

Les hydroclimats



Le récif-barrière de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie couvre 800 km de long pour moins de 100 km de large, et isole le lagon, au moins partiellement, de l'océan du Pacifique sud-ouest. L'hydroclimat* des eaux qui le baignent est dominé d'abord par la circulation générale du Pacifique sud-ouest, puis par les

influences régionales. L'exposition de l'île aux alizés SE-NO dominants génère d'importantes migrations verticales des eaux du récif le long des pentes externes. En même temps, chacune des îles de la région constitue un obstacle à l'écoulement océanique, provoque des courants côtiers et module ainsi le transport des masses

d'eau à fine échelle. Le flux solaire, ainsi que les échanges locaux de chaleur et d'eau douce avec l'atmosphère, sont également importants pour comprendre les variations saisonnières des températures et de la salinité en surface.

Circulation et masses d'eau dans le Pacifique sud-ouest

La région est située dans une zone de transition entre des eaux d'origine tropicale, chaudes et peu salées, et des eaux subtropicales, plus froides et plus salées. La circulation de surface est composée de la dérive* d'Ekman (fig. 1a) et de la circulation géostrophique* (fig. 1b). La première répond directement à la friction des alizés sur la surface, elle est dirigée à 90° à gauche de la direction du vent (hémisphère sud) et affecte la colonne d'eau jusqu'à 20-30 m de profondeur. La dérive d'Ekman s'écoule essentiellement vers le sud-ouest, transportant l'eau tropicale chaude et peu salée ($T > 25\text{ °C}$, $S < 35,5\text{ psu}^*$) formée plus au nord dans la zone principale des précipitations, appelée zone de convergence du Pacifique sud ou ZCPS. À environ 20-25° S, cette eau entre en contact avec des eaux subtropicales, froides et salées ($18\text{ °C} < T < 25\text{ °C}$, $35,5 < S < 36,0\text{ psu}$) formées

dans les régions situées au sud où les pluies sont faibles et l'évaporation élevée (à environ 30° S).

Le contre-courant subtropical

La rencontre des masses d'eau tropicales et subtropicales dans la bande de latitude 20-25° S (plus au sud en été et plus au nord en hiver) crée un gradient de densité et donc un gradient de pression qui génère une circulation dite géostrophique. Dirigée vers l'est, et appelée contre-courant subtropical (Subtropical Counter-Current ou STCC), elle s'oppose à la dérive d'Ekman mais s'étend plus profondément, jusqu'à environ 100 m (voir planche cartographique). Le STCC est dérivé de la recirculation du courant est australien (East Australian Current ou EAC) qui d'ailleurs détermine la présence des eaux subtropicales au nord de leur zone de formation. Trois branches principales du contre-courant subtropical se séparent de la recirculation du courant est australien, puis se rejoignent à nouveau à l'est de la Nouvelle-Calédonie. Une première branche

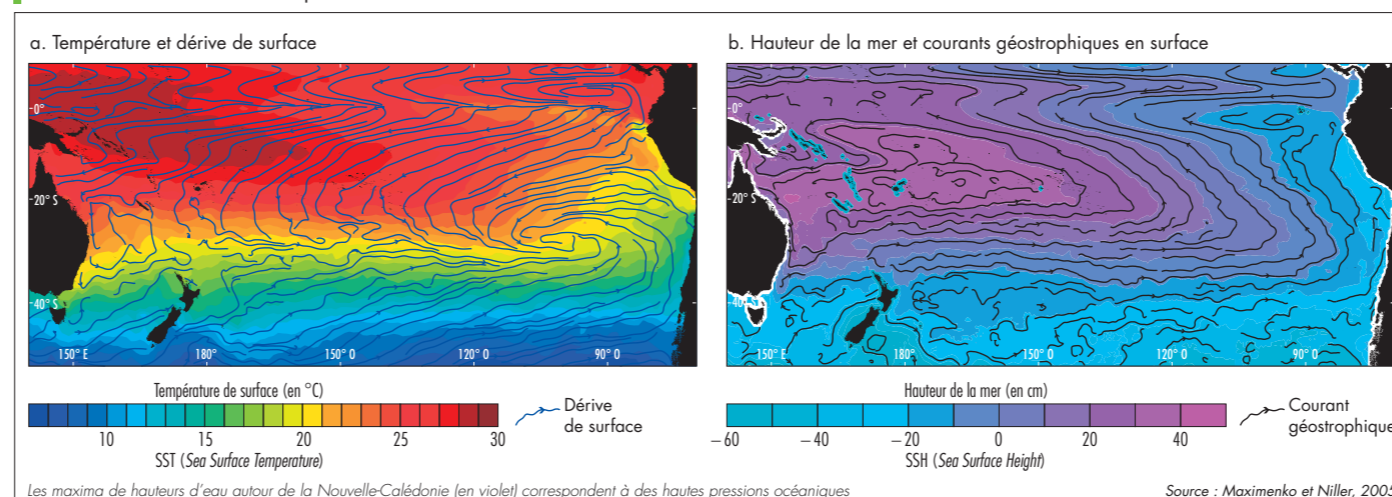
(STCC 1) semble s'écouler presque zonalement vers la pointe nord de la Grande Terre. La deuxième branche (STCC 2) passe au sud du plateau des Chesterfield et de la ride de Fairway, puis atteint le sud de la Nouvelle-Calédonie qu'elle contourne. Un peu plus à l'est, elle rejoint la troisième branche du contre-courant subtropical.

