Notes Doc. Océanogr., 47, 2002

Polynésie française

I.R.D.
Institut de Recherche pour le Développement
(ex-ORSTOM)

Facteurs physiques du milieu dans les lagons des Tuamotu

Jean PAGÈS [a], Vincent PRASIL [b], Elzbieta LAUBE-LENFANT [c], Renaud FICHEZ [d]

Résumé

Pour les écosystèmes coralliens comme pour tout écosystème aquatique, les caractéristiques physiques sont les variables forçantes de base. Plusieurs programmes de recherche ont été menés dans les atolls des Tuamotu entre 1994 et 2002. Bien que les atolls "normaux" diffèrent peu entre eux, une approche comparative décèle un gradient hydraulique et trophique, rendu plus évident par quelques atolls "anormaux". A l'échelle d'un lagon entier, le fonctionnement hydraulique (temps de résidence de l'eau) et le niveau du lagon dépendent de la hauteur de la houle et de la morphométrie de la couronne récifale. Le renouvellement de l'eau contrôle en grande partie les propriétés biologiques de la colonne d'eau, bien liées à des descripteurs simples (transparence par disque de Secchi, et couleur de l'eau par échelle de Forel). La salinité n'est modifiée que dans des cas extrêmes de confinement. A une échelle spatio-temporelle plus fine, les autres propriétés physiques (température, transmission de la lumière, circulation interne) sont surtout dépendantes du vent local. Nous rappelons enfin quelques relations entre les facteurs physiques et des aspects appliqués de biologie, dont les *blooms* phytoplanctoniques et la perliculture.

Abstract

Physical environmental factors in the coral-reef lagoons of the Tuamotu

In coral-reef ecosystems, as in other aquatic ecosystems, physical characteristics are key forcing variables. Various research programs have been carried out between 1994 and 2002 in several lagoons, mostly in the Tuamotu atolls (French Polynesia). Their common theme was the study of the relationships between water column characteristics and planktonic processes. Although "normal" atoll lagoons are rather similar, our comparative approach could detect an hydraulic gradient, mirrored by a trophic gradient. These trends are confirmed by some few "abnormal" atoll lagoons. At the scale of a whole lagoon, water renewal rate (from the ocean into the lagoon) and lagoon level are controlled by swell height and reef-rim morphometry. Permanent passes, allowing tidal exchanges, have a negligible rôle. The trophic state of the water column, which is well correlated with water residence time, can be monitored through simple physical descriptors (turbidity by Secchi disk, water colour by Forel scale). Significant salinity (and $\delta^{18}O$) variations are found only in extreme cases of nearly land-locked lagoons. At a smaller spatial scale, inside a given lagoon, physical properties such as light absorption, vertical temperature profile, and internal circulation are mainly controlled by local wind. The rôle of physical factors is examplified by the relationships between water residence time and selected biological processes (planktonic blooms and pearl-oyster growth).

a: Centre IRD de Tahiti. B.P. 529. Papeete (Tahiti. Polynésie française)
b: Service de la Perliculture. BP 9047. Motu Uta (Tahiti. Polynésie française)
c: LODyC - UPMC . 4, pl. Jussieu. F-75252. Paris cedex 05
d: Centre IRD de Nouméa. B.P. 5 A. Nouméa (Nouvelle Calédonie)

Introduction

Les études sur les récifs coralliens se sont fortement développées dans les deux dernières décennies, en grande partie dans l'optique de leur protection comme en témoigne la création de l'ICRI (International Coral Reef Initiative). Cependant la plupart des études ne considèrent que "les coraux", faisant abstraction des propriétés physico-chimiques (et même biologiques) du milieu aquatique dans lequel vivent les différents organismes inféodés au "récif corallien" (*e.g.* Stiger & Payri, 1999). C'est oublier que "like other ecosystems, coral reef ecosystems are tightly coupled to their physical environment" (Moore, 1999). A de très rares exceptions près, l'accent est ainsi mis presque exclusivement sur la production secondaire et tertiaire. Contrastant avec cette tendance, les études menées par l'ORSTOM dans les lagons de Polynésie Française (Intes et al., 1990; Dufour & Harmelin-Vivien, 1997) ont porté sur la colonne d'eau et surtout sur le seston, base du réseau trophique.

Ces études ont confirmé que "the hydraulic residence time (or flushing rate of water) is a key variable for any aquatic ecosystem" (Cole & Pace, 1998). Ceci est d'autant plus vrai dans les eaux oligotrophes, où les facteurs physiques ("mass transfer") deviennent prédominants par rapport à la cinétique d'assimilation classique en milieux mésotrophes (Baird & Atkinson, 1997; Thomas & Atkinson, 1997; Sanford & Crawford, 2000).

Le présent document reprend des résultats issus principalement de deux programmes de recherche: TYPATOLL, mené sur le terrain de 1994 à 1997, et PGRN2 (Programme Général de Recherche sur la Nacre; 1996 - 1998. Dans le cadre de ce dernier, l'action de recherche "Réseau de Suivi de Lagons Perlicoles" a pu être poursuivie par l'EVAAM (devenu S.R.M., puis Service de la Perliculture) jusqu'en 2002. Nous utiliserons également quelques résultats acquis dans le lagon de Tahiti (programme ANTROPIC, 1995-96; Torréton et al., 1997) ou dans celui de Nouvelle Calédonie (Unité de Recherche CAMELIA, campagnes en 1999 et 2000; Fichez et al., données non publiées).

1. Cadre général

1.1. Météorologie

1.1.1. Variations annuelles

Le facteur principal du climat, à l'échelle annuelle, est la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), où se rencontrent d'une part l'alizé de S-E (*mara'amu*) contrôlé par les hautes pressions centrées sur les Kermadec (au N de la Nouvelle Zélande), d'autre part l'alizé de N-E (*haapiti*) contrôlé par l'anticyclone de l'Ile de Pâques (Rancher & Rougerie, 1993). La ZCPS canalise les dépressions sur un axe Cook - Australes. Les grosses houles résultantes seront ainsi souvent de secteur Sud-Ouest ou Sud par rapport aux Iles du Vent et aux Tuamotu du Nord.

1.1.1.1. Température de l'air

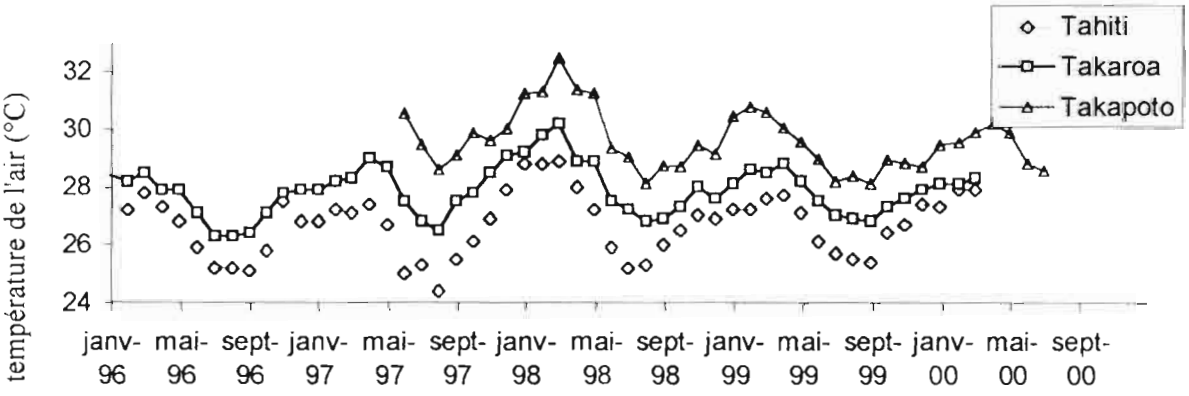


Figure 1. Variation de la température de l'air à Takapoto (relevés "Réseau"), comparée aux données MétéoFrance pour Takaroa et Tahiti-Faa'a. Moyennes par mois..

Le nombre de stations "officielles" a été fortement réduit après la mise en sommeil du C.E.P.. Les stations de MétéoFrance sont ainsi assez rares. La mise en route du "Réseau de Suivi" était ainsi une possibilité

de compléter la couverture de la région, même si les protocoles étaient moins rigoureux que ceux utilisés par les agents de MétéoFrance.

Ainsi, les relevés effectués tous les 2 ou 3 jours au site 1 (station EVAAM) de Takapoto (14°42' S), entre 11:00 et 13:00, montrent bien un rythme saisonnier plausible confirmé par les relevés de MétéoFrance à Takaroa (14°30' S) et à Tahiti-Faa'a (17°30' S) . Le pic présent en saison chaude 1997-98 aux trois stations pourrait bien correspondre à la situation El Niño de 1997-98. Quoi qu'il en soit, nous pouvons retenir que la température de l'air, mesurée dans ces conditions, varie entre 27,5°C et 31,0°C selon la saison et la latitude.

1.1.1.2. Pluie

La pluviométrie a été également suivie dans le cadre du "Réseau de Suivi". Cependant, ce paramètre dépend plus facilement du protocole exact, et nous avons eu recours aux données "officielles". La pluviométrie annuelle, telle que mesurée par MétéoFrance à Takaroa, est d'environ 1500 mm (1558 mm en moyenne mobile). L'évaporation effective d'une nappe d'eau libre (~ 70 % de la valeur Penman) est légèrement plus importante sur l'année (1640 mm en moyenne).

Sur les trois stations principales (Hao, Hereheretue et Takaroa, qui encadrent la majorité de l'archipel des Tuamotu), la pluviométrie d'Août est la plus basse, avec un déficit hydrique bien marqué.

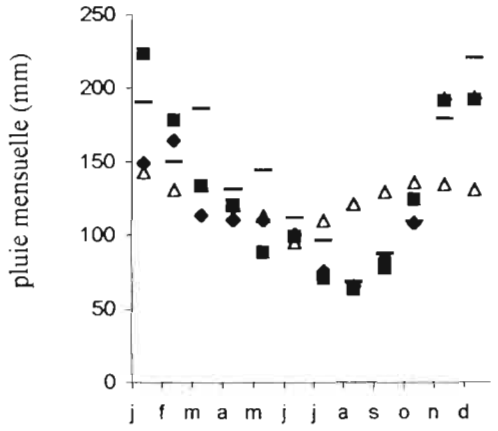


Figure 2. Variation moyenne de la pluviométrie mensuelle (moyenne mobile par Météo France) à Hao (◆), Hereheretue (—) et Takaroa (■) , et évaporation réelle (70 % de Penman) en moyenne sur les 3 stations (— Δ —-).

Ces hauteurs d'eau sont négligeables en termes de fonctionnement hydraulique à l'échelle d'un lagon, puisque le niveau d'un lagon "normal" peut varier de 50 cm en quelques jours. Ce n'est que dans quelques lagons peu ouverts vers l'océan que les échanges d'eau avec l'atmosphère peuvent influencer les marqueurs classiques (salinité et isotopes stables).

1.1.1.3. Vent

La vitesse moyenne du vent, tous secteurs confondus, est de l'ordre de 6 $m.s^{-1}$ (tableau). Les pointes sont de l'ordre de 10 m. s^{-1}. Sur la période du 1/2/94 au 31/7/97, nous n'avons pu déceler de signal saisonnier significatif quant à la vitesse ou à la direction du vent, aux trois postes MétéoFrance de Takaroa (TKX; 14°30 S, 145°00 W), Hao (HAO; 18°20 S, 140°50 W) et Hereheretue (HHT; 19°50 S, 145°00 W).

	vitesse du vent , en $m.s^{-1}$		
	TKX	HAO	HHT
moyenne	6,37	6,06	4,19
médiane	6,40	6,20	4,03
écart-type	2,59	2,37	2,04
5 % centile	2,10	2,00	1,14
25 % centile	4,50	4,37	2,59
75 % centile	8,28	7,74	5,63
95 % centile	10,70	9,60	7,68

Les vents dominants sont de secteur Est, aussi bien à Takaroa qu'à Hao. Si les vitesses moyennes (par exemple à Hao) sont assez équitablement réparties entre le SE et l'E, l'énergie (vitesse et fréquence) est clairement concentrée sur l'Est.

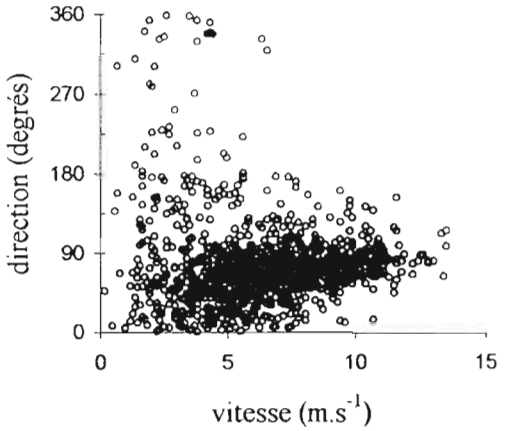


Figure 3. Distribution de la vitesse du vent en fonction de sa direction à Takaroa, entre 1994 et 1997, avec dominance des vents frais d'E-NE.

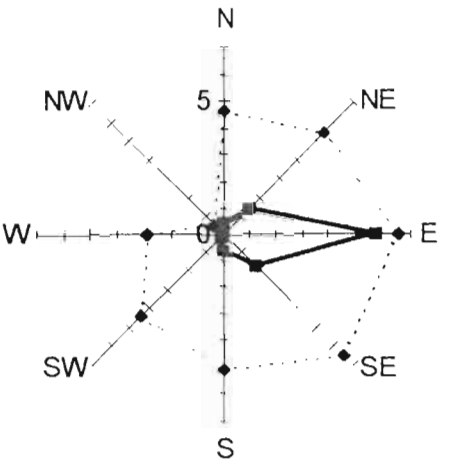


Figure 4. Distribution des vitesses moyennes (- ◆ -) et des fréquences relatives (trait gras) du vent à Hao, de 1994 à 1997.

A Hereheretue, la distribution des vents est plus variable, avec un pic secondaire de vent de N-NW en sus d'une dominance très diffuse du secteur Est (directions comprises entre 65° et 160°).

Il peut être utile de rappeler qu'un vent de 50 km/hr (~14 $m.s^{-1}$, soit à peu près le maximum de l'alizé) exerce une pression de 15 $kg.m^{-2}$ sur une surface perpendiculaire. Cette pression est proportionnelle au carré de la vitesse; un cyclone (200 - 220 km/hr) amènerait ainsi des pressions de l'ordre de 200 $kg.m^{-2}$.

1.1.2. Variations pluri-annuelles: ENSO

Sur une échelle pluri-annuelle, l'Oscillation Australe joue un rôle dans le climat de la région au sens large. Les conséquences du phénomène ENSO ("El Niño Southern Oscillation") s'exercent généralement plus à l'Ouest, mais le régime pluviométrique des Marquises peut être affecté. Les situations El Niño fortement marquées se font cependant ressentir, entraînant une probabilité nettement accrue de cyclones sur les Cook, les Tuamotu et la Société (cyclones correspondant au El Niño de 1982-83, ou de 1997-98; annexe A).

Sur la période 1970-1997, la saison des pluies (d'après les relevés du Service de l'Equipement à Afaahiti, sur la côte Est de Tahiti Nui) tend à être plus humide en situation La Niña, avec anomalie positive du SOI (Southern Oscillation Index).

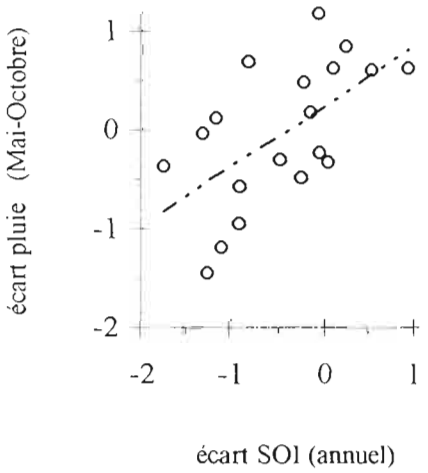


Figure 5. Anomalies de pluviométrie (écart réduit, sur le 2e semestre, de Mai à Octobre) en fonction de l'écart de l'indice SOI ("Southern Oscillation Index")à Afaahiti.

Une corrélation analogue, avec augmentation des précipitations (et des débits des rivières) en situation de SOI positif, a été établie pour les Fidji (Terry et al, 2001).

1.2. Houles

1.2.1. Hauteur

La hauteur de la houle, ou de la mer du vent, n'est pas mesurée actuellement en Polynésie. Les chiffres récents proviennent de données satellitaires disponibles pratiquement en temps réel (satellites radar à ouverture synthétique TOPEX/Poseidon et ERS). Nous avons extrait ces données d'un site Web installé par R. Leben (www-ccar.colorado.edu/~realtime/global_data_waves/wave.html).

Nous faisons la distinction entre les données brutes de satellite, H_{SAT}, et la houle "réelle", H_S. Nous avons en effet constaté que nos estimations visuelles, sur le terrain, le long de la crête du récif, divergeaient souvent des données satellitaires. H_{SAT} apparaissait sur-estimé de 1 m environ.

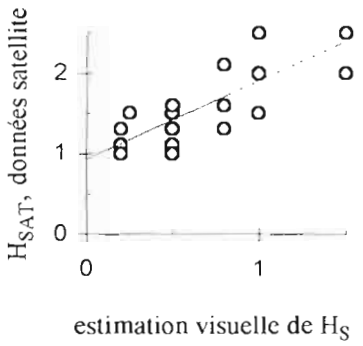


Figure 6. Comparaison des hauteurs de houle déterminées par satellite (H_{SAT}) et de nos estimations visuelles, de terrain (H_S).

Cette sur-estimation a été signalée par Cotton & Carter (1994). Elle est également confirmée indirectement par les mesures de courant dans la passe de Raroia (cf § 3.3.2), qui montrent un débit nul pour des H_{SAT} ~1 m.

Nous avons extrait les données satellitaires pour une zone 207°E-217°E / 9°S-20°S. Entre Mars 1997 et Novembre 2000 (n = 682), la hauteur brute , H_{SAT} , a une moyenne de 2,04 ± 0.45 m (les 0,1 et 0,9 centiles étant de 1,51 et 2,63 m respectivement). Ceci revient à une houle "réelle" H_S d'environ 1 m dans les Tuamotu du Centre et du Nord . Les données, non continues, ne montrent pas de signal saisonnier, alors qu'il est bien admis localement que les fortes houles de Sud ou de S-O sont plus probables entre Mai et Août.

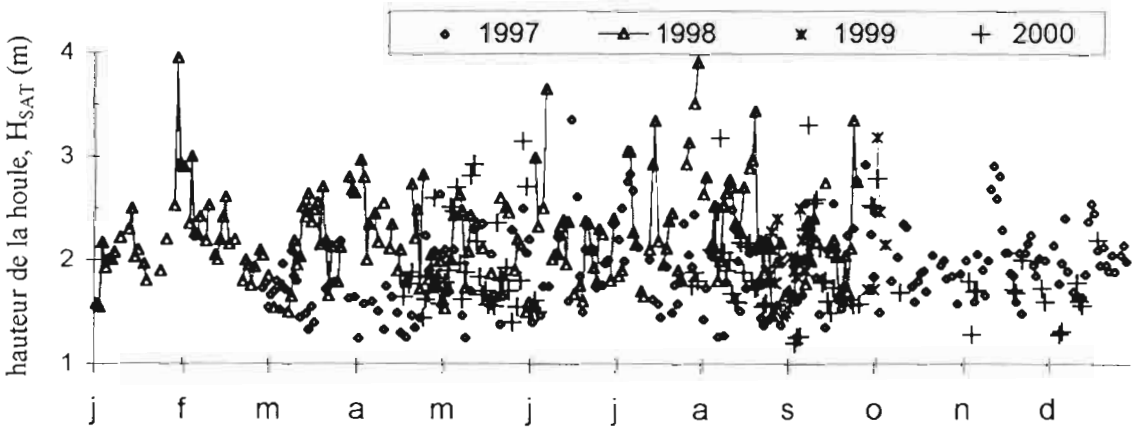


Figure 7. Relevé non exhaustif des hauteurs de houle (moyennes journalières pour 143 - 153°W, 9 - 20 °S) entre 1997 et 2000.

