

Projet de recherche : Les mouvements de terrain
de grande ampleur dans les cirques et les
grandes ravines de La Réunion

Synthèse sur l'évolution paléoclimatologique de l'île de La Réunion et des régions environnantes

BRGM/RP-52674-FR

octobre 2003



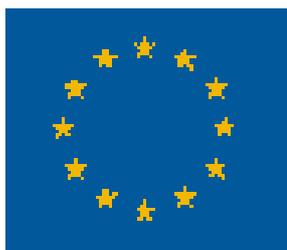
Projet de recherche : Les mouvements de terrain
de grande ampleur dans les cirques et les
grandes ravines de La Réunion

Synthèse sur l'évolution paléoclimatologique de l'île de La Réunion et des régions environnantes

BRGM/RP-52674-FR
octobre 2003

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Recherche du BRGM 02 RISR10

M. GARCIN, J. CASANOVA
Avec la collaboration de
M. CRUCHET



Mots clés : Réunion, Océan Indien, Afrique, paléoclimatologie, Quaternaire, Holocène, mousson, cyclone, eustatisme, récifs

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Garcin M., Casanova J., Cruchet M. (2003) - Synthèse sur l'évolution paléoclimatologique de l'île de La Réunion et des régions environnantes. Rapport BRGMRP-52674-FR, 60 p., 24 figures

© BRGM, 2003, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

Dans le cadre d'intervention C5.03 du DOCUP (soutenir la recherche et le développement sur les phénomènes de risques naturels), le BRGM s'est engagé dans la réalisation d'un programme de recherche sur les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines à La Réunion.

Le module 1 de ce programme qui en comprend 3 est consacré à la reconstitution de l'histoire géologique récente du massif du Piton des Neiges, et notamment celle des paléoclimats de l'île de La Réunion (sous-module 1-3).

L'île de La Réunion a émergé il y a plus de 2 millions d'années, soit juste avant le début du quaternaire (-1.8 Ma). Son édification s'étale pendant tout le quaternaire. Or, dans le monde, le quaternaire a été marqué par des périodes glaciaires et interglaciaires, la période actuelle correspondant à une période interglaciaire (période de réchauffement de la terre).

En Afrique, entre 150 000 et 130 000 ans environ, le continent a subi un climat plus froid et plus aride qu'aujourd'hui. Vers 130 000 ans une phase chaude plus humide que l'actuelle a commencé, elle a perduré jusque vers 115 000 ans (équivalent de l'Eémien). Elle est marquée par le plus grand développement de la forêt tropicale humide, les zones désertiques ont été recouvertes entièrement de végétation.

Le refroidissement et la baisse d'humidité qui a suivi ont conduit à un climat froid et aride culminant vers 70 000 ans. Il est suivi par une légère modération du climat puis par une nouvelle phase d'aridité maximum de 20 000 à 13 000 ans. Les conditions sont ensuite rapidement devenues plus chaudes et plus humides avec toutefois une aridité marquée vers 11 000 ans B.P.. (Dryas Récent). L'arrivée des conditions plus chaudes et plus humides a conduit à l'optimum Holocène avec le développement de la forêt tropicale humide, le Sahara étant alors couvert de végétation. Ensuite, le climat est devenu de nouveau plus sec et similaire à l'état actuel. Des phases généralement brèves (par exemple vers 8200 ans) se produisent au milieu des périodes chaudes et humides de l'Holocène inférieur et moyen.

A Madagascar, la synthèse de l'évolution climatique depuis 40 000 ans s'appuie essentiellement sur les travaux réalisés sur les dépôts du lac de Tritrivakely. Ce lac est une latitude voisine de celle de La Réunion, à 1778 m d'altitude (travaux de Siffedin et *al.* 1995, Gasse et *al.* 1998).

De 40 800 à 17 000 B.P., les températures sont significativement inférieures à aujourd'hui, de l'ordre de -4°C par rapport aux températures actuelles. Trois périodes plus froides ont été identifiées au cours de cette période, respectivement vers. Les conditions climatiques sont nettement plus froides et plus sèches que dans l'Actuel.

Deux phases de réchauffement ont été identifiées au lac Tritrivakely l'une vers 16 900 ans B.P.. et l'autre après 15 000 B.P.. **La déglaciation s'opérerait donc en deux phases.** La première, à **17 000 ans B.P.**, se produirait 2 000 ans avant la déglaciation dans l'hémisphère Nord et ceci en accord avec les données continentales. La seconde période de déglaciation **15 000 ans B.P.** est en phase avec celle de l'hémisphère Nord.

A l'échelle de l'océan indien, les études sédimentologiques et géochimiques sur les formations marines (Maurice, Réunion, Mayotte, Seychelles, Atoll d'Aldabra) ont permis de reconstituer les variations du niveau marin et des paramètres paléoclimatiques et paléocéanographiques au cours du dernier cycle climatique (0-140 000 ans B.P..) dans la partie sud-occidentale de l'océan Indien.

Le Dernier Interglaciaire, qui témoigne du dernier optimum climatique et caractérisé par deux hauts niveaux marins respectivement datés à 147 000 et 129 000 B.P.. et correspondant à l'établissement de terrasses récifales actuellement situées à +4 m et +8 m par rapport au niveau marin actuel.

La dernière déglaciation est nettement enregistrée par les coraux dès 28 000 ans B.P. et se traduit par l'établissement à -150 m d'un bas niveau marin, vers 18 400 ans B.P. au cours d'un épisode très bref (500 ans au maximum). Les données isotopiques témoignent d'une chute de la température des eaux de surface de 7 à 8°C par rapport à la période pré-glaciaire. Le phénomène de déglaciation est caractérisé par une remontée très rapide du niveau marin (1 cm^{-1} en moyenne) avec de brefs apports d'eaux polaires appauvries en ^{18}O et en ^{13}C .

L'Holocène (0 -10 000 ans B.P.), qui enregistre la phase terminale de déglaciation, est caractérisé par une remontée rapide du niveau marin (0,25 à 0,28 cm/an) entre 9 000 et 7 000 ans B.P.. correspondant à **un réchauffement des eaux de surface qui culmine à 6 000 ans B.P.**, suivie d'un ralentissement ($0,10 \text{ cm.an}^{-1}$) corrélatif d'un bref épisode frais entre 6 000 et 5 000 ans B.P., puis d'une phase au cours de laquelle la température des eaux de surface augmente progressivement, le niveau marin se stabilisant à sa côte actuelle entre 3 000 et 2 000 ans B.P..

La présente synthèse a permis de montrer que des données sur la paléoclimatologie régionale (océan Indien, Afrique Australe et Afrique de l'Est) existent. Ces données concernent essentiellement le dernier cycle climatique (les 120 derniers mille ans) et nous n'avons aucune information sur la période antérieure à la glaciation du Riss (Saalien).

En revanche, les données concernant l'île de La Réunion sont rares. L'étude de la carotte récifale de la Saline est la seule source d'information existante sur la paléoclimatologie de la Réunion. Les données issues de cette carotte sont précieuses mais n'informent que sur les variations eustatiques des derniers 9 000 ans et sur les variations de température de l'océan.

Il est donc primordial d'acquérir de nouvelles données climatiques spécifiques à La Réunion et cela sur des enregistrements continentaux. Cette tâche s'avère ardue compte tenu du vigoureux contexte géodynamique de l'île. Des objets géologiques qui pourraient nous fournir des enregistrements climatologiques ont toutefois été identifiés: séquences de remplissage de mares et d'étangs, d'étangs côtiers, d'anciens remplissages de lac de barrage dans les rivières. La problématique du projet étant centrée autour des mouvements de grande ampleur dans les cirques, nous nous attacherons dans un premier temps à réaliser l'inventaire de ces "enregistreurs" présents dans les cirques. Dans un second temps, des analyses seront réalisées sur les sites les plus prometteurs.

Cette synthèse paléoclimatique nous a d'ores et déjà permis d'affirmer que les modifications climatiques du Quaternaire ont affecté l'île de la Réunion.

L'analyse paléoclimatologique à l'échelle de l'océan Indien occidental, de l'Afrique de l'Est et Australe nous permet d'émettre les hypothèses suivantes concernant l'évolution de l'intensité du système cyclonique au cours du temps:

- durant les périodes glaciaires, les températures de l'air et des océans (SST = *Sea Surface Temperature*) baissent provoquant un amoindrissement voire l'arrêt du système de mousson. Les cyclones sont soit fortement réduits en nombre et en amplitude soit inexistant. En effet, pour avoir déclenchement d'un cyclone, il est nécessaire d'avoir une température de surface des eaux océaniques (SST) supérieure à 26°C. La baisse des eaux de surface constatée n'a, à certaines périodes, probablement plus permis de les déclencher.
- durant les transitions des périodes glaciaires aux interglaciaires, le climat est caractérisé par des épisodes de forte instabilité. Ceux-ci sont caractérisés par des cycles à très forte mousson et à cyclones intenses alternant avec des cycles à mousson et cyclones faibles voire inexistant.
- durant les interglaciaires bien établis comme actuellement, le climat est marqué par un système de mousson d'été et un régime cyclonique. L'intensité de ces phénomènes est liée à la variabilité climatique intra-période.

Le déclenchement et l'activation des mouvements de terrain sont étroitement conditionnés par les précipitations. Ainsi, nos hypothèses climatiques impliqueraient que l'évolution des mouvements de terrain de grande ampleur est faible voire quasi inexistante durant les périodes glaciaires (températures et précipitations nettement moins importantes qu'actuellement), rapide et intense durant les transitions glaciaire-interglaciaire, relativement modéré durant les interglaciaires.

Enfin, concernant la recherche en paléoclimatologie sur La Réunion, d'autres pistes seraient à explorer ultérieurement et notamment une recherche paléo-tempéto-logique sur la zone littorale. Cette recherche viserait à identifier puis à caractériser des séquences de paléotempêtes et d'essayer de déterminer dans quelle mesure, l'intensité des cyclones et des processus associés a varié au cours du Quaternaire récent. Ceci, mis en rapport avec le contexte climatique, permettrait de mieux contraindre la variabilité des événements cycloniques et de connaître l'ampleur minimum et maximum des cyclones dans ce contexte. Ce travail serait par ailleurs bien utile pour une approche prospective des effets induits par les changements climatiques futurs.

Sommaire

1. Introduction	8
1.1. Les principales périodes du Quaternaire	10
1.2. Les grands cycles climatiques	10
1.3. L'Holocène	11
2. Etat des connaissances sur la paléoclimatologie quaternaire	12
2.1. Afrique	12
2.1.1. Résumé de l'évolution de 150 ka à l'Actuel	12
2.1.2. Saalien - Riss (150 ka)	12
2.1.3. Eémien - Interglaciaire Riss Würm (125 ka à 120 ka)	12
2.1.4. Weichsélien - Würm	12
2.1.5. Phases de sécheresse de la ceinture de mousson Nord	18
2.1.6. Tardiglaciaire pro parte	18
2.1.7. Holocène	19
2.1.8. Les fluctuations d'aridité le long de la ceinture de mousson: comparaison Sahara-Chine	23
2.2. Madagascar	24
2.2.1. Les données issus de Siffedin et al. 1995	24
2.2.2. Les données issus de Gasse et Van Campo (1998)	26
2.3. Océan Indien	29
2.3.1. Les niveaux marins de la période interglaciaire	29
2.3.2. La période glaciaire et la phase de déglaciation	32
2.3.3. La période holocène	35
2.3.4. Conclusions	40
2.4. Réunion	41
2.4.1. Facteurs climatiques	41
2.4.2. Facteurs océanologiques	41
2.4.3. Physiographie des récifs actuels	42
2.4.4. Localisation et coupe structurale du récif de La Saline	44
2.4.5. Etude du forage de la Saline	45
2.4.6. Dynamique du complexe récifal holocène et reconstitution de la courbe des variations du niveau marin à l'île de la Réunion	47
2.4.7. Conclusions	48
3. Les axes de recherche possibles	49
3.1. La recherche de séquences climatiques	49
3.1.1. Les récifs coralliens	49
3.1.2. Les séquences fluviatiles	50
3.1.3. Les marais côtiers	51
3.1.4. Les systèmes lacustres	51
3.2. La paléotempestologie	53
3.2.1. Objectifs et généralités	53
3.2.2. Les différentes méthodes d'approches	54
4. Programme de travail prévisionnel	57
4.1. Année 2003	57
4.2. Années 2004-2005	58

5. Conclusion	59
6. Bibliographie	61

Liste des figures

Figure 1 : Les grands cycles climatiques du Tertiaire terminal et du Quaternaire	10
Figure 2 : Les différentes périodes de l'Holocène	11
Figure 3 : Reconstitution partielle des classes de végétation de 36 à 39 Ka	14
Figure 4 : Cartes de végétation du DMG et de l'Allerød	17
Figure 5 : Ages calendaires des <i>Heinrich Events</i> (phase à radeau de glace dans l'Atlantique Nord)	18
Figure 6 : Cartes de végétation du Boréal et de l'Atlantique ancien	21
Figure 7 : Cartes de végétation de l'Atlantique récent et de l'Actuel	22
Figure 8: Les fortes fluctuations d'aridité le long de la ceinture de mousson (d'après Guo et al. 2000, modifié)	23
Figure 10 : Evolution des paléoenvironnements dans le lac Tritrivakely durant les 31 derniers mille ans (d'après Siffedin et al. 1995)	25
Figure 11: Paramètres paléoclimatiques déduits de l'étude des pollens et des diatomées dans le Lac Tritrivakely (d'après Gasse et Van Campo 1998)	27
Figure 12. Datation et signature isotopique des fragments coralliens du dernier interglaciaire provenant des Seychelles et d'Aldabra (Colonna, 1994)	31
Figure 13 : Variations du niveau marin et enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ pour les derniers 34,000 ans (Récifs de Mayotte, Océan Indien d'après Colonna et al., 1996).	34
Figure 14. Courbes de reconstitution des variations du niveau marin au cours de l'Holocène (10 000 ans B.P. - Actuel) dans la partie Sud-Occidentale de l'Océan Indien (Colonna, 1994)	36
Figure 15 : Topographie simplifiée de l'île de La Réunion et localisation des formations récifales holocènes et pléistocènes - Situation du récif frangeant de La Saline et du forage FRE (Colonna, 1994)	43
Figure 16 : Coupe schématique du récif frangeant de la Saline et implantation du forage FRE (Colonna, 1994)	44
Figure 17 : Terrasse ancienne préservée en bord de rempart	50
Figure 18 : Principaux paramètres affectant l'évolution des marais côtiers	51
Figure 19 : Exemple d'une mare dans un cirque : Mare à Martin (Salazie)	51
Figure 20: Fonctionnement du système lacustre et liens avec les paramètres climatiques	52
Figure 21 : Séquence de remplissage de lac de barrage sous une terrasse alluviale (Mafate)	53
Figure 22 : Floride 23 Septembre 1975 (Houle cyclonique)	55
Figure 25 : Méthodologie de l'approche proposée pour l'étude paléoclimatologique des cirques de La Réunion	58

1. Introduction

Dans le cadre d'intervention C5.03 du DOCUP (soutenir la recherche et le développement sur les phénomènes de risques naturels), le BRGM s'est engagé dans la réalisation d'un programme de recherche sur les mouvements de terrain de grande ampleur dans les cirques et les grandes ravines à La Réunion.

Le module 1 de ce programme qui en comprend 3 est consacré à la reconstitution de l'histoire géologique récente du massif du Piton des Neiges, et notamment celle des paléoclimats de l'île de La Réunion (sous module 1-3).

Ce travail vise à synthétiser les connaissances existantes sur l'évolution paléoclimatique de l'île de La Réunion et des régions avoisinantes.

La Terre a subi au cours de la fin du Tertiaire une modification climatique qui a entraîné dès -2,4 millions d'années le développement de calottes de glace dans l'hémisphère Nord. Depuis, la Terre subit une alternance de périodes froides (périodes glaciaires) et de périodes plus tempérées (périodes interglaciaires).

En 1941, Milan Milankovitch a émis la théorie selon laquelle, les variations des paramètres orbitaux de la Terre (excentricité, obliquité, précession des équinoxes) contrôlaient la quantité et la distribution de l'énergie solaire reçue par la Terre et par-là même étaient responsables des phases climatiques. Cette théorie, reprise notamment par Berger, est considérée comme l'un des fondements de la climatologie actuelle même si les variations orbitales de la Terre n'expliquent pas toute la variabilité ni l'ampleur des phases climatiques.

La succession des cycles climatiques au cours du Quaternaire est marquée par le développement des grands inlandsis dans l'hémisphère Nord (Fennoscandie et Laurentides) et la croissance des calottes antarctique et groenlandaise. Les modifications des circulations atmosphériques et océaniques corrélatives vont aboutir à de profondes modifications environnementales à l'échelle globale. De surcroît, le fort volume d'eau stocké sous forme de glace par les inlandsis va induire des variations du niveau marin (variations eustatiques), elles-mêmes responsables d'effets paléogéographiques et morphogénétiques.

L'approche paléoclimatique de l'île de La Réunion nécessite donc la prise en compte de trois échelles spatiales : globale, régionale et locale.

Quelles ont été les répercussions des modifications climatiques globales à l'échelle régionale (océan Indien occidental et Afrique australe et orientale) durant le Quaternaire? Comment le climat réunionnais a-t-il réagi à ces modifications régionales, quelles ont été ses réponses spécifiques ?

L'île de La Réunion, incluse dans le domaine de l'océan indien en subit directement les effets. Il est donc nécessaire de recueillir des informations sur les évolutions climatiques de cette région afin d'analyser les réponses régionales à la répercussion des processus climatiques globaux.

La spécificité de l'île de La Réunion (petite surface, reliefs très accentués et élevés, forte variabilité climatique dans l'actuel) rend la tâche ardue. Son insularité au milieu de l'océan indien implique une forte influence de ce dernier. Les processus climatiques océaniques de cette partie de l'Océan Indien vont donc très fortement conditionner l'évolution climatique de l'île.

Les contextes géologique et géomorphologique rendent difficile l'acquisition de données paléoclimatologiques à La Réunion. Cette difficulté réside notamment dans la nature des terrains sédimentaires issus des produits de l'érosion qui sont généralement grossiers à très grossiers et dans la rareté des pièges sédimentaires susceptibles d'archiver de longues séries continues. En effet, seules des séries longues permettent à partir de la réalisation d'analyses à haute résolution temporelle, de caractériser l'évolution du climat. En l'absence de série longue unique, il est possible en analysant plusieurs enregistrements d'âge

complémentaire de réaliser une séquence climatique composite couvrant une durée significative. Les pistes à suivre ne doivent négliger aucun domaine d'exploration qu'il s'agisse du domaine continental (côtier et montagnard) ou du domaine marin.

Les phénomènes induits par les variations climatiques tel que l'eustatisme par exemple doivent eux aussi être traités/pris en compte. En effet, ce sont des indicateurs indirects de l'évolution climatique, de surcroît, leur rôle dans l'évolution des processus géodynamiques dans l'île ne sont probablement pas négligeables. Ainsi, à titre d'exemple, les variations eustatiques du Quaternaire en modifiant le niveau de base des rivières entraînent des modifications de leur comportement (reprise d'érosion régressive lors des bas niveaux marins par abaissement du niveau de base etc.)

Le présent rapport comporte les parties suivantes:

- Synthèse des connaissances en paléoclimatologie
 - un rapide rappel des différents étages et cycles climatiques du Quaternaire et de l'Holocène ;
 - une synthèse des connaissances sur les évolutions climatiques quaternaires sur le continent africain et notamment l'Afrique orientale et méridionale ;
 - un résumé des informations sur l'évolution climatique récente sur l'île de Madagascar ;
 - une synthèse des connaissances sur l'évolution paléoclimatique de l'Océan Indien ;
 - enfin, un résumé des seules connaissances paléoclimatologiques du Quaternaire récent que nous ayons sur La Réunion à travers les analyses d'une carotte récifale.
- Les axes et objets de recherche possibles dans le cadre du projet MVTERRE
 - la recherche de séquences d'enregistrement paléoclimatique ;
 - la paléotempestologie.

1.1. LES PRINCIPALES PERIODES DU QUATERNAIRE

1.2. LES GRANDS CYCLES CLIMATIQUES

Le tableau de la figure 1 présente les principales périodes climatiques du Quaternaire. Les différentes nomenclatures alpines, méditerranéenne et nordique y sont mise en relation. Des âges indicatifs (en milliers d'années: ka B.P..) sont portés sur les principales limites d'étage.