Le courant sud équatorial

Au nord du STCC, une autre circulation, qui se manifeste au moins jusqu'à 1 000 m de profondeur avec un maximum vers 150-200 m, se met en place. À cette profondeur, un maximum de salinité en provenance du Pacifique subtropical caractérise les diverses branches d'un grand courant appelé courant sud équatorial (South Equatorial Current ou SEC). La répartition des masses d'eau profonde autour de la Nouvelle-Calédonie et des autres archipels (Vanuatu, Fidji) résulte alors de l'interaction du courant sud équatorial avec les îles et les chaînes de montagnes sous-marines. Car, en effet, le Pacifique sud-ouest présente une des topographies les plus accidentées de la planète. Les reliefs sous-marins et les îles constituent autant d'obstacles aux courants qui les évitent en subissant l'effet de la rotation terrestre, ce qui a pour conséquence de favoriser leur déviation vers l'équateur. Le courant sud équatorial produit donc des branches contournant les obstacles par le nord, un exemple de ce phénomène étant celui de la ride de Tonga.

Nous retenons donc que la circulation au nord du récif-barrière de Nouvelle-Calédonie est dominée par quatre jets* dirigés vers l'Australie (voir planche cartographique) : les jets nord et sud de Fidji (NFJ et SFJ), le jet nord du Vanuatu (NVJ) et le jet nord de Calédonie (NCJ). Entre ces deux derniers, un contre-courant apparaît également, qui permet une recirculation vers le Vanuatu. Plus au sud, l'influence du courant sud équatorial ne s'exprime qu'en profondeur (à partir de 150 m), sous le contre-courant subtropical.

Figure 1
Cartes de la surface du Pacifique sud basées sur les données des satellites et des bouées dérivantes entre 1992 et 2002



La circulation régionale et la profondeur de la thermocline*

La circulation régionale autour de la Nouvelle-Calédonie consiste en un gyre* anticyclonique de surface bordé au nord et au sud par le courant sud équatorial, le contre-courant subtropical, et par l'Australie à l'ouest. Sur la figure 1b, le gyre est caractérisé en son centre par un maximum de hauteur d'eau (couleur violette autour des archipels mélanésien). Il y a une relation directe entre la hauteur d'eau et la pression mesurée au niveau moyen de la surface (profondeur nulle) ; les lignes de hauteur d'eau jouent donc le même rôle que les isobares* dans l'atmosphère. Ainsi, le gyre du Pacifique tropical sud-ouest est une zone de haute pression associée à une circulation anticyclonique. Les lois d'équilibre dynamique de l'océan prévoient alors que l'épaisseur de la couche de surface s'ajuste à la pression de surface. Plus la pression est élevée, plus la couche de surface est profonde. En d'autres termes, la profondeur de la thermocline est une image inversée de la hauteur d'eau. Dans le Pacifique tropical sud-ouest, la thermocline est particulièrement profonde.

Si la dérive de surface et la présence du gyre anticyclonique expliquent les grands traits de l'hydroclimat dans la région, des mouvements verticaux dus à des processus à plus petite échelle sont également à considérer.

Un mélange hivernal

Plusieurs processus peuvent produire des mouvements verticaux dans l'océan. Le plus connu est celui du mélange hivernal. En hiver, l'atmosphère refroidit mais l'océan continue d'être réchauffé par la dérive des eaux chaudes vers le sud. En conséquence, l'océan de surface donne son excès de chaleur à l'atmosphère et, ce faisant, s'alourdit. Lorsque l'eau de surface atteint une flottabilité négative et s'enfonce, un mouvement de convection* s'opère pour rétablir l'équilibre (suivant le fameux principe d'Archimède). Les mouvements convectifs peuvent ainsi brasser l'océan jusqu'à 50-100 m de profondeur.

Des tourbillons océaniques

Une autre source majeure de circulation verticale vient des tourbillons océaniques. Ceux-ci sont souvent générés par une instabilité due au cisaillement vertical de certains courants (instabilité barocline*). Dans le Pacifique sud-ouest, ce phénomène turbulent est surtout associé au contre-courant subtropical dans la zone sud de la Nouvelle-Calédonie. Il génère constamment des tourbillons d'échelle moyenne (100 km de diamètre avec une durée de vie de 1 à plusieurs mois). La trace de ces tourbillons est visible sur les images satellitaires mesurant le niveau de la mer : une anomalie de bas niveau correspond à une circulation cyclonique, c'est-à-dire tournant dans le sens des aiguilles d'une montre. Ces tourbillons sont des acteurs majeurs de la

circulation océanique globale, car ils représentent sur l'ensemble du globe la moitié de son énergie cinétique. Ils sont aussi le siège de mouvements verticaux intenses. En général, le processus est le même que dans les gyres de grande échelle décrits précédemment : la thermocline remonte vers la surface dans les tourbillons cycloniques (tourbillons « froids »), et elle s'enfonce au sein des tourbillons anticycloniques (tourbillons « chauds »). On associe donc souvent les tourbillons cycloniques à des zones fertiles et attractives pour les poissons du large, en supposant que les eaux froides sont aussi plus fertiles. Les tourbillons anticycloniques sont également remarquables, car on y a observé et modélisé récemment des mouvements intenses localisés sur leurs marges.

