

# du lagon

# Biogéochimie

Loïc Charpy, Martine Rodier, Gérard Sarazin

## Résumé

Les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques des eaux du lagon de Clipperton ont été étudiées dans l'objectif de comprendre le fonctionnement de cet écosystème très particulier. Les résultats ont confirmé le caractère méromictique du lagon, constitué d'une couche dessalée, très productive grâce aux végétaux benthiques et aux apports en azote et phosphore provenant des déjections d'oiseaux marins et d'une couche plus profonde (> 10 m), salée, anoxique, contenant une grande quantité d'H<sub>2</sub>S. L'activité bactérienne aux niveaux des zones d'accumulation de la matière organique est suffisamment forte pour augmenter significativement la température de l'eau. Les échanges avec l'océan existe, au niveau de l'ancienne passe sud-est et à travers le socle corallien. On trouve une lentille d'eau douce, très chargée en nitrate et phosphate, donc impropre à la consommation. Nos analyses n'ont pas révélé la présence d'or et d'argent dans les eaux et les sédiments.

## Abstract

*Physical, chemical and biological characteristics of Clipperton lagoon waters were studied in order to understand the functioning of this very unusual ecosystem. Results confirmed the meromictic character of the lagoon, comprising a brackish layer, which is very productive due to the benthic plants and the input of nitrogen and phosphorus from the dejections of marine birds, and a deeper layer (>10 m), which is salty and anoxic, containing a great quantity of H<sub>2</sub>S. The bacterial activity at the level of particulate organic matter accumulation (11-13 m) is strong enough to significantly increase the water temperature. Exchanges between ocean and lagoonal waters were observed close to the old southern passage and through the coral base. The freshwater lens is unsuitable for drinking, due to high nitrate and phosphate concentrations. Our analyses did not reveal the presence of gold or silver in water or sediments.*

## CONTEXTE ET OBJECTIFS

La biogéochimie est la discipline scientifique qui traite du cycle des éléments majeurs (C, N, P, S...) de la matière organique et donc de leurs transformation et devenir sous l'effet des processus biologiques (impliquant les êtres vivants), chimiques (réactions entre éléments) et géologiques (érosion, sédimentation, diagénèse, etc.).

Dans les écosystèmes aquatiques, la matière minérale est transformée en matière organique par les organismes autotrophes (algues, plantes aquatiques, cyanobactéries), dénommés producteurs primaires. Une partie de cette matière organique est excrétée puis utilisée par des bactéries hétérotrophes, l'autre partie entrant directement dans le réseau trophique sous forme particulière. Pour schématiser le fonctionnement d'un écosystème, il est donc nécessaire d'identifier et de quantifier les différents compartiments où se trouve les différents éléments chimiques qu'ils soient sous forme minérale ou organique. Les éléments le plus souvent pris en compte dans la description du fonctionnement des écosystèmes aquatiques sont le carbone, l'azote et le phosphore. Ces éléments constitutifs de la matière organique sont fournis au milieu à l'état minéral dissous et la productivité de l'écosystème dépendra de leur disponibilité.

Il est donc nécessaire de connaître les concentrations en C, N et P et les flux entrants et sortants de l'écosystème. C, N et P utilisables par les producteurs primaires sont sous formes de CO<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> et PRD (phosphore réactif dissous)<sup>2</sup>. Un cas particulier est celui de l'azote moléculaire dissous (N<sub>2</sub>) qui est utilisable par certaines bactéries, notamment les cyanobactéries, grâce à la présence d'une enzyme, la nitrogénase, qui permet la diazotrophie (fixation du di-azote). Notons enfin que certains producteurs primaires présentent à la fois une activité autotrophe et une activité hétérotrophe, étant capables d'utiliser la matière minérale et la matière organique dissoute.

Les données acquises par des précédentes études à Clipperton (Carsin *et al.* 1985; Niaussat 1986), montrent que l'eau du lagon est structurée en deux couches hydrodynamiquement stables. L'une, superficielle, couvrant l'ensemble du lagon, oxygénée, où se déroule la production primaire et l'autre, sous-jacente, localisée au niveau des fosses, anoxique, où les processus de reminéralisation anaérobies sont prépondérants.

2 - Le PRD comprend les espèces dissoutes : H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup>, HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup> et PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>. En raison du pH de l'eau les espèces habituellement dominantes sont H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup> et HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

Dans ce chapitre, nous avons :

- complété les informations concernant la bathymétrie du lagon, et caractérisé les deux couches d'eau ;
- évalué les échanges avec l'océan ;
- mesuré les concentrations en nutriments ;
- mesuré la production primaire et la fixation d'azote de la couche superficielle (0-10 m) ;
- évalué la qualité de la lentille d'eau douce en vue d'une possible utilisation pour l'alimentation ;

- analysé les teneurs en métaux de l'eau et des sédiments pour confirmer ou infirmer les potentialités d'extraction minière (d'or et d'argent notamment) du lagon. Un rapport du BRGM de 1984 faisait en effet état de concentration anormalement élevées en or (0,6 ppm) et argent (15 ppm) dans la couche anoxique. Les auteurs suggéraient qu'il existe des potentialités d'exploitation minière d'importance économique, et recommandaient de confirmer ces analyses.

## MÉTHODOLOGIE UTILISÉE

### ••• Bathymétrie, pH, O<sub>2</sub>, T°, salinité

Les relevés bathymétriques ont été réalisés avec un sondeur et une sonde lestée d'un poids de 5 kg. La salinité, le pH, le potentiel redox et la teneur des eaux en oxygène dissous ont été mesurés avec une sonde YSI 600.

### ••• Sulfure soluble

La concentration en espèces solubles du sulfure d'hydrogène ( $\Sigma\text{H}_2\text{S} = [\text{H}_2\text{S}] + [\text{HS}^-]$ ) a été mesurée sur un échantillon d'eau prélevé dans la fosse occidentale à 15 m de profondeur. Seul cet échantillon a été ramené en ampoule scellée. L'analyse d'autres échantillons d'eau n'est pas significative car  $\Sigma\text{H}_2\text{S}$  ne se conserve pas (oxydation à l'air).  $\Sigma\text{H}_2\text{S}$  a été mesuré en colorimétrie : la réaction du sulfure soluble sur le chlorure de N,N'-diméthyl-1,4- phénylène di-ammonium donne le leuco dérivé (forme réduite) du bleu de méthylène. L'oxydation par Fe(III) en milieu acide oxyde le leuco dérivé sous sa forme bleue qui absorbe à 665 nm ( $\epsilon^\circ = 21980$ ). (Kit analytique Merck Spectroquant™).

### ••• Nutriments

Les eaux destinées aux dosages chimiques ont été prélevées dans le lagon et à la station océanique avec une bouteille Niskin équipée d'un ressort inox extérieur, et en plongée au niveau du tombant extérieur. L'ammonium et le phosphate ont été analysés sur place dans l'heure qui a suivi le prélèvement. Les analyses de nitrates et nitrites ont été effectuées au laboratoire de chimie du centre IRD de Nouméa sur des échantillons préservés après ajout de  $\text{HgCl}_2$ . Les concentrations sont exprimées en micromoles ( $\mu\text{M}$ ) par litre.

### ••• Ammonium

L'ammonium a été déterminé manuellement par fluorimétrie à l'aide d'un fluorimètre Turner Design TD-700, équipé d'un filtre d'excitation à 350 nm et d'un filtre d'émission de 410-600 nm. La méthode d'analyse est celle décrite par Holmes *et al.* (1999) et basée sur l'utilisation de l'*o*-phtaldialdéhyde. La limite de détection est  $0,020 \mu\text{M}$  et le coefficient de variation entre répliques est de 12 à 35 %.

### ••• Nitrate ( $\text{NO}_3^-$ ) et nitrite ( $\text{NO}_2^-$ )

Les nitrates et nitrites ont été déterminés par dosage colorimétrique automatisé à flux continu sur un

Autoanalyseur II Technicon. Les protocoles analytiques sont adaptés de ceux décrits dans Strickland & Parsons (1972) et Raimbault *et al.* (1990). L'acquisition automatique et informatique des données est assurée par le logiciel FASPac. La limite de détection de la méthode est  $0,010 \mu\text{M}$  pour les nitrates et  $0,005 \mu\text{M}$  pour les nitrites.

### ••• Phosphate soluble réactif (PSR ou $\text{PO}_4^-$ )

Le phosphate soluble réactif a été mesuré manuellement par dosage colorimétrique au spectrophotomètre (CECIL) à 885 nm, selon la méthode de Murphy & Riley (1962). La mesure a été réalisée à l'aide d'une cuve de 10 cm afin d'augmenter la sensibilité. La limite de détection est de  $0,030 \mu\text{M}$ .

### ••• Matière organique dissoute

Les prélèvements pour le carbone organique total (TOC) ont été réalisés à l'aide de la bouteille Niskin. Les échantillons d'eau ont ensuite été collectés dans des ampoules en verre de 10 ml préalablement nettoyées à l'acide, acidifiées (ajout de  $12 \mu\text{l}$  de  $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) puis scellées. L'analyse a été réalisée au laboratoire de chimie du centre IRD de Nouméa à l'aide d'un analyseur TOC-VCSM Total Organic Carbon Shimadzu®. Des mesures de matière organique colorée (CDOM : *chromatic dissolved organic matter*) ont également été réalisées sur des échantillons prélevés en plongée dans le "trou sans fond", TSF (< 20 m), selon le protocole décrit dans Hong *et al.* (2005). Les spectres d'absorption ont été faits entre 280-800 nm sur un spectrophotomètre PERKIN ELMER Lambda 20 UV/Vis à double faisceau et une cuve de 1 cm. Le coefficient d'absorption à 335 nm ( $a_{335}, \text{m}^{-1}$ ) est un indicateur de la richesse en CDOM.