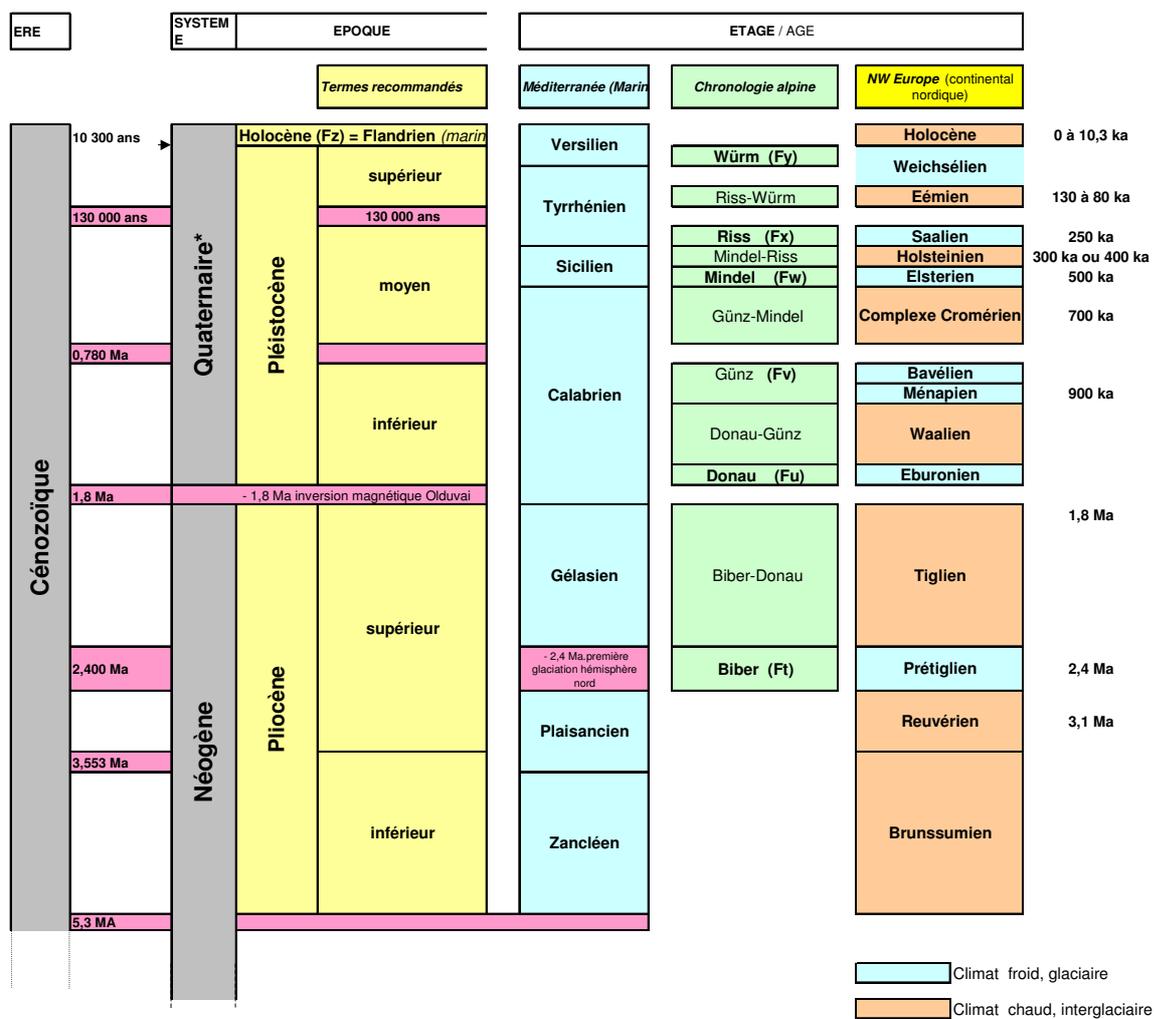


Figure 1 : les grands cycles climatiques du Tertiaire terminal et du Quaternaire

1.3. L'HOLOCENE

La stratigraphie et les différentes périodes identifiées dans l'Holocène étant nombreuses et beaucoup plus fines que pour les périodes antérieures, nous les avons individualisées dans un tableau spécifique (figure 2).

Les différentes phases climatiques, bien qu'identifiées à l'origine en Europe, se retrouvent dans de nombreuses régions de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud. C'est pourquoi, en dépit des éventuels décalages dans la chronologie absolue de ces différentes périodes, nous utiliserons cette terminologie par la suite.

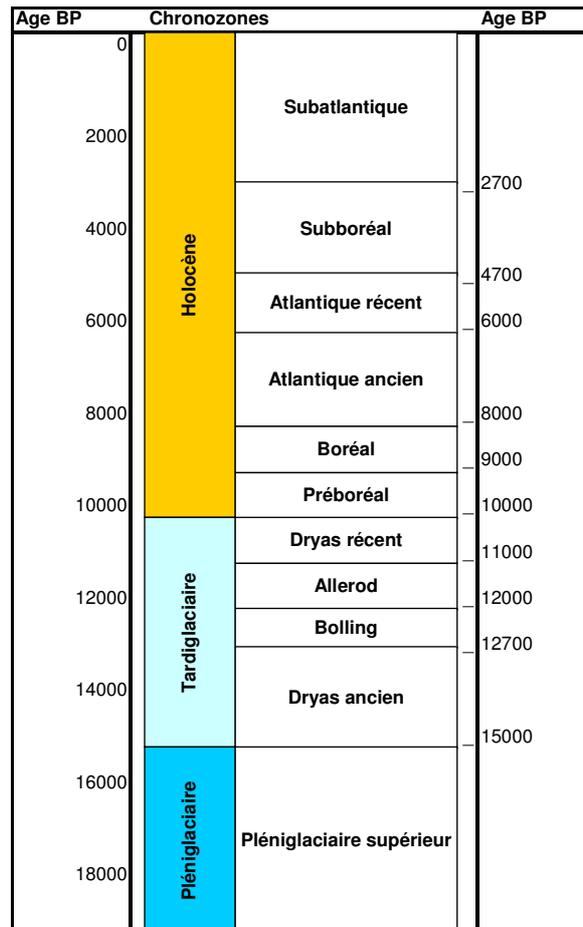


Figure 2 : Les différentes périodes de l'Holocène

2. Etat des connaissances sur la paléoclimatologie quaternaire

2.1. AFRIQUE

La synthèse des connaissances sur l'évolution paléoclimatique Quaternaire s'appuie en grande partie sur les travaux de Adams (1997).

Nota: les âges fournis (sauf mention particulière) sont des âges radiocarbone (^{14}C), non calibrés en années ou en milliers d'années (ka) Before Present (B.P..)

2.1.1. Résumé de l'évolution de 150 ka à l'Actuel

De 150 ka à 130 ka environ, l'Afrique a subi un climat plus froid et plus aride qu'aujourd'hui. Vers 130 000 ans, une phase chaude plus humide que l'actuelle est apparue et a perduré jusque vers 115 ka (équivalent de l'Eémien). Elle s'est marquée par le plus grand développement de la forêt tropicale humide, les zones désertiques ont été recouvertes entièrement de végétation.

Le refroidissement et la baisse d'humidité qui ont suivi ont donné un climat froid et aride culminant vers 70 ka. Puis le climat est devenu plus modéré avec une nouvelle phase d'aridité maximum de 20 à 13 ka ^{14}C B.P... Les conditions sont ensuite rapidement devenues plus chaudes et plus humides avec toutefois une aridité marquée vers 11 ka B.P.. (Dryas Récent). L'arrivée des conditions plus chaudes et plus humides a conduit à l'optimum Holocène avec le développement de la forêt tropicale humide, le Sahara étant alors couvert de végétation. Ensuite, le climat est devenu de nouveau plus sec et similaire à l'état actuel. Des phases généralement brèves (par exemple vers 8200 ^{14}C B.P..) se produisent au milieu des périodes chaudes et humides de l'Holocène inférieur et moyen.

2.1.2. Saalien - Riss (150 ka)

C'est le maximum glaciaire de l'avant dernière glaciation (Stade isotopique 6). Les conditions étaient généralement plus sèches qu'aujourd'hui avec notamment un désert très étendu en Afrique du Nord (Andel & Tzedakis - 1996).

2.1.3. Eémien - Interglaciaire Riss Würm (125 ka à 120 ka)

Il s'agit de la phase la plus humide de l'interglaciaire Eémien (Stade isotopique 5e). La forêt tropicale humide occupe une aire beaucoup plus grande qu'actuellement. Les précipitations étaient notablement plus fortes en Afrique du Nord. Les données restent toutefois très dispersées. La situation semble être très proche de celle qui a prévalu vers 8 ka B.P.. (Holocène inférieur). Les conditions de l'optimum Eémien sont résumées pour l'Afrique du Nord par Frenzel et *al.* 1992 et par Andel & Tzedakis (1996).

2.1.4. Weischsélien - Würm

2.1.4.1. 110 à 90 ka B.P.. Phase aride à la suite de l'interglacial Eémien

Cette phase semble extrêmement aride comme l'indique le développement des formations dunaires désertiques en Afrique de l'Ouest (Stokes et *al.* 1977). Les conditions désertiques ont couvert sur une large surface à l'ouest de 25°E et au Sud de 18°S. Il est fort probable que des conditions extrêmement arides se sont produites dans les autres parties de l'Afrique.

2.1.4.2. 75 à 58 ka B.P.. (Stade isotopique 4)

La carte à 65 ka est basée sur l'étude de carottes au large des côtes de l'Afrique de l'Ouest. Le niveau marin était à 75 m environ sous le niveau actuel (non représenté sur la carte). La

répartition de la végétation était probablement la même que celle du Dernier Maximum Glaciaire (DMG= LGM *Last Glacial Maximum*) avec un désert plus étendu en Afrique du Nord.

2.1.4.3. 43 à 40 Ka (Stade isotopique 3)

Un événement aride extrême très largement répandu a affecté l'Afrique du Sud et du Sud Ouest autour de 43 à 40 ka. Il se marque notamment par l'extension de l'activité dunaire et le développement d'un désert extrême au nord Botswana dont l'extension atteignait probablement le nord de l'Angola (Stokes et *al.* 1997).

2.1.4.4. 39 à 36 Ka (Stade isotopique 3)

Cet intervalle constitue une partie du stade isotopique 3 (57 à 24 ka). La carte (figure 3) est tirée de Van Andel & Tzedakis (1996). Cette carte de végétation est représentative de la moitié de toute la période couverte par le Stade 3. Celui-ci se caractérise par une **instabilité climatique** dont les **périodes sont de l'ordre de quelques milliers d'années**.

Aux autres époques de ce même stade, les températures étaient plus froides mais l'aridité ne semblait pas être très différente de celle qui règne en Afrique du nord actuellement.

Le niveau marin était de -70 m sous le niveau marin actuel (non représenté sur la carte). Les informations proviennent essentiellement de carottages en Afrique de l'Ouest qui ont permis des analyses polliniques. Ces dernières permettent de mettre en évidence les modifications des flux de grains de pollen à l'échelle du continent.

2.1.4.5. 28 à 22 ka Juste avant le dernier maximum glaciaire

En dépit de la rareté des données concernant cette période, certaines conditions climatiques peuvent toutefois être précisées.

Il semblerait que de 28 à 25 ka, le climat était sensiblement plus humide que l'actuel avec la formation de sols (Goodfriend & Margaritz 1988). Ceci indiquerait des conditions plus humides qu'actuellement notamment en Afrique du Nord.

Lézine & Vernaud-Grazzini (1994) ont suggéré que vers 22 ka, d'après des données d'Afrique de l'Ouest, le climat était plus humide et que la forêt couvrait de plus grandes surfaces que maintenant. Cependant, dans certaines parties de la forêt tropicale d'Afrique centrale et orientale, les conditions étaient plus sèches qu'actuellement alors que la surface couverte par la forêt restait importante (Maley 1990, Giresse et *al.* 1994).

Dans les montagnes orientales de l'Afrique centrale, les conditions sembleraient avoir été plus humides qu'actuellement d'après les diagrammes polliniques réalisés dans des dépôts de marais du Rwanda (Lowe & Walker 1984).

A l'encontre de cette vision générale, Runge (1992, 1996, 1997) à partir d'éléments sédimentologiques caractérise une période semi-aride sans forêt à travers le bassin du Congo qui commencerait vers 30 ka. Ces incohérences apparentes peuvent s'expliquer soit par le fait que certaines régions deviennent arides avant d'autres soit par des imprécisions des datations réalisées..

Les conditions dans les forêts d'Afrique centrale étaient plus froides qu'aujourd'hui mais moins qu'elles l'étaient durant le DMG. Au lac Barombi Mbo au Cameroun, par exemple, les espèces d'arbres forestières se sont installées dans les zones de faibles altitudes (Giresse et *al.* 1990). Au Rwanda, les températures moyennes semblent avoir été de **3°C plus froides qu'actuellement** (Lowe et Walker 1984).

A Wonderkrater, au nord est de l'Afrique du Sud, les conditions climatiques vers 30 ka étaient plus froides et plus humides qu'actuellement avec des prairies et des bosquets à *Podocarpus* (Scott & Thackaray 1987). Des indices d'une plus grande humidité sont aussi présents dans le Kwazulu-Natal.

Cependant, vers 28 ka l'augmentation de l'aridité a conduit à **une sécheresse plus grande qu'actuellement**. Dans la partie NE de l'Afrique du Sud (Pretoria Saltpan, 26°S, 28^E), les précipitations semblent avoir été légèrement plus faibles qu'aujourd'hui (580 mm par rapport à 660 mm ; Partridge 1977). Une **température moyenne annuelle inférieure de 3 à 4°C** a été évaluée à partir des enregistrements isotopiques de l'Oxygène en Afrique du Sud (Cango Cave, Partridge 1977).

Au nord du Botswana (19-17°S), l'aridité était nettement plus marquée vers 28-25 ka notamment par une activité dunaire extensive. Celle-ci suggère le développement de conditions désertiques largement répandues à travers le sud de l'Afrique (Stokes et *al.* 1997).



39,000-36,000 y.a., during the period between 57,000 & 24,000 years ago (Oxygen Isotope Stage 3). This map is taken from van Andel & Tzedakis (in press). This general vegetation distribution is representative of about half of the Stage 3 period overall. Stage 3 was characterised by an unstable climate that fluctuated on timespans of a few thousand years. At other times during Stage 3, temperatures were cooler but aridity was apparently not much greater in north Africa. Sea level was about 70m below present level, but the extended coastlines are not shown here. Information comes mainly from cores off the west coast of Africa which record pollen flux changes from the continent.

Figure 3 : Reconstitution partielle des classes de végétation de 36 à 39 Ka

2.1.4.6. **Le Dernier Maximum Glaciaire (DMG, 22 à 13 ka 14C B.P.)**

La carte de la figure 4 est basée sur les reconstitutions réalisées précédemment pour le DMG (18 ka B.P.). Il semblerait que le DMG *sensu stricto* ait été légèrement plus humide (tout en étant très aride) que les deux phases l'encadrant.

L'aridité et dans une moindre mesure le refroidissement sont les traits marquants durant la pleine période glaciaire. La distribution des champs de dunes sahariens à plusieurs centaines de km plus au sud qu'actuellement compressait les zones de végétation et climatiques autour de l'Equateur (Thorp 1994). Cependant, dans une zone réduite du Sahara NW des pluies plus importantes en hiver créent des conditions plus humides. Elles permettent l'installation d'une bande à climat semi-désertique au Sud de l'actuelle limite (Hooghiemstra et al. 1992).

Il y a de multiples indicateurs d'un retrait de la forêt équatoriale à cette période (géomorphologie, paléobotanique, zoologie) qui est alors occupée par des prairies ou de la savane dans la plupart des régions (Maley 1988, Dupont 1993, Caratini & Giresse 1979, Giresse et al. 1990, Jahns 1995, Preuss 1992, Van Neer 1984, Tamura 1990, Runge 1995). Les forêts résiduelles contenaient une proportion significative de taxons d'arbres de montagne. Ceci suggère que les basses terres tropicales avaient une **température moyenne de 5 à 6° C inférieure** à aujourd'hui (Maley 1989, Livingstone 1993).

Entre 30 et 11 ka 14C B.P., des climats secs ont permis l'établissement de savanes et de forêts ouvertes dans le bassin du Congo (Runge 1992, 1996, 1997). Les précipitations annuelles y sont évaluées à 1000 mm durant le DMG avec une alternance de saisons sèches et humides. Cette alternance de saison augmente la susceptibilité à l'érosion. Les forêts ne se seraient maintenues que sous forme de ruban de forêts galeries le long des rivières. Si l'on compare la pluviométrie actuelle comprise entre 2000 et 2400 mm, ceci représente **une baisse durant le LGM de 1000 à 1400 mm de pluviométrie**.

L'hypothèse de la réduction majeure de la forêt dans toutes les régions d'Afrique équatoriale est confirmée par les études de Jolly et al. (1997 *J. Biogeogr.* V. 24, 495-512) qui signalent des prairies sèches et des landes à éricacées dans des zones actuellement occupées par des forêts humides. Certaines zones de cette région ont été considérées comme des zones refuges pour la forêt qui a probablement subsisté le long des rivières (Moore 1998).

En Afrique de l'Est et du Sud, on admet généralement une plus grande aridité corrélativement avec une baisse des températures (Taylor 1992, Stokes et al. 1997). Les dunes anciennes du Nord Botswana et du SE de la Namibie ont été datées par U-Th et OSL démontrant la formation extensive de dunes sur cette région (19-17°S, 24-25°E) durant cette période. Rappelons qu'actuellement cette région reçoit environ 800 mm d'eau par an et qu'elle est recouverte par une végétation de sous-bois et de forêts.

Les activités dunaires semblent s'être produites en plusieurs phases majeures séparées par des phases de moindre activité mais toujours dans des conditions désertiques :

- entre 30 et 17 ka 14C B.P. ;
- entre 14 et 9 ka 14C B.P. incluant une aridité accrue au Younger Dryas (11-10 ka).

Les reconstitutions d'isohyètes du DMG réalisées par Partridge (1997) pour le Sud de l'Afrique suggèrent:

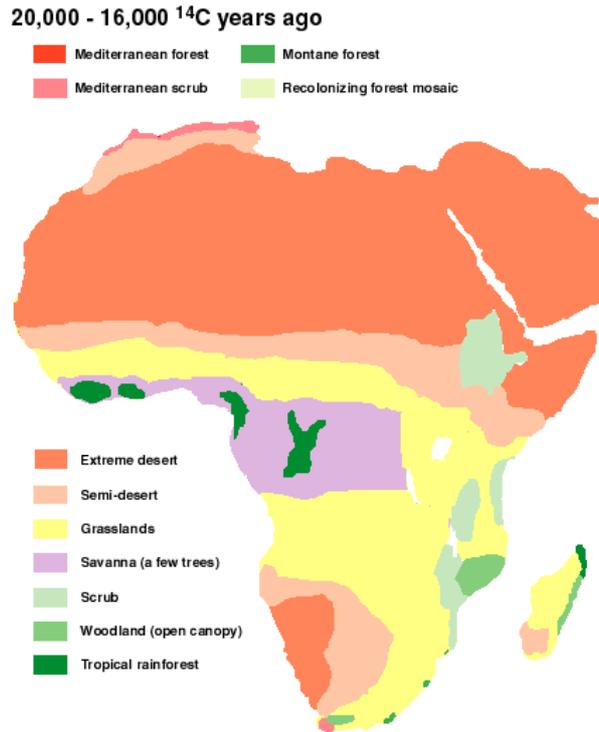
- Les précipitations pour le SW de la Zambie et le SE de l'Angola (13-15°S) **n'atteignaient pas 20% des valeurs actuelles** (150 mm / 8 à 900 mm aujourd'hui). Ces régions étaient extrêmement désertiques et la mobilité des champs de dunes était très forte.
- La plupart des régions du SW de l'Afrique semblaient subir des précipitations à **50% de leurs valeurs actuelles**. Cette sécheresse a permis le développement d'une grande zone désertique s'étendant jusqu'au nord de la région du Cap.
- Le SE de la zone semble avoir eu des valeurs supérieures atteignant **60 à 70% des précipitations actuelles**.

2.1.4.7. Pléniglaciaire Terminal - Dryas ancien

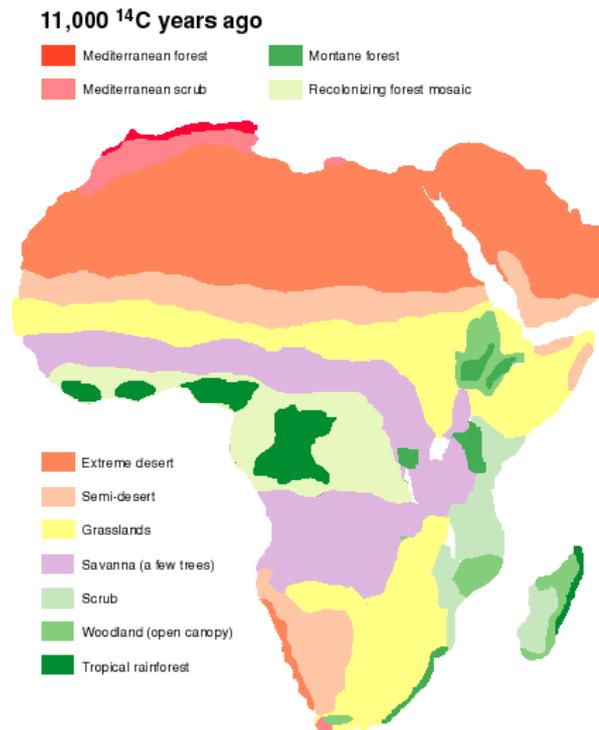
Le maximum d'aridité semble s'être produit légèrement après le LGM vers 17 -15 ka B.P.. bien que le LGM soit de toute façon beaucoup plus aride que l'Actuel (Adamson et *al.* 1980, Gasse 1975).

Les indicateurs planctoniques de l'intensité des *upwelling* au large des côtes somaliennes suggèrent que **la mousson d'été** (qui apporte une grande partie des pluies de l'Afrique du Nord, Centrale et de l'Est) **semble avoir été significativement plus faible durant tout le DMG** et encore plus durant la période 15,8 à 12,5 ka 14C B.P.. (Zooneveld 1997).

Les premiers signes de légère augmentation de l'humidité et d'augmentation de la température ont été notés dans les enregistrements polliniques de l'Afrique centrale et orientale vers 14 ka ¹⁴C B.P.. (Hamilton 1988).



A : Carte de végétation durant le Dernier Maximum Glaciaire



B: Carte de végétation durant l'Allerød

Figure 4 : Cartes de végétation du DMG et de l'Allerød

2.1.5. Phases de sécheresse de la ceinture de mousson Nord

Entre 110 ka et 11 ka, la variabilité climatique de l'Afrique du Nord a été très élevée bien que les conditions soient demeurées **globalement plus sèches et froides qu'aujourd'hui**.

Les phases les plus sèches et froides en Afrique et en Arabie correspondent aux phases froides à radeaux de glace de l'Atlantique Nord (*Heinrich Events*). Etant donnée la rareté des enregistrements à l'échelle du continent africain, peu de ces *Heinrich Events* ont été corrélés avec des phases sèches de la ceinture saharo-arabique. Le tableau ci-dessous (figure 5) résume les événements d'Heinrich qui ont probablement eu des effets sur la ceinture désertique Nord africaine et Arabique.

Evènements (H= Heinrich events, YD = Younger Dryas)	Age calendaire en Ka BC
YD/H0	12.1
H1	16.8
H2	24.1
H3	30.1
H4	35.9
H5	50.0
H6	66.0

Figure 5 : Ages calendaires des *Heinrich Events* (phase à radeau de glace dans l'Atlantique Nord)

2.1.6. Tardiglaciaire pro parte

2.1.6.1. *Bølling* (12,5 à 12 ka ¹⁴C B.P..)