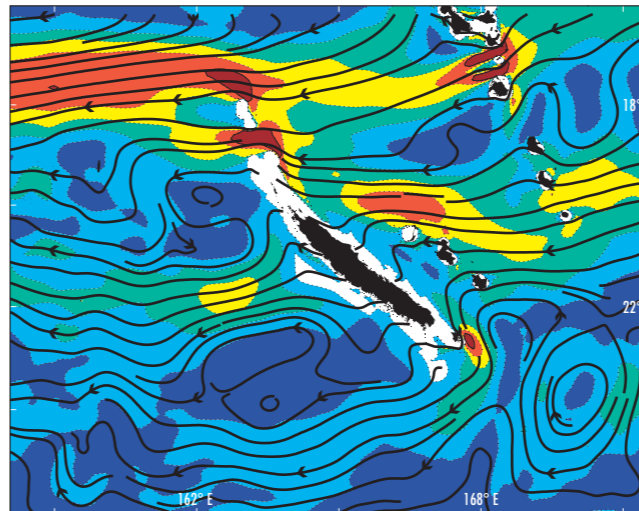
Mais qu'ils soient dus aux tourbillons, produits par le mélange hivernal ou encore par les processus côtiers (voir ci-dessous), les intenses mouvements verticaux sont souvent limités à la surface et ne peuvent que difficilement puiser à la source des nutriments* qui reste profonde dans les zones tropicales occidentales.

La région de Nouvelle-Calédonie : courants côtiers, upwelling et downwelling

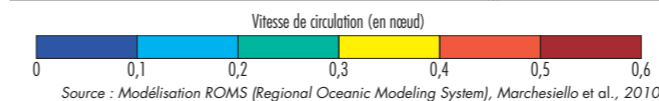
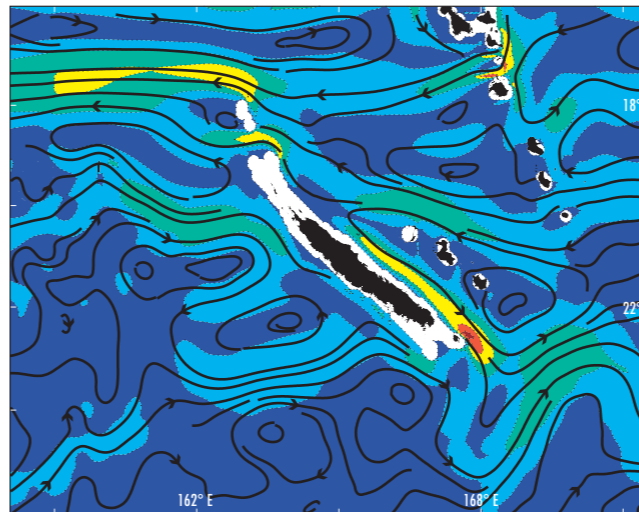
Regardons à présent la proche région de la Grande Terre. Près du récif-barrière, deux courants côtiers ont été identifiés de chaque côté : le courant de Vauban à l'est et le courant de l'Alis à l'ouest (fig. 2b). Tous deux transportent des eaux chaudes vers le sud le long du récif, mais le courant de Vauban est le plus puissant avec des vitesses proches de un nœud* en moyenne. Il faut y ajouter un courant en sens inverse vers la pointe nord-est du récif qui rejoint le jet nord calédonien (fig. 2a).

Quand les alizés sont forts (fig. 3), la circulation côtière décrite précédemment se complique. En effet, la dérive d'Ekman se renforce et peut alors créer le long de la barrière une convergence* sur la côte est et une divergence* sur la côte ouest. Convergence et divergence sont à leur tour associées à des mouvements verticaux, appelés respectivement downwelling* et upwelling*. L'upwelling produit les résultats les plus spectaculaires et potentiellement les plus importants pour les écosystèmes (processus de fertilisation vu précédemment). En été, lorsque les eaux de surface se réchauffent, une résurgence d'eau venant d'une profondeur de 50 à 100 m peut produire un refroidissement de plusieurs degrés, bien visible sur l'imagerie satellitaire et reproduit dans les modèles (fig. 4). Ce phénomène est fonction de l'intensité des vents, souvent comprise entre 10 et 40 nœuds, et au-dessus de 15 nœuds durant plus de 50 % du temps. Il y a ainsi six ou sept événements d'upwelling fort chaque été, qui peuvent durer de 3 à 10 jours.