### ••• Étude du sédiment du "trou sans fond" (TSF)

Un échantillon de sédiment prélevé dans le TSF a été rapporté dans un sac étanche. Après lyophilisation il restait 300 mg de solide que nous avons soumis à quatre types d'analyses :

- analyse semi quantitative des éléments majeurs par la technique MEB-EDAX : les éléments majeurs sont détectés et analysés grâce au rayonnement X émis par les électrons secondaires d'un microscope électronique à balayage couplé à un analyseur multicanaux. L'analyse ponctuelle est réalisée

sur une surface de solide de quelques  $\mu\text{m}^2$ . L'analyse est peu sensible et la détection limite est de l'ordre de 1000 ppm ( $1\text{g kg}^{-1}$ ).

- Analyse minéralogique par diffraction des rayons X: identification des phases solides.
- Analyse par spectrométrie infra rouge IR-TF.
- Mise en solution du solide et analyse par voie humide en ICP-MS (torche à plasma couplée à la spectrométrie de masse pour l'analyse des éléments trace).

### ••• Biomasse phytoplanctonique et flux d'azote

La biomasse phytoplanctonique a été estimée à partir du dosage de chlorophylle a par fluorimétrie.

La fixation d'azote moléculaire (diazotrophie) a été mesurée selon la technique isotopique utilisant l'azote  $^{15}\text{N}$ , développée par Montoya *et al.* (1996). Les échantillons d'eau ont été incubés simultanément sur une ligne *in situ* pendant 24h après ajout de  $^{15}\text{N}_2$ .

### ••• Métabolisme global

Le métabolisme global du lagon a été mesuré à une station M ( $10^\circ 17' 818\text{N}$ - $109^\circ 12' 595\text{W}$ ) dont la pro-

fondeur est de 3 m en utilisant la méthode d'Odum & Hoskin (1958). Cette méthode est basée sur la mesure de l'oxygène dissous pendant une période d'au moins 24h. Elle permet de calculer les productions nette et brute ainsi que la respiration des communautés.

Les équations de calcul sont les suivantes:

$$Q = P - R + D_{in}$$

- Q = variation de l' $\text{O}_2$  ( $\text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$ )
- P = production brute ( $\text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$ )
- R = respiration ( $\text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$ )
- $D_{in}$  = flux d' $\text{O}_2$  dû à la diffusion ( $\text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ) =  $K \times \text{SD}$  avec:

- K = constante de diffusion de l'oxygène ( $\text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$ )
- SD = déficit de saturation en atmosphère =  $0,209 (\text{OS} - \text{OX}) / \text{OS}$

- 0,209 bar = pression partielle en  $\text{O}_2$

- OS = concentration en  $\text{O}_2$  à saturation ( $\text{mg O}_2 \text{L}^{-1}$ )

- OX = concentration en  $\text{O}_2$  dans l'eau ( $\text{mg O}_2 \text{L}^{-1}$ )

Nous avons utilisé la valeur de la constante de diffusion de l' $\text{O}_2$  mesurée et utilisée dans le lagon de Clipperton par Murphy & Kremer (1983):

$K = 2 \text{g O}_2 \text{m}^{-2} \text{h}^{-1}$  [on passe des concentrations par  $\text{m}^3$  au  $\text{m}^2$  en multipliant par la profondeur (3 m)].

## RÉSULTATS ET DISCUSSION

### ••• Bathymétrie

Dans son excellent ouvrage, P.-M. Niauxat présente un chapitre sur la bathymétrie du lagon en synthétisant les résultats des différents sondages réalisés en 1967, 1968 et 1976 (Niauxat 1986). Plus tard,

C. Jost présente une nouvelle carte bathymétrique tracée à partir des données de la mission Passion 2001 et d'une image Konos de juillet 2001 (Jost 2005). La carte bathymétrique de Jost réalisée en 2003 montre que la plus grande partie du lagon a

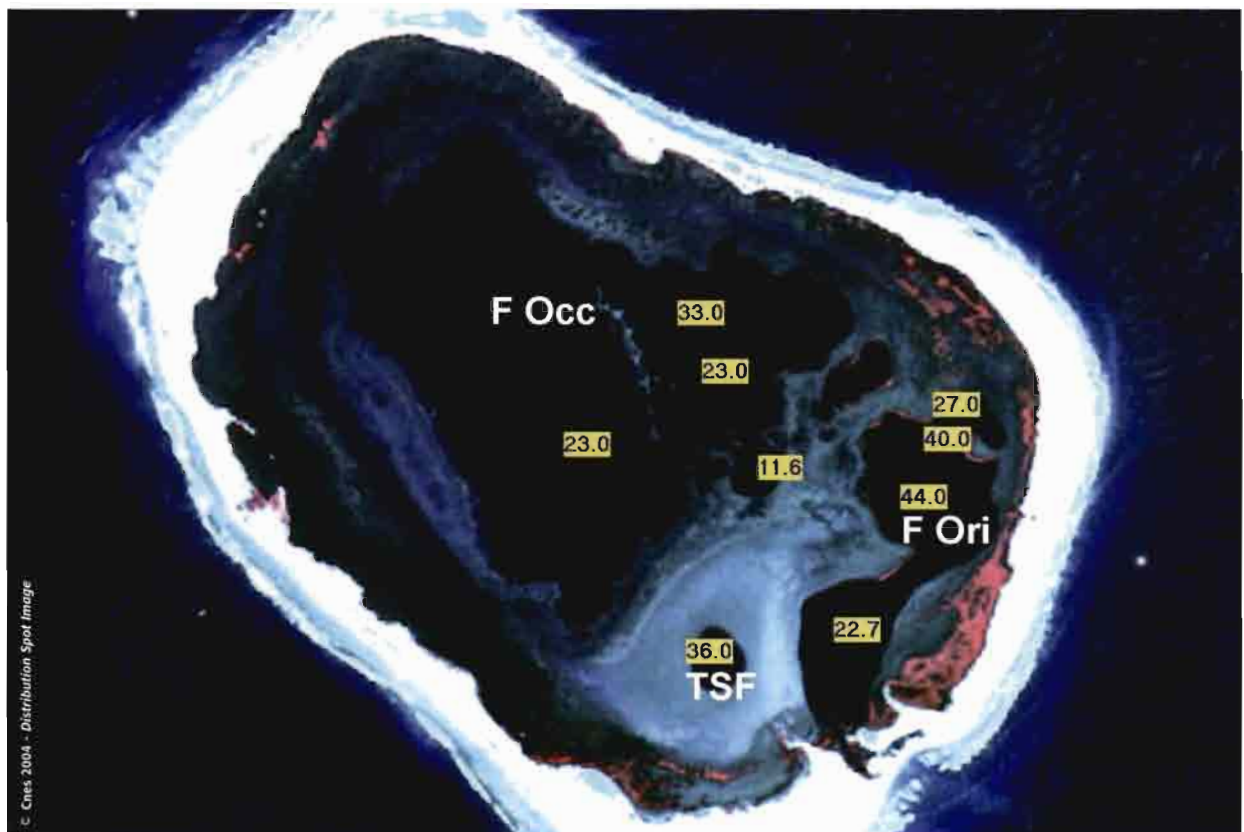


Figure 44 : bathymétrie réalisée dans le lagon en février 2006.  
Clipperton lagoon bathymetry as surveyed in February 2006.



Figure 45: couche de sédiment dans le TSF (-25 m).  
The sediment layer in the 25m deep TSF (trou sans fond) hole.

une profondeur comprise entre 2 et 5 m. On note la présence de deux fosses occidentales avec des profondeurs de 26 et 32 m, une fosse orientale présentant une profondeur de 45 m et une fosse nommée "trou sans fond" (TSF) dont la profondeur indiquée est supérieure à 90 m. Nous n'avons pas refait la bathymétrie de l'ensemble du lagon, mais nous nous sommes particulièrement intéressés aux fosses lagunaires et au fameux TSF.

Les données de bathymétrie acquises pendant l'expédition organisée par J.-L. Étienne apparaissent sur la figure 44.

Dans le TSF, nous n'avons jamais trouvé plus de 37 m de profondeur que ce soit à l'échosondeur, à la sonde manuelle ou en plongée. Cette fosse a un périmètre de 710 m (isobathe 2 m). Elle présente une cuvette de 439 m de périmètre (isobathe 30 m) dont la profondeur va de 30 m à 37 m. Le fond de la fosse est recouvert d'une couche de sédiment organique (Fig. 45) de 2,5 m d'épaisseur à l'endroit le plus profond où nous avons plongé (37 m). Par contre, nous n'avons pas observé cet "énorme bouchon" impossible à traverser par les plongeurs, dont parle Niaussat. La couche néphéloïde rencontrée se traverse facilement. Cependant, il est possible que

nous ayons manqué ce puits de plus de 91 m de profondeur lors de nos sondages, alors qu'il était apparu au cours des campagnes de 1967-1968. Ajoutons que Niaussat a retrouvé en 1976 l'indication manuscrite suivante sur une carte du Service hydrographique de la Marine nationale: "94 m, American data".