Autour de 12,5 ka une rapide augmentation de la température et de l'humidité se produit sur presque toute l'Afrique. Cette époque est marquée par le retour de la couverture forestière en Afrique centrale et de l'Ouest qui recolonise l'espace à partir des zones refuges du glaciaire (Hamilton 1988, Hamilton et Taylor 1991). De la même façon, le niveau des lacs et l'hydrologie augmentent. Dans le fleuve Niger et d'autres rivières de l'Afrique de l'Ouest, une brusque augmentation de l'activité hydrologique se produit vers 12,7 ka. Cette augmentation de l'activité hydrologique sous un climat proche de l'actuel s'explique probablement par un taux de ruissellement supérieur à aujourd'hui. Celui-ci est dû à une couverture végétale moins dense engendrant une évapotranspiration et une capacité d'absorption plus faibles (Thomas & Thorp 1996). Une phase de sédimentation massive se produit vers 12,7-12,4 ka dans la rivière Ghana et les rivières de la Sierra Leone.

Les indicateurs de mousson tel que les *upwelling* deviennent nettement plus puissants autour de 12,5 ka de manière synchrone avec la modification de la végétation couvrant l'Afrique.

En Afrique de l'Est, des conditions très humides aboutissent au débordement du lac Victoria dans le Nil vers 12,5-11,5 ka (Paulissen 1989).

Le climat de l'Afrique australe reste toutefois légèrement plus froid qu'actuellement avec des étés plus secs.

2.1.6.2. *Allerød* (12 à 11 ka ¹⁴C B.P..; figure 4)

Des **températures équivalentes** à celles d'aujourd'hui règne en Afrique centrale comme l'indique les cortèges polliniques (Hamilton 1988). La couverture forestière reste toutefois incomplète probablement à cause de la lenteur de la recolonisation des savanes par la strate arborée.

Les précipitations dans le bassin du Nil Blanc semblent particulièrement élevées autour de 11,5-11 ka aboutissant à un fort débit dans la rivière (William 1995).

En Afrique de l'Est, les forêts humides sont réapparues vers 11 ka en altitude tandis qu'elles ne se sont réinstallées que vers 10 ka en plaine.

Les **conditions climatiques sont demeurées très instables** durant toute la période 12 à 11 ka. Cette instabilité a été démontrée par l'analyse des carottes prélevées au large de la Somalie. En effet, il a été constaté de forts contrastes dans l'établissement de la mousson faisant succéder des phases très humides avec des phases au contraire très sèches. Cette instabilité culminera au Dryas récent (cf. infra).

2.1.6.3. Younger Dryas (YD, 10,8 à 10,2 ¹⁴C B.P..)

A la période où l'Europe subissait une période froide, **l'Afrique a été affectée par une période sèche.**

Cette phase se marque par une baisse du niveau des lacs de l'Est africain et d'Afrique du Nord (Williamson 1993, Thomas & Thorp 1992). Cette baisse s'accompagne d'une réduction des taxons forestiers en montagne. En Afrique centrale et occidentale, il semble y avoir eu une réduction légère de la couverture forestière (Hamilton 1988). L'analyse des isotopes du carbone et de la matière organique totale des carottes du lac Bosumtwi (Ghana) a montré une **phase sèche** qui coïncide avec le YD (Talbot & Johannessen 1992). Il est possible que certains secteurs de l'Afrique méridionale aient été affectés. Des champs de dunes linéaires ont été réactivés au Nord de l'Orange River; certaines activités dunaires ont été datées de ces périodes au Botswana nord (Stokes et al. 1997). Ceci suggère l'établissement de conditions désertiques au cours de ces périodes. Toutefois, il faut rappeler l'intervalle d'erreur élevé associé aux datations par OSL.. La corrélation avec le YD se justifie par l'ensemble des événements constatés partout ailleurs. En effet, le refroidissement du YD a été caractérisé aussi bien sur la côte atlantique que par les variations isotopiques dans les coquilles etc. suggérant un phénomène comparable en Afrique méridionale (Cohen et al. 1992, Partridge 1997).

Les indicateurs au large de la côte est-africaine montrent une **faiblesse du système de mousson d'été** à cette période **en accord avec les indices d'aridité** (Zonneveld et al. 1997). Ces informations suggèrent que l'aridité ait affecté l'Afrique dans son ensemble car la majeure partie des précipitations provient des pluies d'été. La faible intensité de la mousson durant cette période a été comparable à celle qui prévalait durant le DMG sans atteindre la faiblesse de celle entre 14 et 12,5 ka.

2.1.7. Holocène

2.1.7.1. Préboréal (10 ka ¹⁴C B.P..; figure 6)

Après le Younger Dryas, **le climat devient plus humide.** Les zones de végétation du Sahara semblent proches des actuelles (Lézine 1989) bien que Thomas & Thorp suggère que les conditions étaient plus humides qu'aujourd'hui autour du lac Chad. Le retour de la forêt se poursuit en Afrique centrale pour atteindre une répartition identique à aujourd'hui autour de 9,5 ka (Hamilton 1988).

2.1.7.2. Boréal (9 Ka ¹⁴C B.P..)

A partir de cette date, les conditions deviennent beaucoup plus humides qu'actuellement aussi bien en Afrique du Nord que centrale. Le désert saharien a disparu sous une végétation mixte de type semi-aride à saisonnière (Lézine 1989, Ritchie 1994). Les niveaux de sapropèle (boue très organique) en Méditerranée datées de 9 à 8 ka B.P.. suggère des précipitations fortes et des apports d'eau douce important provenant du Nil. L'Arabie elle aussi subit des pluies de mousson nettement plus intenses qu'actuellement (Al-Sajari & Zoetl 1978, Whitney 1983, voir notice des cartes Arabie)

En Afrique équatoriale, les données du Ghana, du Cameroun, du bassin du Congo et du Golfe de Guinée montrent que l'extension de la forêt était au moins égale à l'actuelle. En Afrique de l'Est les niveaux les plus humides de l'Holocène, enregistrés aussi bien dans les séquences polliniques que dans les hauts niveaux lacustres, ont été atteints à cette période (Street-Perrot & Perrot 1994).

En Afrique de l'Est, le maximum de précipitation et du développement de la couverture forestière sur la rive W du lac Tanganika se produit aux alentours de 9 ka (Vincens 1991).

1.1.1.1. Atlantique ancien (8 ka à 7 ka ¹⁴C B.P.. ; figure 6)

L'extension forestière en Afrique de l'Ouest et centrale a été à son maximum durant cette période. Le site du Oyo dans la partie Est du Sahara central a un climat plus humide avec une couverture végétale la plus étendue entre 9 et 6 ka (Ritchie 1994). Le Lac Chad voit son emprise largement élargie durant cette même période. Il est alors entouré par des zones humides inter-dunaires largement développées.

La forêt tropicale humide est sans aucun doute largement répandue sur de large zone de l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique centrale. Swartz (1991) et Elenga et *al.* 1992 ont montré à partir des analyses isotopiques des sols et des séquences palynologiques que les zones actuellement couvertes de savanes étaient à l'époque recouverte de forêt et que l'extension de la forêt dépassait l'équateur vers le Sud. Le déplacement général des pluies de mousson en direction du Nord dans les régions sahariennes a contribué au déploiement des forêts tropicales humides vers ces régions (Lézinne & Vernaud-Grazzini 1994).

Dans la région du rift est africain, les forêts et zones boisées ont été plus développées à ces dates (Vincens 1991, Maitima 1993).

Autour de **7,5 ka, une phase aride** semble avoir affecté l'Afrique du Nord, sa **durée est de l'ordre de 1 à 2 siècles**. Cette phase par ailleurs reconnue dans de nombreux sites partout dans le monde. Elle se marque par la réduction des crues du Nil et la baisse du niveau des lacs au NW du Soudan, au Sahel, à l'ouest du Sahara etc. (Alley et 1997, Gasse & Van Campo 1994, Lario & *al.* 1997).

2.1.7.3. Atlantique récent (6,5 ka à 5 ka ¹⁴C B.P.. ; figure 7)

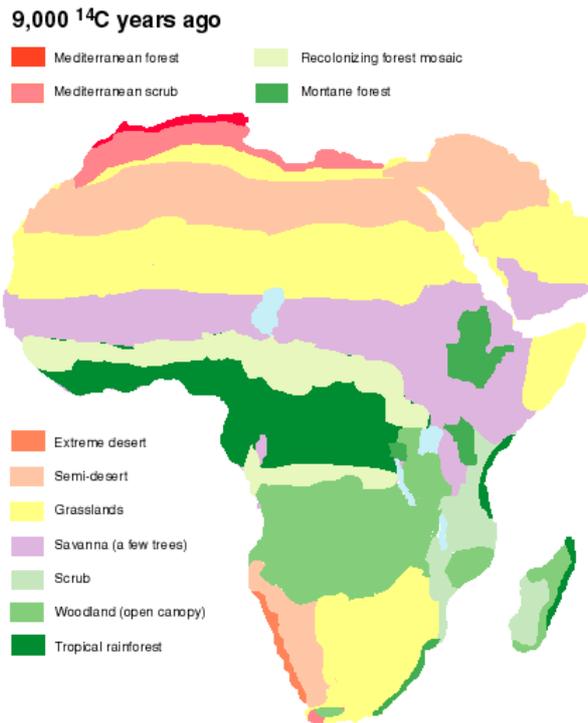
En Afrique du Nord, Centrale et de l'Est, les conditions deviennent plus sèches tout en restant plus humide qu'actuellement.

Sur la base d'études palynologiques et anthracologiques, Neumann et *al.* (1995) mettent en évidence la présence de prairies et steppes dans l'Ouest saharien, domaine actuellement extrêmement aride. Ritchie 1994 et Lario & *al.* (1997) aboutissent à des résultats comparables pour le Nil Bleu à partir de marqueurs palynologiques, sédimentologiques et zoologiques.

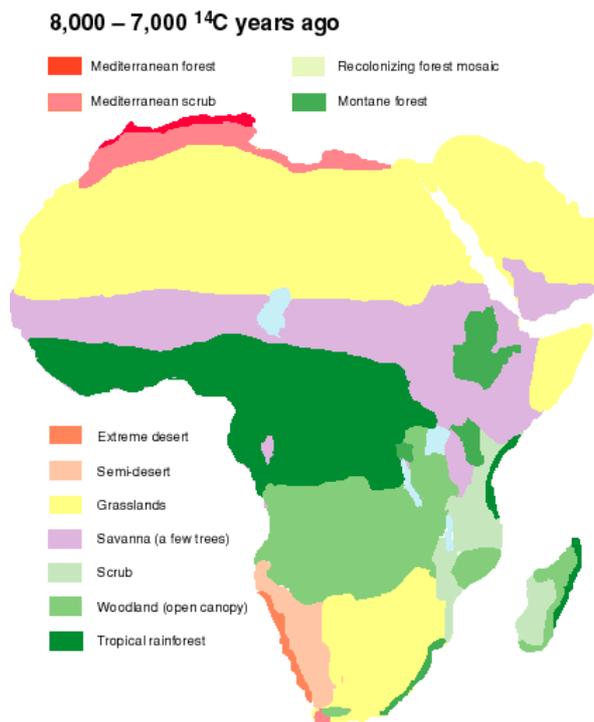
L'Afrique de l'Est a dû subir un climat plus humide qu'actuellement tout en demeurant plus sec qu'il ne l'a été durant les premiers stades de l'Holocène (Hamilton 1982, Maitima 1991).

Il est possible qu'un retour temporaire à des conditions humides équivalentes à celles du début de l'Holocène (vers 8-7 ka) se soit produit aux alentours de 5,5 - 5 ka (Petit-Maire & Gua 1996). Au cours de la période 6,5 - 5 ka le Sahara était en grande partie végétalisé (Lezine 1989, Ritchie 1994) et l'extension des forêts tropicales humides nettement plus grande qu'aujourd'hui (Hamilton 1988).

Après 5 ka, les niveaux des lacs suggèrent que l'aridité en Afrique du Nord devient sévère et culmine vers 3,8 ka. Cette période est encadrée par deux stades plus humides (4 et 3 ka) pour finalement redevenir franchement aride ensuite (Petit-Maire & Gua 1996).

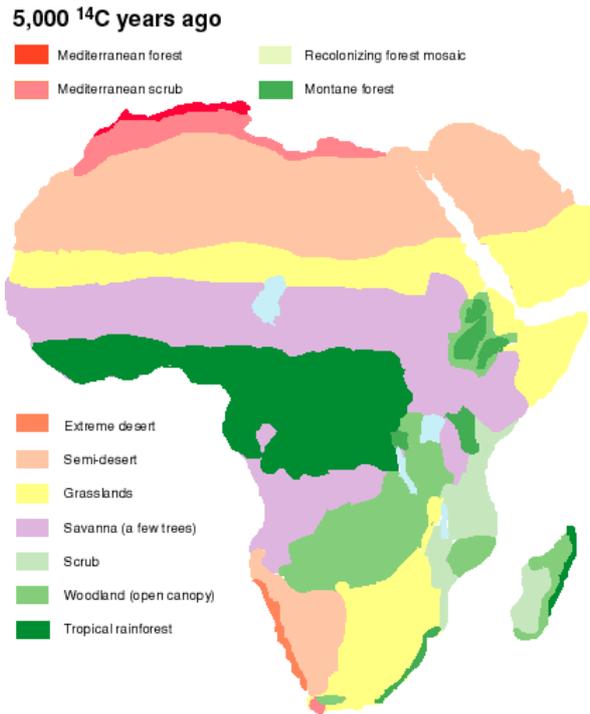


B: Carte de végétation durant le Boréal

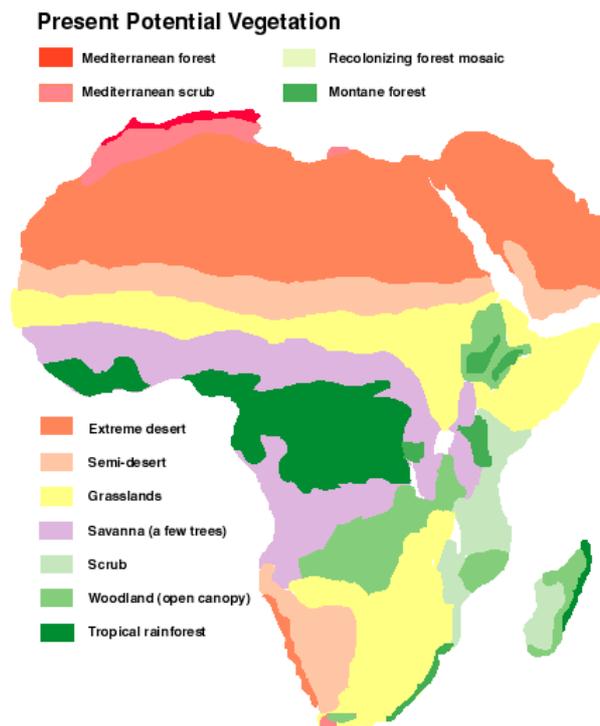


B: Carte de végétation durant l'Atlantique ancien

Figure 6 : Cartes de végétation du Boréal et de l'Atlantique ancien



Carte de végétation de l'Atlantique récent



B: Carte de végétation de l'Actuel

Figure 7 : Cartes de végétation de l'Atlantique récent et de l'Actuel

2.1.7.4. Subboréal et subatlantique (depuis 5 ka)

Au cours du Subboréal et du Subatlantique, le climat à travers l'Afrique semble être quasiment identique à l'actuel. Une phase aride avec retrait des forêts est observée autour de 2,6 ka dans les enregistrements polliniques du Cameroun et dans quelques sites d'Afrique centrale (Elena & al. 1994, Van Geel & al. 1996).

2.1.8. Les fluctuations d'aridité le long de la ceinture de mousson: comparaison Sahara-Chine

Le tableau de la figure 8 ci-dessous synthétise les fluctuations d'aridité le long de la ceinture de mousson durant l'Holocène.

Age en Ka 14C B.P..	Sahara	NW Chine
9,5	Humide	
9		
8,5		Plus sec que l'Actuel
8,2		Humide
8	Légèrement sec	
7	Humide	
5,6	Modérément sec	Plus sec que l'actuel
5,7		Humide
4	Humide	
3,8	Très sec = actuel	A 4 ka B.P.. plus sec que l'actuel
3,5	Légèrement + humide que l'actuel	Humide
3	Identique à l'actuel	
2,5		Relativement sec, plus humide que l'actuel
0		Identique à l'actuel

Figure 8: Les fortes fluctuations d'aridité le long de la ceinture de mousson (d'après Guo et al. 2000, modifié)

2.2. MADAGASCAR

La synthèse de l'évolution climatique des 40 derniers mille ans à Madagascar s'appuie essentiellement sur les travaux réalisés sur le lac de Tritrivakely (Siffedin et *al.* 1995, Gasse et *al.* 1998). Les résultats présentés dans ces deux articles diffèrent quelque peu ; nous présentons donc successivement la synthèse de ces deux publications.

2.2.1. Les données issues de Siffedin et al. 1995

Le lac de Tritrivakely se situe à 19°47'S, 46° 55' E à une altitude de 1778 m. Ce lac se situe à 990 km de La Réunion à une latitude proche (figure 9).

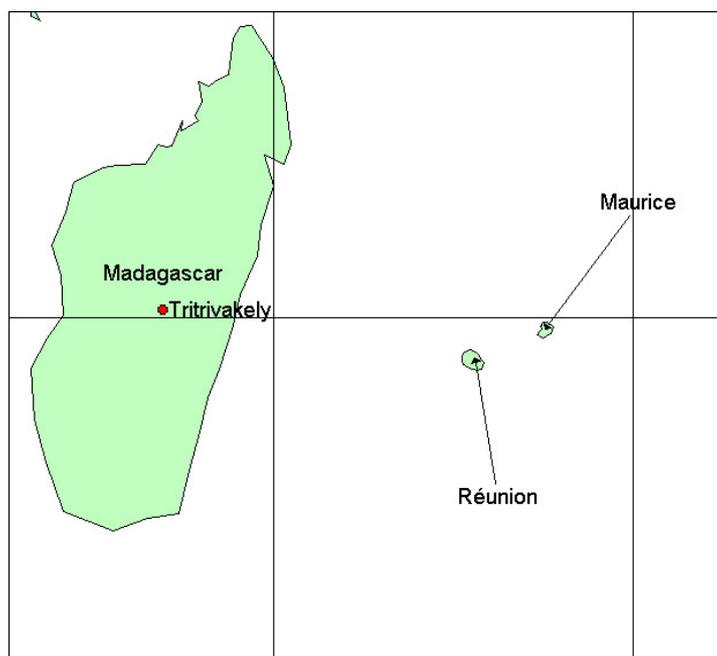


Figure 9 : Localisation du Lac Tritrivakely.

Le lac de Tritrivakely, actuellement occupé par un marécage, est un lac de Maar sans exutoire. Les précipitations moyennes annuelles y sont d'environ 1500 mm/an. Plusieurs forages y ont été réalisés, les carottes ont fait l'objet de datations radiocarbone, d'études palynologiques, paléomagnétiques et de la matière organique.

- Avant 36 ka B.P.

Le lac est occupé par une tourbière dont la tranche d'eau augmente progressivement. Les apports de débris végétaux allochtones au lac en provenance du bassin versant y sont faibles. Cette période correspond à un climat plus froid et plus sec que le climat actuel.

- De 36 à 28 ka B.P.

Une remise en eau du lac s'opère et est interprétée comme une phase plus humide. Les apports en débris végétaux allochtones provenant du bassin versant sont élevés. Ils sont interprétés comme la résultante de l'augmentation des processus d'érosion lors du ruissellement avec peu de filtrage des particules par les végétaux.

- **De 28 à 13 ka B.P.**

Le phytoplancton est rare. En revanche, les végétaux supérieurs autochtones sont présents en grande proportion dans la matière organique indiquant que le lac est alors le siège d'une tourbière. Les conditions climatiques sont probablement plus arides que dans la période précédente. Les végétaux supérieurs présents sur le bassin versant joue le rôle de piège et de filtre envers les particules.

- **Autour de 13 ka B.P.**

La remise en eau du lac s'opère tandis que le couvert végétal se développe (Gasse et *al.* 1994). La matière organique présente dans le sédiment est essentiellement dérivée du phytoplancton.

- **De 28 à 13 ka B.P.**

Cette période assure la transition entre la période humide précédente et la période plus sèche suivante.

- **De 6 ka B.P. à aujourd'hui**

Une tourbière s'installe vers 6 ka suivie par une phase lacustre elle-même puis par un re-développement d'une tourbière qui perdure jusqu'à aujourd'hui.

La tourbière actuelle montre des apports de matières organiques allochtones très réduits. La période très récente semble marquée par de fortes fluctuations de l'épaisseur de la tranche d'eau dans le lac.

L'évolution du milieu au lac Tritrivakely sont présentées dans le tableau ci-dessous (figure 10).

Age en ka B.P..	Milieu	T. relative	P. relative	Remarques
6 à 0	Tourbière, phase lacustre (4ka ?) puis tourbière			Faible apport de MO allochtones
9 - 6	Transition entre période humide et + sèche		+ sec	
Autour de 13	Remise en eau du lac		+ humide	MO d'origine phytoplanctonique
28 - 13	Tourbière		+ sec	Végétaux autochtones en grande proportion de la MO
36 - 28	Remise en eau du lac		+ humide	Forts apports de végétaux allochtones, ruissellement ++
Avant 36	Tourbière	+ froid	+ sec	

Figure 10 : Evolution des paléoenvironnements dans le lac Tritrivakely durant les 31 derniers mille ans (d'après Siffedin et *al.* 1995)

2.2.2. Les données issues de Gasse et Van Campo (1998)

Les études réalisées récemment (travaux de Gasse et Van Campo 1998) montrent clairement des évidences d'un refroidissement continental tropical durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Les températures de surfaces de l'Océan (SST), sous les tropiques, durant le DGM sont inférieures de 2,5 ° à 6° C selon les sources (coraux, enregistrements océaniques etc.). Les modélisations de l'évolution des SST au cours du dernier cycle climatique aboutissent au même résultat.

Par contre, les réponses hydrologiques sur les continents sont mal connues ; la chronologie de la déglaciation dans l'hémisphère Sud reste lui aussi très mal appréhendée.

L'étude des pollens et des diatomées dans le Lac Tritrivakely fournit les informations suivantes (figure 11) :

- de 40.8 à 17 ka B.P. : d'une façon générale, les températures sont significativement inférieures à aujourd'hui. Cette baisse est évaluée à -4°C par rapport à l'Actuel.
- Trois périodes plus froides ont été identifiées au cours de cette période :
 - 40 à 39 ka période plus froide ;
 - 37 à 32.4 ka période plus froide ;
 - 22.7 à 16.9 ka période plus froide.
- Tendence plus sec et plus chaud (?) vers 35.8 à 24.2 ka
- Un marais tourbeux s'installe vers 40.8 ka; une alternance de période de sécheresse et d'inondation se développe ensuite. On note la présence d'un lac permanent de 38 à 36 ka puis d'un marécage avec apports organiques détritiques jusqu'à 32 ka. Un lac à eau plutôt acide s'installe ensuite jusqu'à 17 ka.