1.2.2. Direction

La distribution spatiale est plus claire, surtout en se référant à des archives d'observations de bateaux marchands (NOAA; in anon. 1979 MétéoFrance). D'après ces données, la plus grande part de l'énergie des

houles provient du secteur Sud, avec de fréquentes houles fortes du Sud-Ouest. Nous en avons une confirmation indirecte par les données satellites.

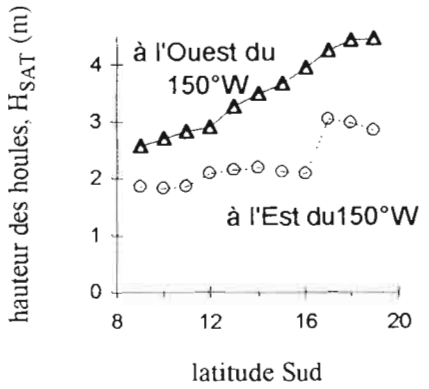


Figure 8. Répartition de la hauteur moyenne des houles à l'Ouest du 150° W (Δ) et à l'Est de ce méridien (--o--), marquant les fortes houles venant du Sud-Ouest.

Nous verrons (§ 2.2.2) que l'orientation des ouvertures de la crête récifale correspond à celle des houles dominantes.

1.2.3. Période

La période d'une houle, ou sa longueur d'onde, n'est théoriquement pas liée à sa hauteur. Cependant, les équations prédisant les caractéristiques de la mer du vent ("fully arisen sea") en fonction du vent permettent d'aboutir à une relation entre T et H_S qui varie selon les auteurs (Defant, 1960; Barber & Tucker, 1962; Thurman, 1978; Pond & Pickard, 1983). Nous pouvons retenir l'approximation $T = (H_S / 0{,}084)^{1/2}$, avec T en s et H_S en m. Cette équation approchée est en accord avec plusieurs séries de données, de diverses sources, concernant la mer du vent. Par contre, les observations sur la houle (et non plus sur la mer du vent) donnent systématiquement des périodes nettement plus longues.

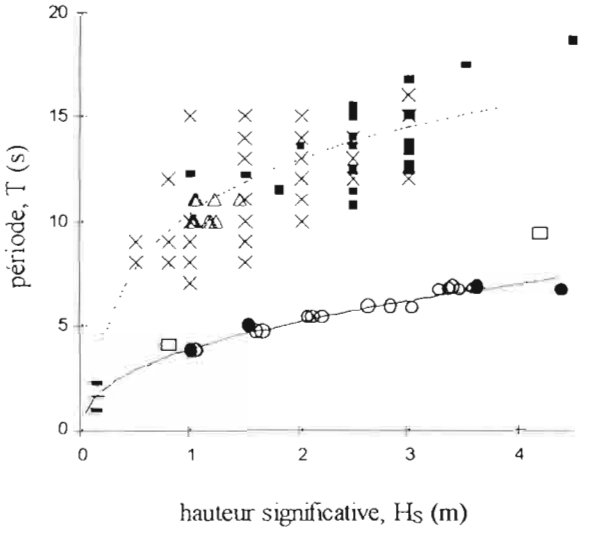


Figure 9. Variation de la période des vagues en fonction de leur hauteur. Des périodes systématiquement plus courtes sont observées pour la mer du vent (o, ●, □) et les équations qui la prédisent (courbe continue). Des périodes plus longues sont observées avec la houle à Moruroa (X), à Punauia (■) et selon les mesures de Gaylord, 1999 (Δ). Les vagues en modèle réduit (Gourlay, 1996; — —) semblent plus proches de la théorie.

1.3. Marée

Pour les Tuamotu, le port de référence est Moruroa selon l'Annuaire des Marées. Nous avons vérifié que la marée calculée pour Papeete n'a aucune relation avec les variations de niveau dans les Tuamotu, contrairement aux affirmations de Lenhardt (1991).

Dans les Tuamotu du Nord et du Centre, de même que dans les Iles de la Société et les Sous-le-Vent, la marée semi-diurne a un marnage de moins de 30 cm. L'amplitude augmente vers l'Est, atteignant 60 cm à Moruroa.

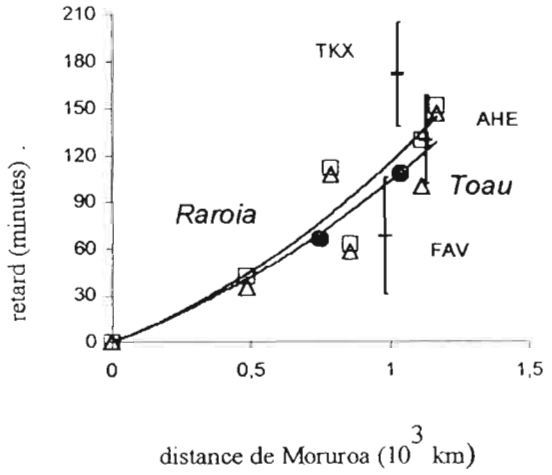


Figure 10. Retard de la marée, par rapport à Moruroa, sur différentes îles à distance croissante, selon l'Annuaire des Marées (□ et Δ), les mesures du SHOM (●) et nos repérages de niveau (barres verticales ; moyenne et écart-type).

Afin de disposer d'une estimation rapide de l'état de la marée, nous avons utilisé les enregistrements réalisés par le SHOM à Toau et Raroia, et les chiffres de l'Annuaire des Marées (pour Hao, Tahanea, Makemo, Apataki et Ahe). D'après ces données, nous pouvons considérer (pour les stricts besoins appliqués) que la marée se propage à partir de Moruroa, avec un délai Δt (en minutes) et un amortissement $\nabla\zeta$ (en m, par rapport à la hauteur prévue pour Moruroa) qui sont fonction de la distance D (en milliers de km):

amortissement $\nabla\zeta = 0{,}04 - 0{,}24 \times D$

marée haute $\Delta t = 130 \times D - 25$

marée basse $\Delta t = 148 \times D - 30$

Dans les Tuamotu du Nord, à ~1000 km de Moruroa, le retard serait ainsi d'environ 2 heures. La vitesse de propagation de l'onde (de très longue période, et donc en eau relativement peu profonde) serait théoriquement de l'ordre de 600 $km.hr^{-1}$, donc en accord avec ces chiffres.

2. Morphologie des atolls

2.1. Agencement général

Sous un atoll, le socle basaltique culmine à une profondeur de l'ordre de 200 - 400 m (Guille et al., 1993). La remontée de près de 100 m du niveau marin, à la fin du würmien (~15 000 ans; Cabioch et al., 1999), a dépassé le niveau actuel d'environ 1 m, laissant des niveaux sur-élevés âgés de 2000-3000 ans BP (Pirazzoli et al., 1985; Salvat & Salvat, 1992). On rappellera que le niveau des océans est monté d'environ 1,5-2,0 mm par an au cours du 20e siècle, et que les simulations donnent un taux de l'ordre de 5-6 mm par an pour les prochains 100 ans (Gregory & Oerlemans, 1998). Cette vitesse est à comparer avec les 10 mm par an du dernier interglaciaire (Bard et al., 1996; Cabioch et al., 1999).

La structure générale d'un atoll a été assez décrite (Conte, 1988; Bourrouilh-LeJean & Talandier, 1985; Guilcher, 1988). Le lagon central est entouré d'une série d'îlots sableux (les "*motu*") séparés par des chenaux ("reef-flat spillways"; "*hoa*" en paumotu) peu profonds (~ 0,5 m vers le récif), qui diffèrent fondamentalement des éventuelles passes, continuellement en eau et de profondeur plus importante. Les différentes formes de *hoa*, et les hypothèses quant à leur formation, sont bien exposées dans la revue de Stoddart & Fosberg (1994).

En ce qui concerne la couronne récifale, Andréfouët (1999) distingue 9 types de couronne récifale (reef rim), de "porosité" (= ouverture vers l'océan) variable. Nous avons décrit ailleurs (Pagès, 1998) les formations émergées observées sur le terrain: *feo* et *pirita* d'une part, d'autre part bancs de sable (*tuhunga*) bordant les platiers submergés (*rai*). Stratigraphiquement, les *feo* (récifs fossiles émergés), de plusieurs mètres de haut, proviennent d'une flexure localisée, mais relativement importante de la lithosphere (e.g. Salvat & Salvat, 1992). L'atoll de Taiaro est un cas particulier, puisque sa sur-élévation est de l'ordre de 80 cm et semble très récente (~1000 ans BP d'après les observations de Salvat et al., 1977). Une formation remarquable est la "pirogue de pierre" sur la côte Sud de Arutua (motu Putehue, ~15°24' S, 146°40' W). Il s'agit d'une dalle de corail sub-fossile perpendiculaire à la ligne de côte, de ~1 m de haut et de 100 m de long. A Arutua aussi, une chaussée à fleur

d'eau s'étend presque jusqu'à la crête récifale (motu Pututu, 15°25, 146°45). Une chaussée analogue est présente à Fakarava (motu Fagarire, 16°26, 145°39), sur une couronne ennoyée ressemblant beaucoup à celle de Arutua.

A l'intérieur du lagon, la fréquence et la nature des "patates" (pinnacles) est très variable (*kapuku* au fond, *marahi* à mi-hauteur, *karenga* jusqu'en surface; voir e.g. Conte, 1988). L'endo-upwelling semble avoir une importance réelle négligeable dans les apports de sels nutritifs (Leclerc et al., 1999). Nous privilégerions des causes hydrodynamiques liées au fetch du vent. En confirmation indirecte, Adjeroud et al. (2000) relèvent que la fréquence des pinnacles augmente avec la taille de l'atoll. De même, les récifs internes sont remarquables le long des rives au vent, à Tikehau, à Rangiroa, à Manihi et surtout dans la partie médiane de Hao. Des cordons sableux peuvent barrer l'embouchure des *hoa* vers le lagon. Ainsi, à Tikehau, le secteur de Fakamaru présente des structures en marteau assez spécifiques. Sur la côte Ouest d'Arutua (dépourvue de récif interne), la plupart des *hoa* sont barrés entièrement, côté lagon, par un cordon sableux . L'édification de ces cordons est assez étroitement contrôlée par l'orientation des vagues (Ashton et al., 2001), et donc par le fetch des vents dominants.

Le lagon de l'atoll de Mataiva présente le trait particulier de crêtes coralliennes internes réticulées, délimitant un grand nombre de vasques (Delesalle, 1985), qui semblent modifier fortement le fonctionnement hydraulique (Pagès, non publié). De telles formations réticulées ("anastomosing reefs") sont signalés dans les Caraïbes (Diaz et al., 1997) et dans l'atoll de Canton (Smith & Jokiel, 1978), sans hypothèses quant à leur origine.

2.2. Morphométrie des atolls étudiés

2.2.1. Dimensions

La superficie du lagon, A, est assez bien corrélée avec le périmètre, de façon assez prévisible. Les variations de forme (allongement, etc) justifient les écarts individuels à cette relation générale.

La superficie du lagon est aussi corrélée, sur la série d'atolls étudiée, avec l'ouverture totale des hoa et avec leur débit potentiel. Ces relations ont été utilisées pour quantifier les anomalies de l'atoll de Takapoto (Pagès & Prasil, 2002 b)

L'estimation de la profondeur moyenne a posé quelques problèmes. Les relevés bathymétriques traditionnels sont restés rares, et nous n'avons souvent que des mesures ponctuelles. La télédétection, malgré les essais de Morel (non publié), poursuivis par Andréfouët (1999), n'est efficace (avec les canaux de SPOT du moins) que jusqu'à 25 - 30 m. Malgré ces lacunes, nous pouvons discerner une corrélation raisonnable entre la profondeur moyenne estimée, Z, et la superficie du lagon: $Z = 6{,}45 \cdot \ln(A) - 3{,}55$ ($r^2 = 0{,}75$, $n = 39$)

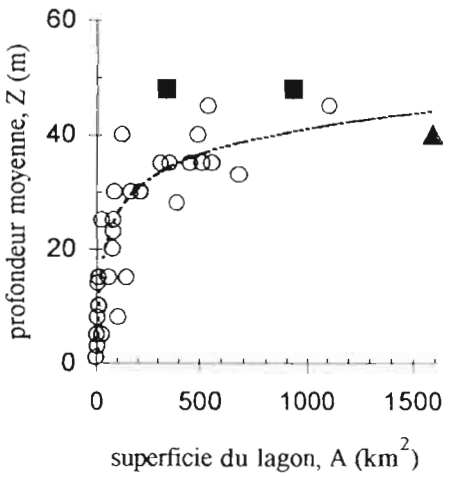


Figure 11. Corrélation entre la profondeur moyenne du lagon et sa superficie. Les lagons de Majuro et Enewetak (■) ne font pas partie des Tuamotu. L'atoll de Rangiroa (▲), non inclus dans la régression, prolonge assez bien la tendance générale.

Le traitement des données SPOT a permis de déterminer (programme TypAtoll), l'isobathe - 12 m. Parmi les lagons étudiés dans cette optique, le pourcentage des fonds de moins de 12 m (par rapport à la superficie totale du lagon) présente de fortes variations. Par ordre de profondeur croissante, nous trouvons:

Rekareka	100	Mataiva	98	Takapoto	19
Tepoto Sud	100	Hiti	26	Hikueru	16
Tekokota	100	Nihiru	24	Marokau	9
Anaa	99	Haraiki	70	Tikehau	5

Cette bathymétrie présente un intérêt indirect quant à l'effet éventuel du fond sur la colonne d'eau. En effet, nous avons montré ailleurs (Pagès & Andréfouët, 2001; Andréfouët et al., 2001 a, b) que la concentration en chlorophylle phytoplanctonique, B_{tot}, et celle en matière organique dissoute (MOD, estimée par A_{254}) augmentent en fonction du temps de séjour des eaux. Cette tendance, observée sur quelque 25 lagons d'atoll, est perturbée par la présence de quelques lagons "trop riches" par rapport au temps de séjour (calculé) des eaux. L'excès relatif de B_{tot} ou de A_{254} (par rapport à la régression générale) augmente quand la taille du lagon diminue (figure non présentée). Mais nous avons aussi constaté que cet excès est corrélé avec le pourcentage des fonds inférieurs à 12 m. L'excès est également corrélé avec un type particulier de couronne récifale ("RIM 1"; Andréfouët, 1999), à faible proportion de zones immergées. Ces corrélations présentent des degrés variables de signification (P entre parenthèses pour n = 7), avec des r^2 très disparates:

	% RIM 1		% fonds < 12 m	
A_{254}	0.63	(0,05)	0.54	(0,05)
B_{tot}	0.98	(0,001)	0.82	(0,02)

Ces corrélations sont fortement "tirées" par le lagon de Mataiva, dont la structure réticulée particulière amplifie probablement le possible effet du fond sur la colonne d'eau, par apports de matière organique dissoute d'une part, par contribution de fragments de micro-phytobenthos d'autre part.

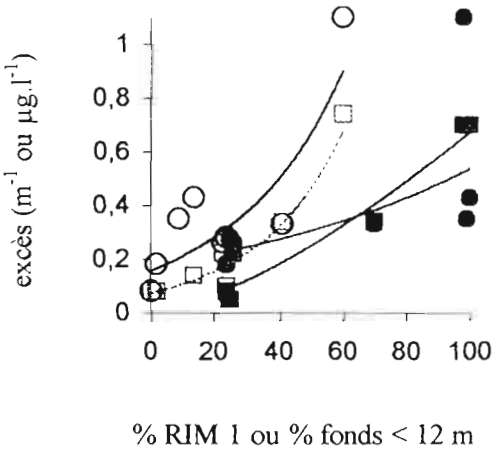


Figure 12. Augmentation de l'excès relatif de chlorophylle et de M.O.D. en fonction de la morphologie de la couronne ou de la bathymétrie (voir texte).

2.2.2. distribution des *hoa*

La télédétection satellitaire a également fourni une possibilité d'établir une cartographie détaillée, et exacte, de nombreux atolls. Outre les applications aux types de couronne et celles relatives à la bathymétrie du lagon, nous sommes concernés ici par la détermination de la largeur en eau des *hoa*, basée sur la distinction relativement simple entre plusieurs "paysages" correspondant à différentes fréquences d'immersion. Ceci permet de définir une largeur "minimum" de *hoa*, toujours en eau même par houle très faible, et une largeur "maximale", atteinte seulement par houles $H_S > 3$ m.

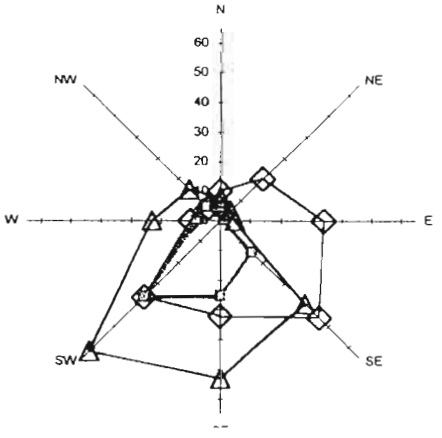


Figure 13. Distributions comparées (en %) de l'énergie de la houle (◇) et des ouvertures de hoa par mer calme (▫—▫) et par mer forte (△). Les pourcentages pour la houle ont été multipliés par 2

Nous disposons ainsi d'une estimation de la "porosité" en fonction de l'orientation de la côte. Andréfouët (1999) a constaté que les couronnes "démantelées", largement ouvertes (ses types RIM 3 et RIM 4), sont orientées préférentiellement au Sud. De façon plus rudimentaire, mais plus pragmatique, nous avons comparé les orientations de porosité globale, en distinguant 8 secteurs (N, N-E, E, etc) avec la distribution de l'énergie de la houle, tirée des archives NOAA (anon. 1979).

Le pourcentage important de houle de secteur Est et S-E, qui ne se retrouve pas dans la distribution des ouvertues de *hoa*, peut être le reflet à la fois d'une réelle mer du vent, de secteur Est, et d'un biais dû aux observateurs (puisque les données NOAA sont des observations "ship").

Nous avons mentionné que la "porosité" totale des lagons est corrélée, entre autres, à la taille du lagon. Cette tendance n'est valable que dans l'ensemble (de 25 atolls) que nous avons étudié. Sur la totalité des atolls couverts par des images SPOT (une cinquantaine), Andréfouët (1999) distingue plusieurs groupes qui ne vérifient pas cette relation.

3. Fonctionnement hydraulique

Le programme de recherche TypAtoll visait à dégager une typologie des atolls qui explique la diversité des fonctionnements biologiques des lagons. A part cette démarche synthétique (équivalent à une approche par "boîtes noires"), l'originalité du programme a résidé dans l'hypothèse de base (vérifiée depuis) selon laquelle le fonctionnement hydraulique, au niveau du lagon entier, serait la principale (sinon la seule) variable forçante. Les conditions de l'étude, tant en personnel qu'en ressources matérielles, nous ont contraints à adopter une démarche non conventionnelle.