### \*\*\* Caractéristiques physiques et chimiques de l'eau lagunaire

Nous avons réalisé 54 profils verticaux de température, salinité, pH et pourcentage d'oxygène dissous en 21 stations du lagon et échantillonné 10 autres stations pour la détermination des concentrations de sels nutritifs, carbone organique total et métaux (Fig. 46). La profondeur de disparition du disque de Secchi variait de 2,5 à 3 m dans les fosses, et de 2 à 2,5 m dans les zones moins profondes du lagon.

### \*\*\* Température, salinité, pH et oxygène dissous

Les résultats des profils dans les trois fosses apparaissent dans la figure 47.

On retrouve les deux couches d'eau décrites par Niaussat (1986):

- Une couche superficielle entre 0 et 10 m, saumâtre (salinité moyenne de  $5,7 \pm 0,01$ ), oxygénée (le pourcentage de saturation en oxygène dissous augmente avec l'heure de la journée), avec un pH moyen de  $8,3 \pm 0,3$  (calculé à partir de la moyenne de concentrations en  $H^+$ ). La salinité de cette couche d'eau en février et mars 2005 était plus élevée que celles mesurées en 1967, 1968, 1976 et 1980. Les enregistrements de salinité d'une sonde placée au début janvier à la station M ( $10^{\circ}17'818N-109^{\circ}12'595W$ ) sur 2 m de fond et retirée à la fin mars 2005 montrent une augmentation régulière (de 5,3 le 7 janvier à 6,3 le 22 mars, Fig. 48), due à l'absence de précipitations pendant cette période. Par ailleurs, le pH était très proche de celui mesuré en 1980 mais nettement plus élevé qu'en 1968 et 1976 (Tab. XIV).



Figure 46: positions des profils de sonde (à gauche) et des stations prospectées pour les analyses chimiques (à droite). Les nombres représentent les points GPS.

Positions of the probe profiles (left) and chemical analyses stations (right). Numbers refer to the GPS waypoint identifications.

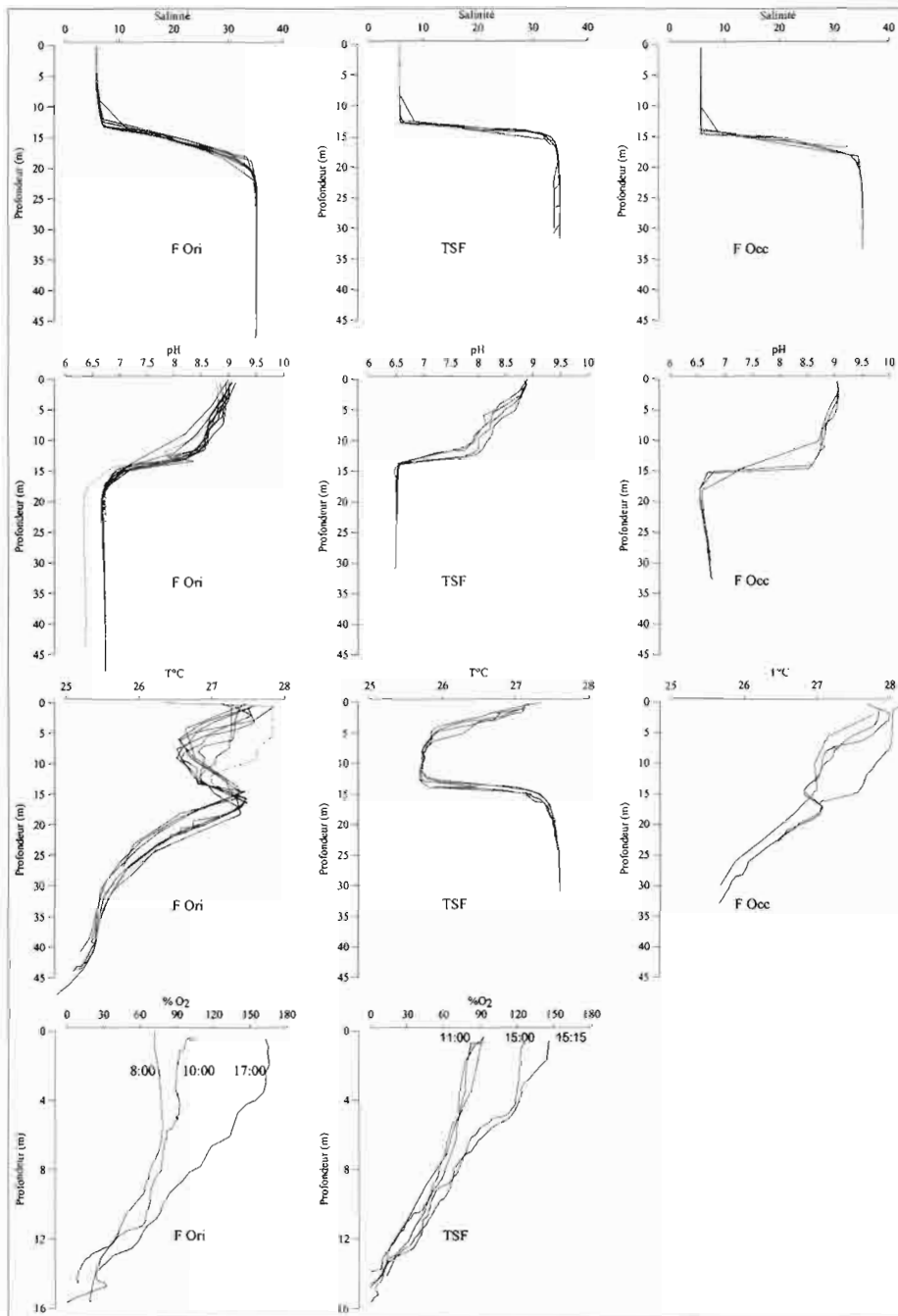


Figure 47: profils de salinité, pH, température et % oxygène dissous dans les trois fosses.  
Salinity, pH, temperature and oxygen saturation (%) vertical profiles in the three lagoon basins.

• Une couche d'eau profonde, de salinité voisine de celle de l'eau de mer ( $S=35$ ), anoxique, avec une forte odeur d' $H_2S$ , et un pH moyen de  $6,8 \pm 0,3$ . La salinité de cette couche profonde est voisine de celles mesurées dans le passé et le pH, voisin de celui mesuré en 1976, mais complètement différent des valeurs obtenues en 1968 et 1980 (Tab. XIV). Nous n'avons pas dosé l'hydrogène sulfuré sur place, mais un échantillon de la fosse orientale (point GPS 69) ramené dans une ampoule scellée contenait  $3785 \mu M$  de  $H_2S$ . Cette valeur est légèrement supérieure à celles

métalliques ( $FeS$ ) où  $Fe(II)$  provient de la réduction de  $Fe(III)$ ]. Le degré d'avancement des réactions redox dépend de la quantité de substrat (MO) qui peut très bien varier d'un lieu à l'autre.

Tableau XIV: salinité et pH dans les deux couches d'eaux du lagon.  
Salinity and pH in the two lagoon depth layers.

Dates	0-10 m		>20 m		Références
	Salinité	pH	Salinité	pH	
1967	3,7-4,0	ND	ND	ND	(Niaussat 1986)
1968	3,6-5,3	7 <sup>a</sup>	33,7-34,5	10 <sup>a</sup>	(Ehrhardt 1976)
1976	4,1-4,6	7,3-8,8 <sup>b</sup>	32,9-35,2	6,9-7,0 <sup>b</sup>	(Niaussat 1986)
1980	4,2-4,42	8,7-9,2 <sup>b</sup>	31,7-34,0	4 <sup>b</sup>	(Carsin <i>et al.</i> 1985)
2005	$5,76 \pm 0,01$	$8,3 \pm 0,3^c$	$34,73 \pm 0,03$	$6,8 \pm 0,3^c$	(Ce document)

a : papier indicateur - b : analyses différées - c : sonde *in situ*

données par Carsin *et al.* (1985) qui étaient au maximum de  $3120 \mu M$  dans le TSF. La présence d'hydrogène sulfuré dissous provient de la réduction bactérienne du sulfate dans la zone anoxique. Cette réduction se fait généralement en présence de bactéries du genre *Desulfovibrio* et *Desulfobacter* (Restituito 1984; Rougeaux *et al.* 2001).

Les fosses se différencient par leurs caractéristiques physiques, à savoir: les gradients de salinité, le pH et la température. Le gradient de salinité de la fosse orientale est ainsi moins important que celui de la fosse occidentale et nettement moins marqué que celui du TSF. Ceci avait déjà été observé par Niaussat (1986). Le pH des eaux de la couche 0-10 m est significativement différent dans les trois fosses et plus faible dans le TSF. Dans la couche plus profonde, le pH est identique dans les fosses orientales et occidentales et plus faible dans le TSF (Fig. 49). La variation de pH est le résultat d'un ensemble de réactions redox impliquant non seulement la sulfato-réduction mais également la minéralisation de la matière organique (MO). Certaines de ces réactions sont alcalinisantes [réduction de  $Fe(III)$  et  $Mn(IV)$ ] et d'autres, acidifiantes [méthanogenèse, précipitation de sulfures

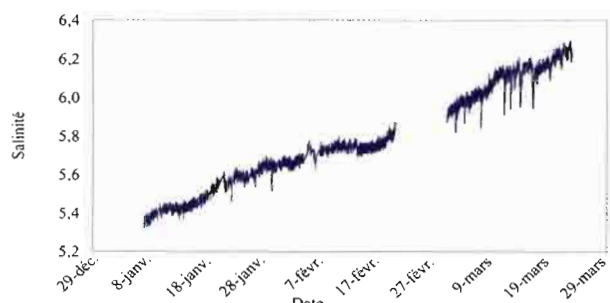


Figure 48: évolution de la salinité à la station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595 W) à 2 m de fond, du 7 janvier au 23 mars 2005. Données communiquées par Laurent Testut.