	Age en ka B.P..	Température	P-E	Environnement	
Glaciaire	40.8 ka	Période très froide (-4°C)	-	Marais tourbeux	
	40 ka			Alternance sécheresse / inondation	
	39 ka				
	38 ka		+	Lac permanent	
	37 ka		+		
	36 ka	Période très froide (-4°C)	+		
	32.5 ka		-	Marécage avec apports détritiques orga.	
	27.2 ka		+	Lac acide +/- éphémère	
	22.7 ka	Période très froide (-4°C)	-	Marais acide, pas de pollen aquatique, inondations occasionnelles suivies de sécheresses saisonnières à interannuelles	
	22.3 ka		-		
	17 ka	Première phase réchauffement	+	17.5 ka Lac peu profond légèrement alcalin	+ grande modif de végétation terrestre AP, réchauffement abrupte en qq siècles
		16 ka -15 ka	Retour à des conditions glaciaires	+	Lac le plus profond
Transition	15 ka	Seconde phase de réchauffement			Mosaïque bois / prairies
	12.5 ka				
	9.8 ka		+	Max des aquatiques	
Holocène	9.6 ka à 8.6 ka	Inversion de la tendance au réchauffement			
	4 ka	Période la plus chaude	-		
	3.5 à 2.8 ka	Températures plus basses	+		
	1 ka	Id. conditions actuelles			

Figure 11: Paramètres paléoclimatiques déduits de l'étude des pollens et des diatomées dans le Lac Tritrivakely (d'après Gasse et Van Campo 1998)

Les conditions climatiques durant le DGM sont nettement plus froides et plus sèches que dans l'Actuel. Des phases à balance P-E positives se produisent de 38 à 32 ka et de 17 à 9.8 ka. Durant la période glaciaire, les températures sont moins élevées ainsi que le taux de CO₂ atmosphérique. Des périodes plus sèches et plus chaudes s'individualisent au sein du glaciaire notamment aux époques suivantes : 40, 27.1 et 24.2 ka B.P... Au cours de la période de 17.5 à 7 ka le bilan moyen P-E est positif mais, des interruptions par des phases plus sèches y sont à noter.

Les périodes à bilan hydrique positif ne seraient pas dues à une augmentation des moussons mais plutôt à des baisses d'évaporation lors d'été plus frais qu'aujourd'hui.

Des périodes à bilan hydrique négatif sont signalées à 40, 22.5, 17.5 et 4 ka B.P... Ces périodes sont interprétées par les auteurs comme une conséquence du maximum de rayonnement solaire estival.

Par contre, le DGM était bien plus sec avec une très forte baisse des précipitations. Ceci semble confirmé par les données récoltées en Afrique australe où les précipitations ont été inférieures de 15 à 20 % (Prétoiria), de 11 à 17 % au lac Tankanika (Chalié 1995). Seul le Lac Malawi semble être une exception à la règle (Finney et al. 1996).

Deux phases de réchauffement ont été identifiées au lac Tritrivakely l'une vers 16.9 ka et ensuite après 15 ka B.P.. Le bilan hydrique apparaît comme positif après 17.5 ka B.P...

Le début de l'augmentation de la SST dans l'Océan austral a été daté de 17 ka (Pichon et al. 1992) a une date comparable à celle obtenue à partir de l'analyse des coraux des Barbades.

La seconde phase de réchauffement de 15 ka est synchrone avec le réchauffement majeur observé dans les carottes de glace groenlandaises, dans l'Atlantique nord ainsi que sur les enregistrements continentaux européens. (amorce du Bölling). Ce réchauffement coïncide avec un rapide retrait de la limite nord de la glace de mer antarctique. Il est par ailleurs synchrone avec la baisse marquée des apports de poussières sur la calotte Antarctique, influx corrélé avec l'émergence d'une partie de la plate-forme continentale de l'Argentine. Les données des carottes océaniques du détroit du Mozambique ont mis en évidence une réchauffement des SST centré autour de 15 ka. Durant cet intervalle la SST aurait augmenté de **1.5°C** (Bard et al. 1997) d'après les données paléothermiques des alkélones tandis que les assemblages de foraminifères indiqueraient une **augmentation de 4°C des SST hivernales**.

Les données du lac Tritrivakely indiquent clairement que les maxima du bilan hydrique sont déphasées entre les hémisphères nord et sud. Par contre, des conditions plus sèches durant le dernier maximum glaciaire sont confirmées dans les deux hémisphères. **La déglaciation s'opérerait en deux phases**. La première à **17 ka** se produirait 2 000 ans avant la déglaciation dans l'hémisphère nord et ceci en accord avec les données continentales. La seconde période de déglaciation **15 ka** est en phase avec celle de l'hémisphère nord.

2.3. OCEAN INDIEN

Avec une superficie de 75 000 000 km², l'Océan Indien est le plus petit des océans. A la différence des autres océans, presque également répartis de part et d'autre de l'équateur, il appartient pour les trois quarts à l'hémisphère austral. Fermé au nord par le continent asiatique qui contrôle en grande partie les rythmes saisonniers, l'Océan Indien présente une perturbation de la zonation climatique qui se traduit, durant l'été par une véritable invasion du climat tropical vers le nord jusqu'à des latitudes considérées comme tempérées (phénomène de la mousson). Par ailleurs, la courantologie profonde de l'Océan Indien est fortement contrôlée par l'Océan Austral dont les masses d'eaux froides envahissent les parties profondes du domaine océanique indien. Dans la moitié nord de l'Océan Indien, presque tous les courants s'inversent : la mousson du sud-ouest pousse vers l'ouest la majeure partie des eaux superficielles au nord de l'équateur, ce qui entraîne le long des côtes de Somalie et d'Arabie, des remontées d'eaux froides et la formation d'un courant littoral portant le nom de Courant des Somalies dont les vitesses de pointe dépassent 4 nœuds (2 m.s⁻¹). Deux zones climatiques peuvent être distinguées :

- la première se développe au sud de 10° de latitude sud et concerne la plupart des îles de la partie sud occidentale de l'Océan Indien (Archipel des Comores, Madagascar, Archipel des Mascareignes, île de la Réunion). Cette zone climatique se caractérise par l'absence du phénomène de mousson qui permet une distribution parfaitement zonale des paramètres atmosphériques et océanographiques (Pression atmosphérique, T° moyenne de l'air 30°C, T° moyenne de l'océan 25°C, salinité moyenne de surface 35.40‰...). Cette uniformisation latitudinale est responsable des faibles contrastes saisonniers.
- la seconde zone climatique, s'étendant au nord de 10° de latitude sud, comporte un nombre plus réduit d'îles ou d'archipels (Archipel des Maldives, des Seychelles, îles Cocos, Christmas...). Cette région est largement dominée par l'influence de la mousson qui occasionne les grands contrastes saisonniers, dont les variations gagnent en amplitude en direction du continent asiatique. Pendant l'hiver, la situation météorologique est comparable à celles des autres océans sous les mêmes latitudes et se caractérise par des vents réguliers peu chargés en humidité et des pluies régulières...). En été, le champ de basses pressions est démesurément étalé jusqu'à l'Asie méridionale et c'est l'Alizé austral chargé d'humidité qui apporte les pluies abondantes accompagnées ou non des dépressions tropicales.

Les récifs coralliens et les coraux des latitudes tropicales sont de bons indicateurs de paléoniveaux marins. Leur croissance se déroule dans des intervalles bathymétriques restreints, ce qui permet, selon les espèces étudiées, de déduire les différents niveaux marins au cours du temps. L'étude de trois forages (Colonna, 1994) réalisés sur des récifs frangeants de l'île Maurice (Récif de la Pointe-aux-Sables), de Mayotte (Platier de Pamandzi) et de l'île de La Réunion (Récif de la Saline) a permis de reconstituer les variations paléoclimatiques, eustatiques et paléoenvironnementales dans la partie occidentale de l'Océan Indien (Colonna et al., 1993; 1995). La zone d'étude s'étend depuis les Seychelles (4°S), Mayotte (14°S), l'île Maurice (18°S) jusqu'à l'île de La Réunion (21°S).

2.3.1. Les niveaux marins de la période interglaciaire

2.3.1.1. Les niveaux émergés pléistocènes et le problème du double pic du niveau marin au cours de l'interglaciaire

La théorie de Milankovitch (1941) attribue aux changements d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, en relation avec les cycles orbitaux, un contrôle de l'insolation et donc du climat global. De nombreux résultats provenant de datations de niveaux récifaux pléistocènes émergés ou de courbes oxygène 18 chronologiquement corrélées sur des foraminifères de bassin pélagiques (CLIMAP, 1984) mettent en évidence un haut niveau marin vers 125 ka. Les calculs de reconstitution des variations de l'insolation au cours des derniers 250 ka pour

65°N effectués par BERGER (1978) mettent en évidence un pic d'insolation vers 128 ka. Il semblerait que l'enregistrement des variations du niveau marin postdate de 3 à 5 ka les périodes de maximum d'insolation.

Toutefois, d'autres résultats issus de la datation de terrasses récifales soulevées et altimétriquement séparées (Casanova *et al.*, 1995), ou de terrasses développées sur des zones tectoniquement stables mettent en évidence des édifications récifales, des niveaux marins au-dessus du niveau marin actuel ou des réchauffements climatiques apparaissant avant le pic d'insolation maximum de 128 ka (Lambeck et Nakada, 1992). Il semblerait dans cette hypothèse que la lecture actuelle de la théorie astronomique du climat, basée sur les conditions d'insolation dans l'hémisphère Nord essentiellement, ne rende pas compte de l'ensemble des paramètres gouvernant les changements climatiques.

Des terrasses récifales pléistocènes émergées échantillonnées à Mahé et à Aldabra ont été observées à deux niveaux altimétriques différents (Colonna, 1994; Casanova *et al.*, 1995). Le premier niveau situé entre + 4 et + 5 m correspond sur Aldabra à la formation Takama et à la Formation Carbonatée de Praslin aux Seychelles. Le second niveau situé à + 8 m caractérise, quant à lui, la Formation dite d'Aldabra et la terrasse supérieure observée sur Mahé. Les datations U-Th de fragments coralliens (*Porites* ou *Galaxea*) prélevées sur ces différentes terrasses mettent en évidence deux groupes d'âges (Figure 1).

- Le premier groupe de datations (terrasse +4 à +5 m) comporte des âges compris entre $146,1 \pm 6,8$ ka B.P. et $148,6 \pm 7,2$ ka B.P. et caractérise les terrasses récifales à + 4 et +5, m tant sur Mahé que sur Aldabra.

- Le second groupe d'âges (terrasse +8 m) comprend des datations s'échelonnant depuis $124,4 \pm 4,3$ ka B.P. jusqu'à $131,7 \pm 6$ ka B.P. et correspond aux terrasses récifales à + 8 m observées à la fois sur Mahé et sur Aldabra.

Les résultats mettent donc en évidence deux pics centrés sur 129 et 147 ka. La précision des datations obtenues sur le second groupe d'âges suffit à montrer une stabilisation du niveau marin à +8 m pendant au moins 7 ka. Le premier groupe d'âges centré sur 147 ka et provenant de terrasses situés entre +4 et +5 m correspondrait au double pic du niveau marin initialement mis en évidence par Aharon *et al.* (1980) sur la péninsule Huon. D'après la synthèse des données actuelles concernant la présence de deux hauts niveaux marins au cours du dernier interglaciaire, il semblerait que les datations obtenues sur les deux groupements soient décalés de 5 à 7 ka par rapport aux datations admises pour les deux pics (125 et 140 ka). Ce décalage, compte tenu de l'incertitude de datations, peut être attribuable :

- soit à un léger lessivage en uranium 234 difficile à mettre en évidence à partir des données actuelles, ce point devant être vérifié par des analyses complémentaires;
- soit, du fait de l'intervalle chronologique très réduit (2,5 ka) entre les dates de ce second groupement, comme une phase précoce du premier épisode chaud centré sur 140 ka.

Les données isotopiques semblent confirmer cette seconde hypothèse. Les terrasses situées + 8 m et dont les âges sont centrés autour de 129 ka, présentent des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ comprise entre -4 et -4,5 ‰. Les terrasses situées entre +4 et +5 m montrent, quant à elles, des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -3,5 et -4 ‰. Il semblerait donc que les terrasses du premier haut niveau marin se soit édifiées au cours d'une période où les eaux de surface étaient un peu moins chaudes que celles dans lesquelles se sont formées les terrasses à +8 m. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ miment une tendance identique. L'appauvrissement des teneurs en $^{13}\text{C} = \Delta\delta^{13}\text{C}$ de 0,3 ‰ entre 147 et 129 ka B.P. (Figure 12) correspondent à une augmentation de la luminosité de 147 à 129 ka B.P. en relation avec le maximum d'insolation positionné à 128 ka (Berger, 1978). On note un parallélisme des courbes isotopiques holocènes établies sur des colonies coralliennes de forme massive aux Seychelles et à l'île Maurice. L'identité des deux courbes du $\delta^{18}\text{O}$ démontre le caractère régional des changements thermiques des eaux de surface de l'océan Indien. Le décalage des deux courbes du $\delta^{13}\text{C}$ enregistre la différence latitudinale de 16° et donc la différence d'ensoleillement entre les Seychelles et l'île Maurice.

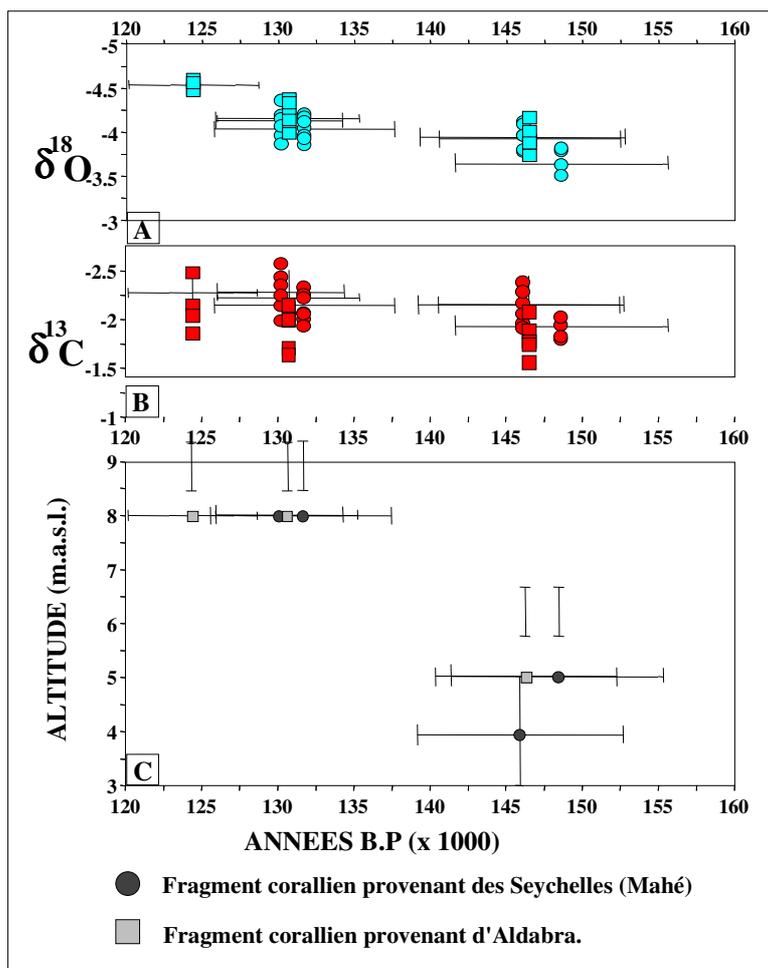


Figure 12. Datation et signature isotopique des fragments coralliens du dernier interglaciaire provenant des Seychelles et d'Aldabra (Colonna, 1994)

2.3.1.2. Conclusions

Les échantillons des îles Seychelles et de l'atoll d'Aldabra mettent en évidence la présence de deux hauts niveaux marins situés entre 4 et 5 m et à 8 m au-dessus du niveau marin actuel et respectivement datés à 147 et 129 ka B.P.. Ces deux hauts niveaux confirment l'existence d'un double pic au cours du dernier interglaciaire, tels que décrits dans un nombre croissant de publications récentes. Les données de Colonna (1994) précisent la chronologie de ces deux pics pour l'Océan Indien mais permettent également de préciser les conditions paléoenvironnementales correspondant à ces deux événements du réchauffement global. Le premier haut niveau marin, à 147 ka B.P., correspond à un environnement marin légèrement moins chaud ($\Delta\delta^{18}\text{O} \approx 0,6 \text{ ‰}$) et recevant une moindre énergie solaire ($\Delta\delta^{13}\text{C} \approx 0,3 \text{ ‰}$) que celui correspondant au haut niveau classique de 129 ka B.P.. La présence de ce premier pic à 147 ka B.P., soit 19 ka avant le pic d'insolation de l'hémisphère Nord situé à 128 ka (Berger, 1978), suggère d'une part que le contrôle du climat global par les hautes latitudes Nord doit être nuancé et témoigne d'autre part d'un décalage probable des phénomènes climatique majeurs entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud pour cette période.

2.3.2. La période glaciaire et la phase de déglaciation

2.3.2.1. *Corrélation entre les données isotopiques de l'oxygène et la reconstitution des variations du niveau marin*

De nombreuses études de reconstitution des variations du niveau marin ont été réalisées à partir des fluctuations des teneurs en ^{18}O des foraminifères benthiques et planctoniques (Chappell et Shackleton, 1986; Duplessy et al., 1991). Du fait des variations négligeables de température existant dans les environnements de bassins, les foraminifères benthiques enregistrent directement, par l'intermédiaire des teneurs isotopiques des réservoirs océaniques, le phénomène glaciaire et post-glaciaire. Shackleton (1977) estime qu'un $\Delta\delta^{18}\text{O}$ de 1,6 ‰ impliquerait une chute du niveau marin de l'ordre de 160 m. On peut alors, à partir de cette hypothèse, reconstruire une paléobathymétrie du niveau marin pour chacune des analyses en isotopes stables. Si cette méthode relativement fiable a été testée lors de fréquentes études, il n'existe que peu de travaux s'appuyant sur les données isotopiques de l'oxygène provenant des coraux pour calibrer des variations du niveau marin (Weber et Woodhead, 1972).

La courbe des variations isotopiques de l'oxygène et du carbone obtenue sur les fragments coralliens prélevés sur les pentes récifales profondes de Mayotte (Colonna et al., 1996) suit en parallèle la courbe de reconstitution des variations du niveau marin de 34 000 ans B.P. à l'Actuel (Fig 2). Ces données indiquent qu'une variation du niveau marin de 150 m correspond à un $\Delta\delta^{18}\text{O}$ de 4 ‰. Compte tenu de la probabilité de variations régionales de la composition des océans au cours du dernier maximum glaciaire, cette relation ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 4 \text{ ‰} \Leftrightarrow \Delta\text{SL} = -160 \text{ m MBSL}$) n'a, à ce jour, qu'une valeur régionale. Elle devra par la suite être complétée, confirmée ou infirmée par des études similaires provenant d'autres provinces océaniques.

2.3.2.2. *Les fluctuations rapides du niveau marin*

Parmi les résultats les plus importants on retiendra que dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien, **le début de l'enregistrement de la dernière glaciation par les coraux** est effectif dès 28 000 ans B.P.. La paléobathymétrie du bas niveau marin développé au cours du dernier maximum glaciaire est comprise entre -155 et -145 m par rapport au niveau marin actuel et a été datée vers 18 400 ans B.P.. Si ces données régionales peuvent être extrapolées au niveau global, ce bas niveau marin se situe alors 25 à 35 m plus bas que celui proposé par Bard et al. (1990).

Toutefois, la courbe de reconstitution des variations du niveau marin que ces auteurs utilisent, pour positionner leurs échantillons, est établie à partir de la courbe normalisée du $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques pélagiques (Labeyrie et al., 1987). Si leurs échantillons coralliens datés (*Acropora palmata*) se positionnent parfaitement sur cette courbe des variations du niveau marin, ils apparaissent décalés de 20 à 30 m sur la courbe isotopique de l'oxygène établie à partir de formes coralliennes massives (Figure 2). Ce décalage pourrait provenir soit du type de matériel utilisé pour la corrélation (coraux vs foraminifères), soit d'une sous-estimation des paléobathymétries de croissance des coraux de la Barbades (*pro-parte Acropora palmata*). Par ailleurs, comparée à la Barbades, Mayotte est une île volcanique subsidente. Les vitesses moyennes de subsidence ont été estimées à 25 m.MA^{-1} . Pour l'intervalle de temps considéré (20 000 ans), la subsidence générale de l'île est donc de l'ordre de 0,50 m, ce qui apparaît négligeable par rapport à l'incertitude paléobathymétrique de croissance ($\pm 10 \text{ m}$). Par ailleurs, les observations réalisées au cours de différentes plongées ont démontré l'existence de systèmes karstiques, de cavernes et d'encoches situés à -152 m (Camoin et al., 1997; Dullo et al., 1998a; 1998b).

Ces caractères morphostructuraux suggèrent des paléoniveaux marins dont la bathymétrie correspond à celle des colonies coralliennes *in situ* échantillonnées lors des plongées en submersible. Les résultats de Colonna et al. (1996) mettent, par ailleurs, en

évidence la brièveté de la stabilisation de ce bas niveau marin (500 ans au maximum) et caractérisent la remontée très rapide du niveau marin (1 cm.an^{-1}) au cours de la déglaciation qui s'est effectuée par à coups (figure 13). Les données issues des différents forages permettent de compléter la reconstitution de la courbe des variations du niveau marin au cours de l'Holocène en montrant un ralentissement de la vitesse de remontée du niveau marin dès 7 000 ans B.P. et la stabilisation de ce dernier à sa cote actuelle entre 3 000 et 2 000 ans B.P..