3.1. Processus

Il est bien connu, parmi les populations locales, que les entrées d'eau dans un lagon s'effectuent principalement à travers les *hoa*. Les passes, quand elles existent, n'ont qu'un effet limité dans l'espace. Dans les Tuamotu du Nord et du Centre, le débit des *hoa* est surtout contrôlé par la hauteur des vagues brisant sur la crête récifale. La marée ne joue qu'un rôle subsidiaire, même dans les Tuamotu de l'Est (Pagès & Andréfouët, 2001; voir aussi § 3.2).

Symonds et al (1995) ont tenté de quantifier la relation entre la hauteur des vagues, H_S, et le débit. Leur démarche est basée sur une paramétrisation avec simplifications, amenant à une relation linéaire entre H_S et le débit spécifique q (en $m^3.s^{-1}$ par mètre linéaire de largeur de chenal). Cette relation linéaire est suffisante pour bien des applications, notamment pour des houles faibles ou modérées, mais peut aboutir à des conclusions numériques surprenantes.

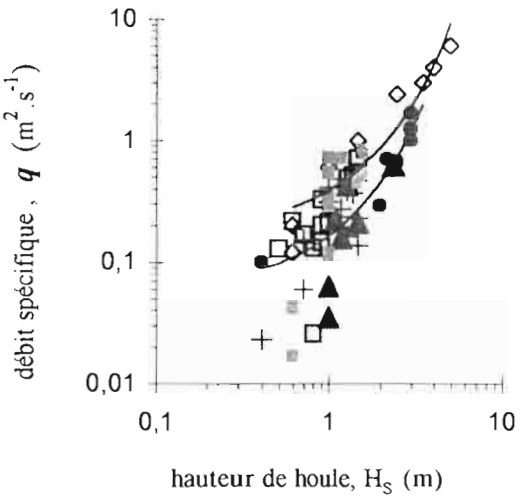


Figure 14. Accroissement du débit spécifique, dans les hoa de plusieurs atolls, en fonction de la houle incidente. Les 2 courbes (exponentielles) soulignent les données de Tikehau ("hoa de l'aéroport", ◇) et d'Apataki (•), correspondant à de fortes houles.

L'approche de Gourlay (1996) est nettement plus complexe car plus rigoureuse. Nous avons dû procéder à une simulation numérique à partir de sa solution analytique pour q et pour le "set-up" (sur-haussement du niveau de l'eau sur le platier). Le résultat indique une croissance exponentielle de q en fonction de la hauteur de houle. Cette forme semble plausible si nous nous reportons à quelques observations semi-qualitatives sur un *hoa* de Tikehau. En effet, une houle de $H_S > 4$ m (19-20 Juillet 1996) a laissé dans le "*hoa* de l'aéroport" (extrémité Est du motu principal) des traces qui impliquent un débit spécifique > 3 $m^2.s^{-1}$ (Pagès, données non publiées). Une houle de 2 - 3 m le 31/7/96 avait donné, dans le même *hoa*, un débit estimé (d'après les traces au sol) à 2

$m^2.s^{-1}$. Des mesures effectuées sur Apataki par forte houle indiquent aussi une augmentation de q. en fonction de H_S, plus rapide qu'une simple proportionnalité.

L'analyse des données provenant d'autres atolls donne des résultats mitigés, puisqu'une relation linéaire ne donne pas toujours la plus mauvaise corrélation. Nous remarquerons cependant que, classiquement, l'énergie d'une vague est proportionnelle au carré de sa hauteur. Mais les mesures de Hearn & Parker (1988), faites certes sur un récif barrière, montreraient plutôt une relation linéaire entre le débit et la hauteur de la houle.

3.2. Débits mesurés dans les *hoa*

Les conditions matérielles des études, dans les différents programmes, ont mené à une méthodologie non conventionnelle. Dans tous les cas, l'acquisition et le déploiement de matériel lourd de terrain n'était pas envisageable. Dans le cadre de TypAtoll, le temps était un des principaux facteurs limitants, tandis que le poids, l'encombrement et la rusticité furent les facteurs décisifs lors de PGRN2. Nous avons donc mesuré les débits en lagrangien, au moyen d'un matériel extrêmement simple. Nous avons, parallèlement, privilégié un échantillonnage extensif dans l'espace, choix justifié *a posteriori* par l'extrême variabilité entre *hoa*, qu'il s'agisse de la morphologie exacte d'un *hoa* donné ou de l'orientation d'une portion de côte par rapport à la houle à une date donnée. Nos mesures échelonnées dans le temps ont, en outre, permis de s'affranchir de l'effet de la marée (voir ci-dessous).

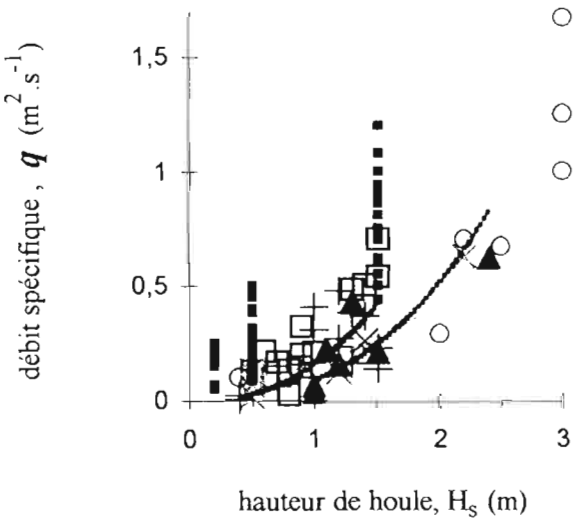


Figure 15. Variation du débit spécifique dans des hoa de différents atolls à régime différent de marée, en fonction de la hauteur de la houle. L'effet du stade de la marée n'est visible qu'à Mangareva (■) et reste subordonné à celui de la houle. Les plus forts débits ont été mesurés à Apataki (O), par forte houle de S-O et sans effet significatif de la marée.

Les courants mesurés dans les *hoa* furent de l'ordre de 0,5 $m.s^{-1}$. L'extrême limite des possibilités physiques, avec notre protocole de mesure, est la combinaison d'une vitesse de 1,2 $m.s^{-1}$ (rarement rencontrée) et d'une profondeur de 0,9 m

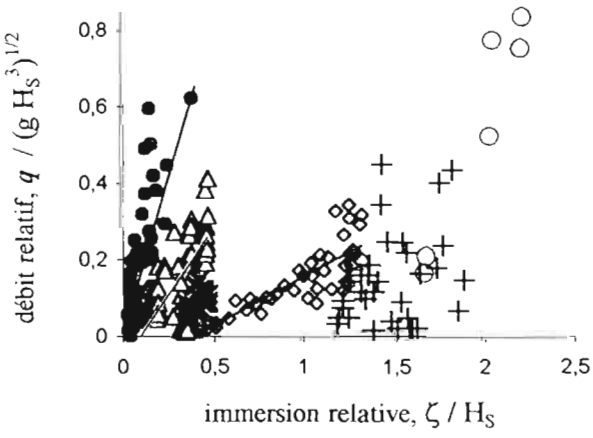


Figure 16. Effet de la hauteur de la marée et de celle de la houle sur le débit spécifique, selon la paramétrisation de Gourlay. La tendance est peu claire pour des atolls en régime micro-tidal (● : Takaroa, Juillet '97 et Mai '98; ▲: Tikehau, 22/6/98). Aux Gambier, houle et marée agissent en opposition (X: 18/5/01, H_S = 1,9 m; ◇: 10/11/00, H_S = 0,6 m; O: 21/5/01, H_S = 0,3 m). Les données de Hao (+ , 30/11/00, H_S = 0,4 m) sont intermédiaires.

Nous avons déterminé un débit spécifique, q, dans un grand nombre de *hoa* répartis sur plusieurs atolls. Dans les conditions les plus fréquentes de houle que nous avons rencontrées, ce débit était de l'ordre de 0,5 $m^3.s^{-1}$ par mètre de largeur de *hoa*. Ce chiffre acquiert plus de signification si on se souvient que la "porosité" de Tikehau, atoll plus grand que la moyenne, est de l'ordre de 15 km (en fonction de la hauteur de la houle), ce qui représente un débit "potentiel" (voir ci-après) moyen de l'ordre de 2 000 $m^3.s^{-1}$.

Ces mesures faites dans plusieurs *hoa*, en couvrant une distance connue d'un secteur donné appartenant à une classe "RIM" déterminée, sont ensuite extrapolées à l'ensemble du secteur, puis à l'ensemble de l'atoll. Nous obtenons ainsi un débit "extrapolé", correspondant à la hauteur de houle (ou, du moins, une classe de hauteur) régnant ce jour-là.

Dans notre optique, qui est l'estimation d'un débit "moyen" sur des durées de l'ordre de plusieurs jours, lestade de la marée ne peut être considéré. Notre méthodologie gomme de plus une bonne part des possibles effets de la marée, puisque nos mesures couvrent, pour une même côte, au moins un demi-cycle de marée. Nous avons cependant examiné cet aspect. Il ressort, comme prévisible, que le niveau de la marée reste un facteur négligeable dans l'environnement micro-tidal des Tuamotu du Nord et du Centre. Ce n'est que sur Hao et aux Gambier (Mangareva), dans l'Est, que l'effet de la marée devient perceptible.

Comme déjà mentionné, le but assigné à l'opération (effectuée dans le cadre du PGRN2, dans la continuation de TypAtoll) était de déterminer un régime "moyen" de renouvellement de l'eau. Nous avons pour cela estimé le débit spécifique probable pour les deux extrêmes de houle très faible ($0<H_S<0,5$ m) et de houle forte ($H_S \sim 3$ m). Une estimation des largeurs en eau, pour l'ensemble des *hoa*, dans ces deux conditions extrêmes permet de calculer le débit "potentiel" moyen (moyenne géométrique des extrêmes) qui, s'il perdurait, amènerait un renouvellement total de l'eau du lagon en un temps T_{RAV}, temps de résidence de l'eau dans des conditions "moyennes" de houle. Les deux situations extrêmes de houle (et donc d'ouverture) fournissent quant à elles les débits potentiels "minimum" et "maximum" (Pagès & Andréfouët, 2001).

3.3. Autres estimations du débit entrant

3.3.1. Variations du niveau du lagon

Le niveau du lagon de Tikehau a été suivi, sur près de 2 ans (1985-87), par marégraphe enregistreur (Lenhardt, 1991), mais l'absence de données (ou même d'estimations) de houle réduit fortement l'intérêt de ce suivi. Dans le cadre du "Réseau de Suivi", à partir de 1997, le niveau de plusieurs lagons fut noté "manuellement" tous les 2 ou 3 jours. Enfin, lors des missions de terrain, nous avons collecté les observations occasionnelles, avec une fréquence plus grande.

Un signal de marée, parfois amorti, s'observe dans les lagons pourvus d'une passe. Dans la majorité des cas, nos mesures (avec un matériel de fortune et une origine arbitraire pour les hauteurs) se recalent bien sur la marée théorique calculée d'après les tables de marée.

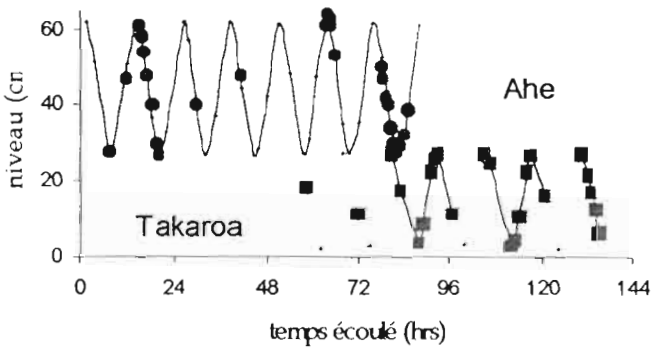


Figure 17. Signal de marée dans le lagon de Takaroa (t_o: 16/7/98, 21:00) et de Ahe (t_o = 21/10/99, 00:01). Les mesures (symboles) sont recalées sur la marée théorique (courbes continues). Origine des hauteurs arbitraire.

Les variations de niveau de plus grande période nous sont plus utiles. Le pas de temps des observations élimine généralement les seiches dues aux coups de vent. Leur période serait en effet $T = 2 \times L.(g.Z)^{-0,5}$, soit de l'ordre de 60 minutes pour un lagon de longueur L = 30 km et de profondeur moyenne Z = 25 m. Il reste ainsi les variations de niveau s'opérant sur plusieurs jours, qui sont liées à l'arrivée d'une houle forte. Cet "ensachage" a une amplitude de l'ordre de 0,5 à 1 m.

La relation entre la hauteur de houle et la variation de niveau semble spécifique à chaque atoll, sans doute en relation avec la largeur des ouvertures exposées à la houle (Guilcher et al., 1969). Dans la mesure où la

direction de la houle est généralement mal connue, il est difficile d'estimer le débit spécifique résultant, sur l'ensemble de la côte frappée.

De façon plus terre-à-terre, ces variations de niveau en fonction du temps fournissent un débit dans des conditions de houle relativement bien connues (entre "moyenne" et "forte") et donc une possibilité de tester nos "débits potentiels".

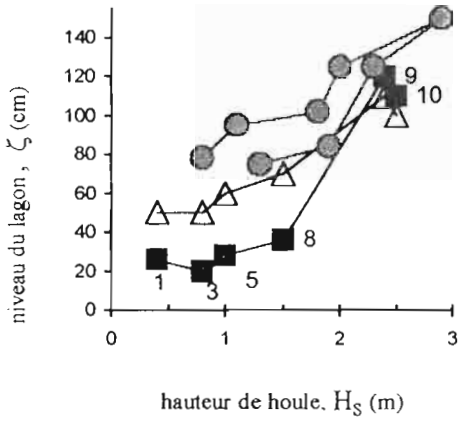


Figure 18. Elevation du niveau des lagons en fonction de la houle. Observations à Rangiroa (Δ; 01-10/06/98), à Takapoto (●, 23/7-12/8/98) et à Fakarava (■, Juin 1998; les chiffres sont les quantièmes du mois). Les origines des échelles sont arbitraires.

3.3.2. Débit dans les passes

Il existe quelques données publiées sur les courants dans les passes, dont les mesures de Rougerie & Gros (1980) à Rangiroa, qui tentent de prendre en compte la houle simultanée et aboutissent à un abaque estimatif. Regrettablement, les mesures de courant faites dans la passe de Tikehau (Lenhardt, 1991) ne peuvent être mises en regard d'aucune donnée de houle et perdent ainsi beaucoup de leur intérêt.

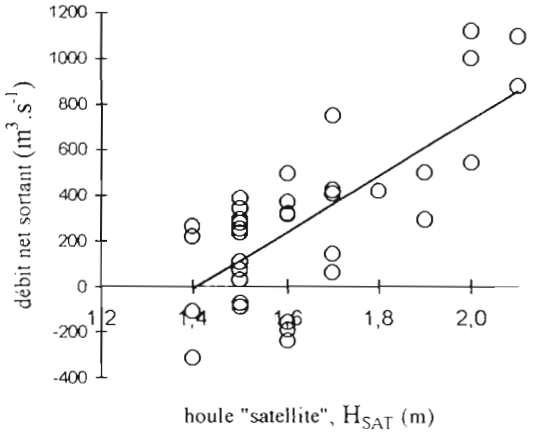


Figure 19. Débit net sortant dans la passe de Raroia, en fonction de la hauteur de la houle "satellite". Les débits nets négatifs, par houle faible, sont entrants.

Des relevés ont été effectués par le SHOM à Raroia et Toau, et aimablement mis à notre disposition. Sur Raroia, la comparaison du débit net sortant (en tenant compte des oscillations dues à la marée) avec la hauteur de la houle permet de vérifier que H_{SAT} est sur-estimée d'environ 1 m.

3.4. Renouvellement des eaux et temps de résidence

Les différentes estimations des débits, utilisant des approches totalement indépendantes les unes des autres, permettent une vérification croisée. En particulier, les débits "potentiels", issus d'une chaîne de calculs et de plusieurs hypothèses simplificatrices, nécessitaient impérativement une confirmation. Le débit de la passe d'un lagon, dans des conditions connues de houle, permet un test du débit "potentiel" calculé pour ce lagon. Les variations de niveau et les débits "extrapolés" fournissent deux autres séries de données "de terrain" permettant

un contrôle des débits "potentiels". Nous avons pu montrer (Pagès & Andréfouët, 2001) un bon accord entre les débits "de terrain", D, et les débits "potentiels", ΣQ : $D = 0{,}87 \times (\Sigma Q)^{0{,}98}$ ($r^2 = 0{,}94$ pour $n = 43$).

Il demeure cependant des cas spécifiques où le débit "potentiel" demeure suspect, et semble sur-estimé par rapport aux caractéristiques biologiques des eaux. Pour quelques petits atolls, un effet du fond du lagon peut être invoqué (§ 2.2.1). En outre, la détermination du débit "potentiel" repose sur la largeur en eau des *hoa*, et ne prend pas en compte les profondeurs (soit dans les *hoa*, soit sur les platiers noyés). Pour ces petits atolls, peu accessibles, aucun ré-examen de terrain n'est plausible. Le cas de Mataiva reste cependant le plus gênant. En effet, nos mesures de terrain (dans les *hoa*, dans la passe, et d'après les variations de niveau) s'accordent parfaitement entre elles et avec les débits potentiels, mais aboutissent à des temps de résidence nettement trop courts (débits trop forts) pour les caractéristiques biologiques. Ce désaccord pouvait être dû à l'effet des parois (anormalement développées dans ce lagon). Cette hypothèse explicative est contredite par la composition isotopique de l'eau ($\delta^{18}O$; § 4.2).

Nous pouvons malgré cela retenir que la détermination du débit "potentiel" est un outil commode, et généralement satisfaisant, qui permet d'estimer rapidement et à moindres frais le régime hydraulique d'un lagon d'atoll.

4. Salinité et bilan hydrique

4.1. Salinité

Rappel

La salinité fut longtemps définie par le poids de sels dissous dans 1 kg d'eau, et exprimée en ‰. La définition officielle actuelle est basée sur la conductivité. La salinité est ainsi exprimée selon l'"échelle pratique de salinité 1978" ("p.s.u."), sans unités.

La zone sub-tropicale (~10°S) présente des précipitations relativement faibles, amenant des salinités > 36 ‰ à l'Est des Tuamotu. Par contre, les eaux océaniques des Tuamotu du Centre et du Nord dépassent rarement 36 ‰ (Rancher & Rougerie, 1993).

Dans les lagons d'îles hautes, nous avons pu observer des variations rapides dues aux pluies sur le relief. La corrélation négative entre silicates (lessivés des sols) et salinité est une illustration claire de l'origine des eaux dessalées (Torréton et al., 1997). Dans le lagon de Nouvelle Calédonie, la salinité augmente de façon asymptotique vers "le large", passant de 35,0 à 35,6 psu. La trace des eaux douces se retrouve (dans des prélèvements entre 5 et 15 m de profondeur, et non seulement en surface) jusqu'à ~12 km de la terre.

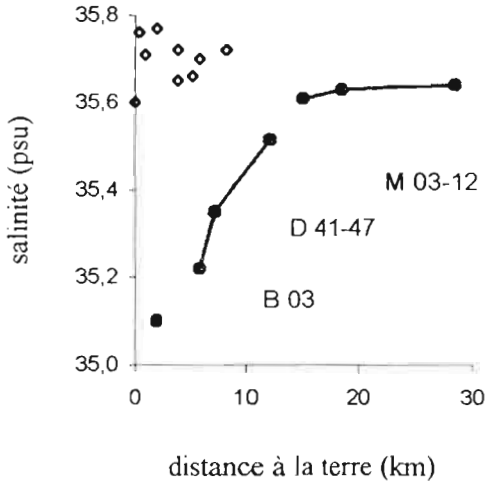


Figure 20. Variation de la salinité autour d'une île haute (lagon de Nouvelle Calédonie) en fonction de la distance à la terre le long de plusieurs radiales (●) face à des baies. Face à des caps ou pointes (◇), les stations ne montrent pas d'influence terrestre.