Salinity at station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595 W) (2 m depth) from January 7 to March 23 2005. Data provided by Laurent Testut.

Les profils de température sont différents dans les trois fosses :

- Dans la fosse orientale, la température décroît de la surface (27,5°C) jusqu'à 9 m où elle atteint 26,6°C. Puis elle augmente jusqu'à 16 m pour atteindre 27,5°C et diminue ensuite jusqu'au fond, à 44 m, où sa valeur est de 25,1°C.
- Dans le TSF, la température décroît de la surface

(27,4°C) jusqu'à 12 m où elle atteint 25,7°C puis augmente jusqu'à 27,3°C à 15 m. Elle se maintient ensuite entre 27,3 et 27,4°C jusqu'au fond à 32 m.

- Dans la fosse occidentale, la température décroît de la surface vers le fond, présentant parfois une augmentation vers 20 m.

Ces augmentations de température dans les fosses entre 9 et 16 m n'ont été observées ni par Carsin *et al.* (1985) ni par Niaussat (1986). Se produisant dans la zone de transition séparant les couches saumâtre et salée, elles seraient dues à l'activité microbienne qui dégrade une matière organique très abondante, comme l'attestent les observations que nous avons réalisées en plongée dans les fosses ainsi que les échosondages. Les données de carbone organique total de la partie suivante, "Les sels nutritifs et la matière organique", confirment d'ailleurs cette richesse. L'activité minéralisatrice des bactéries se traduit à l'interface de salinité par la consommation totale de l'oxygène dissous. Il s'agit donc globalement d'une réaction d'oxydation du carbone organique en CO<sub>2</sub> dissous. Cette réaction exothermique pourrait donc

Tableau XV : concentrations en nutriments, en carbone organique total (TOC) et en chlorophylle (Chl) dans le lagon de Clipperton.  
Nutrient, total organic carbon (TOC) and chlorophyll (Chl) concentrations in Clipperton lagoon.

Site	Prof m	PO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	DIN	DIN/PO <sub>4</sub>	TOC	Chl totale	% Chl < 10 µm
		µM						µM	µg L <sup>-1</sup>	
TSF (29)	0	0,17	0,03	0,04	0,03	0,10	0,6	263	1,62	11,3
	5	0,19	0,62	0,05	0,02	0,69	3,6	250		
	10	0,08	0,38	0,06	0,02	0,46	5,8	270	1,34	24,0
	20					32,43		16034		
F Ori (67)	0	0,03	0,30	0,06	0,01	0,37	12,3		2,39	13,3
	5	0,08	0,30	0,07	0,04	0,41	5,1		3,69	13,3
	10	0,12	0,40	1,09	0,23	1,72	14,3		1,93	27,7
	20					88,40				
F Ori (79)	0	0,08	0,45	0,05	0,02	0,52	6,5	233	2,41	21,8
	5	0,12	0,41	0,05	0,02	0,48	4,0	231	2,28	23,8
	10	0,14	0,40	0,09	0,02	0,52	3,7	239	3,10	15,8
	20					28,58		1706		
F Occ (70)	0	0,14	0,16					238	3,06	10,0
	5	0,18	0,18	0,04	0,01	0,23	1,3	245	4,06	6,6
	10	0,28	0,18	0,06	0,02	0,26	0,9	252	4,51	6,4
	20					30,13		5331		
Lagon (L1)	1	0,16	0,23	0,08	0,01	0,32	2,0	260	3,10	9,0
Lagon (L2)	1	0,14	0,20	0,06	0,01	0,27	1,9	244	3,46	7,3
Lagon (L3)	1	0,09	0,10	0,06	0,02	0,18	2,0	253	2,18	12,4
Lagon (L4)	1	0,11	0,14	0,08	0,01	0,23	2,1	374	3,62	10,4
Lagon (L5)	1	0,06	0,24	0,07	0,03	0,33	5,5	252	0,78	27,7
F Occ (69)	0	0,12	0,02	0,07	0,01	0,10	0,8	203	3,61	11,6
	5	0,14	0,03	0,06	0,01	0,10	0,7	207	3,34	15,3
	10	0,19	0,03	0,07	0,01	0,11	0,6		1,72	13,9
	20							19499		

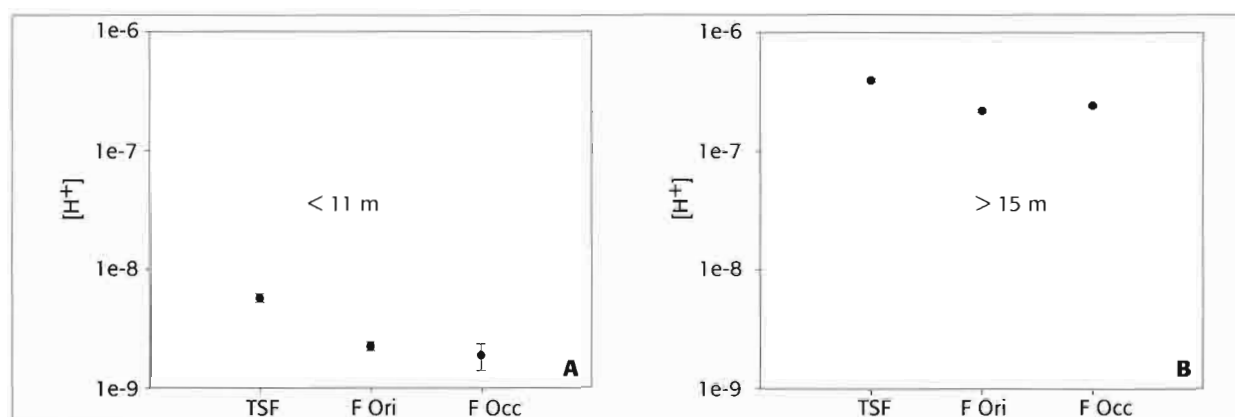


Figure 49 : moyenne  $\pm$  erreur standard de la concentration en  $H^+$  (mol L<sup>-1</sup>) dans les eaux des couches < 11 m (A) et > 15 m (B) des trois fosses du lagon de Clipperton.

Average ( $\pm$  standard error)  $H^+$  concentration (mol L<sup>-1</sup>) in the upper (0-10 m, A) and deeper (>15 m, B) layers of the three basins of Clipperton lagoon.

être à l'origine de l'anomalie positive des profils de température que l'on observe dans la zone de transition.

### •• Les sels nutritifs et la matière organique

Les résultats apparaissent dans le tableau XV.

Dans la couche des 10 premiers mètres, les concentrations en phosphate varient entre 0,1 et 0,3  $\mu$ M avec une moyenne de  $0,13 \pm 0,01$ . À l'exception du TSF (point GPS 29), les concentrations sont nettement plus faibles en surface qu'à 10 m, ce qui indique que le phosphate est activement consommé par le phytoplancton. Dans cette même couche, la concentration d'azote minéral dissous (DIN) est en moyenne de  $0,39 \pm 0,08 \mu$ M ( $0,24 \pm 0,04$   $NH_4$ ,  $0,12 \pm 0,05$   $NO_3$  et  $0,03 \pm 0,01$   $NO_2$ ).

Dans la couche profonde, nous n'avons pas pu mesurer la concentration en phosphate en raison d'interférences liées la présence d' $H_2S$  (Grasshoff *et al.* 1983). L'azote inorganique dissous avait une concentration de  $44,89 \pm 1,12 \mu$ M.

On n'observe pas de différence significative entre les stations. Le rapport DIN/ $PO_4$  dans la couche de 0-10 m est en moyenne de  $3,69 \pm 0,86$  mole/mole.

Murphy & Kremer (1983) donnent pour la couche des 0-10 m du lagon de Clipperton une concentration moyenne en DIN de 2,1  $\mu$ M, (1,5  $NH_4$ , 0,2  $NO_3$  et 0,4  $NO_2$ ). Cependant leurs mesures de concentration en  $NH_4$  n'ayant pas été réalisées rapidement après le prélèvement, sont suspectes.

La teneur moyenne en carbone organique total (dissous + particulaire) est de  $251 \pm 9 \mu$ M dans les 10 premiers mètres et de  $10643 \mu$ M  $\pm 4239$  dans la couche profonde. De très fortes valeurs de concentration en matière organique colorée (CDOM,) ont également été mesurées dans les eaux de fond du TSF ( $a_{335} > 55$  m<sup>-1</sup>).