Figure 2
a. Circulation de surface autour de la Nouvelle-Calédonie



b. Circulation à 50 m de profondeur autour de la Nouvelle-Calédonie



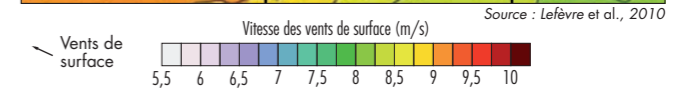
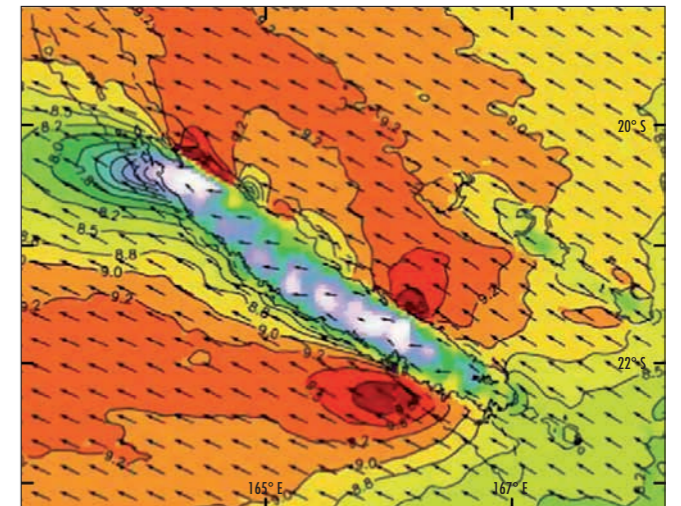
Cependant, ces phénomènes sont essentiellement détectés dans la partie sud du récif-barrière. Cela est dû aux effets combinés du contre-courant subtropical, qui compense la dérive d'Ekman davantage au nord qu'au sud, du courant de l'Alis qui expose davantage le nord à l'influence des eaux tropicales et du vent estival, qui est renforcé au sud par le relief du Mont Humboldt (fig. 2). Sur la côte est, le courant de Vauban est plus fort l'été du fait des modifications de la circulation à l'échelle régionale, mais des épisodes d'alizé fort tendent à réduire son importance (fig. 4).

L'influence de l'hydroclimat

Sur les écosystèmes

La différence de température des eaux entre les côtes ouest et est se traduit par des habitats marins sensiblement

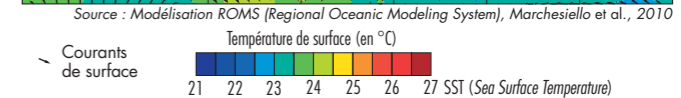
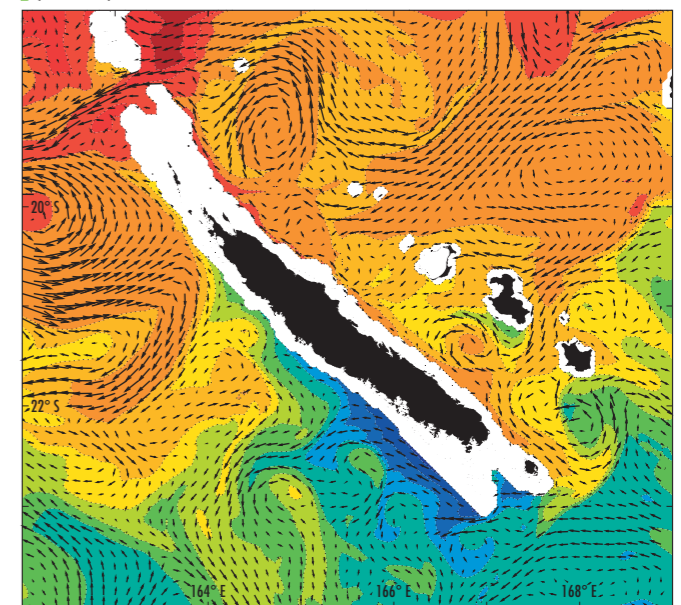
Figure 3
Influence de la Nouvelle-Calédonie sur les vents de surface en régime d'alizé fort (modélisation WRF, Weather Research and Forecasting)