Dans les lagons d'atoll, à ruissellement négligeable, seuls les apports directs par la pluie peuvent agir. Nous n'avons constaté que très rarement des dessalures qui puissent être mises en relation avec des précipitations récentes. L'explication est fournie par le lagon de Takapoto, qui a bénéficié de plusieurs suivis hebdomadaires. Durant le premier semestre 1997, par exemple, les variations de salinité (plusieurs niveaux à 10 stations chaque semaine) ne présentent que très peu de relation avec la pluie (données de MétéoFrance pour Takaroa).

De fortes précipitations (> 100 mm sur la semaine) entraînent bien une diminution de salinité, du moins dans un lagon peu ouvert vers l'océan. Mais d'autres chutes de salinité, plus importantes, ne correspondent pas à

des pluies. Des variations localisées de pluie (d'où des différences entre Takaroa et Takapoto) pourraient être invoquées. Cependant, nous disposons de relevés de pluie (pluviomètre non homologué) sur Takapoto en 2000, en parallèle avec un suivi de salinité (hebdomadaire aussi) et un suivi du niveau du lagon (2 à 3 fois par semaine).

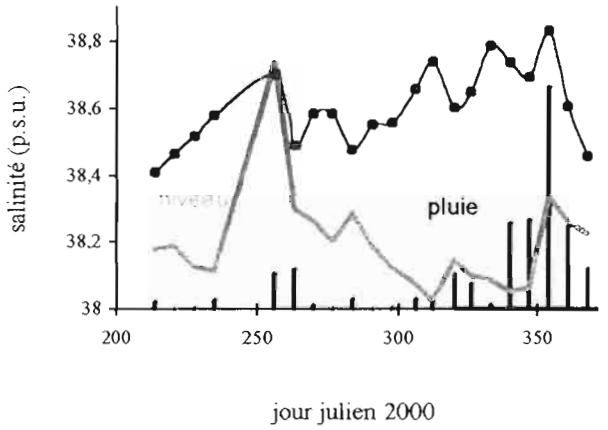


Figure 21. Variations de la salinité (• •; psu) et du niveau (trait gras) du lagon de Takapoto, et pluviométrie (barres verticales).
Le pic principal de niveau représente une hausse de 0,49 m (le 13/09/00); la pluie la plus forte (20/12/00) était de 667 mm.

Ce suivi montre que les diminutions de salinité peuvent souvent être mises en regard d'épisodes de montée du niveau du lagon, correspondant à des entrées d'eau océanique (§ 3.3.1). Il se confirme ainsi que, dans la plupart des lagons des Tuamotu, l'évolution temporelle de la salinité ne peut fournir une estimation du temps de séjour des eaux (Pagès et al., 2001). Dans les conditions différentes de l'atoll de Canton, avec un récif pratiquement étanche et une seule passe, Smith & Jokiel (1978) décrivent un gradient spatial net de salinité. Dans les atolls des Tuamotu, une relation entre salinité et temps de séjour n'apparaît que grâce à quelques cas exceptionnels, dont surtout Taiaro.

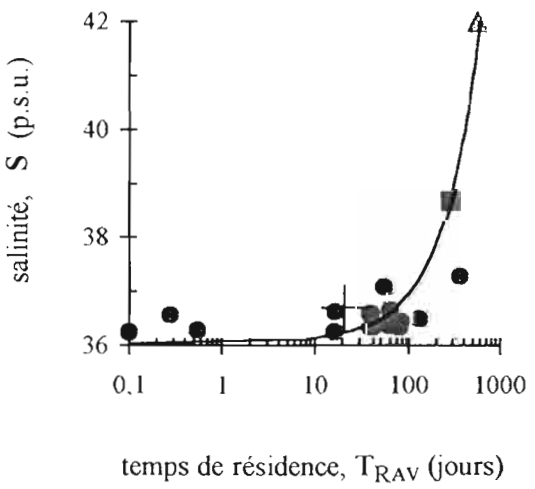


Figure 22. Distribution des salinités de lagons d'atoll en fonction du temps de séjour moyen des eaux. Seuls Takapoto (■) et Taiaro (▲) se détachent nettement de l'ensemble des lagons "normaux" (•). Le lagon de Mataiva (+) n'est pas significativement détaché.

Nous relèverons que Mataiva ne se singularise pas de façon flagrante quant à la relation entre S‰ et T_{RAV}, bien que la composition isotopique (ci-après) et les traceurs biologiques (chlorophylle, matière organique dissoute) indiquent une sous-estimation du temps de séjour des eaux (mais voir Wolanski et al., 1994).

Dans ce qui précède, notamment pour Takapoto, nous n'avons considéré que la salinité de sub-surface. Cependant, des salinités plus fortes ont parfois été notées à Takapoto dans les couches profondes (Guérédrat & Rougerie, 1978; Ricard et al., 1978). La structure verticale de densité est ainsi renforcée.

4.2. Isotopes lourds

En ce qui concerne l'eau des lagons, il est clair que sa composition isotopique (dont $\delta^{18}O$), contrôlée par la cinétique des échanges de H_2O avec l'atmosphère, ne peut a priori fournir plus d'information que ne le ferait la salinité quant au temps de résidence. Nous avons cependant procédé à quelques dosages de ^{18}O et de ^{13}C dans différents lagons (Laube-Lenfant, données non publiées).

La majorité des écarts $\delta^{18}O$ se situe autour de 0,5 ‰, mais les échantillons de Takapoto présentent des écarts compris entre 1 et 1,5 ‰. La comparaison entre $\delta^{18}O$ et la salinité S‰ montre une tendance générale, avec corrélation positive (attendue) entre ces deux descripteurs (r^2 = 0.82, n = 51). Les données de Dufour et al. (1998) sur Taiaro prolongent bien cette tendance.

La teneur en ^{18}O augmente en fonction du temps de résidence, ou de renouvellement, des eaux de la même façon que le fait la salinité. Cependant, le lagon de Mataiva se détache, dans cette relation, avec des $\delta^{18}O$ légèrement (et significativement) "trop" forts par rapport aux temps de renouvellement. La valeur de $\delta^{18}O$ dans ce lagon (basée sur 19 mesures) ne peut avoir été modifiée par des processus biologiques. Nous devons donc admettre que les chiffres de T_R sont nettement sous-estimés. Puisque les chiffres de débit ne sont guère discutables, nous devons invoquer une circulation interne aberrante causée par la morphologie du lagon, à l'échelle du lagon entier et à l'échelle des multiples vasques qui constituent ce lagon à structure "réticulée".

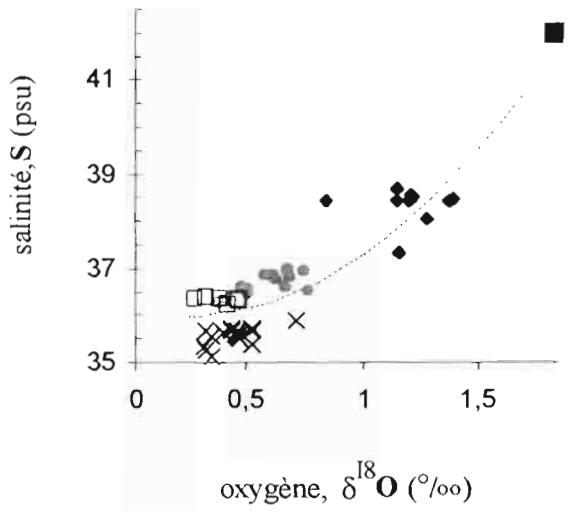


Figure 23. Evolution parallèle de la salinité et de la composition isotopique à Ahe (×), Bora-Bora (□), Mataiva (•), Takapoto (◆). Les données de Dufour et al (1998) pour Taiaro (■) prolongent la tendance.

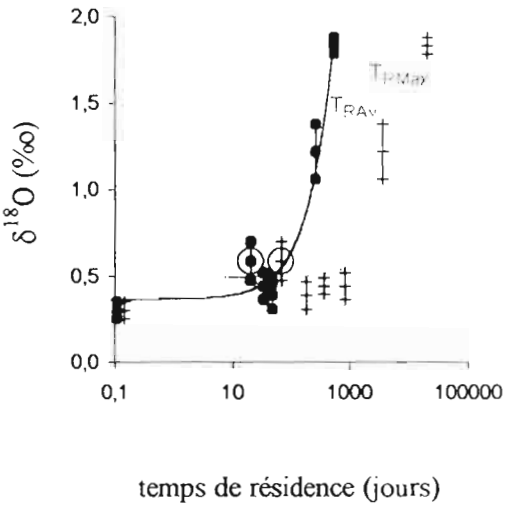


Figure 24. Distribution des compositions isotopiques (moyenne et écart-type) en fonction du temps de résidence des eaux maximum (T_{RMax}) pour des houles faibles, et du temps moyen (T_{RAv}, •) pour des houles moyennes. Les points correspondant à Mataiva sont cerclés.

Salinité et $\delta^{18}O$ concordent ainsi raisonnablement, puisque toutes deux résultent de processus physiques. Par contre, $\delta^{18}O$ correspond assez mal avec les caractéristiques "biologiques", chlorophylle ou matière organique dissoute.

5. Température

5.1. Structure verticale

Nous avons suivi la structure verticale de température dans le lagon de Takapoto, en Mars-Avril 1997, au moyen de six thermographes enregistreurs immergés.. Une couche superficielle plus chaude peut exister, ainsi qu'observé le 18/03/97, pendant des périodes de vent faible (dans ce cas, vent de Nord à ~ 2m.s^{-1} depuis le 16/03). La température était alors de 31,5 °C à 0,6 m, décroissant exponentiellement jusqu'à 29,3°C à 18 m. L'amplitude journalière était de 0,3°C à 12 m. . Cette structure assez rare fut rapidement érodée par un vent de 5 m.s^{-1} (du S-SW dans ce cas) qui ré-installa une couche homogène en moins de 48 hrs. Dans toute la région, la

période autour de Mars semble présenter une plus grande fréquence de vents faibles (mais tendance non statistiquement significative), avec donc un plus grand risque de blooms phytoplanctoniques.

Un descripteur classique de la stratification verticale est la fréquence de flottabilité ("buoyancy frequency") de Brunt-Väisälä, N, qui montre bien une variation diurne superposée à une variation à plus long terme corrélée (négativement) avec la dissipation d'énergie du vent, ε. (figure non présentée)

De façon moins rigoureuse mais plus parlante, nous pouvons voir que la différence de température entre la sub-surface et les couches profondes est généralement faible (moins de 0,5°C entre 0 et 12 m). Ce n'est que pour des vents inférieurs à 2 $m.s^{-1}$ (4 noeuds, ou 7 km/hr) qu'une différence de 1 - 2 °C peut apparaître.Un enregistrement courant sur 2 ans (1998-2000) dans Takapoto confirme cette tendance, avec le plus souvent des températures à 6 m supérieures de 0,1-0,2°C à celles enregistrées à 20 m. Cependant, nous distinguons plusieurs excursions (figure non présentée), avec une différence de 0,5-0,7°C entre 6 m et 20 m. Ces épisodes, durant quelques jours seulement, correspondent à des périodes de calme plat avec stratification thermique

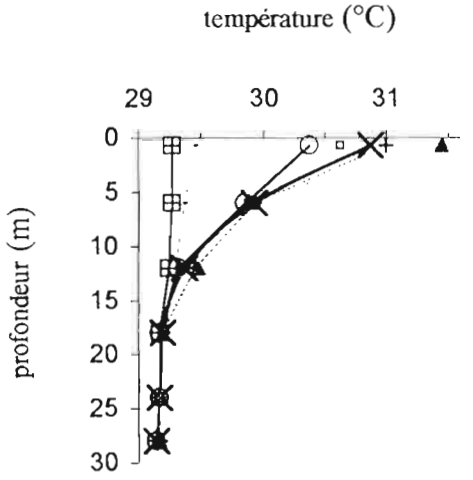


Figure 25. Profils verticaux de température à Takapoto. Une température uniforme est la règle (courbes de gauche). Les courbes de droite correspondent à un réchauffement, par vent nul (18/03/97), entre 10:00 et 14:00.

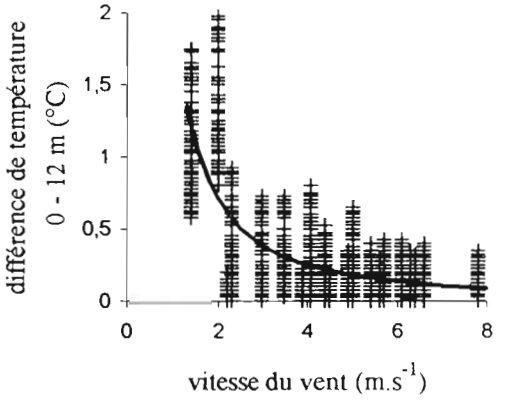


Figure 26. Différence de température entre la sub-surface (0,7 m) et les couches profondes du lagon de Takapoto en fonction de la vitesse du vent.

5.2. Variabilité spatiale de la température

La question s'est posée, sur un plan appliqué, de savoir quelle était la représentativité d'un site du "Réseau de Suivi" pour caractériser un lagon entier. Les mesures collectées lors du suivi hebdomadaire (en 1997) à 10 stations de Takapoto ne montrent pas de différence systématique (significative) entre stations. Plus particulièrement, la station 1 ou la station 10, au Sud et les plus confinées, ne présentent pas de températures plus élevées que les stations du centre ou du Nord, quel que soit le regroupement testé (figure non présentée). Par contre, la différence (positive ou négative) entre ces deux groupes, à une date donnée, augmente (de façon assez plausible) avec la distance. Bien que les différences puissent être fortes (de -0,3°C à + 0,6°C), la tendance n'est pas toujours significative (avec les moyennes, $P < 5$ %). Nous pouvons retenir que la température mesurée en 2 points, même peu éloignés et à la même profondeur, peut varier de +/- 0,2°C .

Une autre série de mesures de température (en sub-surface, tous les 2 - 3 jours) a été réalisée en 3 sites de Takapoto, en 1998-2000. Entre le site 1 (à l'extrême Sud) et le site 2 (à ~5 km au Nord), la différence est généralement négligeable. Par contre, le site 3, dans le Nord du lagon, est fréquemment plus froid (de ~ 0,5 °C) que le site 1 (cette différence est à rapprocher du meilleur taux de renouvellement des eaux, dans la moitié Nord, déduit d'autres critères). Des excursions peuvent apparaître, le site 3 se réchauffant et arrivant à la même température que le site 1, mais ces excursions ne durent que quelques jours.

5.3. Evolution saisonnière

Les températures ont été suivies dans plusieurs lagons par le SRM (Service de la Perliculture actuellement; action n° 7 du PGRN2). Une phase initiale (Mai 1997 - Février 1998), avec relevés manuels, n'a concerné que 3 lagons (Manihi, Rangiroa, Takapoto). Début 1998, la seconde phase, instrumentale, a été lancée (enregistrement toutes les 15 minutes), et le nombre de sites a culminé en 1999 (22 sites). La plupart des capteurs était à 6 m de profondeur.

La température de l'eau suit, dans l'ensemble, celle de l'air. Le signal saisonnier est net, bien que modéré (moyennes entre 26°C et 29°C).

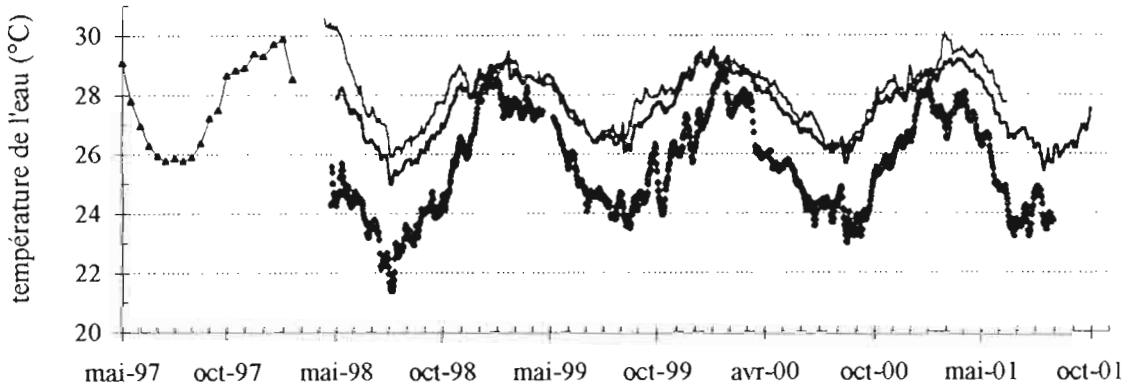


Figure 27. Evolution de la température moyenne des lagons, de celle de Mangareva (23°S) et de Takapoto (14°35' S) au cours de l'étude. La moyenne avant le 30/12/97(relevés "manuels") porte seulement sur 3 atolls (voir texte).

L'effet de la latitude est également net. Nous pouvons relever, sur la fin de saison chaude 1998 (Avril-Mai), un gradient plus marqué correspondant probablement à la situation El Niño de 1997-98. De même, il semble qu'une anomalie négative se manifeste lors de la saison froide 1998, donc en début de situation La Niña.

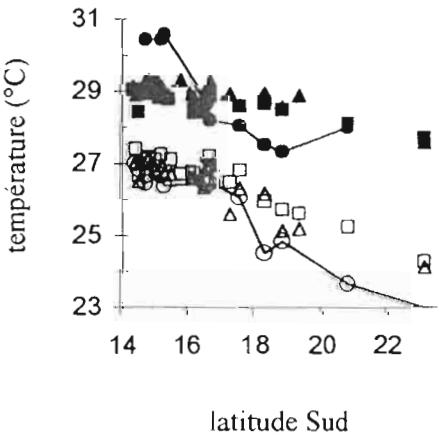


Figure 28. Gradient thermique selon la latitude, sur les moyennes saisonnières de saison chaude (symboles pleins) et de saison froide en 1998 (O et traits gras), 1999 (□) et 2000 (Δ).

Dans l'ensemble, la température de l'eau des lagons est proche de celle de l'océan et le confinement (par ailleurs très relatif) des eaux n'a pas d'effet évident sur la température. Ainsi, nous n'observons qu'une vague tendance (non significative) à des températures légèrement plus fortes, en saison froide, dans les lagons à très long temps de résidence.

Pour l'atoll de Takapoto, nous disposons d'une série diachronique assez longue, avec les données de Mizuno (1984), fournissant des moyennes sur 10 jours (probablement avec écart type) entre Octobre 1971 et Novembre 1972. Il existe aussi les observations ponctuelles faites entre Août 1976 et Mars 1978 (8 campagnes) par Guérédrat & Rougerie (1978), qui recoupent les 2 campagnes d'Août 1974 et 1975 de Ricard et al. (1978). Les enregistrements en continu sur la période récente (Avril 1998-Octobre 2000) ne montrent pas de différence

nette par rapport aux anciennes données. Contrairement à une rumeur (plus qu'une opinion) locale, il n'apparaît pas de tendance générale à long terme (~ 30 ans !) vers un réchauffement du lagon de Takapoto.