2.3.2.3. *Signature isotopique du phénomène glaciaire dans les coraux*

L'enrichissement des teneurs en ^{18}O et en ^{13}C des colonies coralliennes prélevées sur les pentes récifales profondes de Mayotte caractérisent les conditions paléoclimatiques établies lors du dernier maximum glaciaire (Dullo *et al.*, 1995; Colonna *et al.*, 1996). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$, respectivement de 0,5 ‰ et de 2,5 ‰, témoignent, pour les premières d'une diminution de la TES de l'ordre de 5 à 6 °C par rapport à la période pré-glaciaire ($\Delta\delta^{18}\text{O} = 1,5 \text{ ‰}$), et pour les secondes d'une chute brutale de la paléoproduktivité par rapport à la période pré-glaciaire attribuable au stress écologique induit par la baisse de la TES. Par ailleurs, si le phénomène de déglaciation représentée par la courbe des variations du niveau marin apparaît relativement linéaire, l'enregistrement isotopique montrent deux inflexions (figure 13) au cours de la déglaciation que l'on peut attribuer à de brefs apports d'eaux polaires appauvries en ^{18}O et en ^{13}C en relation avec des épisodes climatiques plus "chauds" (successivement "Allerod pulse" vers 14 ka B.P. et le "Post Younger Dryas" vers 10 ka) notamment mis en évidence sur les courbes d'insolation de Berger (1978).

Des études antérieures portant sur la caractérisation du phénomène de la déglaciation (Bard *et al.*, 1987) mettent en évidence le décalage entre le début de la déglaciation et l'enregistrement du phénomène en ^{18}O par les foraminifères planctoniques. Bard *et al.* (1987) montrent, pour un LGM à 18 000 ans B.P., un enregistrement du phénomène de déglaciation à partir de 15 000 ans B.P.. Par ailleurs, ces auteurs mettent en évidence, par l'enregistrement les variations isotopiques de l'oxygène, la présence de deux événements climatiques responsables des changements de vitesse de la remontée du niveau marin.

Entre 12 000 et 10 700 ans B.P., la déglaciation semble connaître une pause. Cet intervalle correspondrait à l'événement froid du Younger Dryas marqué par la réapparition de faunes planctoniques "froides" comme *Neogloboquadrina pachyderma* et serait précédé entre 13 000 et 12 000 ans B.P. par l'évènement plus chaud de l'Allerod, marqué par l'apparition de faunes planctoniques du genre *Globigerina bulloides*. Ces résultats sont donc en accord avec ceux obtenus à Mayotte (Colonna *et al.*, 1995; 1996a; 1996b) et démontrent la validité de l'utilisation des données isotopiques de l'oxygène provenant des coraux pour la reconstitution des variations du niveau marin. Par ailleurs, l'enregistrement des variations du niveau marin corrélé avec les variations isotopiques de l'oxygène (figure 13), permet de distinguer une autre phase de décélération dans la remonté du niveau marin qui correspond à l'événement froid du Bolling situé vers 14 000 ans B.P.. D'autre études plus récentes, basées sur des mesures de **TES** (SST) par Sr/Ca de coraux de la Barbades (13°N) datant du **LGM, indiquent une valeur de 5°C inférieure à l'actuelle** (GUILDERTSON *et al.*, 1993).

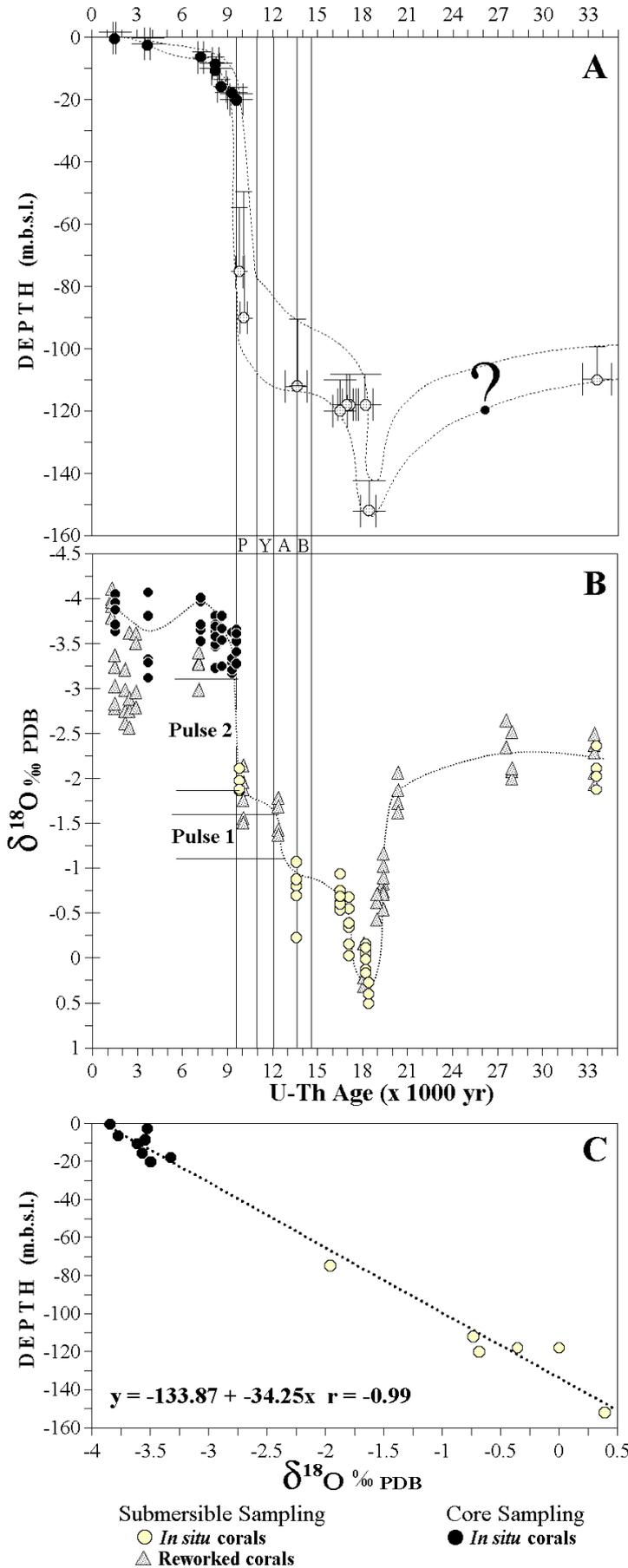


Figure 13 : Variations du niveau marin et enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ pour les derniers 34,000 ans (Récifs de Mayotte, Océan Indien d'après Colonna et al., 1996).

(A) La courbe du niveau marin est obtenue à partir des coraux datés par U/Th, en tenant compte de la tranche d'eau au cours de la croissance récifale. Cette courbe glacio-eustatique situe le bas niveau du dernier maximum glaciaire (LGM) à $-145\text{m} \pm 5\text{m}$. B, Bølling; A, Allerød; Y, Younger Dryas; P, Preboreal.

(B) La phase de déglaciation induit une rapide remontée du niveau marin caractérisée par deux impulsions. La courbe $\delta^{18}\text{O}$ reflète les variations du niveau marin en relation avec les changements de salinité et de température de surface. Un net enrichissement en ^{18}O est enregistré au cours du LGM alors que la phase de déglaciation s'accompagne d'un appauvrissement marqué. Au cours de l'Holocène, la fonte des glaces s'achève et les variations en ^{18}O enregistrent pour l'essentiel l'évolution de la température de surface.

(C) L'équation de la régression linéaire entre le $\delta^{18}\text{O}$ des coraux et leur profondeur de croissance est $y = -133.87 - 34.25x$ ($r = -0.99$).

2.3.2.4. Caractéristiques morphostructurales en relation avec les variations du niveau marin - Dynamique récifale

Les profils topographiques réalisés sur les pentes récifales profondes de Mayotte lors de la mission JAGO, ont mis en évidence des caractéristiques morphostructurales en relation avec les variations plus ou moins rapides du niveau marin (Dullo *et al.*, 1998). Ces morphologies particulières, datées et interprétées en terme de stratégies de croissance récifale ont permis de reconstituer cinq phases morphostructurales s'établissant depuis le Pléistocène supérieur jusqu'à l'actuel et qui sont responsables de la topographie sous-marine actuelle des pentes récifales profondes de Mayotte (Dullo *et al.*, 1998). De ces cinq phases, on retiendra essentiellement le développement d'édifices coralliens au cours du stade **isotopique III (période comprise entre 55,6 et 33,6 ka B.P.)** responsables de la formation de **terrasses vers -100/-90 m** et qui ont fourni la plupart des fragments coralliens qui se sont accumulés tant au niveau de la falaise que de la pente cimentée. Par ailleurs, les observations en submersible suggèrent que la morphologie actuelle de la falaise semble résulter d'une érosion et d'une karstification réalisée dès le début de la glaciation et de la baisse du niveau marin. Ce dernier a atteint son bas niveau situé entre **-155 et -145 m vers 18 400 ans B.P.** et c'est au cours de cette période qu'ont pu notamment se développer les formations karstiques dont les réseaux caverneux anastomosés ont pu être observés lors des plongées vers -150 m.

2.3.3. La période holocène

Les résultats acquis sur les différents sites de forage (Colonna *et al.* 1995; Camoin *et al.*, 1997) permettent de reconstruire une courbe des variations du niveau marin à valeur régionale et autorisent, par ailleurs, l'établissement de corrélations entre les stratégies de croissance adoptées par les différents récifs et les variations de vitesses de remontée du niveau marin. Les niveaux holocènes "soulevés", observés sur Aldabra et Mahé (Seychelles), et qui correspondent à des dépôts de tempêtes, ne peuvent être utilisés pour mettre en évidence des phénomènes de surrection d'origine isostasique. Enfin, l'étagement latitudinal des quatre sites (de 4° S à 22 ° S) permet d'ébaucher une synthèse des données paléocéanographiques et paléoclimatiques à l'échelle régionale.

2.3.3.1. La remontée du niveau marin et la phase terminale de la déglaciation

Les courbes de reconstitution des variations du niveau marin

Les courbes de reconstitution des variations du niveau marin enregistrées par les récifs coralliens sur les trois sites de forages sont présentées sur la figure 14. Les trois courbes montrent une bonne corrélation entre 4 500 ans B.P. et l'Actuel, et les phases d'initialisation récifale apparaissent quasiment synchrones compte tenu de la marge d'erreur des datations.

Sur l'île de la **Réunion**, la phase **d'initiation récifale apparaît probablement avant 8 000 ans B.P.**, le niveau marin dès cette période étant situé à **14 ± 3 m au-dessous du niveau marin actuel**. A l'île **Maurice**, le récif se forme entre **9 000 et 8 000 ans B.P.** lorsque le niveau marin est situé à **10 ± 3 m au-dessous du niveau marin actuel**. La différence altimétrique du niveau marin entre ces deux sites est de 4 m. Cette différence s'estompe si on suppose que l'intervalle paléobathymétrique de croissance corallien à la base du récif de Maurice a été légèrement surestimé (entre -10 et -12 m). Dans ce cas, les sites de l'île de La Réunion et de l'île Maurice peuvent

donc être interprétés de la même façon. A **Mayotte**, la phase **d'initiation récifale est observée entre 10 000 et 9 000 ans B.P.**, lorsque le niveau marin est situé à 21 ± 3 m **au-dessous du niveau marin actuel**, mais sur la courbe de reconstitution de Mayotte, il est situé à 14 ± 3 m.b.s.l. entre 9 000 et 8 000 ans B.P., donc à une paléobathymétrie similaire à celle relevée sur les deux sites précédents.

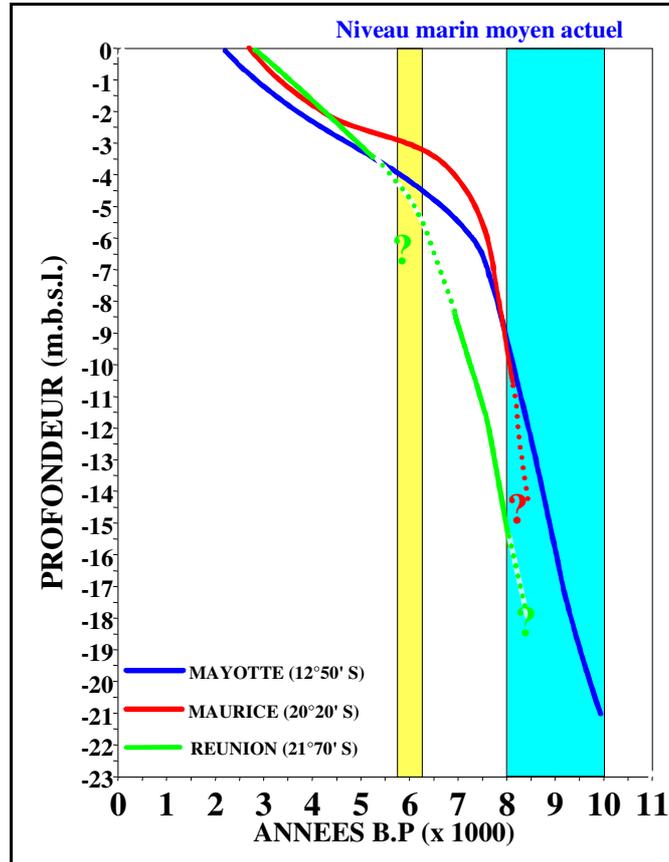


Figure 14. Courbes de reconstitution des variations du niveau marin au cours de l'Holocène (10 000 ans B.P. - Actuel) dans la partie Sud-Occidentale de l'Océan Indien (Colonna, 1994)

Toutefois, cette "phase d'initiation récifale" correspond aux premiers niveaux récifaux observés dans les forages localisés sur le platier. Ces niveaux ne caractérisent probablement pas l'installation récifale proprement dite, des récifs plus âgés devraient exister à des profondeurs supérieures. C'est notamment le cas du forage de Mayotte où la séquence récifale holocène plus épaisse qu'à l'île Maurice ou à la Réunion, a révélé des âges plus anciens. Par ailleurs, cette édification récifale est probablement liée à l'apparition de température d'eaux de surface favorable à la croissance corallienne. Les résultats du programme CLIMAP montrent, pour la zone intertropicale, une faible différence entre les valeurs et la répartition des températures des eaux de surface (TES) relatives au LGM. Or, des mesures de TES par Sr/Ca sur des coraux ayant vécu pendant le dernier maximum glaciaire à la Barbades (13°N), indiquent une valeur de 5°C inférieure à l'actuelle (Guilderson *et al.*, 1993). Si de telles différences de TES lors du LGM sont confirmées, elles pourraient expliquer l'absence de constructions récifales pendant une grande partie des derniers 20 000 ans. Les trois courbes présentent des inflexions témoignant de variations de la vitesse de remontée du niveau marin (figure 14). Ces variations apparaissent à Mayotte et à l'île

Maurice dès 7 500 ans B.P. et à La Réunion à partir de 5 000 ans B.P.. L'absence de datation entre 7 000 et 5 000 ans B.P. sur le récif de la Saline (Réunion) ne permet pas la mise en évidence d'une inflexion plus précoce de la courbe et on ne pourra tenir compte de l'artéfact de représentation graphique dans les interprétations suivantes.

La période vers 7 500 ans B.P. se caractérise par un changement dans les vitesses de remontée du niveau marin. En effet, dès 7500 ans B.P., la vitesse de remontée du niveau marin diminue de manière importante (Mayotte : $0,12 \text{ cm.an}^{-1}$ vs $0,65 \text{ cm.an}^{-1}$; Maurice : $0,12 \text{ cm.an}^{-1}$ vs $0,87 \text{ cm.an}^{-1}$). La courbe des vitesses de fontes des calottes glaciaires établie par FAIRBANKS (1989) pour l'hémisphère nord, montre une diminution significative des apports d'eaux des calottes glaciaires entre 9,5 et 7,5 ka B.P. (âges ^{14}C , c'est à dire environ entre 11 et 9 ka âges U-Th). La remontée du niveau marin, dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien (figure 14) entre 10 et 7,5 ka et montrant une inflexion à 7,5 ka, semble donc indiquer l'existence d'un décalage d'environ 2000 ans entre les apports d'eaux glaciaires et la réponse de croissance des formations récifales.

Par ailleurs, la figure 14 met en évidence une stabilisation du niveau marin à sa côte actuelle entre 2 700 et 2 200 ans B.P.. L'île Maurice et La Réunion présentent une simultanéité du phénomène à 2 700 ans B.P. alors que Mayotte acquiert une stabilisation de son niveau marin à 2 200 ans B.P.. En l'état de nos connaissances, il ne semble pas que ce décalage apparent de 500 ans soit attribuable à autre chose qu'à la marge d'incertitude liée d'une part aux côtes d'échantillonnage et d'autre part aux datations U-Th. On remarquera que la courbe prédictive de PELTIER (1991; courbe basée sur la réponse de la Terre à la redistribution de l'eau et des glaces au cours de la déglaciation) pour La Réunion est systématiquement située au-dessus des courbes déduites des données de terrain. Cette courbe de PELTIER (modèle ICE-3G) est basée sur l'arrêt de la fonte des calottes polaires de l'hémisphère Nord vers 8 000 ans B.P. et sur un épisode majeur de fonte de la calotte antarctique entre 9 000 et 4 000 ans B.P..

Les stratégies de croissance récifales adaptées aux variations rapides du niveau marin au cours de l'Holocène

Les stratégies de croissance adoptées par les récifs coralliens ont pu être mis précisément en évidence sur le récif de la Pointe-aux-Sables, Ile Maurice (Colonna, 1994). La répartition des associations biologiques et les résultats issus des analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone se corrèlent parfaitement avec les variations de vitesse de remontée du niveau marin décrites dans le forage. Trois types de stratégie de croissance récifale en relation avec les variations de remontée du niveau marin ont pu être distingués. La base du forage constitue une phase d'initiation récifale ou phase de "start-up" représentée par des colonies coralliennes caractéristiques d'environnements peu profonds (*Porites lutea*, *P. solida*...) mais relativement plus profonds que les niveaux sus-jacents, au cours de laquelle la croissance récifale est faible ($0,1 \text{ cm.an}^{-1}$).

A cette phase succède dès 8 000 ans B.P., une stratégie de croissance de type "catch-up" avec des vitesses de croissance de l'ordre de $0,37 \text{ cm.an}^{-1}$ qui témoignent d'une remontée rapide du niveau marin. On constate enfin vers 5 000 ans B.P., à la mise en place d'une troisième stratégie de croissance de type "keep-up" avec des vitesses plus faibles de croissance récifale dans l'axe du forage de l'ordre de $0,24 \text{ cm.an}^{-1}$. Ces données signent un ralentissement de la vitesse de remontée du niveau marin dès 5 000 ans B.P., ralentissement qui va décroître jusqu'à la stabilisation du niveau marin à sa côte actuelle vers 2 700 ans B.P.. Dans les sites de forages de La Réunion et de Mayotte, le calcul des vitesses de croissance récifale (Réunion : $0,20 \text{ cm.an}^{-1}$; Mayotte

: 0,28 cm.an⁻¹) permet de mettre en évidence une seule stratégie de croissance récifale de type "keep-up" dans les deux sites. Cette hypothèse se révèle probable eu égard au maintien constant de l'intervalle paléobathymétrique de croissance des coraux tout au long de l'édification récifale.

2.3.3.2. Les données isotopiques de l'oxygène et du carbone

Les courbes isotopiques des variations de la teneur en ¹⁸O des colonies coralliennes de forme massive de l'île Maurice et des colonies coralliennes de forme branchue de l'île de La Réunion mettent en évidence trois périodes caractérisées par des tendances isotopiques bien distinctes :

- entre **8 500 et 7 500 ans B.P.**, on observe un **épisode frais** qui pourrait correspondre à l'apport d'eau de fonte des calottes glaciaires;
- entre **7 500 et 6 000 ans B.P.** apparaît un épisode **plus chaud** se traduisant par un réchauffement des eaux de surface de **5 à 6 °C** par rapport à la température des eaux de surface (TES) de l'épisode précédent. Ce phénomène est lié au maximum d'insolation holocène placé à 6 000 ans.
- de **6 000 à 4 000 ans B.P.** s'installe un épisode **plus frais** au cours duquel on assiste à une **diminution de la TES de 4 à 5 °C** par rapport à l'épisode précédent. **La TES augmente ensuite progressivement jusqu'à 1 500 ans B.P.** pour atteindre des valeurs proches de celles actuellement observées.

Pour le $\delta^{13}\text{C}$ le décalage entre les deux courbes est irrégulier et traduit probablement des variations d'intensité lumineuse (SWART, 1982). Ces fluctuations de luminosité peuvent directement être corrélables avec la profondeur de croissance des colonies coralliennes. Si sur l'île de la Réunion, l'intervalle bathymétrique de croissance est demeuré constant, le domaine paléobathymétrique de croissance sur l'île Maurice a varié. On peut donc penser que les deux courbes du $\delta^{13}\text{C}$ traduisent des effets isotopiques différents.

Pour l'île de la Réunion, du fait de la constance de l'épaisseur de la tranche d'eau surmontant les colonies coralliennes branchues, l'effet de fractionnement isotopique lié à la luminosité ne peut pas être considéré comme seul responsable des fluctuations des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$. Le fractionnement isotopique du carbone étant bien moins thermodépendant que pour l'oxygène (Bowen, 1966), d'autres facteurs comme par exemple des micro-upwellings récifaux, liés aux arrivées d'eau de fonte peuvent également contrôler les variations isotopiques du carbone.

Pour l'île Maurice, les variations des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ témoignent de la conjonction de deux effets isotopiques : l'intensité lumineuse directement liée aux variations d'épaisseur de la tranche d'eau et, dans une moindre mesure, la température. Trois périodes peuvent être distinguées en fonction de l'influence plus ou moins forte de ces deux facteurs.

La période I (8 200 - 6 200 ans B.P.) correspond à la phase d'initiation récifale au cours de laquelle on note un enrichissement des teneurs en ¹³C. Ce phénomène peut être lié à (i) une intensité lumineuse plus faible du fait de la paléobathymétrie plus importante des colonies coralliennes situées à la base de la formation holocène par rapport aux niveaux sus-jacents, (ii) et/ou à un enrichissement en nutriments en relation avec des micro-upwelling initiés par l'arrivée des eaux de fonte. La stratégie de "catch-up" qui suit la phase d'initiation correspond à la réaction du récif en terme de croissance face à la remontée rapide du niveau marin. Dans un premier temps (8 200 à 7 200 ans B.P.), les colonies coralliennes ne peuvent pas compenser immédiatement la montée du niveau marin, ce qui se traduit par une baisse de la luminosité liée à l'augmentation de la tranche d'eau et donc par une diminution de l'activité photosynthétique. Dans un second temps (7 200 à 6 000 ans B.P.), la croissance récifale verticale s'accroît de

manière à replacer les coraux dans un intervalle bathymétrique dans lequel la luminosité est optimale. La paléoproduktivité maximale du récif, traduite par un appauvrissement des teneurs en ^{13}C est atteinte à 6 000 ans. Ce pic se corrèle parfaitement avec le maximum d'insolation holocène.