Labondance de la matière organique d'origine phytoplanctonique peut-être estimée à partir de la chlorophylle *a* dont la concentration est de  $2,23 \pm 0,23 \mu$ g Chl *a* L<sup>-1</sup> dans la couche 0-10 m. La fraction du phytoplancton de taille inférieure à 10  $\mu$ m représente  $20,5 \pm 3,4\%$  de cette dernière valeur. On peut estimer la quantité de carbone phytoplanctonique en multipliant celle de la chlorophylle par un rapport carbone/chlorophylle. Ne disposant pas de rapport

pour des milieux tels que le lagon de Clipperton, nous avons choisis la valeur de 100, valeur située au milieu de l'intervalle donné par Lefèvre *et al.* 2003 pour ce rapport. On obtient 223  $\mu$ g CL<sup>-1</sup>.

### \*\*\* Les métaux dissous dans les eaux lagunaires

Les résultats apparaissent dans le tableau XVI.

#### • Lor et l'argent

Les concentrations en or (Au) et argent (Ag) du lagon, mesurées par ICP (Tab. XVI), ont toujours été inférieures aux limites de détection de la méthode ( $1,3 \mu$ g Au L<sup>-1</sup> et  $0,36 \mu$ g Ag L<sup>-1</sup>) et peuvent être comparées à celles du rapport du BRGM (Document confidentiel), de  $600 \mu$ g Au L<sup>-1</sup> et  $15000 \mu$ g Ag L<sup>-1</sup>, valeurs qui sont donc très largement au-dessus des limites de détection de notre méthode d'analyse.

#### • Le magnésium

La discontinuité physique de la colonne d'eau liée au gradient de salinité, se retrouve dans l'analyse chimique des eaux lagunaires. À cet égard, la concentration en Mg dissous est particulièrement significative: les eaux comprises entre la surface et 10 m ont une concentration moyenne de  $223 \pm 10$  mg Mg L<sup>-1</sup> ( $9,2 \pm 0,4$  mmol L<sup>-1</sup>) tandis que celles de 20 m en ont une de  $1186 \pm 7$  mg Mg L<sup>-1</sup> ( $48,7 \pm 0,3$  mmol L<sup>-1</sup>), ce qui est voisin de la concentration d'une eau de mer "moyenne" à 35 ( $54,5$  mmol L<sup>-1</sup>). Ces valeurs sont très inférieures à celles données par Niaussat (1986), qui atteignaient  $11000$  mg Mg L<sup>-1</sup> à partir de 22 m.

#### • Le fer

Les concentrations en fer dissous sont anormalement élevées dans les eaux saumâtres de la zone 0-10 m:  $20,8 \pm 7,4 \mu$ g Fe L<sup>-1</sup> ou  $0,37 \pm 0,13 \mu$ mol L<sup>-1</sup>, valeurs 1000 fois plus élevées que celles d'une eau de mer "moyenne", qui contient 5,6 à 14 ng Fe L<sup>-1</sup>, soit 0,1 à 0,25 nmol L<sup>-1</sup>. Le caractère superficiel de ces concentrations élevées est certainement un indice clair d'un apport de fer, probablement sous forme particulaire, d'origine éolienne combinée à celle de l'altération de la trachyte, roche dont le "rocher" constitue un témoin encore visible. Les fortes concentrations relevées dans la zone anoxique (>16 m avec:  $63,7 \pm 8,9 \mu$ g Fe L<sup>-1</sup> ou  $1,13 \pm 0,16 \mu$ mol L<sup>-1</sup>) témoignent

Tableau XVI : concentration en métaux dans le lagon analysés par ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry*). <LD=inférieure à la limite de détection.Lagoon metal concentrations as analyzed by ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry*). <LD=less than the detection limit.

Site	Prof	Al	Co	Fe	Mg	Mo	Zn	Au	Ag
	m	µg L <sup>-1</sup>			mg L <sup>-1</sup>	µg L <sup>-1</sup>			
TSF (29)	0	190,1	1,1	17,0	213,4	7,1	35,9	<LD	<LD
	5	44,8	0,7	27,5	210,4	5,3	49,8	<LD	<LD
	10	30,2	0,9	16,0	217,4	4,2	4,9	<LD	<LD
	20	<LD	3,4	56,3	1085,7	52,5	14,7	<LD	<LD
F Ori (67)	0	206,9	0,7	18,0	214,5	1,4	<LD	<LD	<LD
	5	40,6	0,3	16,4	224,6	0,3	<LD	<LD	<LD
	10	198,7	0,5	32,6	246,4	1,0	8,8	<LD	<LD
	20	<LD	4,7	76,0	1212,6	313,0	20,3	<LD	<LD
F Ori (79)	0	81,8	0,8	18,0	229,6	<LD	5,0	<LD	<LD
	5	69,7	1,0	19,5	217,9	<LD	0,5	<LD	<LD
	10	169,8	<LD	21,1	225,8	8,6	3,8	<LD	<LD
	20	<LD	<LD	64,2	1216,6	267,5	12,8	<LD	<LD
F Occ (70)	0	30,8	<LD	17,8	233,0	<LD	<LD	<LD	<LD
	5	106,1	<LD	17,0	228,3	<LD	<LD	<LD	<LD
	10	155,3	0,1	17,6	223,3	<LD	6,5	<LD	<LD
	20	<LD	<LD	58,3	1227,3	12,6	<LD	<LD	<LD
Lagon (L1)	1	11,4	<LD	16,5	224,6	<LD	9,5	<LD	<LD
Lagon (L2)	1	13,1	<LD	15,5	214,6	<LD	5,5	<LD	<LD
Lagon (L3)	1	26,5	<LD	24,0	219,5	<LD	3,3	<LD	<LD
Lagon (L4)	1	30,5	<LD	43,3	240,4	<LD	7,3	<LD	<LD
Lagon (L5)	1	14,2	<LD	16,0	225,7	<LD	3,3	<LD	<LD
F Occ (69)	5	<LD	<LD	34,5	215,9	8,6	12,6	<LD	<LD
	10	<LD	<LD	14,4	214,7	3,6	57,3	<LD	<LD
	20	<LD	<LD	55,2	964,7	9,7	9,4	<LD	<LD

de la réduction en milieu anoxique, d'espèces ferriques (Fe III), particulaires et insolubles, en fer ferreux (Fe II) soluble. Le fer(III) joue alors le rôle d'accepteur d'électrons, permettant l'oxydation de la matière organique et se trouve lui-même réduit en Fe(II). Cette réaction bien connue de la diagenèse de la matière organique est catalysée par des enzymes bactériennes.

Niaussat (1986) ne donne pas de valeurs de fer dans la couche 0-10m. En revanche, les valeurs qu'il donne pour la couche anoxique (190 à 370 µg Fe L<sup>-1</sup>) sont trois à sept fois plus élevées que la moyenne que nous avons observée.

### ... Le sédiment du trou sans fond

#### ... Analyse du solide par diffraction des rayons X (DRX)

Le diagramme de diffraction réalisé avec une anticathode en cobalt (rayonnement X de relaxation K $\alpha$ ) ne montre que des pics correspondant à la présence

de halite (NaCl) (Fig. 50). Il s'agit d'un artefact lié à la lyophilisation du sédiment: l'évaporation de l'eau sous vide provoque la cristallisation du sel de mer qui y est contenu. L'absence de tout autre pic montre que le sédiment est constitué d'une phase solide amorphe qui induit un bombement de la ligne de base dans l'intervalle  $30^\circ < 2\theta < 20^\circ$ .

Les pics à 3,97 et 3,70 Å pourraient être associés à l'hydrohalite (NaCl.2H<sub>2</sub>O, fiche JCPDS n° 29-1197).

#### ... Analyse du solide par spectroscopie infrarouge

Ce type d'analyse ne détecte pas les liaisons de type ionique. L'absorption du rayonnement infrarouge (IR) incident par l'échantillon est liée à l'excitation des fonctions d'ondes de vibration suivant les différents modes possibles. On détectera donc les liaisons covalentes de la matière organique et de la silice SiO<sub>2</sub> ainsi que celles qui unissent les atomes des ions polyatomiques (carbonate, sulfate, phosphate...). Chaque type de liaison étant caractérisé par une fréquence de vibration caractéristique [on utilise le



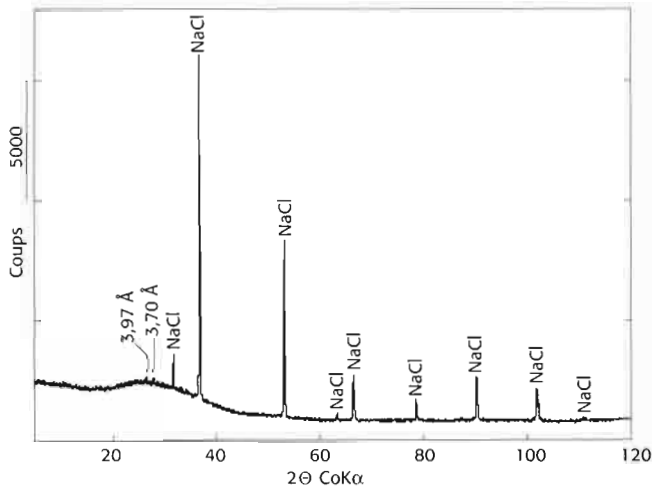


Figure 50: diagramme de diffraction réalisé avec une anticathode en cobalt.  
*Diffraction diagram provided by a cobalt anticathode.*

nombre d'onde  $1/\lambda$  (en  $\text{cm}^{-1}$ ) qui est proportionnel à la fréquence :  $n = c/\lambda$ . Le spectre IR est représenté sur la figure 51.