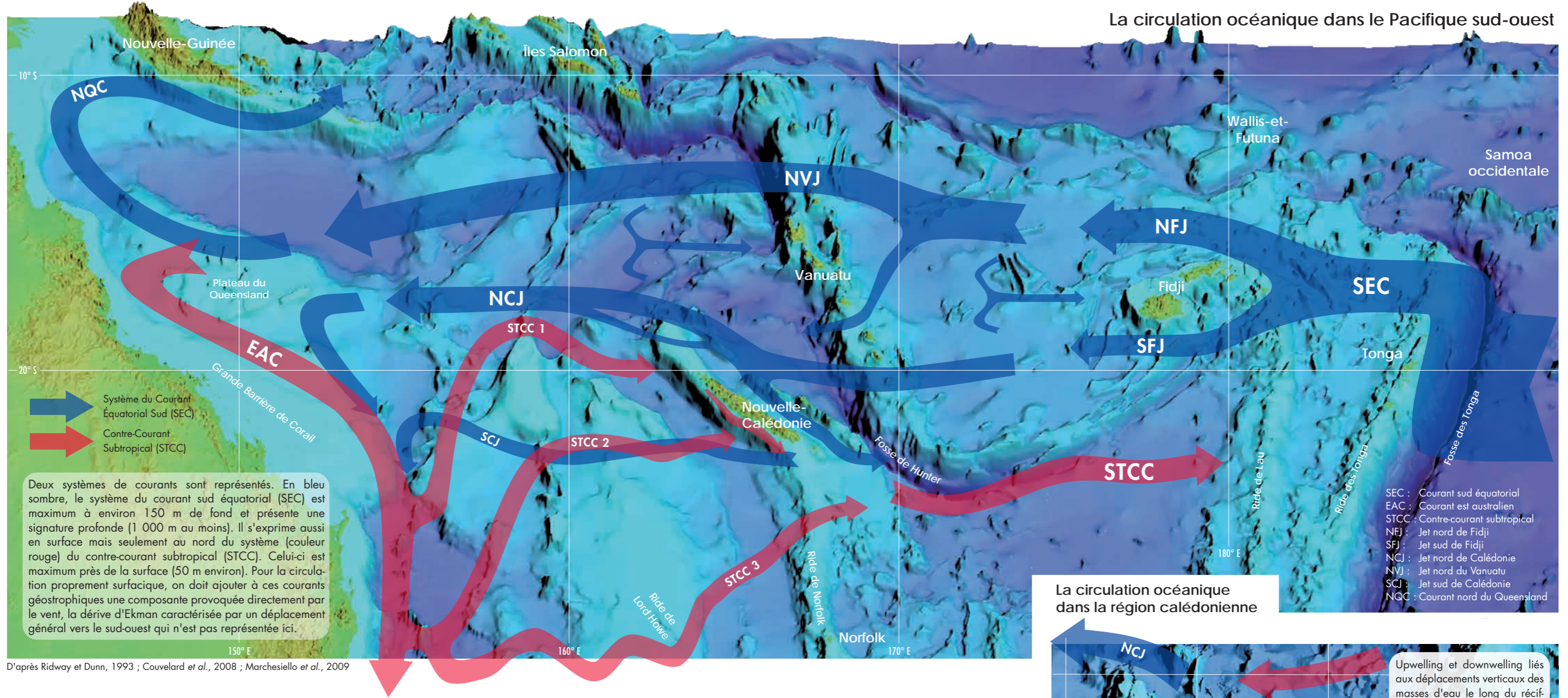
différents tant en ce qui concerne les espèces animales que végétales. Le récif sud-ouest de la Grande Terre abrite en effet des espèces adaptées à des conditions plus subtropicales que tropicales. Mais il n'y a cependant rien de comparable à ce qui se passe pour les grands upwellings du Pérou ou de la Californie où la production biologique est très importante.

Pour que la photosynthèse soit produite par le plancton végétal, il faut que des éléments nutritifs (nitrate, phosphate,

Figure 4
Température et courants de surface pendant un événement d'upwelling produit par des alizés forts

