du 20 janvier 1999.

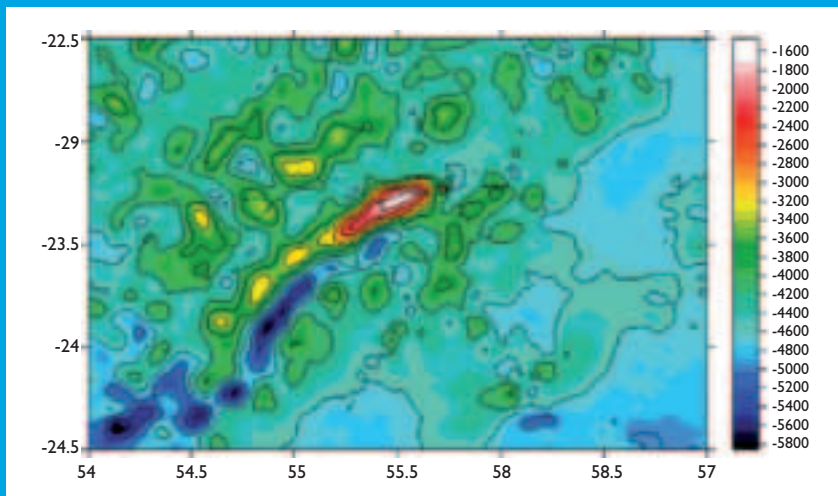


▲ Fig. 37 - Visualisation relative de vortex par les images de température de surface, °C. Image de nuit du 16-09-1999.

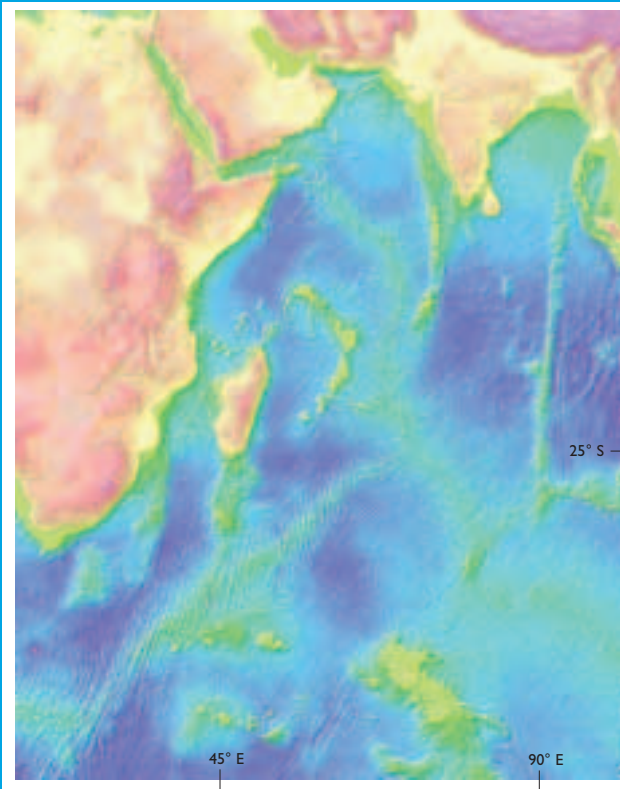




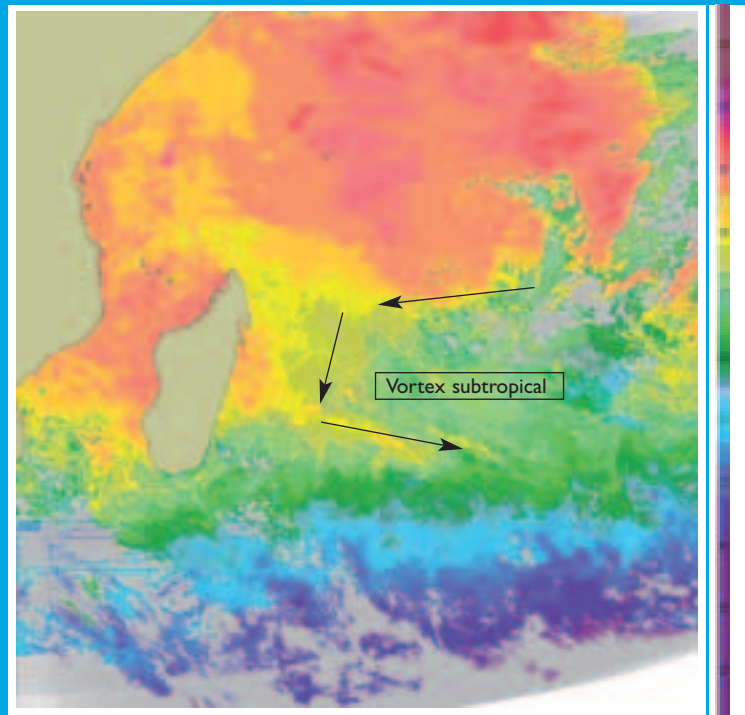
▲ Fig. 39 - Tourbillons et anomalies du niveau de la mer, semaine du 15 septembre 1999.