La période II (6 000 -5 200 ans B.P.) se caractérise par un enrichissement des teneurs en ^{13}C tant sur l'île Maurice qu'à la Réunion. Cet enrichissement correspondant à une diminution de la paléoproduktivité récifale pourrait, là encore, être en relation avec une baisse de la luminosité induite une nébulosité plus importante, comme le suggèrent les courbes de BERGER (1978) pour l'Holocène. Cette variation de l'intensité lumineuse ne pourrait être attribuable à une augmentation de la bathymétrie puisqu'une stratégie de croissance de type "keep-up" s'est mis en place depuis 6 000 ans B.P., mais pourrait être partiellement accentuée par une turbidité accrue des eaux de surface.

Au cours de la période III (5 200 -1 500 ans B.P.), on peut distinguer deux sous-ensembles. Un premier sous-ensemble au cours de laquelle s'observent de brèves fluctuations en ^{13}C . De telles fluctuations sont délicates à interpréter et pourraient correspondre à des variations de la nébulosité (BERGER, 1978) ou à des événements turbides suffisamment importants pour affecter les processus photosynthétiques des zooxanthelles. Le second sous-ensemble témoigne de l'établissement de conditions paléo-environnementales optimales pour la croissance corallienne.

En conclusion, on retiendra que les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène, sur des colonies coralliennes de forme massive (cas de l'île Maurice), peuvent être corrélées avec :

- 1) pour l'oxygène, des variations de températures liées aux apports d'eau de fonte ou aux changements climatiques (optimum d'insolation et maximum thermique) ;
- 2) pour le carbone, des variations d'intensité lumineuse en relation avec les changements de bathymétrie, les fluctuations de la nébulosité ou les événements turbides;
- 3) les stratégies de croissance en réponse aux variations du niveau marin.

2.3.3.3. Les niveaux marins holocènes émergés

Les niveaux marins holocènes "soulevés" qui ont fait l'objet de datations et d'analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone (Colonna, 1994) correspondent à des **niveaux de tempêtes** en relation avec des événements climatiques exceptionnels (cyclone, ouragan, tsunami...). Par ailleurs, leurs positions altimétriques (entre 1 et 5 m au-dessus du niveau marin actuel) ne peuvent être attribuables à des phénomènes de réajustements isostatiques. Toutefois, les analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone mettent en évidence une excellente corrélation entre les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des colonies coralliennes holocènes des Seychelles et celles étudiées sur l'île Maurice. Le parallélisme des courbes isotopiques de ces deux sites permet de quantifier les principaux événements paléoclimatiques holocènes :

- de 7,5 à 6 ka B.P. on observe une tendance au réchauffement des eaux de surface correspondant à une valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,3 \text{ ‰}$;
- entre 6 et 5,4 ka B.P. se développe une tendance plus fraîche correspondant à une valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de $-3 \pm 0,2 \text{ ‰}$;
- de 5,4 à 2 ka apparaît une tendance au réchauffement des eaux de surface jusqu'à l'établissement des conditions actuelles avec un point à 2 ka correspondant à une valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de $-4,6 \pm 0,1 \text{ ‰}$.

Les courbes de variations des teneurs en ^{13}C , reflétant essentiellement les conditions de luminosité, miment les principales tendances évoquées ci-dessus. Les trois points d'inflexion à 6 ka B.P., 5,4 ka B.P. et 2 ka B.P. correspondent respectivement à des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ de -2,5 ‰, +0,8 ‰ et -2,5 ‰ pour l'île Maurice et de -3 ‰, -0,5 ‰ et -3,3 ‰ pour les Seychelles. La courbe du $\delta^{13}\text{C}$ des colonies coralliennes développées sur les Seychelles montre donc un enrichissement systématique de l'ordre de 0,5 ‰ à 1 ‰, par rapport à celle de l'île Maurice. Cet enrichissement représente la différence latitudinale entre les deux sites (Seychelles : 4 °S et île Maurice 20 °S).

2.3.4. Conclusions

L'étude sédimentologique et géochimique (datations U-Th, isotopes stables du carbone et de l'oxygène) (i) de forages carottés réalisés sur les récifs actuels de La Réunion, de l'île Maurice et de Mayotte, (ii) de prélèvements par submersible sur les pentes récifales profondes de Mayotte et (iii) d'échantillons provenant des récifs et terrasses soulevées des Seychelles granitiques (Mahé), de l'atoll d'Aldabra permet la reconstitution des variations du niveau marin et des paramètres paléoclimatiques et paléocéanographiques au cours du dernier cycle climatique (0-140 000 ans B.P.) dans la partie sud-occidentale de l'Océan Indien.

Le Dernier Interglaciaire, qui témoigne du dernier optimum climatique et caractérisé par deux hauts niveaux marins respectivement datés à 147 et 129 ka B.P. et correspondant à l'établissement de terrasses récifales actuellement situées à +4 et +8 m par rapport au niveau marin actuel. Le décalage dans le temps entre le haut niveau marin le plus ancien (147 ka B.P.) et le maximum d'insolation dans l'hémisphère Nord (128 ka B.P.) suggère que l'insolation des hautes latitudes ne peut seule rendre compte des grands changements climatiques du globe.

La dernière déglaciation est nettement enregistrée par les coraux dès 28 000 ans B.P. et se traduit par l'établissement à -150 m d'un bas niveau marin vers 18 400 ans B.P. au cours d'un épisode très bref (500 ans au maximum). Les données isotopiques témoignent d'une chute de la température des eaux de surface de 7 à 8 °C par rapport à la période pré-glaciaire. Le phénomène de déglaciation est caractérisé par une remontée très rapide du niveau marin (1 cm^{-1} en moyenne) avec de brefs apports d'eaux polaires appauvries en ^{18}O et en ^{13}C .

L'Holocène (0-10 000 ans B.P.), qui enregistre la phase terminale de déglaciation, est caractérisé par une remontée rapide du niveau marin ($0,25$ à $0,28 \text{ cm/an}$) entre 9 000 et 7 000 ans B.P. correspondant à un réchauffement des eaux de surface qui culmine à 6 000 ans B.P., suivie d'un ralentissement ($0,10 \text{ cm.an}^{-1}$) corrélatif d'un bref épisode frais entre 6 000 et 5 000 ans B.P., puis d'une phase au cours de laquelle la température des eaux de surface augmente progressivement, le niveau marin se stabilisant à sa côte actuelle entre 3 000 et 2 000 ans B.P.. Au cours de chacune de ces phases, les corrélations entre les données isotopiques font apparaître un gradient latitudinal des teneurs en ^{13}C (de l'ordre de 0,8 ‰ entre 20 °S et 4 °S) que l'on peut relier à la répartition de l'énergie solaire, alors que l'identité des teneurs en ^{18}O suggère une valeur régionale de la température des eaux de surface. Ces différentes phases de la transgression holocène induisent des stratégies de croissance récifale différentes ("catch-up", puis "keep-up" dans le cas de l'île Maurice; "keep-up" dans le cas de La Réunion) caractérisées par des signatures isotopiques distinctes.

2.4. REUNION

2.4.1. Facteurs climatiques

L'île de La Réunion se situe à la limite sud de la zone intertropicale et se trouve placée sous l'influence des alizés du Sud-Est et du courant sud-équatorial de l'océan Indien de composante Est-Ouest. Elle est soumise à un climat caractérisé par l'alternance d'une saison chaude et pluvieuse (de novembre à mars) et d'une saison plus fraîche et plus sèche (d'avril à octobre). Toutefois, l'île étant éloignée des masses continentales, les traits fondamentaux du climat tropical y sont sensiblement modifiés par l'effet régulateur des masses d'eaux océaniques. Ainsi, le contraste thermique saisonnier apparaît moins marqué (de l'ordre de 5 à 7 °C) et on ne peut parler de saison véritablement plus sèche, sauf dans certains secteurs très restreints (notamment secteur de La Saline) où l'effet du relief entre en compte.

2.4.2. Facteurs océanologiques

L'île de la Réunion, comme sa voisine, l'île Maurice, est essentiellement affectée par les houles et les marées. Trois types de houles peuvent être identifiés :

- ◆ les houles d'alizés qui sont les plus fréquentes et dont la période et l'amplitude sont respectivement de 9 à 10 secondes et de 3 m au maximum. Ces houles affectent préférentiellement la côte orientale Au-Vent mais peuvent, par le jeu des courants engendrés par les alizés, se propager le long du littoral occidental engendrant ainsi un hydrodynamisme modéré ;
- ◆ les houles cycloniques, bien plus violentes, dont la période avoisine les 13 secondes avec une l'amplitude de 7 m. Ces événements brefs et violents sont capables de remodeler les reliefs littoraux et détruire mécaniquement les édifices récifaux ;
- ◆ les houles australes dont l'action se fait surtout ressentir sur les côtes Sud-Ouest de l'île en participant à la morphogenèse des secteurs méridionaux et occidentaux. Leur période est plus longue, entre 12 et 15 secondes (voire 20 secondes) mais leur amplitude de près de 8 m est la plus importante.

Les marées sont de type semi-diurne avec des amplitudes minimales en mortes eaux de 0,1 m. Durant les vives eaux, cette amplitude peut atteindre 0,9 m. Les grandes basses mers se produisent le soir. L'action des marées est notamment responsable du développement des bioconstructions dans les zones plus abritées, bien que l'hydrodynamisme ne soit pas un des facteurs limitant prépondérants dans la croissance algo-coralienne.

Les courants extérieurs au récif sont irréguliers et proviennent de l'interaction complexe de la houle, du vent et de la marée. Ils sont le plus souvent parallèles au front récifal. Ils peuvent s'établir s'inverser ou cesser en l'espace de quelques minutes et leur vitesse dépasse fréquemment les 2 nœuds. Les courants intrarécifaux sont mieux identifiés mais ne compensent que très difficilement l'apport d'eau par le large.

L'amplitude des variations annuelles des températures des eaux superficielles est en moyenne de 4 °C. La moyenne des températures au cours de la saison fraîche et sèche se situe autour de 23,8 °C et celle de la saison chaude et humide avoisine les 28 °C.

La salinité présente de très faibles variations annuelles. Sur la pente externe, les valeurs de la salinité sont comprises entre 34,7 ‰ et 35,2 ‰. Les salinités des zones d'arrière-récif restent très voisines, avec cependant des chutes (en dehors des

périodes de pluies, mais toujours par mer très calme) imputables aux percolations d'eau douce en provenance des nappes phréatiques.

2.4.3. Physiographie des récifs actuels

Les constructions coralliennes ont localement colonisé l'étroit plateau sous-marin (7 km de largeur maximale) qui prolonge l'île sur l'intégralité de son pourtour. La limite de profondeur compatible avec les exigences écologiques des organismes constructeurs est alors rapidement atteinte; de ce fait, la largeur des édifices récifaux est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres et la superficie totale (12 km²) occupée par les récifs coralliens (figure 15) ne représente que 0,48 % de la surface totale de l'île (2 512 km²). Principalement développées sur le littoral occidental, les constructions récifales forment une ceinture discontinue d'une longueur totale de 25 km, alors que la circonférence de l'île avoisine les 210 km. La forme et l'orientation générale des complexes récifaux paraissent directement imposées par celles de leur substratum. L'axe d'allongement des complexes récifaux présente une orientation générale NW-SE et leur largeur est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Cette frange bioconstruite s'interrompt aux débouchés des rivières et le caractère accore du littoral s'oppose à l'individualisation de vasières d'arrière-récif. Sur la côte orientale de l'île, les édifices coralliens sont quasiment inexistant du fait de l'extrême exigüité des surfaces favorables à la colonisation algo-coralienne.

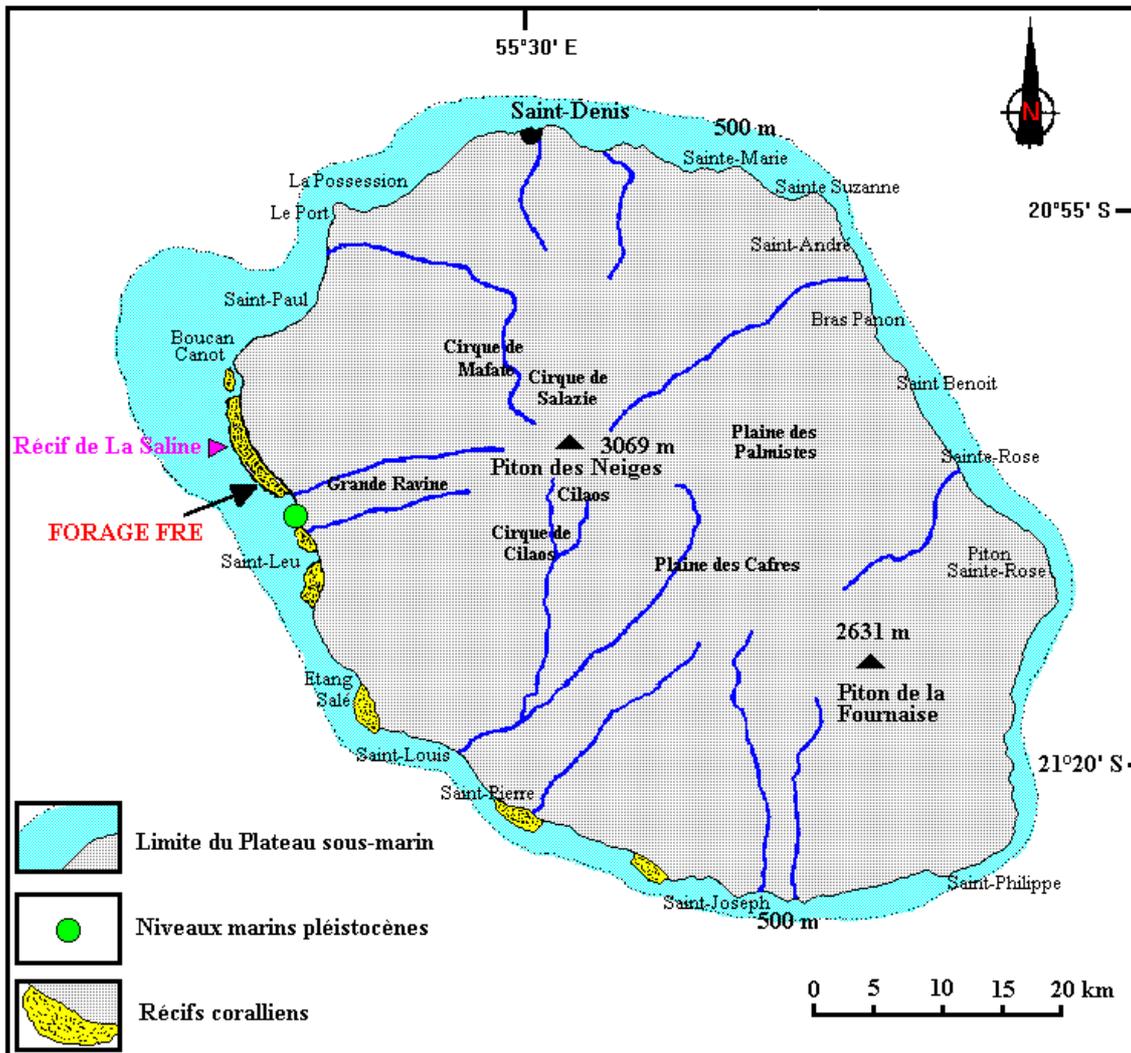


Figure 15 : Topographie simplifiée de l'île de La Réunion et localisation des formations récifales holocènes et pléistocènes - Situation du récif frangeant de La Saline et du forage FRE (Colonna, 1994)

Le faible développement des différents compartiments constituant la zonation récifale ne permet de définir que trois types d'édifices récifaux en fonction de leur degré d'évolution et de leur complexité morphologique :

- les récifs embryonnaires (bancs récifaux) correspondant aux stades initiaux de la construction récifale;
- les plates-formes récifales caractérisées par l'étroitesse de la partie sommitale de l'édifice, par l'individualisation d'un platier récifal en continuité directe avec les accumulations sableuses de la plage, par une zonation peu marquée du platier récifal et enfin par l'absence d'une dépression d'arrière-récif;
- les récifs frangeants *sensu stricto* se distinguant des autres édifices récifaux par la largeur plus importantes des zones bioconstruites, par l'accentuation de la différenciation morphologique du platier récifal, et par l'individualisation d'une dépression d'arrière-récif et des éléments morphologiques correspondants.

2.4.4. Localisation et coupe structurale du récif de La Saline

Le Forage FRE est localisé sur la côte occidentale de l'île de La Réunion (figure 15) au niveau du récif frangeant de La Saline-Trou d'Eau (21°05'20" S, 55°10'43" E). Les raisons qui ont présidé au choix de ce site sont multiples. C'est en effet, la formation récifale la mieux développée autour de la Réunion. Les peuplements coralliens y présentent une zonation marquée et c'est l'un des sites privilégiés pour les études récifales (Colonna, 1994).

Le complexe récifal de La Saline-Saint-Gilles s'étend sur près de 9 km le long de la côte ouest de l'île. L'ensemble épirécifal, large de quelques dizaines de mètres dans sa partie nord, près de Saint-Gilles, atteint son développement maximum au sud, à La Saline (600 m). Le forage FRE, implanté à 150 m environ du front récifal externe, a traversé les unités récifales sur 17,70 m sans toutefois atteindre la base de l'édifice corallien et *a fortiori* le substratum volcanique.

Le forage a été implanté au niveau d'un couloir d'alimentation (profondeur 0,30 m aux basses mers) du platier à Madrépores branchus (figure 16). La zonation bionomique et morphologique est particulièrement bien définie au niveau de ce récif. Le récif frangeant de La Saline présente depuis le large jusqu'au rivage (Colonna, 1994):

- (A) une pente externe constituée de deux ensembles morphologiques : une zone à éperons et sillons (profondeur 0 à 25 m) et un glacis inférieur (dalle volcanique à revêtement organogène) en partie recouverte dans sa partie inférieure par les accumulations sableuses de la plaine externe;
- (B) un platier récifal, d'une largeur maximale de 300 m, et dont la zonation bionomique permet de distinguer un platier externe (ou platier distal) et un platier interne (ou platier proximal).

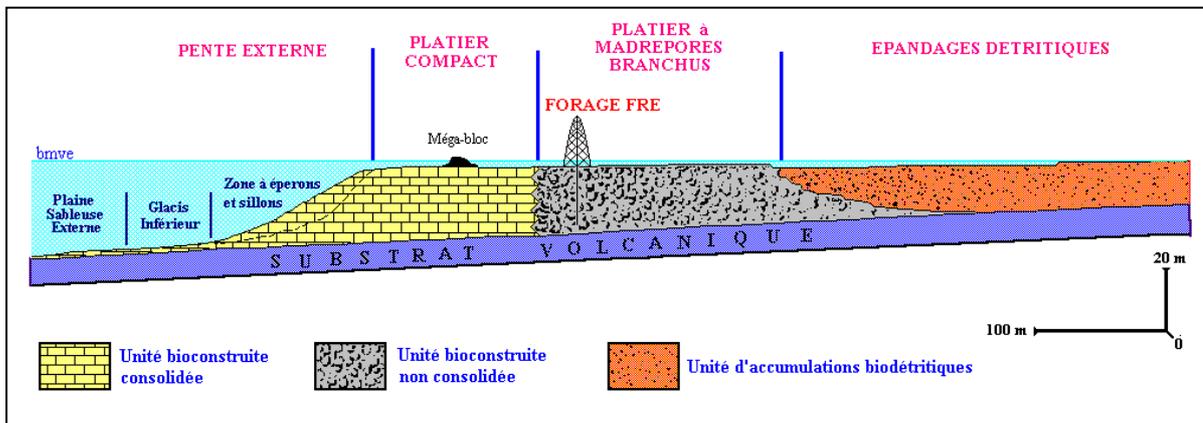


Figure 16 : Coupe schématique du récif frangeant de la Saline et implantation du forage FRE (Colonna, 1994)

Le platier externe constitue une frange quasi-continue revêtant l'aspect d'un platier compact pouvant être accidenté de cuvettes ou de couloirs de transfert peu profonds (0,2 à 1 m de profondeur) et étroits (0,30 à 1 m de largeur) dépourvus de sédiments ou encombrés de graviers coralliens. Ce platier externe, d'une dizaine de mètres de large, est occupé par des populations algaires comprenant plusieurs espèces dressées et calcifiées

2.4.5. Etude du forage de la Saline

D'une longueur totale de 17,70 m, le forage FRE n'a pas atteint la base de l'édifice récifal et *a fortiori* le substratum basaltique. Toutefois, compte tenu des rapports géométriques existant entre les différents ensembles morphologiques de l'édifice et de la topographie initiale sous-jacente, la distance entre la base de la carotte et le substratum volcanique a été estimé à 1 m. L'unité récifale holocène aurait donc une épaisseur de 18,70 m au niveau de ce forage. Toutefois, malgré l'homogénéité biogénique et faciologique, trois zones non construites peuvent être distinguées entre 14,70 et 15,50 m, 2,30 et 4,30 m et de 0,80 m au sommet du forage. La zone la plus profonde est constituée par une cavité intrarécifale attribuable à un ancien couloir de transfert épargné par la construction corallienne et par la sédimentation. Les deux autres zones sont constituées par des accumulations sédimentaires constituées par des sables bioclastiques plus ou moins grossiers. La zone localisée entre 2,50 et 4,30 m de profondeur renferme des bioclastes plus affectés par la bioérosion et par les encroûtements. Cette zone a été interprétée, suite aux données radiochronologiques au ^{14}C , comme un **hiatus sédimentaire attribuable à un phénomène climatique ou géodynamique catastrophique entraînant une hypersédimentation brutale** (Colonna, 1994).

Le forage n'ayant pas recoupé le compartiment algo-corallien de l'édifice récifal, c'est à partir de l'étude de méga-blocs (1 à 10 m³) arrachés au platier distal lors d'événements climatiques catastrophiques (cyclones, ouragans,...) que l'on a pu préciser la structure interne de la partie distale du complexe récifal. Les populations d'organismes constructeurs ne représentent que la moitié du volume total du compartiment et les Cnidaires apparaissent dominants (Scléactiniaires et *Millepora*). Le rôle édificateur des Algues calcaires (*Porolithon*) est important puisqu'elles assurent 55 % de la trame bioconstruite.