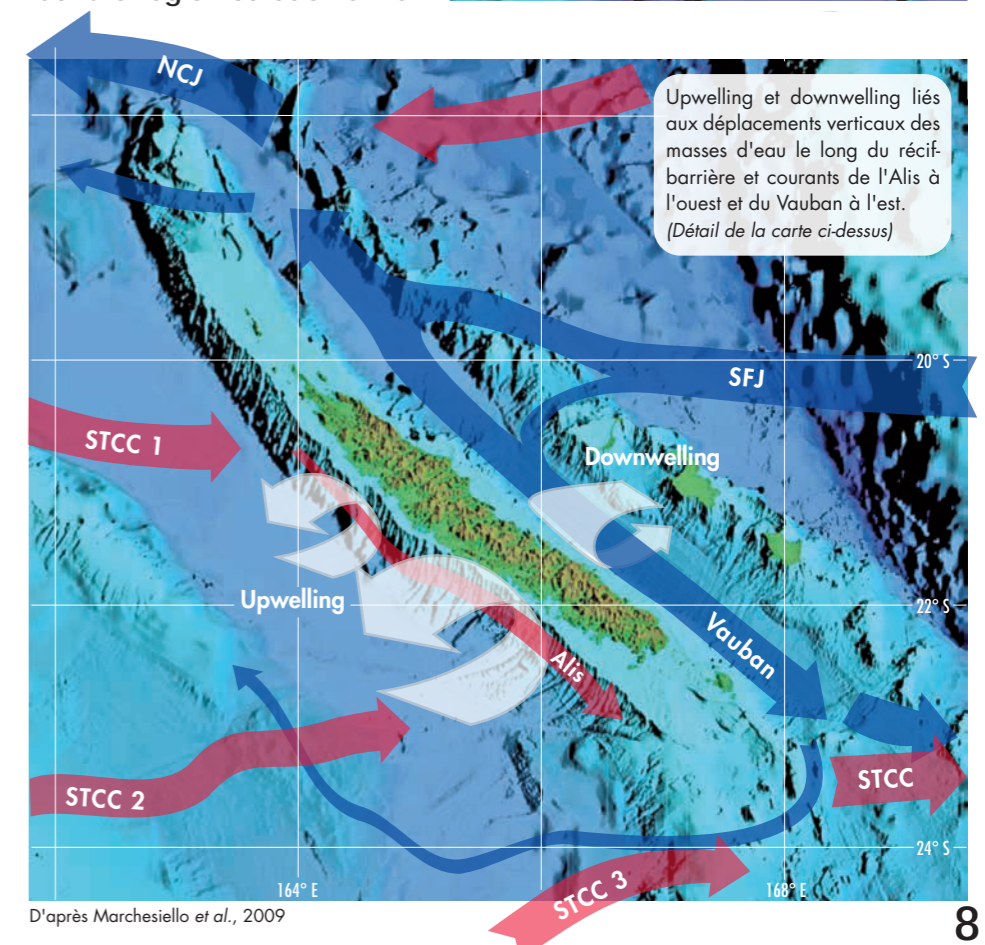


La circulation océanique dans le Pacifique sud-ouest



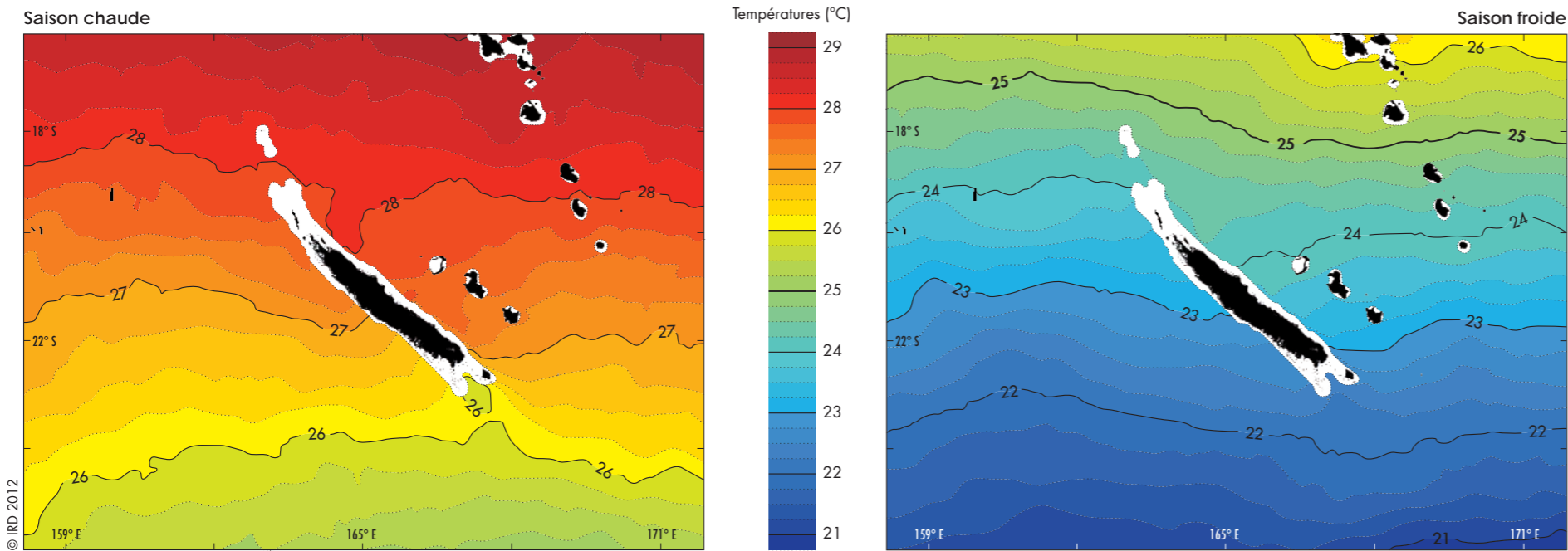
D'après Ridway et Dunn, 1993 ; Couvelard et al., 2008 ; Marchesiello et al., 2009