Le spectre expérimental (en trait noir gras) est comparé à celui de solides de référence. La partie gauche du spectre expérimental ( $1\,500 < 1/\lambda < 3\,500$ ) montre la présence d'eau (liaisons O–H) et de matière organique (liaisons C–O). La partie droite ( $400 < 1/\lambda < 1\,500$ ) concerne la phase minérale qui s'ajuste correctement au spectre de la silice amorphe et peut-être également à un solide amorphe intermédiaire entre l'apatite  $\text{Ca}_5\text{OH}(\text{PO}_4)_3$  et la fluoro-apatite  $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$ , le caractère amorphe se traduisant par un décalage en fréquence et un étalement des pics d'absorption. La silice amorphe a peut-être une double origine, minérale et biogénique :

- minérale par l'altération des verres volcaniques ;
- organique s'il s'agit de l'opale des frustules de diatomées, algues qui constituent une part importante de la production phytoplanctonique.

### •• Analyse des éléments majeurs

Elle a été réalisée sur deux points par spectroscopie MEB-EDAX. Bien que la mesure soit semi-quantitative, sa qualité peut être testée en comparant le rapport Na/Cl dans l'eau de mer et dans le sédiment. La lyophilisation entraînant la précipitation des sels qui y sont contenus, le rapport atomique Na/Cl doit être voisin de celui de l'eau de mer si on admet que ces deux éléments proviennent majoritairement de la solution et non du sédiment. Dans l'eau de mer "moyenne" le rapport Na/Cl vaut 0,86 et notre valeur moyenne est très proche de 0,90 (Tab. XVII). En revanche, le rapport atomique Na/Mg, qui est de 8,8 dans l'eau de mer "moyenne", est de 4,6 dans le sédiment. Ceci montre que le magnésium, beaucoup plus enrichi dans le solide que le chlore, ne peut être apporté uniquement par l'évaporation de l'eau. Il a donc également une origine sédimentaire détritique comme cela a déjà été observé pour le fer, qui provient de l'altération marine de la roche volcanique, comme on l'a vu.

Le caractère le plus marquant réside dans la concen-

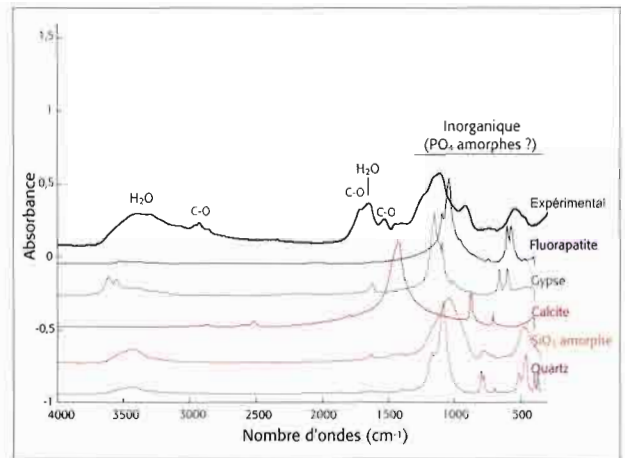


Figure 51: spectre infrarouge du sédiment de Clipperton (TSF) réalisé par spectroscopie.

*Clipperton lagoon (TSF) sediment Infra-red spectrum obtained by spectroscopy.*

tration très élevée en phosphore (en rouge dans le tableau) dont l'origine est probablement à chercher dans les excréments des milliers d'oiseaux de mer qui peuplent l'île de Clipperton. Le phosphore excrété provenant lui même du squelette des poissons (phosphates de calcium) qui constituent la nourriture exclusive des oiseaux. Ce sont ces déjections, accumulées pendant des siècles, voire des milliers d'années, qui ont fait de Clipperton un important producteur de guano.

Il est à première vue surprenant que la vase ne renferme pas de phase solide carbonatée puisque l'îlot est ceinturé par une barrière de corail. On devrait donc retrouver dans le TSF et les fosses un sable corallien tel qu'on en rencontre dans les lagons de tous les atolls. L'explication est probablement la suivante: la zone profonde anoxique située sous la barrière de densité (pycnocline) présente un pH voisin de 6,6, à priori suffisamment acide pour dissoudre les particules de carbonate de calcium qui, lors de leur sédimentation vers le fond, transitent par la zone anoxique. Ceci expliquerait l'absence de carbonate révélée par le spectre d'absorption IR ainsi que la faible teneur en calcium du sédiment donnée par l'analyse EDAX (2,2%).

Tableau XVII: résultats de l'analyse par spectroscopie MEB-EDAX des éléments majeurs du sédiment du TSF.

*Results of MEB-EDAX spectroscopic analyses on TSF sediment.*

Élément	% massique	% atomique
F	3,8	5,9
Na	23,6	30,1
Mg	5,4	6,5
Al	1,6	1,8
Si	2,8	2,9
P	12,4	11,7
S	4,7	4,3
Cl	40,4	33,4
K	1,4	1,0
Ca	2,2	1,6

Tableau XVIII: résultats de l'analyse par ICP-MS des concentrations en éléments traces (ppm) du sédiment du TSF. Comparaison avec une eau de mer "moyenne".

Results of the ICP-MS analysis on trace elements (ppm) of TSF sediments. Comparison with average seawater constituents.

Élément	Sédiment	Eau de mer	Élément	Sédiment	Eau de mer
V	1,6	1,5 10 <sup>-3</sup>	Ag	0,16	3,0 10 <sup>-6</sup>
Cr	11,9	2,0 10 <sup>-4</sup>	Sn	5,78	5,0 10 <sup>-7</sup>
Co	3,48	1,0 10 <sup>-6</sup>	Sb	1,11	1,5 10 <sup>-4</sup>
Ni	88,3	5,0 10 <sup>-4</sup>	Ba	13,8	1,37 10 <sup>-2</sup>
Cu	53,9	2,5 10 <sup>-4</sup>	La	0,81	4,0 10 <sup>-6</sup>
Zn	86,2	4,0 10 <sup>-4</sup>	Ce	2,29	3,0 10 <sup>-6</sup>
Rb	2,36	1,2 10 <sup>-1</sup>	W	12	9,0 10 <sup>-5</sup>
Sr	156	7,88	Pb	7,37	2,0 10 <sup>-6</sup>
Zr	41,5	3,0 10 <sup>-5</sup>	U	0,88	3,0 10 <sup>-3</sup>
Mo	5,88	1,05 10 <sup>-2</sup>			

### \*\*\* Analyse des éléments trace

L'analyse des éléments trace a été faite par ICP-MS sur un seul échantillon de sédiment prélevé en plongée dans la vase du TSF à 37 m de profondeur. On doit donc être prudent dans l'analyse de ces données, sachant que le sédiment n'est certainement pas strictement homogène sur toute l'étendue de la zone anoxique.

Les résultats exprimés en ppm (mg kg<sup>-1</sup> de poids sec) sont présentés dans le tableau XVIII et comparés à la concentration des mêmes éléments dans l'eau de mer "moyenne" (Michard 1989). Le graphique de la figure 52 représente le nuage de points obtenus lorsque l'on représente la concentration dans l'eau de mer en fonction de la concentration dans le sédiment. Pour une raison évidente d'échelle, ce graphique est bi-logarithmique.

L'ellipse qui englobe le nuage de points de la figure 52 montre une corrélation assez mauvaise mais néanmoins indéniable entre l'abondance des éléments dans l'eau de mer et dans le sédiment. Le strontium est l'élément trace le plus abondant dans les deux milieux, ce qui n'est pas surprenant dans la mesure où la biosynthèse du squelette de carbonate de calcium (aragonite) des coraux incorpore facilement cet élément qui a des

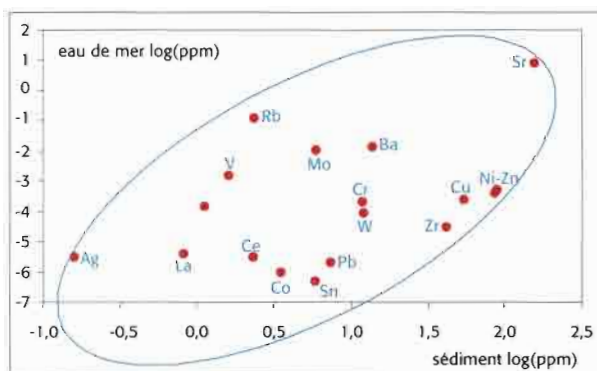


Figure 52: nuage de points obtenus lorsque on représente la concentration des éléments dans l'eau de mer en fonction de la concentration dans le sédiment (échelle bi-logarithmique).

Plot of element concentrations, in both the sediment and sea water (bi-logarithmic scale).

propriétés chimiques très voisines de celles du calcium. À l'opposé, l'argent est limité dans ces deux milieux par sa très faible abondance naturelle: parmi les 90 éléments répertoriés dans la croûte terrestre il occupe le 67<sup>e</sup> rang. Le sous-ensemble à l'intérieur de l'ellipse constitué par Ce, Co, Sn et Pb représente des éléments dont la concentration dans l'eau de mer est voisine de celle de l'argent. Par contre ils sont très enrichis dans le sédiment. Il est donc très peu vraisemblable qu'ils soient liés à la fraction carbonatée détritivée résultant de l'altération du corail puisque

ces animaux coloniaux incorporent dans leur squelette les éléments présents dans l'eau de mer où ils puisent le calcium nécessaire à l'élaboration de leur structure solide. Il faut donc encore une fois admettre que ces éléments, de même que le trio Cu-Ni-Zn, ont pour origine la roche mère volcanique, le basalte, qui a donné naissance à l'îlot.