6. Lumière

Nous considèrerons ici le seul spectre visible (PAR, "photosynthetically active radiation", 400-700 nm), et surtout en fonction des possibilités offertes par la simple observation visuelle. Les caractéristiques dans l'ultra-violet sont traitées en relation avec la matière organique dissoute.

6.1. Couleur de l'eau

Dans des milieux nettement plus eutrophes, nous avions pu utiliser la télédétection satellitaire (satellite SPOT) pour déterminer la couleur de l'eau en fonction de la concentration en chlorophylle (Pagès et al., 1990). Dans les lagons d'atoll, optiquement beaucoup moins profonds, plusieurs essais ont montré que la technique n'est pas applicable, malgré des différences assez nettes du coefficient d'atténuation diffuse dans les canaux XS1 et XS2 surtout. En effet, l'influence du fond (couleur et immersion) brouille le signal reçu, et ne permet pas d'en extraire les caractéristiques optiques des eaux elles-mêms.

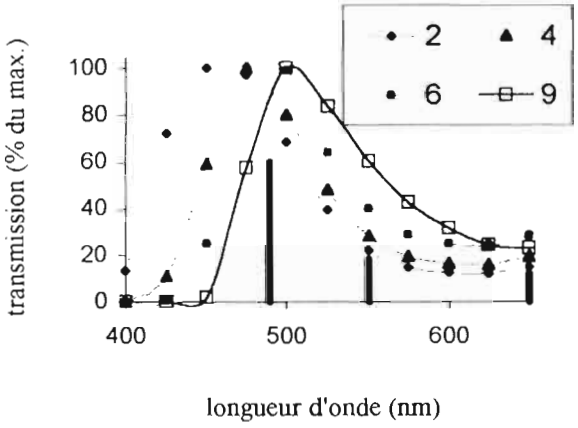


Figure 29. Spectres de transmission de quelques unes des solutions constituant l'échelle de Forel. Les trois barres verticales repèrent les trois canaux du satellite SPOT.

Tant pour les surveys que pour les observations du "Réseau", nous avons privilégié l'ancienne technique de l'échelle de Forel (1895), comparant la couleur de l'eau (perçue à l'oeil) à celles d'une série de solutions allant du bleu profond au vert-jaune (composition en annexe D). Dans la gamme qui nous concerne (de 1 à 9), les solutions sont des mélanges de $CuSO_4$ et de $K_2Cr_2O_4$

Les pics de transmission des solutions se décalent progressivement vers le rouge en s'élargissant. Il est intéressant de comparer ces spectres aux pics de sensibilité des trois canaux du satellite SPOT.

6.2. Turbidité

Notre expérience dans différents milieux nous a amenés à utiliser très largement le disque de Secchi. La technique est ancienne (Secchi, 1866) mais le principe est aisément compris par des non-spécialistes, bien que la théorie optique sous-jacente soit fort complexe (Preisendorfer, 1986). En simplifiant très fortement, on peut considérer que la profondeur de disparition du disque de Secchi (DS) est fonction de la concentration en pareticules. Ainsi le seston total (organique et minéral) est bien corrélé avec DS, par exemple dans le lagon de Raiatea. Dans les eaux "de type I", à charge organique prépondérante, DS fournit rapidement une estimation de la biomasse phytoplanctonique.

La mesure de DS, outre sa simplicité, est peu sensible aux différences d'opérateur et aux conditions d'observation, malgré les "10 lois du Secchi" de Preisendorfer (*op. cit.*). Ces deux points sont illustrés par les données du "Réseau de Suivi", qui impliquait un grand nombre d'observateurs, mais qui peuvent cependant être groupés en un ensemble homogène dont seuls se détachent des lagons, ou des portions de lagon, présentant des caractéristiques réellement différentes. Ainsi, la comparaison des chiffres de DS et de Forel montre une relation négative logique, dont ne s'écartent que des baies d'île haute et l'atoll très particulier de Mataiva. Il en est de même pour la comparaison entre chlorophylle et DS (cf infra).

Les chiffres de DS sont généralement de l'ordre de 15 m dans les lagons "normaux". Quelques baies confinées et eutrophes, autour d'îles hautes, fournissent des valeurs ≤ 5 m. A l'opposé, en eaux océaniques, nous

avons mesuré des DS > 30 m. La mesure de DS fournit ainsi à moindre coût une possibilité de vérification "interne" des mesures plus complexes portant sur les particules en général.

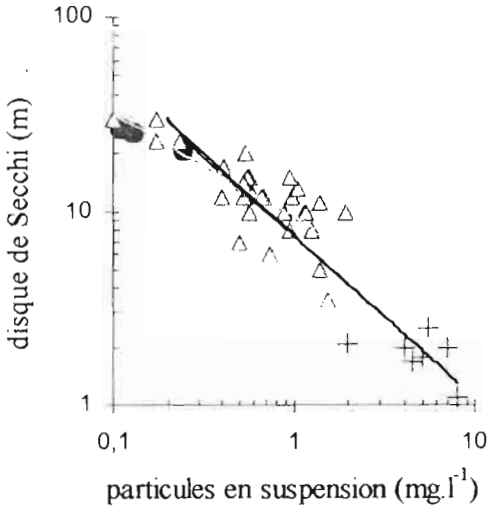


Figure 30. Corrélation entre la profondeur de disparition du disque de Secchi et la concentration totale en particules, dans le lagon de Raiatea (; Prou, comm. pers.) Pour comparaison sont reportées la relation observée par Manheim et al., 1991 (trait fin), les observations de Jassby et al., 1999 (●) et des données d'une lagune côtière (Lemasson et al., 1981; +)

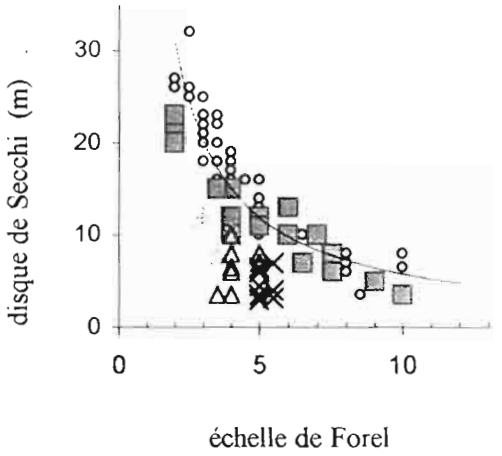


Figure 31. Corrélation entre disque de Secchi et échelle de Forel dans plusieurs atolls (○) dont se distingue Mataiva (×), dans le lagon de Raiatea (■) et dans deux baies, Hurepiti (▲ sur Raiatea) et Phaëton (△ sur Tahiti)

6.3. Atténuation verticale

Nous avons réalisé quelques mesures du coefficient d'atténuation verticale de la lumière solaire, dans la fenêtre "PAR" (photosynthetically available radiation), entre 400 et 700 nm. Ces mesures étaient utiles pour l'exploitation des mesures de photosynthèse. Pour la lumière se propageant vers le bas ("downwelling"), le coefficient d'atténuation verticale, K_d, est de l'ordre de 0,1-0,2 m^{-1} dans les lagons d'atoll, de 0,05 m^{-1} en océan. Ces valeurs absolues peuvent être comparées à d'autres, issues de mesures détaillées locales sur des eaux océaniques, celles de lagons d'îles hautes, ou celles de Takapoto, lagon d'atoll peu représentatif. En intégrant les variations spectrales de K_d (fig. 5 in Maritorena & Guillocheau, 1996), nous arrivons à un K_d (PAR) variant entre 0.178 et 0.212 m^{-1} aux "clearest stations". Le lagon de Tikehau aurait un K_d de 0,066 m^{-1} (Charpy & Charpy-Roubaud, 1990) mais il s'agit d'une valeur "moyenne" (??) qui ne prend pas en compte les variations de B (ou des autres composantes). Kirk (1983; p. 237) cite en 'clear oceanic' un K 'non phyto' de 0,08 m^{-1}, la proportion de PAR capturée par le phyto étant alors de 3,4 %.

Nous avons mesuré aussi l'éclairement ascendant, dans le lagon de Moorea (Pagès & Delesalle, non publié). Le but était de déterminer l'éclairement scalaire reçu par le phytoplancton, et par nos échantillons incubés in situ. Les eaux claires du lagon avaient un K_d de ~ 0,1 m^{-1} (DS ~20-25 m, Forel 2 - 3). Les coefficients de réflectance étaient de l'ordre de 3-4 % en pleine eau, mais peuvent atteindre 10 % près de fonds de sable.

Il est assez classique de considérer le produit K_d x DS. Dans notre cas, il s'agissait de déduire K_d de mesures de DS. D'autres auteurs ont montré que la valeur de K_d x DS est fonction à la fois de la turbidité et de la couleur, donc de l'importance relative des différents composants (particulaire, dissous, etc) de l'atténuation. Nous arrivons pour ce produit à des valeurs élevées (de l'ordre de 2,0 - 2,5) correspondant à une fréquente turbidité minérale.

6.4. Liaisons avec la biologie

La turbidité et la couleur d'une eau, toutes deux perçues par l'oeil, sont liées entre autres à la charge en particules, et à leur nature. Ce fait est bien accepté par le profane. Il est ainsi tentant de fournir un outil utilisable par des non-spécialistes, qui permette une estimation des propriétés biologiques des eaux. En effet, une bonne part de nos programmes d'étude (dont surtout PGRN2) visait explicitement la vulgarisation. Par ailleurs, le

problème potentiel le plus aigu, dans le cadre des applications à la perliculture, réside dans les *blooms* phytoplanctoniques. Il serait utile de montrer les possibilités de méthodes simples pour détecter et quantifier les débuts de bloom, donc l'augmentation de la teneur en chlorophylle.

Cependant, même dans des eaux "de type I", la composante phytoplanctonique est relativement modeste par rapport aux autres sources d'atténuation. Ainsi, dans le lagon de Nouméa (Fichez et al., 2001, données non publiées), la part de l'atténuation de la lumière due à la chlorophylle (en admettant une atténuation spécifique constante de 0,015 $m^2.mg^{-1}$) est de 5 - 15 % de l'atténuation scalaire (mesurée au quantum-mètre avec sphère intégrative). Cependant, toujours dans le lagon de Nouméa, la profondeur de la zone euphotique, Z_{eu}, déduite des valeurs de K_o, est bien corrélée avec les concentrations de chlorophylle "totale", B_{tot} :

$Z_{eu} = 35,4 - 63,2 \times \log_{10}B_{tot}$ ($r^2 = 0,54$)

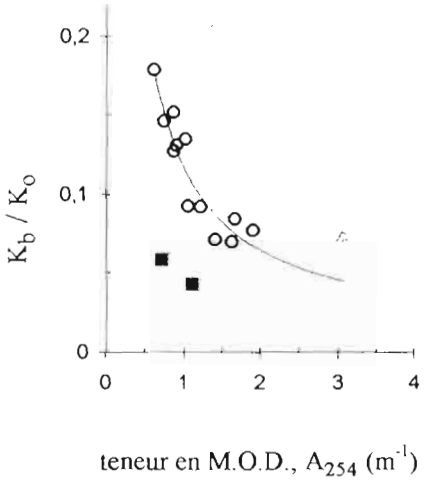


Figure 32. Part de l'atténuation "biologique" (K_b) dans l'atténuation de la lumière (K_o, coefficient d'atténuation scalaire) en fonction de l'eutrophie, dans le lagon de Nouméa (o---o). A des stations très eutrophisées (▲, en baies confinées), la part de la chlorophylle est plus importante que dans des eaux océaniques (■).

Malgré ces considérations, les caractéristiques optiques "macroscopiques" demeurent intéressantes dans un but strictement appliqué, à un niveau de vulgarisation. En effet, le degré Forel est bien corrélé avec les concentrations en chlorophylle ($r^2 = 0,71$, avec $n = 120$, pour $B_{tot} < 1,0$ $\mu g.l^{-1}$) et en MOD ($r^2 = 0,77$ avec $n = 72$, pour $A_{254} < 2,5$ m^{-1}) tandis que la profondeur du disque de Secchi présente une corrélation négative avec ces deux paramètres ($r^2 = 0,55$ avec $n = 123$ pour B_{tot}). Ces corrélations empiriques permettent d'établir des abaques donnant la teneur en chlorophylle à partir de caractéristiques optiques rapidement déterminées (Annexe E). Si nous considérons qu'un début de bloom pourrait être défini par $B_{tot} \geq 1,3$ $\mu g.l^{-1}$, les valeurs d'alerte seraient un degré Forel de 9, et un DS de 8 m. Pour un seuil fixé à $B_{tot} \geq 2,5$ $\mu g.l^{-1}$, les valeurs seraient un degré Forel de 13 - 15, et un DS de 6 m.

7. Dynamique interne

A l'échelle d'un lagon entier, la morphométrie de la couronne récifale conditionne le renouvellement de l'eau et, par là, les caractéristiques générales de la colonne d'eau. A une plus petite échelle spatiale, dans un lagon, le vent local est le facteur principal qui contrôle les déplacements des masses d'eau. Les caractéristiques in situ peuvent ainsi constituer des traceurs des masses d'eau à petite échelle.

7.1. Circulation interne

7.1.1. Dérive due au vent

Des mesures de courant ont été faites à Rangiroa (Gros et al., 1980) à une profondeur de 5 m (avec courantomètre). A Takapoto, les mesures de dérive due au vent furent surtout faites avec des bouées lestées à 0,5 m, 4 m, 8 m, et parfois 12 m (Guérédrat & Rougerie, 1978). Seule la dérive de surface, U (en $cm.s^{-1}$) présentait une corrélation raisonnable ($r^2 = 0,72 - 0,73$) avec la vitesse du vent, W (en $m.s^{-1}$), avec une pente de 1,6 (à Takapoto) ou 2,3 (à Rangiroa). Dans ce dernier cas, en fait, les vents de moins de 4 $m.s^{-1}$ donnent une dérive négligeable ($3,2 \pm 2,0$ $cm.s^{-1}$) et ce n'est qu'au delà que la dérive est fonction linéaire du vent.

Selon la relation semi-empirique d'Ekman (*in* Mann & Lazier, 1996), la vitesse de dérive de surface, V_o, est liée à la vitesse du vent, W, et à la latitude ϕ : $V_o \sim 0,0127 \cdot W / (\sin \phi)^{1/2}$. A 14°S, V_o devrait bien être 2,5 % de W. Ces chiffres doivent rester indicatifs, dans la mesure où l'effet du vent en un point donné dépend du fetch.

Ce facteur a bien été mis en évidence à Takapoto (Guérédrat & Rougerie, *op. cit.*), où les stations de la frange Est sont sous le vent de la cocoteraie, qui réduit à la fois la vitesse et le fetch des vents de secteur Est.

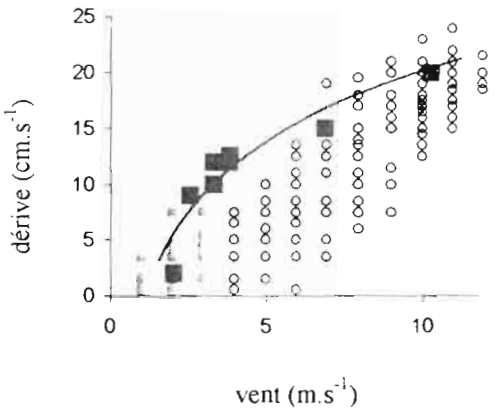


Figure 33. Vitesse du courant de dérive en surface, U, en fonction de la vitesse du vent, W, à Takapoto (■) et à Rangiroa (◇ et ○), où une transition apparaîtrait vers W = 3 m.s^{-1}.

A Takapoto, un lent courant de retour a été parfois observé à 8-12 m, en accord avec les considérations théoriques (e.g. Lenhardt, 1991) qui prévoient un profil parabolique. En ce qui concerne le profil vertical de courant, il peut être utile de rappeler que la théorie à la base de la "spirale d'Ekman" n'est applicable qu'en haute mer, et devient sans objet dans les lagons d'atoll. En effet, la profondeur d'Ekman, D_E([1]), serait de l'ordre de 100 m, contre une profondeur réelle de ~ 25 m. La déflection du mouvement général de l'eau par rapport au vent serait ainsi, au maximum, de l'ordre de 20°.

7.1.2. Distribution des propriétés des eaux

Dans quelques lagons, le nombre de stations et de campagnes est suffisant pour discerner, à l'intérieur du lagon, des masses d'eau différant par leurs caractéristiques. Dans le lagon de Takapoto, la distribution des concentrations de chlorophylle (phytoplanctonique) observée en 1975-76 est très proche de celle que nous avons constaté en 1997-2000. Les fortes concentrations de la zone Sud-Ouest correspondent bien aux temps de séjour les plus longs (d'après les concentrations en MOD), avec une probable accumulation supplémentaire sous l'effet du vent.

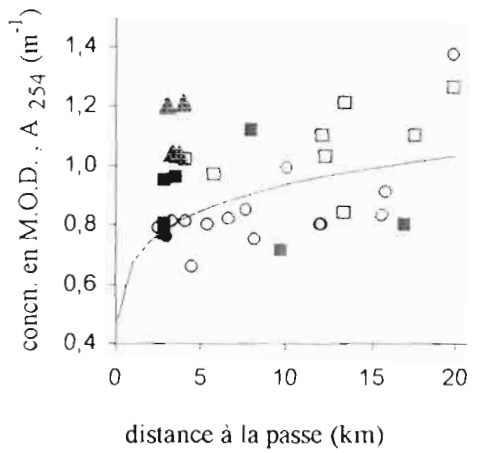


Figure 34. Concentration de la matière organique dissoute en fonction de la distance à la passe dans le lagon de Takaroa. La répartition en 2001 (■ Février, □: Juin), en situation de bloom, diffère de celle observée en 1997-98 (○) mais une tendance générale existe. La courbe continue représente la régression, qui ne prend pas en compte 4 stations du Sud-Ouest en Juin 2001 ( ).

Dans le lagon de Takaroa, de forme analogue à celle de Takapoto, plusieurs campagnes montrent que la concentration de MOD augmente vers l'extrémité N-E, c'est à dire en s'éloignant de la passe (régression de forme

[1] définie par $D_E = \pi . (2 . \eta . f . \rho_W)^{1/2}$, où : η (viscosité turbulente) = 0,1 Pa.s (≅ kg.m^{-1}.s^{-1}) pour un vent de W = 1 m.s^{-1}, η = 43 kg.m^{-1}.s^{-1} pour W = 10 m.s^{-1}; f (coefficient de Coriolis) = $2 \pi . \sin \phi / 12$ (ϕ = latitude) ; ρ_W = 1.0 Une autre formulation est : $D_E = 4,3 . W / (\sin \phi)^{0,5}$. Pour un vent W = 10 m.s^{-1}, à ϕ = 14°S, D_E~100 m.

"puissance", avec $r^2 = 0,47$; mais voir aussi § 7.2.2). La dérive due au vent n'aboutit que rarement, dans Takaroa, à l'accumulation de biomasse (ou d'eaux confinées) dans le Sud-Ouest du fait de la présence de la passe.

La tendance est cependant brouillée par des valeurs élevées apparaissant dans tout le lagon en 2001. En Février, il s'agissait clairement d'une fin de bloom (V. Prasil, comm. pers.), avec des teneurs en chlorophylle comprises entre 0,5 et 1,5 $\mu g.l^{-1}$ en surface, et atteignant 5,5 $\mu g.l^{-1}$ en profondeur. En Juin 2001, par houle faible et vent modéré d'Est, 4 stations de la portion Sud-Ouest, proches de la côte (et donc des fermes perlières ?) montrent une concentration anormalement élevée en MOD, alors que le cul-de-sac de l'extrêmité S-O reste "normal" grâce aux deux *hoa* fonctionnels qui l'alimentent.