La circulation océanique dans la région calédonienne



D'après Marchesiello et al., 2009

Température de surface océanique

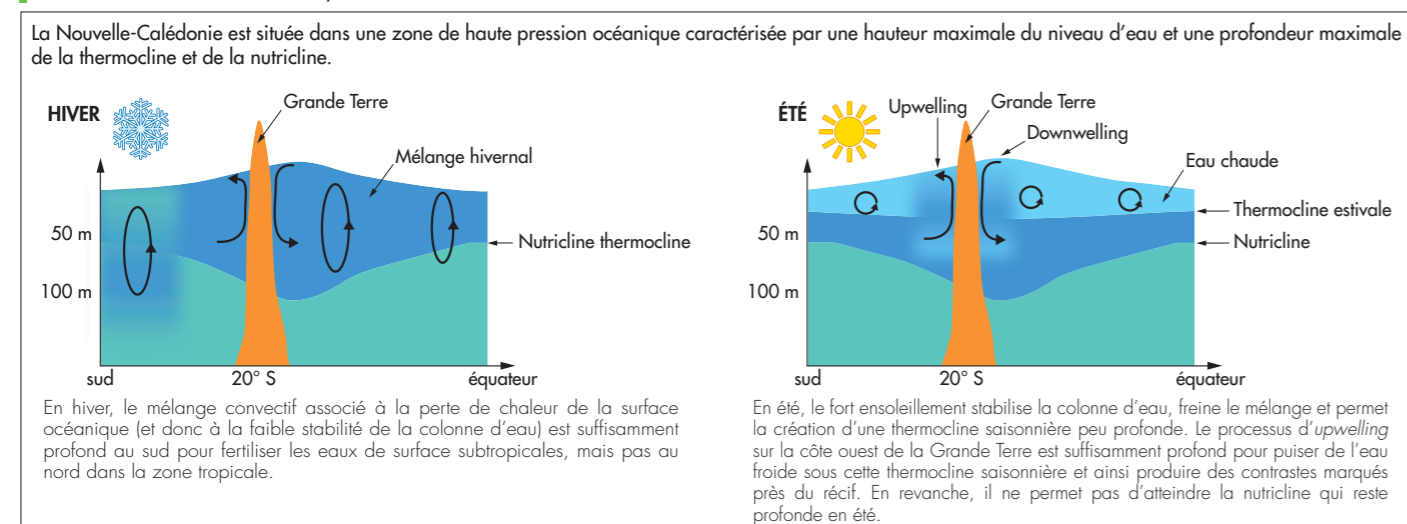


Source : Valeurs moyennes des données radiométriques AVHRR (Advanced Very High Radar Radiometer) des satellites de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) pour la période 1982-2000

silicate, fer) soient présents dans la zone euphotique*, c'est-à-dire la zone en surface où la lumière du soleil est disponible. Or la couche euphotique est souvent dépourvue d'éléments nutritifs, car tout apport éventuel y est rapidement utilisé par le plancton végétal pour la photosynthèse. L'eau profonde au contraire n'a pas de lumière et les nutriments s'y accumulent par dégradation du plancton mort qui coule depuis la surface. Puisque la lumière en zone tropicale est abondante, la zone euphotique y est profonde, tout comme la nutricline* séparant les zones riches et pauvres de l'océan. Au sein des gyres anticycloniques, cette situation est accentuée par l'approfondissement de la thermocline et de la nutricline. Or ces tourbillons tendent à se concentrer dans la partie occidentale des océans sous l'effet de la rotation terrestre. C'est ce qui explique que les eaux riches en nutriments se trouvent à des profondeurs bien plus importantes dans leur partie occidentale que dans leur partie orientale. Les mécanismes habituels de fertilisation (mélange hivernal, tourbillons, upwelling) sont donc moins efficaces à l'ouest qu'à l'est, car les mouvements verticaux atteignent difficilement de telles profondeurs (100 m environ ; voir fig. 5).

En outre, on a vu que la formation du gyre anticyclonique dans le Pacifique sud-ouest est modifiée à l'échelle régionale par les nombreux archipels et par le contre-courant subtropical. Résultant de la rencontre des eaux tropicales et subtropicales

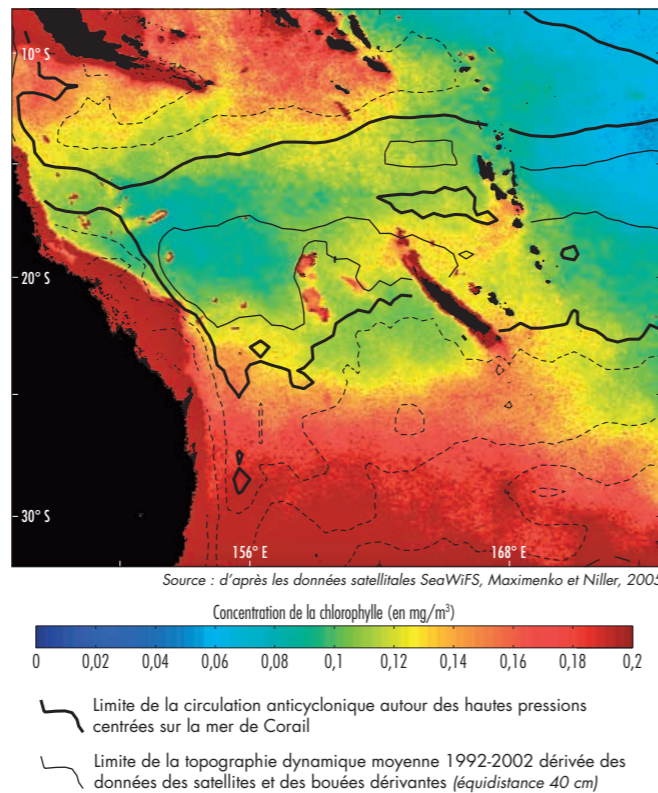
Figure 5
Schéma de fonctionnement du cycle saisonnier



ORIENTATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

DELROIX T., HÉNIN C., 1991 – Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 96 : 22135-22150.
 HÉNIN C., CRESSWELL G., 2005 – Upwelling along the western barrier reef of New Caledonia. *Marine and Freshwater Research*, 56 (7) : 1005-1010.
 LEFÈVRE J., MARCHESIELLO P., JOURDAIN N., MENKES C., LEROY A., 2010 – Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Marine Pollution Bulletin*, 61 : 413-431.
 MARCHESIELLO P., LEFÈVRE J., VEGA A., COUVELARD X., MENKES C., 2010 – Coastal upwelling, circulation and heat balance around New Caledonia's barrier reef. *Marine Pollution Bulletin*, 61 : 432-448.

Figure 6
Concentration de la chlorophylle de surface hivernale



à environ 25° S, ce courant définit une limite entre des régimes de production primaire différents. Au nord, le gyre produit un enfoncement de la thermocline et de la nutricline qui est

défavorable à la production primaire, comme le montre l'imagerie satellitale (fig. 4). La profondeur de la nutricline est telle qu'aucun mouvement vertical ne parvient à fertiliser les eaux de surface autour de la Nouvelle-Calédonie. De même, en été, lorsque le soleil réchauffe la surface, l'influence de l'upwelling calédonien parvient à atteindre la thermocline alors peu profonde (environ 40 m), et donc à créer une signature thermique (froide), mais il ne parvient toujours pas à atteindre la nutricline (qui reste proche de 100 m). C'est ce qui explique la faible réponse de l'écosystème aux événements d'alizé fort, qui sont pourtant récurrents. Les données des campagnes océanographiques confirment ce résultat important.

Néanmoins, les eaux chaudes, si elles présentent peu d'intérêt du fait de leur faible valeur nutritionnelle, sont cependant un habitat favorable pour la reproduction des prédateurs supérieurs comme le thon germon lorsqu'il abandonne les zones fertiles mais froides du sud. De ce fait, les eaux calédoniennes, malgré leur manque de fertilité, peuvent abriter une pêche importante (fig. 6).

La météorologie

La circulation océanique a pour effet de réchauffer les eaux calédoniennes, une partie de cette chaleur étant transmise à l'atmosphère. Une exception à cet équilibre thermique se trouve sur la côte ouest où l'upwelling refroidit en été les eaux de surface. Ce refroidissement a tendance à renforcer le phénomène de brise thermique diurne entre l'océan et la Grande Terre. En même temps, il renforce la stabilité de la couche atmosphérique de surface. À l'inverse, au sud-est, le courant chaud de Vauban crée des conditions favorables à la naissance de mouvements de convection de l'air avec des conséquences probables sur les précipitations de la côte sud-est et du mont Humboldt.

Patrick Marchesiello

The hydro-climates

The Grande Terre barrier reef isolates the lagoon, at least partially, from the south-west Pacific. The hydro-climate of the reef is influenced by the general oceanic circulation. In the surface waters, a drift of the tropical waters towards the south west is sustained by the trade winds. The south of the region is situated at the meeting point between these waters and the denser southern waters, which creates a circulation towards the east in the reverse direction to the surface drift. Conversely, to the north of 20°S, the general circulatory trend is towards the west and accompanies the surface drift. This general circulation pattern then undergoes regional oceanic and atmospheric influences. In particular, the exposure of the island to the dominant SE-NW trade winds results in considerable vertical migrations of water along the outside slopes of the reef. In summer, when the surface waters are heated by the sun, a resurgence of water from a depth of 50 to 100 m can cause a cooling of the surface water by several degrees. At the same time, each of the islands in the region forms an obstacle to the oceanic flow that generates coastal currents and thereby, on a fine scale, the general circulation pattern. Near the barrier reef there are two coastal currents on either side of the Grande Terre, the Vauban current to the east and the Alis current to the west. Both carry warm water southwards along the reef, and the Vauban current is the stronger of the two with speeds that can reach 1 knot. Exchanges of solar heat and water vapour also explain seasonal variations in temperature and salinity of the surface waters. Thus the hydro-climate of the region is the result of a complex set of physical processes generating exchanges between different marine zones, and between the ocean and the atmosphere. Overall, these processes are not in favour of biological production to the north of the subtropical front (20-25°S) since the nutrients situated in the depths do not fertilise the surface waters or stimulate photosynthesis. However these same processes do keep the waters relatively warm in the depths, which provides a favourable spawning area for certain species of fish targeted by the local fishing industry.

Marchesiello Patrick.

Les hydroclimats.

In : Bonvallot Jacques (coord.), Gay Jean-Christophe (coord.), Habert Elisabeth (coord.).
Atlas de la Nouvelle Calédonie.

Marseille (FRA), Nouméa : IRD, Congrès de la Nouvelle-Calédonie, 2012, p. 45-48.

ISBN 978-2-7099-1740-1