### ... Métabolisme global du lagon

La concentration en oxygène mesurée pendant 37 h à la station M (10°17'818N-109°12'595W), à 3 m de profondeur, varie de 7,08 à la fin de la nuit à 9,16 mg O<sub>2</sub> L<sup>-1</sup> à la fin de la journée. L'évolution du pH suit celle de l'oxygène variant de 8,77 à 8,95 (Fig. 53). La diminution nocturne de l'oxygène et du pH reflète l'effet de la respiration de la communauté lagonaire et l'augmentation diurne, celui du bilan positif photosynthèse-respiration.

Les bilans horaires d'oxygène corrigés de la diffusion (voir matériel et méthode) apparaissent dans la figure 54. Pendant la nuit la respiration est en moyenne de 0,53 ± 0,06 mg O<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> h<sup>-1</sup>.

Les résultats métaboliques calculés sur 12 h de jour et 12 h de nuit sont donnés dans tableau XIX. Les taux métaboliques en terme de carbone ont été calculés en prenant l'hypothèse que le quotient photosynthétique est égal au quotient respiratoire et égal à 1.

Tableau XIX: résumé des résultats des taux métaboliques mesurés à la station M (10°17'818N-109°12'595W) et comparaison avec ceux obtenus à la station 3 par Murphy & Kremer (1983). P<sup>N</sup>=production nette, R=respiration et P<sup>B</sup>=production brute.

Summary of metabolic rate measurements at station M (10°17'818N-109°12'595W) and comparison with Murphy & Kremer's (1983) data for their station 3. P<sup>N</sup>=net production, R=respiration and P<sup>B</sup>=gross production.

Site/rate	Station M 2005	Station M 2005	Station 3 (Murphy & Kremer 1983)
P <sup>N</sup>	3,8 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	1,4 g C m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	11,7 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>
R	6,3 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	2,4 g C m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	20,2 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>
P <sup>B</sup>	10,1 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	3,8 g C m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>	22,5 g O <sub>2</sub> m <sup>2</sup> jour <sup>-1</sup>

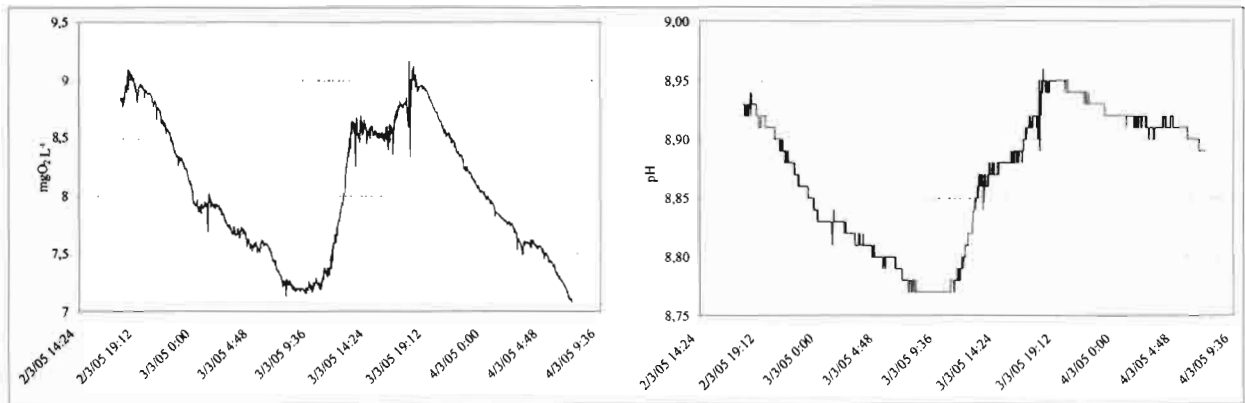


Figure 53 : évolution de la concentration d'oxygène dissous et du pH mesurés à 2m pendant 37h à la station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595W) (fond: 3m).  
*Dissolved oxygen concentration and pH time evolution at a 2m depth during a 37hour-long survey made at station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595W) (3m deep).*

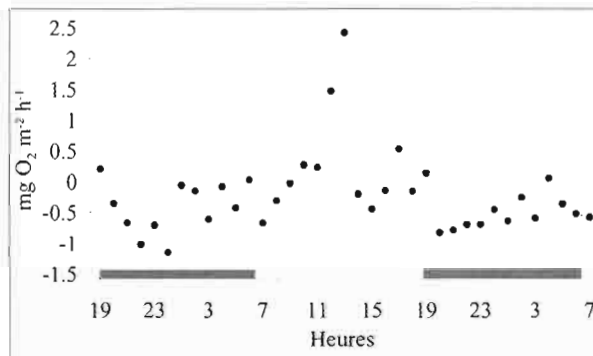


Figure 54 : bilans horaires d'oxygène corrigés de la diffusion dans le lagon de Clipperton, sonde placée à 2m de profondeur à la station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595W) (3m de profondeur).  
*Hourly dissolved oxygen budgets (corrected for diffusion) in Clipperton lagoon, probe located at a depth of 2m at station M (10° 17' 818N - 109° 12' 595W) (3m depth).*

Nos valeurs de production nette et de respiration sont trois fois plus faibles que celles données par Murphy & Kremer (1983) pour la station 3 proche de notre station M, alors que notre production brute est deux fois plus faible. Nous n'avons pas d'explication à cette différence.

### • • • Échanges avec l'océan

Pour comprendre le fonctionnement biogéochimique du lagon, nous nous sommes intéressés aux échanges d'eau entre le lagon et l'océan.

La date de la fermeture du lagon n'est pas évidente à déterminer. Bourrouil-Le Jan (cet ouvrage) considère que le lagon a commencé à se fermer il y a 2850 ans à cause de la baisse du niveau de la mer. Des datations réalisées sur des porites collectés à 15m de profondeur correspondent à 2850 ± 80 années. De même, la datation d'une huître (*Pycnodonta*) montre qu'elle aurait vécu dans le lagon à 30m de profondeur il y a 650 ± 60 ans. D'autres datations donnent des résultats différents. Ainsi, les datations au radiocarbone réalisées par le *Laboratory of the Institute of Geophysics, UCLA* sur des spondyles échantillonnés en 1958 dans le lagon à une profondeur de 18m montrent que cet organisme marin vivait il y a 370 ans et les auteurs du rapport de datation (Fergusson & Libby 1962) considèrent que cette date serait probablement la date fermeture du lagon. Une autre estimation peut être faite à partir de cartes historiques. La première

carte de Clipperton dessinée par Sir Edward Belcher en 1839 montre qu'il existait deux passes à cette époque, situées au nord-est et au sud-est. Ces deux passes n'apparaissent plus dans la carte dessinée par Sir Hennig Master en 1849 ni dans celle de Le Coat de Kerveguen dessinée en 1858. En 1858, les eaux lagunaires de surface étaient encore salées, mais trois ans plus tard (1861) l'officier américain Griswold rapporte que les eaux sont douces et buvables.

Il est donc probable que le lagon de Clipperton ait connu depuis 3000 ans plusieurs épisodes de fermeture et réouverture. La dernière fermeture aurait eu lieu entre 1839 et 1849.

Nous avons prospecté l'ancienne passe sud-est, située près du "rocher" car nous avons noté à ce niveau, dans le lagon, la présence d'eau présentant une salinité proche de celle de l'océan et la présence de quelques poissons marins. On trouve une petite baie d'une centaine de mètres de longueur, de moins d'un mètre de profondeur contenant de l'eau dont la salinité est comprise entre 27 et 33 (Fig. 55). Cette eau d'origine océanique peut soit percoler à travers le sable du cordon littoral, particulièrement étroit à ce niveau, soit passer à marée haute au-dessus du cordon littoral. Cependant, le volume d'eau océanique qui pénètre dans le lagon à cet endroit, apparaît très faible par rapport au volume du lagon. Compte tenu de la faible largeur du cordon littoral à cet endroit, il est très probable que cette passe puisse se rouvrir à l'occasion d'un événement cyclonique.



Figure 55 : photo aérienne de l'ancienne passe sud-est de Clipperton.  
*Aerial photo of the former south-east passage.*

Tableau XX : caractéristiques de la lentille d'eau douce.  
*Chemical characteristics of the freshwater lens.*

Lieu	Salinité	PO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	NO <sub>2</sub>	DIN	DIN/PO <sub>4</sub>	TOC
								μM
Lentille	0,2	40,1	0,9	3329	0,6	3330	83,1	60,0
Lagon < 10 m	5,8	0,13 ± 0,01	0,24 ± 0,04	0,12 ± 0,05	0,03 ± 0,01	0,39 ± 0,08	3,69 ± 0,86	251 ± 9

### La lentille d'eau douce

On trouve sur Clipperton, comme dans toutes les îles coralliennes, une lentille d'eau douce qui pourrait potentiellement être utilisée pour l'alimentation.