▲ Fig. 40 - Bathymétrie du mont sous-marin au sud de La Réunion, d'après BAUDRY et al. (1994, 1998).

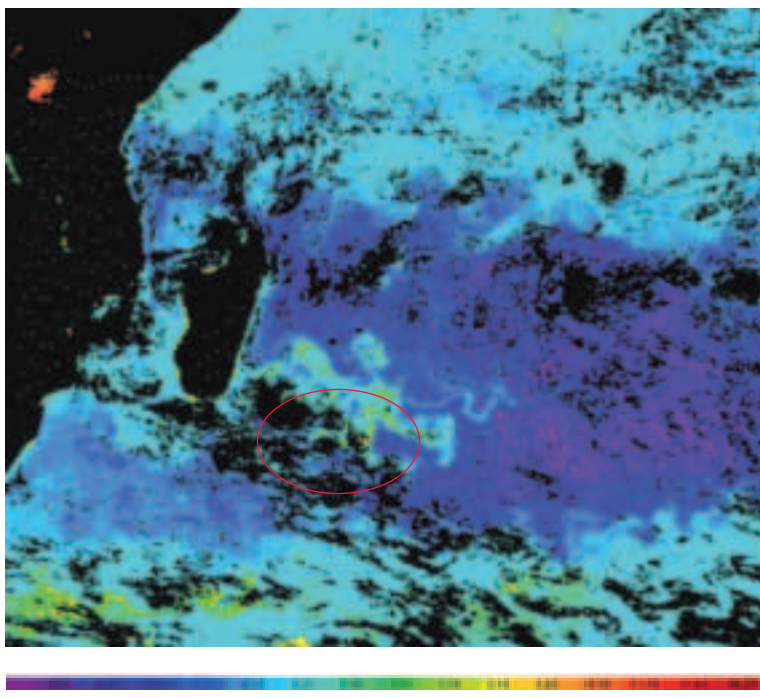


▲ Fig.41 - Bathymétrie de l'océan Indien (SMITH et SANDWELL, 1997).

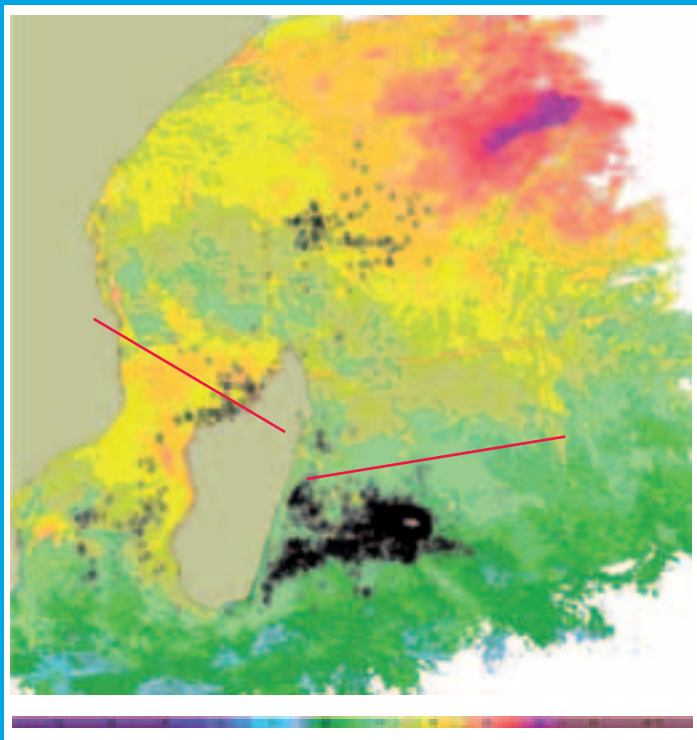


▲ Fig. 42 - Illustration de l'effet du vortex subtropical sur la circulation de surface (image de la température de surface (synthèse en °C) du 28 octobre 1999) ; les courants de surface au sud de La Réunion ramènent de l'eau plus chaude dans la circulation vers l'est (vers 22-25° S).





▲ Fig. 43 - Mise en évidence sur une image du contenu chlorophyllien de zones d'enrichissement ponctuelles, à la latitude des méandres de la rétroflexion sud-malgache, provoquant des phénomènes de divergence en surface (carte de contenu chlorophyllien, en  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ), du 25 mai 1999).



▲ Fig. 63 - Distribution des pêches à la palangre sur la période 1998/2000.