Sur la totalité du forage, le matériel sédimentaire se caractérise par une remarquable homogénéité faciologique (biofaciès à Acropores branchus). L'ensemble du matériel carotté n'est pas induré et tous les éléments coralliens se répartissent en deux niveaux distincts correspondant, d'une part, aux colonies fossiles en position de croissance (débris à cassure fraîches et nettes, peu ou pas altérés) et, d'autre part, à des accumulations sédimentaires para-autochtones correspondant à des fragments usés, bioérodés et encroûtés par des Corallinacées et des foraminifères encroûtants (*Homotrema rubrum*, *Miniacina miniacea*, *M. alba*, *Carpenteria* sp.).

2.4.5.1. Données géochronologiques

Douze échantillons coralliens branchus (*Acropora pharaonis* et *A. abrotanoides*) ont été sélectionnés dans le forage selon un pas de l'ordre de 0,5 à 2 m et analysés en U-Th. L'erreur sur la cote d'échantillonnage est comprise entre 0,20 m et 1,20 m. Cette incertitude est peu significative par rapport à l'estimation des intervalles paléobathymétriques de croissance. Inversement, la faible épaisseur de la tranche d'eau (0,30 m aux basses mers) surmontant le sommet du récif à la verticale du forage n'impose pas de correction appréciable.

Les résultats de l'analyse minéralogique par diffraction X révèlent des teneurs en calcite comprises entre 1 et 4,5 %. L'étude des fragments en lame mince colorée permet d'attribuer ces faibles taux de calcite au développement plus ou moins prononcé de minces franges de calcite magnésienne dans les pores intrasquelettiques coralliens. Ce type de cimentation, de nature très précoce, apparaît immédiatement après la mort du Scléactiniaire ou peut même s'observer au cours du développement

de la colonie. Par conséquent, la nature précoce de ce processus sédimentologique ainsi que son développement extrêmement modéré n'altère en rien la notion de système géochimique clos constitué par le squelette corallien et n'aura aucun rôle perturbateur sur le chronomètre constitué par le système radioactif Uranium-Thorium. Les douze datations réalisées sur la formation récifale holocène n'ont pas permis de dater sa base non atteinte par la foration (profondeur estimée : -18 m). Par ailleurs, l'échantillonnage corallien n'a pas permis de dater des fragments coralliens en dessous de -14 m en cote de forage. L'échantillon le plus profond (n° BRGM 0059) est compris dans l'intervalle entre -14,10 m et -13,20 m (cote moyenne : -13,65 m) et livre un âge de $8\ 000 \pm 300$ ans B.P... Celui situé au sommet de la carotte (n° BRGM 0052 : - 0,10 m) donne un âge de 800 ± 100 ans B.P.. Par ailleurs, la succession chronologique met en évidence un hiatus (figue 16) de près de 1 500 ans B.P. dans la structure bioconstruite et correspondant à une passée bioclastique (entre -4,40 m et -2,30 m de profondeur dans le forage) constituée par des fragments coralliens hétérochrones et des sables bioclastiques. Cette zone, témoin d'une phase de destruction mécanique du récif, a été moins significativement caractérisée par les datations au ^{14}C conventionnel (fragments coralliens datés entre 4 980 et 5 020 ans B.P.).

2.4.5.2. Analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Cent quarante quatre analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone ont été réalisées sur dix-neuf échantillons coralliens correspondant à des fragments de colonies branchues de deux espèces du genre *Acropora* (*A. pharaonis* et *A. abrotanoides*). La plupart des échantillons coralliens analysés en isotopes stables ont pu être datés, ce qui permet d'éliminer l'effet stratigraphique essentiellement représenté dans le forage par les zones d'accumulations biodétritiques.

Les variations des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ entre les micro échantillons issus d'un même fragment corallien sont comprises entre 0,5 et 1,25 ‰ PDB, alors que les variations observées pour le $\delta^{13}\text{C}$ présentent une déviation des valeurs plus importante comprises entre 0,75 et 2,5 ‰ PDB. La présence de passées bioclastiques hétérochrones dans le forage FRE induit des artéfacts importants rendant délicate une interprétation des résultats isotopiques en fonction de la profondeur.

On peut distinguer trois tendances isotopiques à partir des variations des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$:

- La première tendance se développe entre **9 000 et 6 500 ans B.P.** et se caractérise par un appauvrissement de la teneur en ^{18}O . Cette tendance négative correspond probablement à un **optimum thermique** que l'on peut mettre en relation avec le maximum d'insolation Holocène;
- La seconde tendance observée entre **6 500 et 4 700 ans B.P.** témoigne d'un enrichissement de la teneur en ^{18}O que l'on peut interpréter comme la signature d'un **épisode plus frais**;
- La dernière tendance s'exprimant **depuis 4 700 ans B.P.** jusqu'à l'Actuel présente un appauvrissement des teneurs en ^{18}O qui signerait de nouveau un **réchauffement progressif** des eaux de surface pour atteindre des valeurs proches de l'Actuel.

Bien que la déviation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB à l'intérieur d'un même fragment corallien soit plus importante que celles observées pour les isotopes de l'oxygène, la corrélation des variations relatives en ^{13}C et en ^{18}O est bonne et on retrouve les trois tendances isotopiques précédemment définies. L'interprétation des variations du $\delta^{13}\text{C}$ est toutefois plus délicate car le fractionnement isotopique du carbone est moins thermodépendant que pour l'oxygène et semblerait être en grande partie contrôlé par

le rôle métabolique des zooxanthelles. Dans cette dernière hypothèse il est donc probable que les fluctuations du niveau marin activent ou inhibent partiellement les phénomènes photosynthétiques par une différence de pénétration des radiations lumineuses.

Le forage FRE a pénétré des faciès homogènes témoignant du peu d'influence des fluctuations paléobathymétriques sur la dynamique de croissance récifale. En effet, dans l'ensemble du forage FRE, la paléobathymétrie de croissance des colonies coralliennes est restée constante (entre 1 et 5 m de profondeur) et il ne semble pas que la vitesse de croissance verticale du récif ait été significativement décalée par rapport à la vitesse de remontée du niveau marin. L'interprétation des variations relatives du $\delta^{13}\text{C}$ fait donc appel à de nombreux paramètres intrinsèques et extrinsèques et la courbe des variations apparaît comme la résultante de l'influence de tous les paramètres environnementaux. Toutefois, la bonne corrélation existant entre les variations relatives des isotopes du carbone et de l'oxygène autorise l'hypothèse d'un contrôle majeur des teneurs de l'oxygène 18 par la température des eaux de surface et par la salinité tandis que les variations de teneur du carbone 13 sont plutôt gouvernées par la photosynthèse.

2.4.6. Dynamique du complexe récifal holocène et reconstitution de la courbe des variations du niveau marin à l'île de la Réunion

Le récif de La Saline constitue un des types de croissance récifale les plus favorables pour la reconstitution des variations du niveau marin car la succession des différents environnements récifaux observés dans le forage FRE est pratiquement verticale, suggérant la prédominance d'une aggradation pendant la majeure partie de l'intervalle de temps considéré. L'analyse de la croissance d'édification verticale du récif dans l'axe du forage, basée sur les datations U-Th met en évidence deux périodes à vitesses d'édification différentes :

- la première période, comprise entre 8 000 ans B.P. et 5 000 ans B.P., est caractérisée par une vitesse de croissance verticale de l'ordre de $0,25 \text{ cm.an}^{-1}$. La dynamique de croissance récifale entre 8 000 et 5 000 ans est alors de type aggradant ;
- à partir de 5 000 ans B.P. et jusqu'à l'Actuel, la vitesse d'édification décroît pour atteindre des valeurs proches de $0,1 \text{ cm.an}^{-1}$. Il est probable qu'à partir de 3 000 ans B.P., du fait de la stabilisation du niveau marin, se soit développée une dynamique de croissance légèrement progradante même si celle-ci est difficile à mettre en évidence à partir d'un seul forage.

La courbe moyenne de reconstitution des variations du niveau marin est très proche de la courbe de croissance verticale dans la mesure où l'intervalle paléobathymétrique est resté constant. Vers 8 200 ans B.P., un paléoniveau marin apparaît à $-12 \pm 2 \text{ m}$ par rapport au niveau marin actuel. La remontée du niveau marin s'est effectuée en deux temps depuis cette époque. Entre 8 200 et 5 200 ans B.P., la vitesse de remontée du niveau marin est relativement rapide avec des valeurs proches de $0,28 \text{ cm.an}^{-1}$. A partir de 5 200 ans et jusqu'à 3 000 ans B.P., période à partir de laquelle le niveau marin atteint sa côte actuelle, la vitesse de remontée du niveau marin décroît pour atteindre des valeurs de l'ordre de $0,16 \text{ cm.an}^{-1}$.

Cette variation de vitesse est corrélable avec la courbe des variations des isotopes de l'oxygène et du carbone. La vitesse de remontée rapide du niveau marin correspond à la période au cours de laquelle on observe un net appauvrissement de la teneur en ^{18}O attribuable à l'optimum thermique holocène induit par le maximum d'insolation vers 6

000 ans B.P.. Au cours de cette période, la fonte des calottes glaciaires s'est accentuée induisant une augmentation du volume des eaux océaniques et, corrélativement, un accroissement de la vitesse de remontée du niveau marin. La rupture dans le rythme de la dynamique eustatique correspond à l'épisode plus frais enregistré par l'oxygène 18 et qui suit le maximum thermique holocène. A partir de cette période, les eaux superficielles vont progressivement se réchauffer pour atteindre des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ proches de celles enregistrées actuellement, la vitesse de remontée du niveau marin étant alors plus modérée au cours de cette période

2.4.7. Conclusions

La synthèse des résultats acquis sur la formation récifale holocène de La Saline met en évidence des variations relativement importantes de la température des eaux de surface au cours de l'Holocène. Un pic thermique chaud entre 7 000 et 6 000 ans B.P. correspond à une remontée rapide du niveau marin ($0,28 \text{ cm.an}^{-1}$). Un bref épisode plus frais suit cet épisode chaud et se caractérise par une inflexion au niveau de la courbe de reconstitution des variations du niveau marin. Progressivement les eaux de surface se réchauffent avec, corrélativement, une vitesse de remontée du niveau marin plus modérée ($0,16 \text{ cm.an}^{-1}$).

La dynamique récifale, au cours de l'Holocène, est de modèle agrasant, avec une vitesse de croissance verticale dans l'axe du forage, que l'on peut considérer comme identique à la vitesse de remontée du niveau marin ($V_{CR} = 0,25 \text{ cm.an}^{-1}$ pour $V_{NM} = 0,28 \text{ cm.an}^{-1}$ et $V_{cr} = 0,15 \text{ cm.an}^{-1}$ pour $V_{nm} = 0,16 \text{ cm.an}^{-1}$). La stratégie de croissance adoptée par les Scléactiniaires est alors constamment en "keep-up". Il est probable que lors de la stabilisation du niveau marin, se développe une dynamique progradante qui n'a pu être mise en évidence dans le seul forage FRE.

3. Les axes de recherche possibles

Quel est la réponse spécifique de La Réunion aux modifications climatiques du Quaternaire et notamment dans les cirques? Quels ont été les températures, les précipitations et surtout leur régime au cours des périodes glaciaires, interglaciaires, et durant les phases de transition ?

Par ailleurs, les modifications des circulations atmosphériques (existence et position des zones de haute pression anticyclonique), des circulations océaniques et des températures des eaux de surface ont probablement joué un rôle majeur dans l'histoire cyclonique de l'île. Qu'elles ont été les périodes de calme cyclonique ? Y a-t'il eu au contraire des périodes de crise cyclonique ?

La réponse à ces questions est primordiale pour mieux appréhender l'évolution des facteurs déclenchant les mouvements de grande ampleur et les facteurs de contrôle de l'évolution de la morphogenèse dans les cirques.

La spécificité de l'île de La Réunion réside en plusieurs points dont le fort gradient altitudinal de l'île et de son isolement dans l'océan. Les données issues du continent africain et même ceux issus de l'île de Madagascar ne peuvent être directement transposées car La Réunion a une surface émergée faible, il n'y a pas d'effet de masse continentale. Par contre, ces données nous donnent les tendances régionales de l'évolution climatique dans laquelle s'inscrit celle de l'île.

Notre objectif est donc de trouver des enregistrements des paramètres du climat passé:

- à terre et, si possible, dans des domaines altitudinaux variés. En effet, les données acquises en domaine côtier permettront de connaître la réponse locale aux modifications climatiques globales mais ne permettront pas de connaître celle de domaines plus élevés à flanc de volcan ou dans les cirques.
- en mer afin d'obtenir des données paléoclimatiques sur les variations de l'océan Indien.

Deux approches/options sont proposées :

- 1 - la recherche de séquences climatiques ;
- 2 - une approche paléotempostologique.

3.1. LA RECHERCHE DE SEQUENCES CLIMATIQUES

Plusieurs domaines environnementaux sont envisageables et complémentaires:

3.1.1. Les récifs coralliens

Les récifs coralliens et notamment leur évolution temporelle serait utile à connaître. La réalisation de carottages dans les récifs permettrait la récolte d'échantillons pour la réalisation d'analyses géochimiques (δO_{18} , δC_{13}) et biologiques (bionomie) permettrait de remonter aux paramètres climatiques affectant l'océan. Par ailleurs, la datation des ensembles récifaux et la reconstitution de leurs géométries au cours du Quaternaire récent permettraient d'affiner la remontée eustatique post glaciaire. Cette courbe de remontée eustatique est un paramètre intéressant à prendre en compte pour appréhender la dynamique passée du fonctionnement des ravines (surcreusement dans les secteurs à l'aval des rivières, propagation de l'érosion régressive vers l'amont et jusqu'où dans les cirques ?). Si cette érosion régressive s'est propagée

profondément dans les cirques, elle a dû jouer un rôle morphogénétique important d'une part en permettant la vidange du fond des cirques mais aussi en déstabilisant les berges et les versants.

3.1.2. Les séquences fluviatiles

Les séquences fluviatiles - Bien que les alluvions des rivières de La Réunion soient généralement grossières à très grossières et que peu de coupes soient accessibles ou préservées, en de rares endroits des séquences sédimentaires plus fines et assez épaisses ont été signalées notamment sur les lambeaux de "terrasses anciennes" (figure 17). Ces coupes pourraient faire l'objet d'un échantillonnage systématique qui permettrait éventuellement de réaliser des datations radiocarbone (si des éléments organiques y sont préservés). Des analyses sédimentologiques, palynologiques et géochimiques pourraient ensuite y être réalisées afin de préciser les conditions environnementales ayant présidé au dépôt. L'établissement de séquences calées chronologiquement permettrait de reconstituer en partie certains paramètres climatiques ou d'identifier des évolutions de processus indiquant des modifications du contexte climatique (précipitations, ruissellement, débit, dynamiques, période de plus grande activité hydrologique ou au contraire calme hydrologie etc.). La reconnaissance préliminaire réalisée en 2002 a permis de confirmer la présence de séquences de terrasses anciennes qui pourraient être l'objet de telles études.



Figure 17 : Terrasse ancienne préservée en bord de rempart

3.1.3. Les marais côtiers

Les marais côtiers sont susceptibles de fournir des longues séquences de sédimentation fines voir organiques (tourbe). La réalisation de carottages en vue de la récolte d'une longue séquence permettrait l'analyse de longue séquence temporelle et de caractériser l'évolution climatique en domaine côtier. Les principaux paramètres agissant sur l'évolution des marais côtiers sont présentés dans la figure 18.

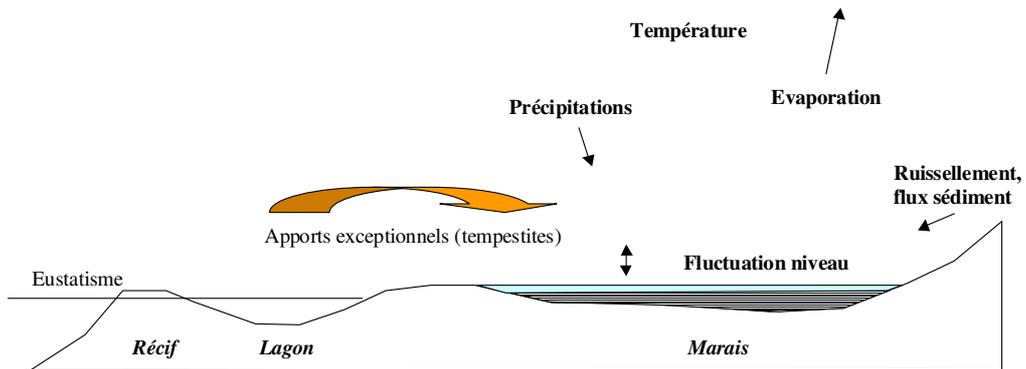


Figure 18 : Principaux paramètres affectant l'évolution des marais côtiers

3.1.4. Les systèmes lacustres

Il existe à La Réunion quelques systèmes lacustres (étangs, mares) à différentes altitudes (figure 19). La réalisation de forage dans le remplissage de ces lacs permettrait d'accéder à l'évolution climatique (durée ?) en fonction de l'altitude et de l'exposition. Les liens entre les paramètres climatiques et les sédiments lacustres sont schématisés dans la figure 20. Ces informations permettraient d'approcher la variabilité climatique spatiale et altitudinale et de la comparer notamment avec les informations paléoclimatiques recueillies en domaine côtier et marin.



Figure 19 : Exemple d'une mare dans un cirque : Mare à Martin (Salazie)

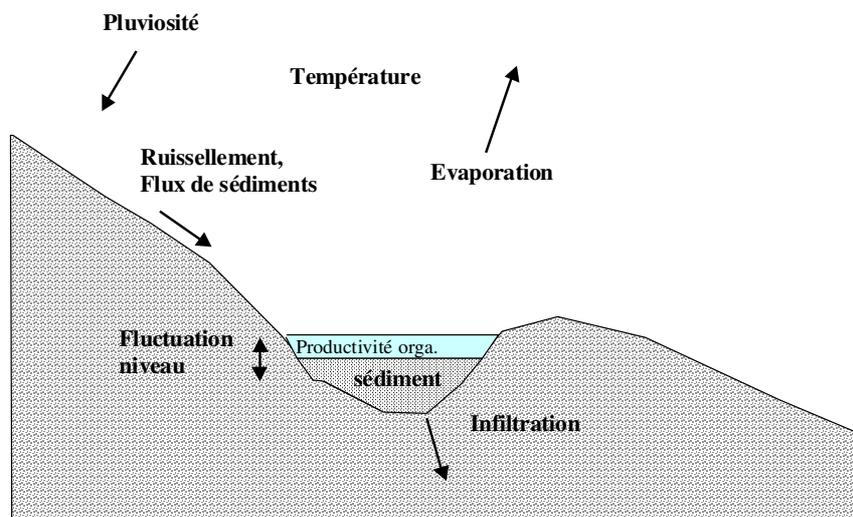


Figure 20: Fonctionnement du système lacustre et liens avec les paramètres climatiques

Les lacs de barrage

Dans les cirques, le long des bras majeurs des rivières, des lacs de barrage ont pu s'installer à la suite d'éboulement de remparts ou d'importants dépôts de coulées de boue. Ces lacs de barrage occasionnés par l'obstruction de la rivière permettent pendant un certain temps l'installation d'un piège sédimentaire favorable à notre recherche. De tels systèmes fossiles ont déjà été identifiés dans la rivière des Remparts par exemple (Garcin et Cruchet 2000).

La reconnaissance de terrain réalisée en 2002 a permis d'identifier au moins une structure comparable dans le Cirque de Mafate (figure 21). Cette structure dont la coupe détaillée reste à lever a, toutefois, fournis des échantillons de bois à plusieurs niveaux permettant la datation ^{14}C .

L'analyse et la compréhension de la géométrie des dépôts et des incisions liés permettra de connaître l'évolution remparts-rivière-terrasses et par ailleurs de fournir un cadre chronologique à une approche paléoenvironnementales et paléoclimatique. La recherche systématique de séquences comparables sur l'ensemble des trois cirques nous paraît être une approche prometteuse.



Figure 21 : Séquence de remplissage de lac de barrage sous une terrasse alluviale (Mafate)

3.2. LA PALEOTEMPESTOLOGIE

3.2.1. Objectifs et généralités

L'objectif des études de paléotempestologie est de reconstituer l'histoire cyclonique dans le temps long c'est à dire au-delà de la période récente instrumentée. Il s'agit dans un premier temps de caractériser des événements à grande période de retour et de grande intensité.

La première échelle de temps considérée concerne la période historique (les derniers siècles) et s'appuie en cela sur des sources écrites et iconographiques.

La deuxième échelle de temps concerne la période anté historique et s'appuie pour cela sur des sources de données sédimentaires. Celles-ci permettent indirectement de caractériser l'évolution des facteurs climatiques ayant entraîné des périodes de relative accalmie ou au contraire des phases de "crise". Elle permet par ailleurs d'identifier et de qualifier des phénomènes dont l'ampleur n'est pas extrapolable à partir de l'étude des séries chronologiques récentes. Dans le cadre du projet Mouvement de terrain de grande ampleur, c'est cette échelle de temps qui nous intéresse. Un autre intérêt de cette approche est de permettre de caractériser la "réponse cyclonique" à un contexte climatique différent de l'actuel (interglaciaire plus chaud) ou en phase transitoire (transition d'un "mode" climatique à un autre). Cet apport est d'un grand intérêt pour les approches prospectives sur l'impact des changements climatiques en cours ou futurs.

3.2.2. Les différentes méthodes d'approches

3.2.2.1. Approche "historique"

Cette approche est donnée pour mémoire car peu applicable dans le cadre du présent projet de recherche.

L'approche historique consiste en l'analyse de textes, carnet de bord de navires, journaux, rapports officiels, correspondance personnelles, annales religieuses etc. en vue d'établir une chronologie des événements et d'en évaluer l'ampleur. Cette technique est très proche de ce qui est pratiqué en sismicité historique. L'évaluation de l'intensité des cyclones (ouragan et autres typhons) est réalisée à l'aide d'échelle de dommage (Saffir-Simpson Hurricane Intensity Scale, SIMPSON ET RIEHL 1981; Fujita Tornado Damage Scale, FUJITA 1971).