Avec un nombre suffisant de stations, nous pouvons ainsi distinguer (plus ou moins clairement) différentes masses d'eau, d'âge différent, à l'intérieur d'un lagon à partir de marqueurs biologiques. Nous devons relever à nouveau que la salinité, marqueur classique du temps de résidence d'une eau, ne fournit pas de données utilisables dans les lagons d'atoll que nous avons étudiés.

7.2. Turbulence

7.2.1. Mer du vent

Dans le cadre du "Réseau de Suivi", les observations de routine comportaient une estimation visuelle de la hauteur du clapot. La relation causale entre vent et vagues est plus ou moins nette selon les stations. La hauteur H_S de la mer du vent est certes partout liée à la vitesse du vent W. Si nous admettons, en première approximation, une relation linéaire de la forme $H = a \cdot W + b$, nous avons:

	régressions			fetch (en km) du vent		
station	a	b	r^2	de S-E	d' Est	de N-E
XMH.hrt	2,20	- 0,4	0.79	7.7	9.9	11.0
RGI.evb	1,69	- 9,8	0.46	36.6	38.2	31.7
TKP.evb	0,44	- 0,3	0.37	2.1	3.4	8.0
TKP.juv	0,71	+ 0,9	0.61	4.2	3.6	2.3

Les valeurs de "fetch pondéré" ci-dessus sont calculées selon Smith & Sinclair (1972).

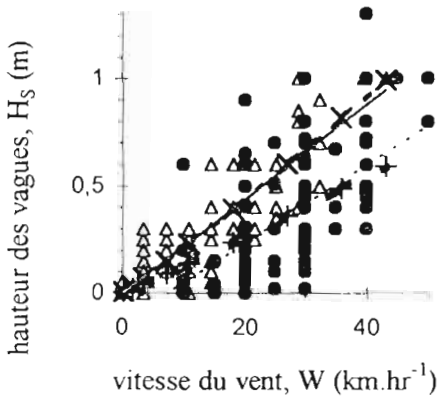


Figure 35. Hauteur du clapot en fonction du vent, à Manihi (△; site "huerta") et à Rangiroa (•; site "evaam large"). Les droites en pointillés gras correspondent à un fetch de 5 km et 15 km respectivement (voir texte)

Il est probable que la différence de pente (pentes nettement plus faibles à Takapoto) est principalement due au fetch du vent à l'emplacement d'observation. Un test rigoureux est difficile puisque la direction des vagues n'était pas notée. En outre, le pas de temps des observations ne permet pas de tester les relations concernant les régimes transitoires (Beer, 1997). Cependant, sur les deux exemples de Manihi et Rangiroa, nous parvenons à un accord raisonnable entre les observations et la relation donnée par Smith & Sinclair (1972) entre H_S, W et le fetch F ([2]) en prenant des valeurs de fetch de 5 km et 15 km respectivement.

[2] $H_S = 0,0026 * (W^2/g) * (g * F / W^2)^{0,47}$.

7.2.2. Turbulence et dispersion

En l'absence de mesures spécifiques, quelques données illustrent la propagation verticale de l'effet du vent. Ainsi, les observations hebdomadaires (EVAAM) à Takapoto, en 10 stations, montrent une turbidité accrue en fonction du vent. Sur 14 semaines, la valeur moyenne de DS (sur les 10 stations) montre une corrélation négative avec la vitesse du vent, W en $m.s^{-1}$): DS = 16,5 - 0,25 x W (r^2 = 0.58). En outre, les stations de la moitié Ouest du lagon, exposées au vent, sont systématiquement plus turbides que les stations de la partie Est, sous le vent de la cocoteraie.

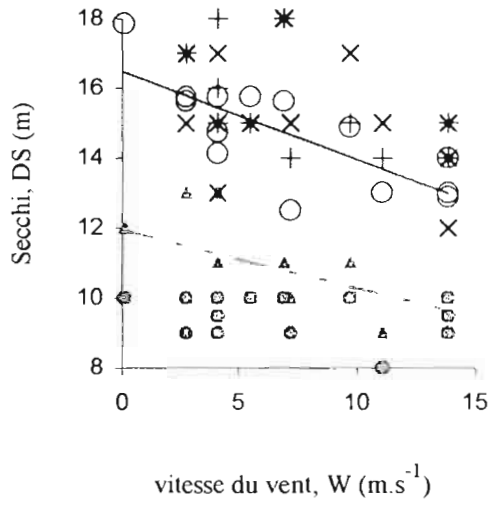


Figure 36. Diminution de la transparence par vent fort à différentes stations de Takapoto. Les stations de l'extrémité Sud-Ouest (● et △, droite en tiretés) sont toujours plus turbides que les stations centrales (# 3, 6 et 7: - et ×) ou que la moyenne générale (○ et droite).

La remise en suspension des sédiments est ainsi illustrée indirectement. Buestel & Pouvreau (2000) ont constaté l'effet du vent sur la concentration de particules minérales en suspension, toujours dans le lagon de Takapoto. Un mécanisme différent peut être impliqué dans l'accroissement de la teneur en carbone organique dissous, en fonction du vent, constaté à Tikehau en 1993 sur une période de 13 jours. Dans ce cas, le broyage de micro-organismes a pu intervenir en parallèle avec la resuspension de sédiments riches en MOD.

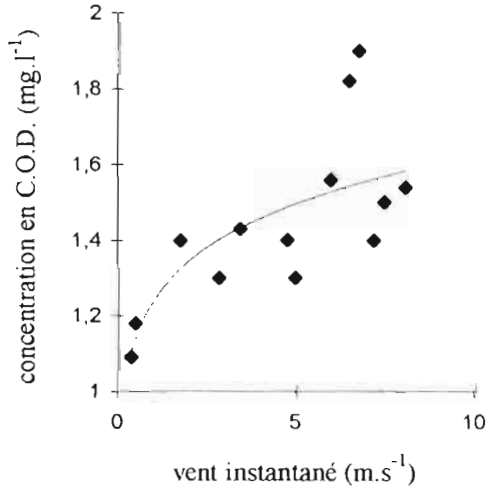


Figure 37. Augmentation de la teneur en carbone organique dissous (COD) avec la vitesse du vent, dans le lagon de Tikehau (Mai 1992).

Dans des conditions différentes (estuaire macro-tidal, faible profondeur), Demers et al. (1987) avaient constaté une re-suspension croissante pour des vents entre 4 et 6 $m.s^{-1}$, avec "saturation" au-delà. Cet amortissement n'est pas évident avec nos données de MOD ou celles de Buestel & Pouvreau (*op. cit.*). Nous avons suivi la démarche de Demers et al. (*ibid.*) pour estimer la vitesse de vent nécessaire pour homogénéiser une couche d'eau d'épaisseur donnée en fonction de la structure thermique des couches supérieures. Ce calcul confirme qu'en conditions courantes, avec de faibles différences de température, un vent faible (< 5 $m.s^{-1}$) suffit à assurer le mélange des 6 premiers mètres.

Comme déjà relevé, nous n'avons pas de données spécifiques sur le taux de dispersion. Nous pouvons cependant obtenir une estimation à partir de la distribution spatiale de différents paramètres du milieu. La majorité des données provient du lagon de Nouvelle Calédonie. Sur plusieurs radiales partant de fonds de baies et couvrant jusqu'à 28 km dans le lagon, nous pouvons suivre la décroissance de la chlorophylle (B_{tot}), du coefficient d'atténuation verticale (K_o), de la matière organique dissoute (A_{254}), et l'augmentation de la salinité. Cette dernière donnée est inversée, afin de considérer plutôt le pourcentage d'eau douce continentale, noté ∇S.

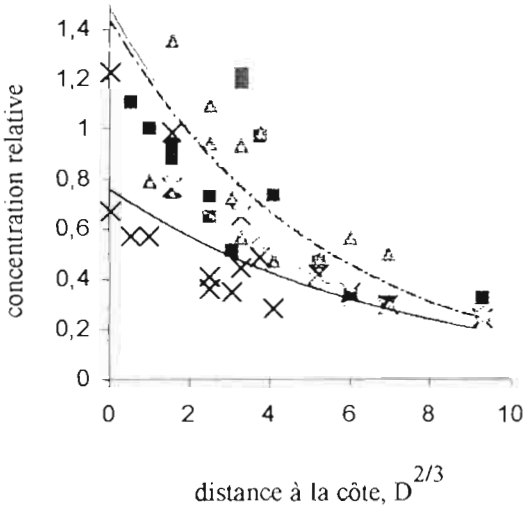


Figure 38. Décroissance des concentrations relatives de plusieurs substances en fonction de l'éloignement de la terre, dans le lagon de Nouvelle Calédonie (voir texte). ■ : K_o; ▲ : B_{tot}; × : A_{254}; : S‰.

Pour une représentation graphique globale, les données ont été rapportées à la valeur maximale observée ("concentration relative" du graphique). La décroissance des concentrations vers le large est bien décrite par une exponentielle, et la meilleure corrélation est obtenue en considérant non la distance D à la terre mais $D^{2/3}$ (Bowden, 1983). Les régressions sont ainsi de la forme $Y = a.\exp(-b.D^{2/3})$:

paramètre	a	b	r^2	n
∇S	3,00	0,138	0,88	7
A_{254}	1,91	0,142	0,59	19
K_o	0,36	0,190	0,70	19
B_{tot}	2,27	0,194	0,70	19

Ce traitement repose sur les hypothèses implicites, et approximatives, que chaque "traceur" est uniquement d"origine terrestre, et qu'il est conservatif. La comparaison avec d'autres résultats illustre ce point. D'une part, nous avons repris les données de A_{254} collectées dans le lagon de l'atoll de Takaroa (§ 7.1) en considérant que l'extrémité Nord-Est, close sur trois côtés et peu profonde, est l'origine du "traceur". Nous arrivons, avec le même calcul, à des pentes comprises entre 0,066 et 0,090. Les données de Griffith et al. (1990) dans des eaux côtières de l'Atlantique donnent des pentes de l'ordre de 0,10 (recalculées de façon identique à partir des mesures initiales) pour le COP, le NOP et les bactéries (0,113, 0,110 et 0,084 respectivement). Par contre, les teneurs en COP mesurées autour d'un atoll de l'Océan Indien (Qasim & Sankaranarayanan, 1970) décroissent (toujours avec le même calcul) avec une pente de 0,49. La turbulence ne serait donc pas le seul facteur qui gouverne la dilution des "traceurs" considérés, qui sont en majorité non conservatifs.

La composante temporelle n'étant pas prise en compte, ces données ne permettent pas de déterminer un coefficient de dispersion. Les régressions ci-dessus (pente moyenne de 0,174 ± 0,024 pour D en km) donnent au mieux un ordre de grandeur du "rayon d'action" d'une substance qui aurait été rejetée dans un lagon. Ainsi, pour une concentration initiale C_o, nous devrions observer :

0,75 x C_o à 2 km
0,50 x C_o à 8 km (de 6 à 10 km)
0,25 x C_o à 22 km (de 18 à 27 km)

La concentration 0,1 x C_o ne serait atteinte qu'à 50 km, valeur non réaliste pour la majorité des atolls. Par ailleurs et surtout, ces ordres de grandeur semblent peu réalistes dans leur ensemble, en fonction des observations de terrain.

La circulation interne et la turbulence doivent avoir des retombées sur le transport des particules organiques, et devraient (dans l'absolu) contrôler partiellement les possibilités de collectage des larves d'huîtres perlières. Le problème est cependant fortement compliqué par la durée de 21 jours de la phase "larve véligère". Il

apparaît ainsi peu plausible de prédire le trajet (et la dispersion) d'un nuage de larves, même connaissant son point d'origine.

8. Conclusions: Facteurs physiques et conséquences biologiques

Au niveau d'un lagon d'atoll, et en situation "normale", il existe une corrélation positive raisonnable entre l'abondance globale du phytoplancton (estimée par la teneur en chlorophylle) et le temps de séjour moyen des eaux (Delesalle & Sournia, 1992; Pagès & Andréfouët, 2001). Cette corrélation semble se maintenir (toujours sur l'ensemble d'un lagon d'atoll) pour les quelques données disponibles sur des débuts ou des fins de bloom. Des blooms ont été aussi signalés, mais non étudiés, dans des portions de lagon d'île haute. Des apports (anthropiques ou naturels) en nutrients restent très hypothétiques. Au contraire, dans de nombreux cas, les blooms ont été précédés d'une période de calme avec vent et houle faibles ou négligeables. La stratification thermique résultant d'un vent faible favorise les blooms en général (Smayda, 1997). Parallèlement, le débit des *hoa* tend à devenir négligeable pour une houle (rélle) < 0,5 m. En fonction de la distribution des ouvertures du récif vers l'océan, des conditions de temps de séjour très long peuvent apparaître rapidement. Les deux facteurs (vent et houle) peuvent se combiner pour mener à un bloom sans aucune intervention d'un apport de nutrients.

La perliculture présente un autre domaine où les facteurs physiques ont un effet sur la biologie, même si le mode d'action n'est pas encore clairement identifiable. En effet, le taux de croissance de plusieurs lots d'huîtres, maintenues dans des lagons couvrant une large gamme d'état trophique, est corrélé positivement avec le taux de renouvellement de l'eau (Pagès & Prasil, 2002 a). Les conditions oligotrophes peuvent être favorables par elles-mêmes, en maintenant une composition taxonomique (et donc chimique) favorable des organismes planctoniques. La turbulence est par ailleurs un facteur favorable pour des mollusques (Ackerman, 1999; Lenihan, 1999) et d'autres organismes filtreurs (Genovese & Witman, 1999). En outre, renouvellement de l'eau et turbulence diminuent les risques de bloom et surtout de crise dystrophique. La perliculture apparaît ainsi comme un champ d'application privilégié pour une étude plus poussée des facteurs physiques du milieu lagonaire.

Références bibliographiques

anon. 1979 - Vents, cyclones et houles en Polynésie française. *Centre Expérim. Pacifique/Aviation Civile/Serv. météorol.: 45 p.*

anon., 1985 - Le temps à Mururoa. *Serv. Météorol. C.E.P., Mars 1985: 228 p.*

Ackerman JD, 1999 - Effects of velocity on the filter feeding of dreissenid mussels (*D. polymorpha and D. bugensis*): implications for trophic dynamics. *Can. J. Fish. aquat. Sci., 56/9: 1551-1561.*

Adjeroud M, Andréfouët S, Payri C, Orempuller J, 2000 - Physical factors of differentiation in macrobenthic communities between atoll lagoons in the Central Tuamotu Archipelago (French Polynesia). *Mar. Ecol. Progr. Ser., 196: 25-38.*

Andréfouët S, 1999 - Apport de la télédétection pour une approche descriptive et fonctionnelle des systèmes coralliens de Polynésie Française. *Thèse (Univ. franç. Pacifique): 243 p + ann.*

Andrefouët S., Claereboudt M., Matsakis P., Pagès J., Dufour P., 2001 a - Typology of atoll rims in Tuamotu archipelago (French Polynesia) at landscape scale using SPOT-HRV images. *Int. J. remote Sensing, 22: 987-1004.*

Andréfouët S, Pagès J, Tartinville B, 2001 b - Water renewal time for classification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipelago (French Polynesia). *Coral Reefs, 20: 396-408.*

Ashton A, Murray AB, Arnault O, 2001 - Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature, 414/6861: 296-300.*

Baird ME, Atkinson MJ, 1997 - Measurement and prediction of mass transfer to experimental coral reef communities. *Limnol. Oceanogr., 42/8:1685-1693.*

Barber NF, Tucker MJ, 1962 - Wind waves.*in: M.N. Hill (ed.). The Sea. Ideas and Observations on Progress in the Study of the Seas. (Interscience Publishers. J. Wiley & Sons, New York), vol. 1: 664-699.*

Bard E, Hamelin B, Arnold M, Montaggioni L, Cabioch G, Faure G, Rougerie F, 1996 - Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature, 382: 241-244.*

Beer T, 1997 - *Environmental Oceanography (2d edition). CRC Press, Mar. Sci. Ser.: 367 p.*

Bourrouillh-Le Jan FG, Talandier J, 1985 - Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentation et la géomorphologie d'un atoll: motu et hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique S-E. *Mar. Geol., 67: 263-333.*

Bowden KF, 1983 - *Physical Oceanography of Coastal Waters. Ellis Horwood Ser. mar. Sci., J. Wiley & Sons: 302 p.*

Buestel D, Pouvreau S, 2000 - La matière particulaire des eaux du lagon de Takapoto: nourriture potentielle pour les élevages d'huîtres perlières. *Oceanol. Acta, 23/ 2: 193-210.*

Cabioch G, Camoin GF, Montaggioni LF, 1999 - Postglacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahit, central Pacific. *Sedimentology, 46: 985-1000.*

Charpy L, Charpy-Roubaud CJ, 1990 - A model of the relationship between light and primary production in an atoll lagoon. J. mar. Biol. Assoc. U.K., 70: 357-369.

Cole JJ, Pace ML, 1998 - Hydrologic variability of small, Northern Michigan lakes measured by the addition of tracers. *Ecosystems, 1/3: 310-320.*

Conte E, 1988 - L'exploitation traditionnelle des ressources marines à Napuka (Tuamotu - Polynésie française). *Dept. Archéol., Centre polynés. Sci. hum. / Thèse (Anthrop. Ethnol.) Univ. Paris I: 330 p.*

Cotton PD, Carter DJT, 1994 - Cross-calibration of Topex, ERS-1 and Geosat wave heights. *J. Geophys. Res. 99 : 25025-25033.*

Defant A, 1960 - *Physical Oceanography. Vol. II. Pergamon Press (Oxford): 598 p.*

Delesalle B, 1985 - Atoll de Mataiva, Archipel des Tuamotu. *Proc. 5th intl. Coral Reef Symp (Tahiti),1: 269-322.*

Delesalle B, Sournia A, 1992 - Residence time of water and phytoplankton biomass in coral reef lagoons. Cont. Shelf Res., 12/7-8: 939-949.