Nous avons donc creusé à la tronçonneuse un puits de 1 m<sup>2</sup> sur une profondeur de 1 m à quelques mètres du lagon. Nous avons trouvé une eau transparente, de salinité (0,2) 25 fois plus faible que celle du lagon, une teneur en matière organique

(TOC = 60 μM) quatre fois plus faible, et des teneurs en phosphate (40 μM) et nitrate (3329 μM), respectivement 300 et 28000 fois plus élevées (Tab. XX). Les teneurs en nitrate et phosphate sont respectivement quatre et neuf fois plus élevées que les teneurs autorisées par la norme française pour l'eau du robinet. Cette eau douce est donc parfaitement utilisable pour se laver, mais sa consommation n'est pas conseillée.

## CONCLUSION

- La fosse orientale est la plus profonde (45 m) mais nous n'avons pas trouvé de profondeur > 37 m dans le trou sans fond (TSF).
- Après probablement plusieurs épisodes de fermeture et réouverture, les entrées d'eau océanique sont actuellement peu importantes. Compte tenu de la faible largeur du cordon littoral au sud-est, il est très probable que le lagon se ré-ouvre naturellement à la suite d'une forte houle.
- Clipperton est un écosystème méromictique (à deux couches) avec :
  - Une couche d'une dizaine de mètres, peu salée (S = 5,7), basique (pH = 8,3) et oxygénée. Malgré les enrichissements en azote et phosphore par les déjections d'oiseaux marins, les teneurs en azote (0,39 μM) et phosphore (0,13 μM) minéraux sont relativement faibles.
  - Une couche profonde, salée (S = 35), anoxique, acide (pH = 6,8) contenant une forte quantité d'H<sub>2</sub>S (91 mL<sup>-1</sup>), une forte teneur en carbone organique total (10643 μM ± 4239) et en azote minéral dissous (44 ± 1 μM). Cette zone anoxique est une sorte de cuve à fermentation dans laquelle la matière organique est en cours de reminéralisation par les bactéries. L'activité bactérienne y est suffisamment importante pour élever la température de l'eau dans la zone de transition séparant les deux masses d'eau et au niveau du sédiment recouvrant le fond du TSF.
- On retrouve les produits de l'altération marine de la roche volcanique (trachyte) dans :
  - Les eaux de la couche 0-10 m, qui sont particulièrement riches en fer dissous.
  - Les sédiments qui contiennent de la silice amorphe provenant de l'altération des verres volcaniques en plus de l'opale des frustules de diatomées, ainsi que des fortes teneurs en magnésium et en éléments traces.
- La lentille d'eau douce, très chargée en nitrate et

- phosphate, est impropre à la consommation.
- Nous n'avons trouvé ni or ni d'argent en concentration importante dans les eaux et les sédiments.

L'ensemble de ces résultats a été acquis au cours d'une mission sur le terrain de quelques semaines seulement. Les conclusions que nous en avons tirées ne peuvent donc être que partielles et représentent l'équivalent d'une vue "instantanée" de l'écosystème de Clipperton. Comme dans tout écosystème, les variations temporelles et spatiales des interactions entre les compartiments biologiques et "inorganiques" sont importantes et l'amélioration de nos connaissances passera nécessairement par un suivi plus large dans l'espace et plus long dans le temps.

De nombreux points restent à préciser :

- Sur la colonne d'eau :
  - Étudier plus en détails la position et les oscillations spatio-temporelles de la barrière de densité.
  - Mesurer les coefficients de mélange eau douce-eau de mer en acquérant des connaissances sur la composition chimique des précipitations.
  - Préciser sa composition chimique en effectuant des analyses complètes des éléments majeurs et des métaux trace de manière à mieux contraindre les processus biogéochimiques qui s'y déroulent et spécialement le métabolisme du soufre.
- Sur le sédiment :
  - Préciser son hétérogénéité spatiale en effectuant des prélèvements que l'on analysera en termes de porosité, granulométrie, et composition en C, H, et N.
  - Identifier les processus diagénétiques de minéralisation de la matière organique : sulfato-réduction, méthanogenèse, oxydo-réductions du fer, du manganèse, de l'iode, etc.
  - Mesurer les flux de diffusion des substances nutritives (C, N et P) qui jouent à n'en pas douter

un rôle important dans le développement phyto-planctonique.

- Évaluer la part fossile et actuelle de l'altération du basalte et préciser le devenir des sédiments coralliens.
- Trancher la polémique concernant la présence ou l'absence de concentrations "anormales" d'argent et d'or. Nos résultats étant en total désaccord avec les anciennes mesures du BRGM.

Cette énumération n'est pas exhaustive et il s'agit simplement de proposer quelques pistes de recherches pour l'avenir.

L'îlot de Clipperton constitue par lui même un écosystème exceptionnel. La méromicticité du lagon avec son interface qui sépare une eau quasi-douce et oxygénée, d'une eau de mer anoxique est un environnement géochimique probablement unique au monde. On peut donc souhaiter qu'on y découvre jamais ni or ni argent afin qu'il soit éternellement préservé de toute activité industrielle et qu'il continue d'être ce merveilleux laboratoire naturel qui fait rêver les scientifiques.

- CARSIN J.-L., BOURROUILH-LE JAN F., MURPHY R.-C., TAXIT R. & NIAUSSAT P.-M. 1985. – The natural eutrophication of the water of the Clipperton lagoon: equipments, methods, results, discussions, in GABRIE C., TOFFART J.-L. & SALVAT B. (Eds), *Proceedings of the fifth International Coral Reef Congress, Tahiti, 27 May-1 June 1985. Vol. 3: Symposia and Seminars (A)*. MNHN-EPHE: 359-364.
- EHRHARDT J.-P. 1976. – Hydrobiology of the Clipperton lagoon. *Cahiers du Pacifique* 19: 89-112.
- FERGUSON G.-J. & LIBBY W.-F. 1962. – UCLA radiocarbon dates I. *Radiocarbon* 4: 109-114.
- GRASSHOFF K., EHRHARDT M. & KREMLING K. 1983. – *Methods of seawater analysis*, 2nd edition. Verlag Chemie, Weinheim, 419 p.
- HOLMES R.-M., AMINOT A., KÉROUEL R., HOOKER B.-A. & PETERSEN B.-J. 1999. – A simple and precise method for measuring ammonium in marine and freshwater ecosystems. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 56: 1801-1808.
- HONG H.-S., WU J.-Y., SHANG S.-L. & HU C.-M. 2005. – Absorption and fluorescence of chromophoric dissolved organic matter in the Pearl River Estuary, South China. *Marine Chemistry* 97: 78-89.
- JOST C. 2005. – Risques environnementaux et enjeux à Clipperton (Pacifique français). *Cybergeo* 314: 1-15.
- LEFÈVRE N., TAYLOR A.-H., GILBERT F.-J. & GEIDER R.-J. 2003. – Modeling carbon to nitrogen and carbon to chlorophyll a ratios in the ocean at low latitudes: Evaluation of the role of physiological plasticity. *Limnology and Oceanography* 48: 1796-1807.
- MICHARD G. 1989. – *Équilibres chimiques dans les eaux naturelles*. Publisud, Paris, 357 p.
- MONTOYA J., VOSS M., KAHLER P. & CAPONE D. 1996. – A Simple, High-Precision, High-Sensitivity Tracer Assay for N<sub>2</sub> Fixation. *Applied Environmental Microbiology* 62: 986-993.
- MURPHY R.-C. & KREMER J.-N. 1983. – Community metabolism of Clipperton Lagoon, a coral atoll in the eastern Pacific. *Bulletin of Marine Science* 33: 152-164.
- MURPHY J. & RILEY J.-P. 1962. – A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica Chimica Acta* 26: 31-36.
- NIAUSSAT P.-M. 1986. – *Le lagon et l'atoll de Clipperton*. Académie des sciences d'Outre-Mer, Paris, 189 p. (Travaux et mémoires de l'académie des sciences d'Outre-Mer; 8).
- ODUM H.-T. & HOSKIN C.-M. 1958. – Comparative studies on the metabolism of marine waters. *Publications of the Institute of Marine Science University of Texas* 5: 16-46.
- RAIMBAULT P., SLAWYK G., COSTE B. & FRY J. 1990. – Feasibility of using an automated colorimetric procedure for the determination of seawater nitrate in the 0 to 100 nM range: examples from field and culture. *Marine Biology* 104: 347-351.
- RESTITUITO F. 1984. – Contribution à l'étude d'une couche à hydrogène sulfure en lac méromictique (Lac Pavin, France). *Hydrobiologia* 109: 235-241.
- ROUGEUX H., GUEZENNEC M., CHE L.-M., PAYRI C., DESLANDES E. & GUEZENNEC J. 2001. – Microbial communities and exopolysaccharides from Polynesian mats. *Marine Biotechnology* 3: 181-187.
- SARAZIN G., MICHARD G. & PREVOT F. 1999. – A rapid and accurate spectroscopic method for alkalinity measurements in sea water samples. *Water Research* 33: 290-294.
- STRICKLAND J. & PARSONS T. 1972. – A practical handbook of seawater analysis. *Journal Fishery Research Board Canada* 167, 310 p.

Charpy Loïc, Rodier Martine, Sarazin G. (2009).

Biogéochimie du lagon.

In : Charpy Loïc (coord.). Clipperton : environnement et biodiversité d'un microcosme océanique.

Paris (FRA) ; Marseille : MNHN ; IRD, (68), 67-79. (Patrimoines Naturels ; 68). ISBN 978-2-85563-612-4