Demers S, Therriault JC, Bourget E, Bah A, 1987 - Resuspension in the shallow sublittoral zone of a macrotidal estuarine environment: Wind influence. *Limnol. Oceanogr., 32/2: 327-339.*

Diaz JM, Sanchez JA, Geister J, 1997 - Development of lagoonal reefs in oceanic reef complexes of the southwestern Caribbean: geomorphology, structure and distribution. *Proc. 8th internatl. Coral Reef Symp. (Panama, June 24-29, 1996), 1: 779-784.*

Dufour P, Harmelin-Vivien M,1997 - A research program for a typology of atoll lagoons: strategy and first results. *Proc. 8th Int Coral Reef Symp (Panama), 1: 843-848*

Dufour V, Pierre C, Rancher J, 1998 - Stable isotopes in fish otoliths discriminate between lagoonal and oceanic residents of Taiaro Atoll (Tuamotu Archipelago, French Polynesia). *Coral Reefs, 17: 23-28.*

Forel FA, 1895 - Le Léman: monographie limnologique. T. 2: Mécanique, chimie, thermique, optique, acoustique. *Ed. F. Rouge (Lausanne): 651 p.*

Genovese SJ, Witman JD, 1999 - Interactive effect of flow speed and particle concentration on growth rates of

an active suspension feeder. *Limnol. Oceanogr., 44/4: 1120-1131.*

Gourlay MR, 1996 - Wave set-up on coral reefs. 2. Set-up on reefs with various profiles. *Coast Eng 28: 17-55*

Gregory JM, Oerlemans J, 1998 - Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature, 391/6666: 474-476.*

Griffith PC, Douglas DJ, Wainright SC, 1990 - Metabolic activity of size-fractionated microbial plankton in estuarine, nearshore, and continental shelf waters of Georgia. *Mar. Ecol. Progr. Ser., 59: 263- 270.*

Gros R, Jarrige F, Fraizier A, 1980 - Hydrologie de la zone nord-ouest du lagon de Rangiroa. *Rap. CEA-R-5028: 11 p.*

Guérédrat JA, Rougerie F, 1978 - Etude physico-chimique et planctologique du lagon de l'atoll de Takapoto. *Notes Doc. Océanogr., Centre ORSTOM Tahiti, 1: 39 p.*

Guilcher A, 1988 - *Coral Reef Geomorphology. E.C.F. Bird (ed.) Coastal Morphology and Research. John Wiley & Sons (Chichester): 228 p.*

Guilcher A, Berthois L, Doumenge F, Michel A, Saint-Requier A, Arnold R, 1969 - Les récifs et lagons coralliens de Mopelia et de Bora-Bora (Iles de la Société) et quelques autres récifs et lagons de comparaison (Taluiti, Scilly, Tuamotu occidentales). *Mém. ORSTOM (Paris) n° 38: 42 p.*

Guille G, Goutière G, Sornein JF, 1993 - Les atolls de Mururoa et de Fangataufa (Polynésie française). 1. Géologie, pétrologie, hydrogéologie. Edification et évolution des édifices.*DIRCEN : 168 p.*

Hearn CJ, Parker IN, 1988 - Hydrodynamic processes on the Ningaloo coral reef, Western Australia. *Proc. 6th internatl. Coral Reef Symp (Townsville, 8-12 Aug. 1988), 2: 497-502*

Intes A, Charpy-Roubaud C, Charpy L, Lemasson L, Morize E, 1990 - Les lagons d'atolls en Polynésie Française: Bilan des travaux du programme "ATOLL" (1981-1987*). Notes Doc. Centre ORSTOM Tahiti, n° 43: 136 p.*

Kirk JTO, 1983 - *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge Univ. Press: 401 p.*

Leclerc AM, Jean-Baptiste P, Texier D, 1999 - Density-induced water circulations in atoll coral reefs: A numerical study. *Limnol. Oceanogr., 44/5: 1268-1281*

Lemasson L, Pagès J, Crémoux J-L, 1981 - Matière organique particulaire et biomasse dans une lagune tropicale. *Rev. Hydrobiol. trop., 14/3: 191-212.*

Lenhardt X, 1991 - Hydrodynamique des lagons d'atoll et d'île haute en Polynésie Française. *Ed. ORSTOM, coll. Etudes & Thèses: 132 p*

Lenihan HS, 1999 - Physical-biological coupling on oyster reefs: How habitat structure influences individual performance. *Ecol. Monogr., 69/3: 251-275.*

Mann KH, Lazier JRN, 1996 - *Dynamics of Marine Ecosystems. Biological-Physical Interactions in the Oceans (2d ed.). Blackwell Sci.: 394 p.*

Maritorena S, Guillocheau N, 1996 - Optical properties of water and spectral light absorption by living and non-living particles and by yellow substances in coral reef waters of French Polynesia. *Mar. Ecol. Progr. Ser., 131:245-255.*

Mizuno K, 1984 - Etude de la greffe de l'huître perlière à lèvres noires (Pinctada margaritifera). *EVAAM/Aquacult. n° 9 (rapp. n° 1/EVAAM/1983) : 34 p.*

Moore SW, 1999 - Datalogging instrument arrays: powerful yet inexpensive tools for recording the heterogeneous physical environment of coral reefs. *Oceanol. Acta, 22/6: 687-698.*

Pagès J, 1998 - PGRN2. Action de recherche n° 8. Importance et mécanismes du renouvellement de l'eau dans les lagons d'atoll. *Rapp. étape tech. : 85 p.*

Pagès J, Andréfouët S , 2001 - A reconnaissance approach for hydrology of atoll lagoons. *Coral Reefs, 20 : 409-414*

Pagès J., Prasil V. 2002 a - Milieu lagonaire et croissance des huîtres perlières: Effet du renouvellement des eaux. *Notes Doc. Océanogr. Centre IRD Tahiti, 47: 1-21*

Pagès J., Prasil V., 2002 b - Renouvellement des eaux du lagon de Takapoto: Evolution à moyen terme et conséquences. *Notes Doc. Océanogr. Centre IRD Tahiti, 47: 22-48*

Pagès J, Mougenot B, Citeau J, 1990 - Radiométrie de terrain pour le satellite SPOT sur un estuaire tropical. *Bull. Inst. océanogr., Monaco, n° spéc. 6: 97-122.*

Pagès J, Andréfouët S, Delesalle B, Prasil V, 2001 - Hydrology and trophic state in Takapoto Atoll lagoon: comparison with other Tuamotu lagoons. *Aquat Living Resour 14/3: 183-193*

Pirazzoli PA, Montaggioni LF, Delibrias G, Faure G, Salvat B, 1985 - Late Holocene sea-level changes in the Society Islands and in the northwest Tuamotu atolls. *Proc. 5th internatl. Coral Reef Congr. (Tahiti), 3: 131-136.*

Pond S, Pickard GL, 1983 - *Introductory Dynamical Oceanography. 2d ed.. Pergamon Press.329 p.*

Preisendorfer RW, 1986 - Secchi disk science: Visual optics of natural waters. *Limnol. Oceanogr., 31/5: 909-926.*

Qasim SZ, Sankaranarayanan VN, 1970 - Production of particulate organic matter by the reef on Kavartti atoll (Laccadives). *Limnol. Oceanogr., 15/4: 574-578.*

Rancher J, Rougerie F, 1993 - "Hydropol". Situations océaniques du Pacifique Central, Sud, campagnes du BOCB "Marara" d'Avril 1986 à Octobre 1989. *CEA / DIRCEN / ORSTOM, éd. SMSR (2e éd., 1993): 91 p.*

Ricard M, Badie C, Renon J-P, Simeon C, Sournia A, 1978 - Données sur l'hydrologie, la production primaire et le zooplancton du lagon de l'atoll fermé de Takapoto (Archipel des Tuamotu, Polynésie Française). *CEA/IPSN/D.P., CEN Fontenay-aux-Roses, Serv. Doc., Rapp. CEA-R-4918: 89 p.*

Rougerie F, Gros R, 1980 - Les courants dans la passe d'Avatoru, atoll de Rangiroa, archipel des Tuamotu. *Notes Doc. Océanogr., Centre ORSTOM Papeete, 80/5-17 (1980): 8 p + fig.*

Salvat F, Salvat B, 1992 - Nukutipipi atoll, Tuamotu archipelago; geomorphology, land and marine flora and fauna and interrelationships. *Atoll Res. Bull., 357: 52 p.*

Salvat B, Chevalier JP, Richard G, Poli G, Bagnis R, 1977 - Geomorphology and biology of Taiaro atoll, Tuamotu archipelago. *Proc. 3rd intntl Coral Reef Symp. (Miami), 2: 289-295.*

Sanford LP, Crawford SM, 2000 - Mass transfer vs kinetics. *Limnol. Oceanogr., 45/5: 1180-1186.*

Secchi A, 1866 - Relazione della esperienze fatta a bordo della pontificia pirocorvetta L'Immacolata Concezione per determinare la transparenza del mare. *in: Cmdr. A. Cialdi: Sul moto ondoso del mare e su le corenti di esso specialment auquelle littorali.(2d ed.): 258-288.*

Smayda, TJ, 1997 - Harmful algal blooms: Their ecophysiology and general relevance to phytoplankton blooms in the sea. *Limnol. Oceanogr. 42/5, 2: 1137-1153.*

Smith SV, Jokiel PL, 1978 - Water composition and biogeochemical gradients in the Canton Atoll lagoon. *Atoll Res. Bull., 221: 15-53.*

Smith IR, Sinclair IJ, 1972 - Deep-water waves in lakes. *Freshwat. Biol., 2/4: 387-399.*

Stiger V, Payri C, 1999 - Spatial and temporal patterns of settlement of the brown macroalgae *Turbinaria ornata* and *Sargassum mangarevense* in a coral reef on Tahiti. *Mar. Ecol. Progr. Ser., 191: 91-100.*

Stoddart DR, Fosberg FR, 1994 - The hoa of Hull atoll and the problem of hoa. *Atoll Res Bull, 394: 26 p.*

Symonds G, Black KP, Young IR, 1995 - Wave-driven flow over shallow reefs. *J geophys Res 100/C2: 2639-2648*

Terry JP, Raj R, Kostaschuk RA, 2001 - Links between the Southern Oscillation Index and hydrological hazards on a tropical Pacific island. *Pacific Sci. 55/3: 275-283.*

Thomas FIM, Atkinson MJ, 1997 - Ammonium uptake by coral reefs: effects of water velocity and surface roughness on mass transfer. *Limnol. Oceanogr., 42/1: 81-88.*

Thurman, HV, 1978 - *Introductory Oceanography. C.E. Merrill Publ. Corp. (Columbus): 506 p*

Torréton J-P, Pagès J, Harris P, Talbot V, Pourlier S, Fichez R, 1997 - Eutrophisation en milieu lagonaire. *Centre ORSTOM Tahiti. C.R. Cordet 94 T 09, déc. 1997: 72 p.*

Wolanski E, Delesalle B, Gibbs R, 1994 - Carbonate mud in Mataiva atoll, French Polynesia: Suspension and export. *Mar. Poll. Bull., 29/1-3: 36-41.*

Annexe A
Dépressions et cyclones en Polynésie française

Rappels
Dans le Pacifique, on parle de cyclone pour des vents supérieurs à 32 $m.s^{-1}$, soit 116 km/hr. Dans la liste qui suit, la pression atmosphérique est indiquée en mm Hg (norme ~ 760 mm). Un vent de 32 $m.s^{-1}$ correspond à une pression au sol d'environ 726 mm Hg, et exerce une force de 75 kg par m^2 sur un obstacle.

La liste ci-après est reprise, jusqu'à 1978, de anon. 1979. La liste des cyclones de 1967 à 1992 est reprise de divers documents de MétéoFrance.

liste des cyclones et dépressions
(D/C désigne une dépression ayant évolué en cyclone dans la zone de Polynésie française)

année	jour/mois	région atteinte	nature	caractéristiques
1831	21-22/12	Cook		
1843	21/12	Sous le Vent(a)		
1856	22/01	PPT	coup de vent	752 mm à PPT
1865	02/02	Société (b), Sous-le-Vent, Australes		
1877	18-19/01	Tuamotu (c), Société		
	"Septembre"	plusieurs autres tempêtes		
1878	06-07/02	Tuamotu (d)		
1879	11-12/12	fortes pluies		
1883	07/02	marée de tempête		
1888	08/02	"		
1889	16/03	"		
1901	22/12	PPT, dépression tropicale	quais détruits	744 mm à PPT
1903	14-15/01	Tuamotu (e)	517 morts en tout	753 mm à PPT
1905	"fin février"	dépression		
	10/03	"		
	23-26/03	Tuamotu (f)		732 mm à Napuka
1906	06-08/02	Tuamotu (g)	"plus de 150 morts"	715 mm à Anaa
1915	04/02	?		751 mm à PPT
1919	31/01	?		747 " "
1920	23/01	?		749 " "
1921	30/12	?		752 " "
1924	11/12	?		751 " "
1926	01-03/01	PPT	pluies torrentielles	752 " "
1933	23-26/08	Australes	dépression polaire	
1935	05-06/02	au Sud de la Société		748 mm à PPT et Uturoa
	12/02	Cook		736 mm aux Cook
1937	25-27/02	Aitutaki et Australes (h)		754 mm à PPT
1940	06-08/02	Société	coups de vent violents	751 mm à PPT
	29-31/12	au N. de Tahiti	dépression tropicale	vent >90 km/hr à Tahiti
1941	16-18/01	à l'Ouest de Tahiti	" "	vent > 95 km/hr à Bora-Bora
1947	15-17/02	Société	" "	vent 85 km/hr à Tahiti
1955	4-7/01	Sous-le-Vent	" "	vent 75 km/hr à Mopelia
1956	18-21/11	Cook - Australes	" "	vent 75 km/hr à Rurutu
1958	19-21/01	Sous-le-Vent (i)	" "	vent 80 km/hr à Makatea
1959	26-28/01	Ouest Société - Rurutu (j)	" "	
1960	09/01	Tuamotu du N-W	" "	vent 100 km/hr à Makatea
	06-08/02	Tuamotu du N, Société (k)	" "	vent > 75 km/hr à Makatea
1961	09-13/03	Tuamotu du N, Société	" "	vent > 75 km/hr à Bora-Bora
1966	29-31/01	Cook - Australes	" "	vent 75 km/hr à Rapa
	01-04/12	N des Australes	" "	vent 60 km/hr à Tubuai
1967	16-20/12	Cook du Sud (m)	cyclone	
1968	03-07/03	Sous-le-Vent (n)	dépression tropicale	vent 75 km/hr à Hereheretue
1970	21-25/01	Tuamotu W	" "	vent 60 km/hr à Hereheretue
	20-24/02	SW des Australes (o)	cyclone (Dolly)	
	27/02-5/03	Cook - Australes (p)	cyclone (Emma)	vent 170 km/hr à Rurutu
1971	16-19/12	Cook - Australes	dépression tropicale	vent à 95 km/hr à Tubuai
1974	16/03	Sous-le-Vent	" "	
1976	02-06/02	Gambier - Australes (q)	D/C Frances	vent 105 km/hr à Moruroa
1977	15-20/04	Mopelia - Gambier (r)	D/C Robert	vent 100 km/hr à Scilly ?

	6-10/12	Takaroa - PukaPuka - Reao	dépression (Tessa)	vents 70 km/hr
1978	10-20/02	Sous-le-Vent (s)	dépression (Diana)	vent 90-110 km/hr à Mopelia
	16-27/02	Cook du Sud, Mopelia (t)	cyclone (Charles)	vents 115 km/hr aux Cook
1980	27-29/10		Diola	
1981	17-24/03		Fran	
	9-13/03		Talimar	
1982	11-14/12		Lisa	
1983	22-26/01		Nano	
	22-27/02		Orama/Nisha	
	24-27/02		Prema	
	6-14/03		Reva	
	17-22/03		Saba	
	27/03 - 3/04		Tomasi	
	06-13/04		Veena	
	14-21/04		William	
1986	fév		Ima	
	fév		June	
1987	jan		Sally	
1988	fév		Cilla	
1989	fév		Judy	
	fév		Hinano	
1991	déc		Wasa	
1992	fév		Clift	

notes:

(a) dégâts à Huahine, Raiatea, Tahaa, Maupiti, Bora-Bora

(b) dégâts importants à Mataiea, Paea, Punauia

(c) Manihi, Kaukura, Fakarava, Anaa, Nihiru

(d) Anaa, Kaukura, Rangiroa, Apataki, Fakarava; centre du cyclone à ~30 milles de Anaa ?

(e) Hikueru, Marokau, Makemo, Ravahere, Takume, Rangiroa, Napuka

(f) Manihi, Apataki, Kaukura, Arutua (4 morts); 750 mm Hg à PPT, 735 mm à Takaroa

(g) de Flint (10°S, 152°W) aux Gambier (23°S, 137°W); niveau de la mer à +2,5 m à Tikehau; plus de 150 morts dans les Tuamotu.

(h) S-E des Cook, Aitutaki, S-E de Rarotonga, S des Australes ; 745 mm Hg à Tubuai

(i) houle de N-W de 5 à 7 m à Makatea

(j) vent à 90 km/hr (pointes 115 km/hr) à Bora-Bora; rafales à 145 km/hr observées par la Jeanne d'Arc

(k) à Makatea, houle de Nord, T = 8 s, H > 4 m

(m) centre du cyclone à 300 km (au SW) de Rimatara, vents à ~ 160 km/hr.

(n) trajectoire des Sous-le-Vent vers Hereheretue puis les Australes. Vent 70 km/hr à Tubuai

(o) cyclone formé à l'Ouest des Nouvelles Hébrides, passant au SW des Australes

(p) à Tubuai, à 50 milles du centre, vent à 160 km/hr. Niveau de la mer à + 3 m à Rurutu et Tubuai, à + 2 m à Bora-Bora

(q) trajectoire anormale: cette dépression "Frances", formée au N des Gambier, se déplace vers W-SW et devient cyclone sur les Australes

(r) formation "au S des Iles de la Ligne" (~160°w, au N des Cook), trajet à l'Ouest de Mopelia, au N des Australes et au S des Gambier. Creux de 10 m entre Tahiti et les Australes le 20/04.

(s) trajectoire sinueuse: du N-W des Sous-le-Vent, au S de Mopelia, au S de Raiatea, à l'W de Rimatara, puis vers le SE

(t) formé à l'Ouest des Cook, décrit deux boucles sur les Cook (du 18/02 au 23/02) en se creusant, puis trajectoire SE et S en passant à l'Ouest des Australes. Vents de 80 km/hr à Mopelia.

Annexe B . **Apports terrestres dans les lagons d'atoll: Lentille d'eau douce, pluie, etc**

La question est de savoir quel effet peut avoir la pluie sur le milieu lagonaire, vu surtout sous l'angle d'éventuels apports de nutrients entraînés depuis la terre ferme. Des apports de substances toxiques ne sont pas exclus. Nous ne considèrerons pas ici les effets de la pluie directe, soit par apports de substances (dont le fer des poussières continentales) soit par apport d'eau douce (avec possibilité de stratification).

Après que la pluie ait dissous d'éventuels détritus, deux processus peuvent être envisagés: soit un ruissellement (une fois le sol gorgé d'eau), soit une lixiviation à travers le sol jusqu'à la nappe, puis transfert latéral jusqu'à la rive.

Les réponses proposées ici sont principalement basées sur les mesures de Hunt & Peterson (1980) et les rappels de Dale et al. (1986). Dans la mesure où ces arguments reposent sur le fonctionnement de la nappe phréatique, quelques rappels sur la lentille d'eau douce nous semblent utiles.

1 : La lentille d'eau douce

Dans un motu, considéré comme un ensemble poreux homogène, l'eau de pluie s'infiltre et 'flotte' sur l'eau salée qui occupe le bas du socle. La lentille d'eau douce ainsi constituée ('lentille de Ghyben-Herzberg') est en équilibre hydrostatique, du fait de la différence des densités de l'eau de mer ($\rho_S \sim 1{,}025$) et de l'eau douce (ρ_F). Toutes choses égales par ailleurs, son épaisseur dépend des apports d'eau de pluie, W, et de la conductivité hydraulique K (~ porosité) du motu. Vacher (1974, *in* Hunt & Peterson, 1980, p. 12) donne la forme théorique de la lentille par une équation qui décrit la variation de la hauteur d'eau douce, h, au-dessus du niveau de la mer en fonction de la distance :

$$h^2 = w \,.(L^2 - x^2) / [K \,.\, (a + 1)]$$

avec:

W	taux de recharge
h	hauteur au-dessus du niveau de la mer
L	distance du centre de la lentille au rivage
x	distance à partir du centre
K	conductivité hydraulique
a	$= \rho_F / (\rho_S - \rho_F)$

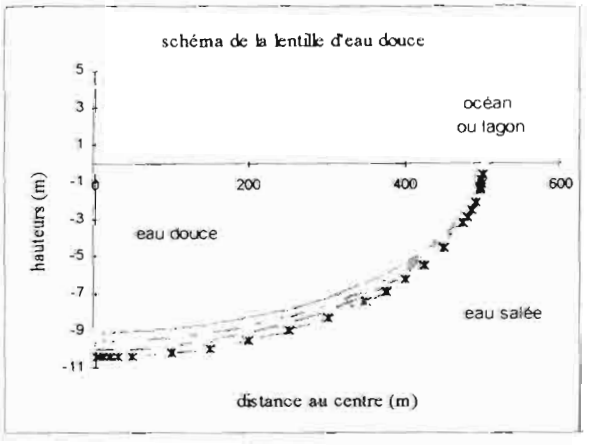


Schéma de la lentille d'eau douce dans un motu. Les ***hauteurs négatives*** *(au-dessous de la mer) sont* ***divisées par 10*** *par commodité de représentation. Calculs basés sur un apport de 100 mm par jour, un K de 1,5 . 10^{-3} m.s^{-1}*

En grisé, zone de transition entre eau douce et eau salée.

La 'profondeur' de la nappe au-dessous du niveau de la mer, z, est en théorie égale à : $z = h \,.\, \rho_F / (\rho_S - \rho_F)$ ($\sim z = 40 \,.\, h$). Dans un motu réel, z est plutôt de l'ordre de 20 . h (Dale et al., 1986). La conductivité hydraulique des sables aquifères de Kwajalein est d'environ 1,5 . 10^{-3} m.s^{-1}, avec quelques valeurs extrêmes à 5 . 10^{-3} m.s^{-1}..

La simulation que nous avons effectuée pour illustration nous a confirmé que h (et donc le volume total emmagasiné) diminue si la conductivité hydraulique K augmente.

Ce qui précède correspond à la théorie, simplifiée par suppression des phénomènes de diffusion et de mélange à la limite entre eau douce et eau salée. Dans les faits, une épaisse couche de transition existe à la partie inférieure de la lentille. Elle est d'autant plus importante que le marnage est fort; sur Kwajalein, avec un marnage de près de 1 m, les échanges *journaliers* concernent un volume de ~ 2 . 10^5 m^3 d'eau douce.

Dans la réalité, la hauteur de la couche d'eau douce (définie par l'isohaline 0,25 g.kg^{-1}) peut être réduite par ces mélanges. Les quelques chiffres disponibles pour les Tuamotu (Rougerie, 1994) montrent des "lentilles minces", où la couche à salinité ≤ 2 g.l^{-1} ne fait que ~1,5 m d'épaisseur.

2 : Fonctionnement hydraulique

La lentille d'eau douce est en équilibre dynamique entre les apports (par la pluie) et les pertes, qui comportent plusieurs processus:

→ *la recharge*

L'accroissement du volume d'eau douce est le terme le plus important pour la gestion des réserves. Elle est, sur Kwajalein, comprise entre 9 et 13 . 10^5 m^3 par an, soit ~ 50 % des précipitations annuelles.

→ *le flux sortant*

Dans un milieu poreux, le flux peut être décrit, en théorie, par la loi de Darcy : $\phi = K . h /(L-x)$. Hunt & Peterson (*ibid.*) citent l'équation de Vacher décrivant le flux 'spécifique': $Q = (a+1) . K . h^2 /[2 . (L-x)]$. L'examen des diverses relations montre que cette équation se ramène à : $Q = \phi . z / 2$.

Ce flux correspond à l'écoulement d'eau douce, par pesanteur, vers les extrémités de la lentille. Il augmente logiquement avec les apports. Dans le cas de Kwajalein, ce flux ne peut être distingué des pertes d'eau douce par mélange avec l'eau salée sous-jacente. Le total est également proche de 50% des précipitations dans un bilan annuel.

Il faut relever que Marsh (1977; in Andrews & Pickard, 1990) a mesuré sur Guam un suintement de l'ordre de 1 $l.s^{-1}$ par mètre linéaire de plage.

→ *les prélèvements*

La détermination du 'sustainable yield' est le but ultime d'une étude telle que celle de Hunt & Peterson (*op. cit.*), qui l'estiment à 1,3 - 1,9 . 10^5 m^3 par an selon différents modes de calcul. Ces deux extrêmes correspondent à des extrêmes de la pluviométrie totale, mais aussi à des adaptations du taux de pompage en fonction du rythme détaillé des apports. On peut estimer, en première approximation, que l'extraction doit rester inférieure à 25 % du flux total.

→ *l'évaporation*

Les pertes ne concernent en fait que la couche superficielle de sol. En effet, une fois celle-ci suffisamment desséchée (3 à 6 jours), le 'pompage' de la nappe s'interrompt. Les premiers 15 mm de chaque pluie (en saison de pluies discontinues) sont perdus pour ré-humidifier la surface. Ce terme n'apparaît plus dans les bilans chiffrés.

→ *le ruissellement*

Dans le cas de Kwajalein, ce processus est mentionné dans l'énumération des termes du bilan, mais n'apparaît plus dans les différents bilans chiffrés. Au vu de la précision des estimations sur les autres termes, nous devons admettre que le ruissellement est au plus de l'ordre de 0,1 - 0,5 . 10^5 m^3 par an, à comparer avec les apports totaux de 26,5 . 10^5 m^3 par la pluie (soit 0,5 à 2 %).

Toujours dans le cas de Kwajalein, le volume de la lentille d'eau douce est de l'ordre de 10^6 m^3 (variant entre 9 et 12 . 10^5 m^3 selon la pluie). La recharge est estimée à 9 . 10^5 m^3 par an , et approximativement égale au flux. Le 'temps de séjour' de l'eau de la lentille serait ainsi de l'ordre de 6 mois.

Au vu de ces éléments, nous devons admettre que le ruissellement reste très réduit, conclusion renforcée par l'observation sur place. Nous pouvons cependant tenter d'estimer quels effets il pourrait avoir vers le lagon. Nous devrons aussi estimer les apports après transit par la nappe.

3 : Apports éventuels

Il serait nécessaire, pour fixer les idées, d'estimer quelles quantités de substances (nutritives ou autres) se trouvent sur la terre ferme et pourraient aboutir dans le lagon. Au niveau de possibles substances toxiques (anti-fouling, insecticides, herbicides, etc), l'estimation est évidemment difficile puisqu'il ne devrait s'agir que de rejets accidentels. En ce qui concerne les détritus, le seul point de repère serait les estimations de rejets pour une population humaine, soit ~ 2 g de P et ~ 27 g de N (Malone, 1998) par habitant et par jour. Mais l'emploi de ces chiffres suppose des hypothèses fort hasardeuses quant au nombre et à la répartition spatiale de la population humaine, et à la proportion de détritus qui serait abandonnée.

Il est ainsi difficile d'estimer la concentration plausible de nutrients qu'aurait une eau de pluie après avoir dissous des détritus.

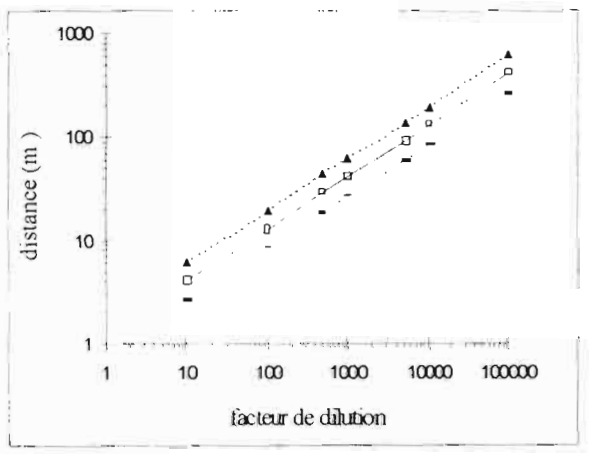
4: Rayon d'action des effluents

L'autre élément du calcul est lié à une simple estimation des mélanges. Nous admettrons une pente de 1:10 du fond du lagon (profondeur de 10 m à 100 m du bord), et nous supposerons que le ruissellement concerne une bande de terre ferme de 50 m de large.

Une pluie de hauteur P, avec un ruissellement de 2 %, fournit un volume v d'eau 'source'. Cet apport contaminera un volume V d'eau du lagon, jusqu'à une distance D de la rive, avec une dilution X, telles que

$V = v \cdot X$ avec $V = D^2 / 20$

soit $D^2 = ((P-15)/ 1000) \cdot 50 \cdot (2\ \%) \cdot 20 \cdot X$



L'extension de la zone contaminée est fonction de la hauteur de pluie (ici, 3 valeurs possibles, 50, 100 et 200 mm) et de la dilution considérée comme tolérable (ici, poussée jusqu'à 1 / 100 000).

Ces calculs sont bien entendu théoriques, et les hypothèses de départ peuvent être discutées. Nous voyons cependant que, en fonction du taux de dilution recherché (ou admissible), la bande contaminée peut atteindre plusieurs centaines de mètres de large.

L'autre voie de passage de produits terrestres jusqu'au lagon passe par la nappe elle-même. La dilution par la pluie est immédiate. Le séjour (de l'ordre de 6 mois) peut avoir un effet sur certaines substances. Des processus biologiques en semi-anaérobiose peuvent agir. De façon non exclusive, des processus abiotiques (chimiques ou physiques) peuvent aussi diminuer les concentrations ou modifier la nature des substances considérées, ou même les piéger dans la trame carbonatée. Le résultat final dépendra principalement de la nature de la substance. Par ailleurs, une dilution progressive par l'eau salée s'opère au cours de l'écoulement de l'eau douce vers les bords de la lentille. Ceci décroîtrait encore les risques, sans toutefois les rendre nuls.

5: Conclusions provisoires

Le fonctionnement hydraulique de la nappe est assez bien connu pour permettre des estimations plausibles. Par contre, l'estimation des apports terrigènes est extrêmement hasardeuse, puisque autant les sources que les processus de transport sont très difficiles à évaluer.

Il semblerait que la seule solution réaliste soit une étude rapide qui porterait sur ces deux points:

- d'une part estimer, par des prélèvements convenablement répétés pour être représentatifs, la quantité de nutrients qui pourraient être entraînés par la pluie
- d'autre part le devenir de ces lixiviats. Un marquage (Rhodamine) serait sans doute la solution la plus efficace d'un point de vue scientifique. Un tel marquage aurait en outre le mérite de sensibiliser les populations à cet aspect, du fait du caractère spectaculaire de ces essais avec marqueurs colorés. Le seul point à élucider concerne le comportement du marqueur envers la matrice carbonatée, qui pourrait se révéler un adsorbant (trop) efficace.

Par ailleurs, des prélèvements dans des puits (ou de petits forages expérimentaux) permettraient de fixer les idées quant au cycle des substances d'origine superficielle dans la nappe. L'ensemble de ces essais serait très probablement réalisable de façon relativement simple.

Il serait ainsi possible de résoudre la question soulevée par Andrews & Pickard (1990) quant à la réalité des apports d'origine terrestre vers le lagon.

Références

- Andrews (J.C.) & Pickard (G.L.), 1990 - The physical oceanography of coral-reef systems. *in: Z. Dubinsky (ed.). Ecosystems of the World (25). Coral Reefs. Elsevier Sci. Publ.: 11-48.*
- Dale (W.R.), Waterhouse (B.C.), Risk (G.F.), Petty (D.R.), 1986 - Coral island hydrology. A training guide for field practice. *Commonwealth Sci. Council techn. Publ. Ser., n° 214 (CSC (86) WMR-8): 108 p.*

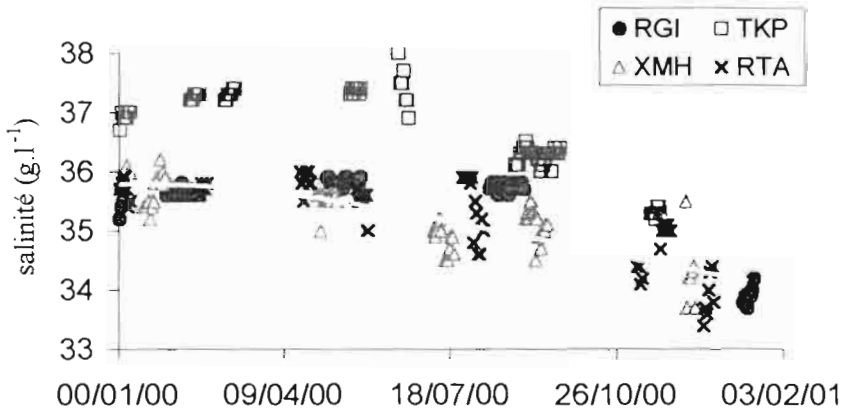
- Hunt (C.D., Jr.) & Peterson (F.L.), 1980 - Groundwater resources of Kwajalein Island, Marshall Islands. Water Resour. Res. Center (U. Hawaii), tech. rep. 126: 91 p.
- Rougerie (F.), 1994 - Programme PROE 1991-1993. Nappe phréatique des atolls: Caractéristiques chimiques et flux (Archipel des Tuamotu, Polynésie Française). Rapp. n° 2. ORSTOM Tahti, Sept. 1994:15 p.

Annexe C. Méthodologies et protocoles

Il peut paraître superflu de rappelr la nécessité d'une surveillance continue au niveau des mesures, même les plus simples en apparence. Parmi les incidents rencontrés lors des divers programmes, un exemple illustre les risques que présente une sous-traitance sans surveillance.

Il s'agit d'un problème méthodologique rencontré dans le cadre du "Réseau de Suivi de Lagons Perlicoles". La cause principale fut une rupture de continuité entre le prélèvement d'un échantillon et la validation (puis l'exploitation) des résultats d'analyse. Notre examen se limitera ici à celui des chiffres de salinité, mais le problème concerne aussi d'autres analyses (N total, P total, chlorophylle). L'ensemble de ces dosages fut confié à un laboratoire privé fonctionnant comme prestataire de service. Des séries d'échantillons étaient livrées périodiquement, les analyses faites et les résultats reportés sans réel examen.

Les chiffres de salinité pour Takapoto peuvent paraître plausibles, d'autant plus que les salinités faibles apparaissent en saison des pluies dans ce lagon confiné. Par contre, les 2 atolls ouverts de Rangiroa et Manihi, et le lagon de Raiatea-Tahaaa (2 sites) montrent des salinités décroissantes dans le temps, et atteignant 34 $g.l^{-1}$. Or la salinité de l'océan, dans la région, reste toujours proche de 36 $g.l^{-1}$.



Exemple de dérive instrumentale non corrigée. Les salinités de Rangiroa (RGI), Manihi (XMH) et Raiatea-Tahaa (RTA) prouvent une dérive instrumentale qui n'aurait pas été évidente pour Takapoto (TKP).

Ces valeurs absolues, manifestement erronnées, annoncent un problème méthodologique majeur. La tendance générale indique clairement une dérive instrumentale. Dans l'absolu, il est relativement simple, et assez classique, de corriger une telle dérive par des contrôles réguliers. Dans le cas présent, cependant, nous ne disposons pas d'un ré-étalonnage (sur une ampoule d'eau normale par exemple) qui permettrait d'utiliser les quelque 400 mesures effectuées. Un contrôle effectué en temps réel, soit par le chef du laboratoire soit par les utilisateurs, aurait permis une rectification désormais impossible.

Le temps, l'énergie et l'argent dépensés le furent ainsi en pure perte.

Annexe D
Réalisation de l'échelle de Forel

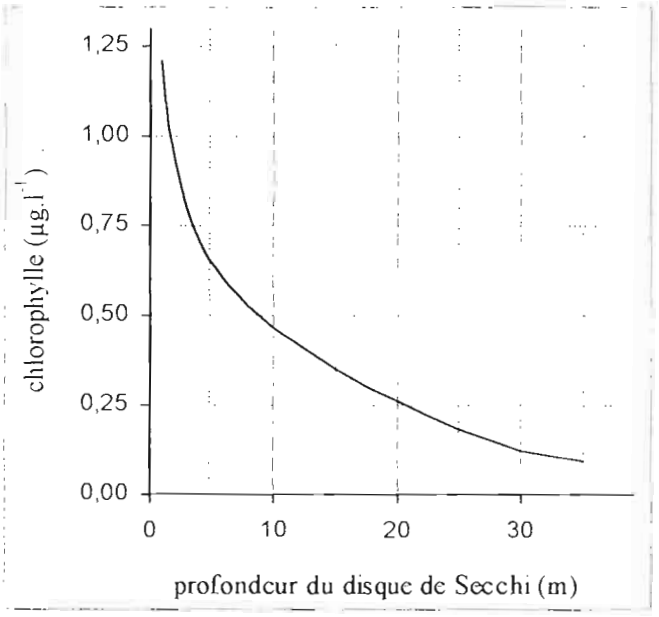
Préparer les trois solutions de base, employant NH_4OH 1 N:
a) 0.5 g $CuSO_4$, 5 H_2O + 5 ml NH_4OH + H_2O q.s.p. 100 ml
b) 0.5 g K_2CrO_4, 5 H_2O + 5 ml NH_4OH + H_2O q.s.p. 100 ml
c) 0.5 g $CoSO_4$, 7 H_2O + 5 ml NH_4OH + H_2O q.s.p. 100 ml

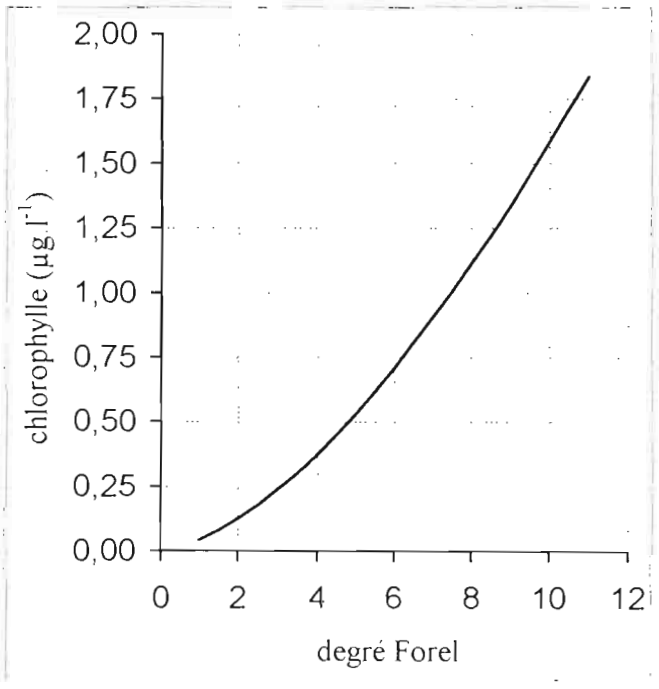
Réaliser les mélanges suivants (proportions en volume) qui donneront une série de colorations allant du bleu au jaune et au brun

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
a	100	98	95	91	86	80	73	65	56	46	35
b	0	2	5	9	14	20	27	35	44	54	65
c	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII
a	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35
b	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10
c	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55

Annexe E.
Abaques pour estimation de la concentration en chlorophylle





Institut de Recherche
pour le Développement

Jean PAGÈS, Vincent PRAZIL, Elzbieta LAUBE-LENFANT, Renaud FICHEZ

Facteurs physiques du milieu dans les lagons des Tuamotu

Jean PAGÈS, Vincent PRAZIL

Renouvellement des eaux du lagon de Takapoto.
Évolution à moyen terme et conséquences

Jean PAGÈS, Vincent PRAZIL,

Milieu lagonaire et croissance des huîtres perlières
Effet du renouvellement des eaux

OCÉANOGRAPHIE
Notes et Documents N° 47
2002

Centre IRD de Tahiti