Les limites et avantages de cette méthode sont de même type que celles rencontrées dans l'approche de la sismicité historique (contrôle des sources, prise en compte des évolutions technologiques des pratiques et les méthodes de construction etc.).

3.2.2.2. Approche par Proxy

Cette approche est basée sur l'analyse des effets environnementaux des cyclones sur les régions affectées. Si ces effets sont préservés dans les séquences géologiques, ils peuvent être utilisés comme des indicateurs indirects du passage de cyclones. Les durées des enregistrements sont variables du siècle à plusieurs millénaires. La résolution temporelle est le plus souvent faible et permet d'approcher une précision centennale, décennale et dans le meilleur des cas, annuelle.

Cette technique est la seule à permettre d'étendre l'enregistrement de l'activité cyclonique au-delà des enregistrements instrumentaux et historiques. Ceci permet, en connaissant l'activité cyclonique qui existait sous des conditions climatiques différentes, de tester les résultats des recherches prédictives par modèle. Cette approche est par ailleurs la seule qui puisse permettre de mettre en évidence des événements cycloniques majeurs à très longue période de retour c'est à dire supérieure à la durée des informations historiques. Ces événements de très grande ampleur sont susceptibles d'infliger des pertes et de provoquer des dégâts sans commune mesure avec ce que l'on connaît actuellement.

Effet du vent

L'observation des vents très forts montre que les cyclones peuvent défolier et mettre à terre tout ou partie de la végétation arborée. De ce fait, suite au passage d'un cyclone majeur, les genres de pollens émis vont être modifiés largement. Le passage intermittent de cyclones d'importance doit laisser une signature discernable dans les niveaux polliniques conservés dans les sédiments. L'analyse palynologique de carottes doit permettre de caractériser l'activité cyclonique passée. Il faut toutefois tenir compte des facteurs anthropiques qui doivent être connus et discernables des autres causes. Dans le cas de La Réunion, le peuplement tardif de l'île par l'homme simplifiera grandement l'approche. Par contre, dans des régions/époques à fréquente activité cyclonique, si la période de retour des cyclones majeurs est inférieure à celle du temps nécessaire à la régénération de la forêt, seule une partie de l'activité cyclonique sera identifiée.

L'une des contraintes à souligner au sujet de l'utilisation de la palynologie pour cette recherche est que les analyses palynologiques doivent nécessairement être réalisées à très haute résolution.

L'autre concerne, si l'étude couvre plusieurs milliers d'années, la potentielle difficulté à discerner une variation des spectres polliniques due à l'action de cyclone de celle dû aux variations climatiques.

Vagues et houle cyclonique

Les grosses vagues et la houle cyclonique (figure 22) ainsi que les courants océaniques générés par les cyclones affectent les sédiments présents le long du plateau continental (inexistant à la Réunion) et sur le rivage. L'étude par proxy des houles cycloniques s'appuie sur les observations selon lesquelles les cyclones tropicaux transportent toujours des sédiments d'un environnement dans lequel on les trouve normalement dans un autre. Ces sédiments forment donc des tempestites qui diffèrent en composition et en granulométrie des sédiments les encaissant.



Figure 22 : Floride 23 Septembre 1975 (Houle cyclonique)

Sur le rivage, le passage d'un cyclone aboutit à l'arrachement, à l'érosion des plages, des barrières récifales et d'autres milieu de haute énergie (figure 23). La houle cyclonique transporte ces sédiments et les dépose en arrière du rivage dans les marais côtiers par exemple. Ils apparaissent alors sous l'aspect de sédiments grossiers/ plus grossiers que les argiles et silts qui se déposent classiquement dans ces environnements calmes (figure 24). Généralement assez riche en matière organique, l'encaissant peut être daté (radiocarbone, Césium, ^{210}Pb) et ainsi fournir une fourchette d'âge à la tempestite. Cette approche utilisant des carottages dans les marais côtiers est à ses débuts; seule une étude complète a été réalisée (LIU ET FEARN 1993) et a permis de reconstituer l'histoire cyclonique de l'Alabama sur 5 000 ans.



Figure 22 : Haute énergie libérée par la houle cyclonique, Nouvelle Angleterre 1938



Figure 23 : dépôt de tempête à Islamorada Key Floride 1960 (Donna)

Pluies

Les pluies diluviennes générées par la plupart des cyclones sont des pluies isotopiquement plus légères que celles produites par d'autres types de pluies. La raison de cette différence dans le signal isotopique n'est actuellement pas complètement élucidée. L'une des différences entre les pluies cycloniques et les autres est qu'il semblerait que les pluies localisées dans le mur de l'œil s'évaporent très peu durant leur descente alors que dans les averses convectives "normales", la plupart de l'eau qui tombe se ré-évapore produisant ainsi du fractionnement isotopique.

Au cours du temps, les pulsations d'eau légère dans le sous-sol induites par les cyclones devrait s'enregistrer dans le carbonate de calcium déposé dans les grottes (stalactites et stalagmites). Ainsi, les dépôts carbonatés karstiques peuvent contenir la chronique de l'activité cyclonique passée et cela sur des périodes couvrant plusieurs millénaires avec des résolutions annuelles à décennales (LAURENCE ET GEDZELMAN 1996).

4. Programme de travail prévisionnel

La méthodologie du programme de travail est présentée dans la figure 24.

4.1. ANNEE 2003

Le travail de recherche, initié en 2002 par la réalisation d'une synthèse et par une mission de reconnaissance, va se poursuivre en 2003 de façon plus significative essentiellement par des reconnaissances sur le terrain sur les zones de grands glissements (dans les cirques) et au débouché des grandes ravines.

L'objectif sera de retrouver des éléments permettant de retracer l'histoire de l'évolution de chaque cirque au cours de l'Holocène récent.

La reconnaissance effectuée en 2002 a montré que le potentiel existe mais qu'un important travail sur le terrain est nécessaire. En effet, aucun travail géologique ne s'est jusqu'à présent focalisé/intéressé à identifier les objets sédimentaires dans les cirques et à leurs débouchés. Ces objets sédimentaires ont, en effet, été considérés comme inexistant jusqu'à présent, or, la reconnaissance réalisée en 2002 a montré qu'il existait ce type de séquence. Ces séquences ne sont pas toujours très accessibles et souvent de surface et volume réduits, mais leur identification et leur interprétation seraient très bénéfiques pour la reconstitution de l'évolution du relief du Piton des Neiges.

Notre travail va donc consister à rechercher les séquences sédimentaires. Leur identification et leur cartographie nous permettront dans un premier temps de les situer dans le contexte du cirque considéré et d'analyser leur relations géométriques par rapport aux glissements, aux replats morphologiques, aux terrasses anciennes etc.

La description de ces séquences et leur première analyse devrait nous fournir des éléments de réflexion sur l'évolution de la dynamique et des processus géomorphologiques qui ont conduit à leur dépôt puis à leur érosion. Les processus géomorphologiques étant, toutes choses égales par ailleurs, sous le contrôle au moins partiel des conditions climatiques, pourront être ébauchés.

De surcroît, il est absolument nécessaire de dater les objets identifiés précédemment. La reconnaissance 2002 a démontré que des séquences à sédiments fins peuvent être présentes même dans les cirques et dans un contexte globalement torrentiel. Ces sédiments beaucoup plus fins que ce à quoi nous sommes habitués sur l'île, sont potentiellement susceptibles de préserver des fragments organiques datables par ^{14}C (branches, fragments de tronc etc.). Si des contextes comparables à ceux identifiés en 2002 se sont produits à plusieurs époques et dans les différents cirques, des traces de leurs présences doivent être encore visibles et identifiables au moins partiellement. Leur datation permettrait au moins de façon ponctuelle de jalonner l'histoire de l'évolution de chaque cirque de quelques repères chronologiques. Rappelons qu'à l'heure actuelle, ces jalons sont inexistant.

Ces séquences seront donc décrites et échantillonnées de manière à permettre dans un premier temps leur datation et dans un second la réalisation d'analyse sédimentologiques, géochimique et éventuellement palynologiques de façon à reconstituer les paléoenvironnement et donc d'accéder indirectement à l'évolution climatique. Cette reconstitution paléoclimatique sera ensuite à mettre en parallèle avec l'histoire des grands glissements.

4.2. ANNEES 2004-2005

En 2004, il est prévu de :

- poursuivre la recherche de séquences sédimentaires dans les cirques ;
- affiner le travail sur les séquences les plus intéressantes en vue de définir des séquences type / de références (description macroscopique et échantillonnage fin complémentaire), au moyen de sondages courts si nécessaire ;
- tester différentes techniques analytiques dans le but de caractériser plus finement les paléoenvironnements et le climat (liste non exhaustive) :
 - étude palynologique => évolution des paysages végétaux en fonctions des variations climatiques ;
 - étude géochimique (isotopes, majeurs et traces) ;
 - étude sédimentologique => variations des dynamiques sédimentaires et des flux détritiques en fonction des paramètres climatiques (pluviométrie, crues, modification des paramètres de ruissellement) ;
 - étude du paléomagnétisme (susceptibilité magnétique) => modification des flux dans les apports de minéraux magnétiques issus de l'altération des roches mères.

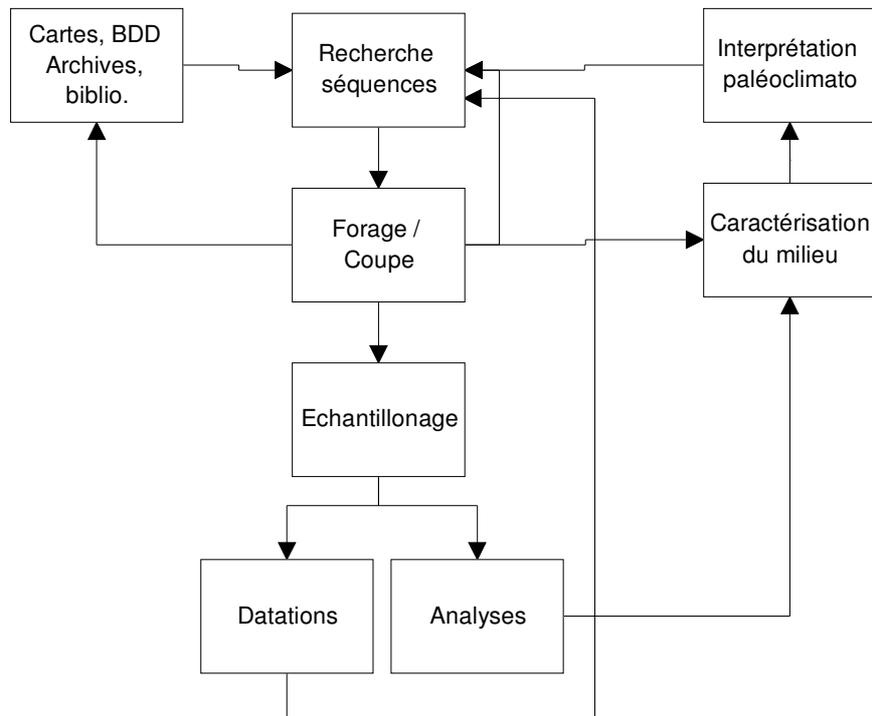


Figure 24 : Méthodologie de l'approche proposée pour l'étude paléoclimatologique des cirques de La Réunion

5. Conclusion

La présente synthèse a permis de montrer que des données sur la paléoclimatologie régionale (océan Indien, Afrique Australe et Afrique de l'Est) existent. Ces données concernent essentiellement le dernier cycle climatique (les 120 derniers mille ans) et peu la période antérieure à la glaciation du Riss (Saalien).

Les seules informations disponibles sur la paléoclimatologie de La Réunion proviennent de l'étude de la carotte récifale de la Saline. Les données issues de cette carotte sont précieuses mais n'informent que sur les variations eustatiques des derniers 9 mille ans et sur les variations de température de l'océan.

Il est donc primordial d'acquérir de nouvelles données climatiques spécifiques à La Réunion et cela sur des enregistrements continentaux. Cette tâche s'avère ardue compte tenu du vigoureux contexte géodynamique de l'île. Des objets géologiques qui pourraient nous fournir des enregistrements climatologiques ont toutefois été identifiés: séquences de remplissage de mare et d'étang dans les cirques, d'étangs côtiers, dépôts de remplissage de lac de barrage dans les rivières.

La problématique du projet étant centrée autour des mouvements de grande ampleur dans les cirques, nous nous attacherons :

- dans un premier temps à réaliser l'inventaire de ces "enregistreurs" présents dans les cirques ;
- dans un deuxième temps, à réaliser des analyses des sédiments prélevés sur sites les plus prometteurs.

Cette synthèse paléoclimatique nous a, d'ores et déjà, permis d'affirmer que les modifications climatiques du Quaternaire ont affecté l'île de la Réunion.

L'analyse paléoclimatologique à l'échelle de l'océan Indien occidental, de l'Afrique de l'Est et Australe nous permet d'émettre les hypothèses suivantes concernant l'évolution de l'intensité du système cyclonique au cours du temps:

- durant les périodes glaciaires, les températures de l'air et des océans (SST = *Sea Surface Temperature*) baissent provoquant un amoindrissement voir l'arrêt du système de mousson. Les cyclones sont soit fortement réduits en nombre et en amplitude soit inexistant. En effet, pour avoir déclenchement d'un cyclone, il est nécessaire d'avoir une température de surface des eaux océaniques (SST) supérieure à 26°C. La baisse des eaux de surface constatée n'a, à certaines périodes, probablement plus permis de les déclencher ;
- durant les transitions des périodes glaciaires aux interglaciaires, le climat est caractérisé par des épisodes de forte instabilité. Ceux-ci sont caractérisés par des cycles à très forte mousson et à cyclones intenses alternant avec des cycles à mousson et cyclones faibles voir inexistant ;
- durant les interglaciaires bien établis comme actuellement, le climat est marqué par un système de mousson d'été et un régime cyclonique. L'intensité de ces phénomènes est liée à la variabilité climatique intra-période.

Le déclenchement et l'activation des mouvements de terrain sont étroitement conditionnés par les précipitations. Ainsi, nos hypothèses climatiques impliqueraient que l'évolution des mouvements de terrain de grande ampleur est faible voir quasi inexistante durant les périodes glaciaires (températures et précipitations nettement

moins importantes qu'actuellement), rapide et intense durant les transitions glaciaire-interglaciaire, relativement modéré durant les interglaciaires.

Enfin, concernant la recherche en paléoclimatologie sur la Réunion, d'autres pistes seraient à explorer ultérieurement et notamment une recherche paléo-tempestologique sur la zone littorale. Cette recherche viserait à identifier puis à caractériser des séquences de paléo-tempêtes et d'essayer de déterminer dans quelle mesure, l'intensité des cyclones et des processus associés a varié au cours du Quaternaire récent. Ceci mis en rapport avec le contexte climatique permettrait de mieux contraindre la variabilité des événements cycloniques et de connaître l'ampleur minimum et maximum des cyclones dans ce contexte. Ce travail serait par ailleurs bien utile pour une approche prospective des effets induits par les changements climatiques futurs.

6. Bibliographie

- Adams J.M. (1997). Global land environments since the last interglacial. Oak Ridge National Laboratory, TN, USA. <http://www.esd.ornl.gov/ern/qen/nerc.html>
- Adamson D.A., Gasse F., Street F.A. & Williams M.A.J. (1995). Late Quaternary history of the Nile. *Nature* v.288 p.50-55
- Aharon, P., Chappel, J., Compston, W. 1980. Stable isotopes and sea level data from New Guinea support Atlantic ice-surge theory of ice ages. *Nature*, 283, 649-651.
- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Taylor K.C. & Clark P.U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* v.25 p.483-486.
- Al-Sayari, S.S. & Zoetl J.G. (1978). *Quaternary Period of Saudi Arabia*, Vol.1 Vienna: Springer-Verlag.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J., Duplessy, J. C. 1987. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature*, 328, 791-794.
- Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R.G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346, 456-458.
- Berger, A. L., 1978. Long-term variations of caloric solar radiation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9, 139-167.
- Bowen R. (1966), Paleotemperature analysis, in *Methods in Geochemistry and Geophysics*, Ed Elsevier Publishing Company, 1966.
- Camoin G., Colonna M., Montaggioni L.F., Casanova J., Faure G. and Thomassin B.A. 1997 - Holocene sea level changes and reef development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs*, 16: 247-259.
- Casanova J., Colonna M., Braithwaite C., Camoin G. (1995) - Mise en évidence de deux hauts niveaux marins au cours du dernier interglaciaire (Groupe des Seychelles, Océan Indien). IAS - 16th Regional Meeting of Sedimentology, Abstract p. 32, 1995, Publication ASF, Paris, n°22, 170p.
- Chappell J. & Shackleton N. J. (1986), Oxygen isotopes and sea level, *Nature*, vol. 324, 13 November 1986.
- CLIMAP Project Members, 1984. The last interglacial ocean. *Quat. Res.* 21: 123-224.
- Cohen, A.L., Parkington, J.E., Brundrit, G.B., van der Merwe, N.J. (1992). A Holocene marine climate record in mollusc shells from the Southwest African Coast. *Quaternary Research*, v.38 p.379-385.
- Colonna M., Camoin G., Casanova J., Dullo C., Faure G., Montaggioni L. (1995) - Holocene sea level changes and reef growth in the southwestern Indian Ocean. IAS - 16th Regional Meeting of Sedimentology, Abstract p. 42, 1995, Publication ASF, Paris, n°22, 170p.
- Colonna M., Camoin G., Casanova J., Montaggioni L. (1995) - Isotopic characterization of Holocene sea level changes and reef growth strategies in the southwestern Indian Ocean. IAS - International Meeting on "Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian Oceans", Sydney, Australia, July 10 - 14, 1995, Abstract p. 18.
- Colonna M., Camoin G.F., Casanova J., Dullo F.A., Montaggioni L., Thomassin B.A., 1993. - Impact des variations du niveau marin sur les récifs coralliens au cours de la dernière déglaciation : exemple de la partie sud occidentale de l'océan Indien. Réun. Spécial. S.G.F. Carbonates intertropicaux, 3-4 mai 1993, Paris, résumé pp. 27-28.
- Colonna M., Casanova J., Camoin G. (1996). Variations du niveau marin et des teneurs en ^{18}O enregistrées par les coraux de Mayotte (Océan Indien) au cours des derniers 34,000 ans. 16me RST - Orléans 10-12 avril 1996. Soc. Géol. Fr. édit., p. 8.
- Colonna M., Casanova J., Dullo C.W. and Camoin G. 1996 - Sea level changes and $\delta^{18}\text{O}$ record for the past 34,000 years from Mayotte reef, Indian Ocean. *Quaternary Research*. 46, 335-339.

- Colonna, M. (1994). Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0-140 ka) dans la partie sud-occidentale de l'Océan Indien : Implications paléoclimatiques et paléocéanographiques. Thèse Doct. Univ. Provence, France, 190p.
- Dullo F.A., Camoin G.F., Blomeier D., Casanova J., Colonna M., Thomassin B.A. (1998) - Morphological evolution and sedimentary facies on the foreslopes of Mayotte, Comoro Islands. In "Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian oceans", CAMOIN C.F. & DAVIES P.J. (eds), Blackwell, 62-78.
- Dullo F.A., Camoin G.F., Brachert T., Blomeier D., Casanova J., Colonna M., Eisenhauer A., Faure G., Thomassin B.A. (1995) - The last 40,000 years of sea level changes : records from coral reefs of the Red Sea and the western Indian Ocean. IAS - International Meeting on "Reefs and carbonate platforms in the Pacific and Indian Oceans", Sydney, Australia, July 10 - 14, 1995, Abstract p. 20.
- Dullo W-C, Camoin G., Montaggioni L F., Heiss G A., Braithwaite C., Casanova J., Mangini A., Fallick A E. and Joachimski M M. (1998) - Stable isotope record from holocene reef corals, Western Indian Ocean. In , International Paleocean. Conference, Lisbonne, Portugal, août 1998, .- p. 89.
- Duplessy, J.C., Bard, E., Arnold, M., Shackleton, N.J., Duprat, J., and Labeyrie, L. (1991). How fast did the ocean-atmosphere system run during the last deglaciation?. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 103, 27-40.
- Dupont L.D. (1993). Vegetation zones in NW Africa during the Bruhnes chron reconstructed from marine palynological data. *Quaternary Science Reviews* v.12 p.189-202.
- Elenga, H., Schwartz, D., Vincens, A., 1992. Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163:83-90.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000 years glacio-eustatic sea level record influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Frenzel B., Pecs B & Velichko A.A. (1992) (Ed.s). *Atlas of Palaeoclimates & Palaeoenvironments of the Northern Hemisphere*. INQUA/Hungarian Academy of Sciences. Budapest.
- FUJITA 1971
- Gasse F. & Van Campo E. (1994). Abrupt post-glacial climate events in west Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Sciences Letters*. v.126 435-456.
- Gasse F. (1977). Evolution of Lake Abhe, from 70,000 B.P.. *Nature* v.265 p.42-45.
- Gasse F., Cortijo E., Disnar J-D. et al. (1994). A 36 kyr environmental record in the southern tropics: Lake Tritivakely (Madagascar). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.318, p.1513-1519.
- Gasse F., Ledee V., Massault M. & Fontes J-C. 1990. Water level fluctuations in Lake Tanganyika in phase with oceanic changes during the last glaciation and deglaciation. *Nature* v.342 p.57-59.
- Gasse, F. (1975). Fluctuations of the Afar lake levels during the Quaternary Period. In: Pilger and Roesler (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia*, pp 284-288. E.Schweizer Verlagbuchhandl: Stuttgart.
- Giresse P. & Le Ribault M. (1990). Reconstitution palaeogéographique des derniers épisodes du Quaternaire littoral du Congo par L'Etude exoscopique des Quartz. p.98-99. in; Lanfranchi R. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'Orstom. Paris 1990.
- Giresse P., Malounguila-Nganga N. & Moguedel G. (1990) La succession des palaeoenvironnements Quaternaires des plateformes continentales du sud du Gabon, du Congo, du Cabina et du Zaire p.71-77 in; Lanfranchi R. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'Orstom. Paris.
- Giresse P., Malounguila-Nganga N. & Moguedel G. (1990) La succession des palaeoenvironnements Quaternaires des plateformes continentales du sud du Gabon, du Congo, du Cabina et du Zaire p.71-77 in; Lanfranchi R. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'Orstom. Paris.

- Giresse, P., Maley, J., and Brenac, P. (1994). Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Paleo. Paleo. Paleo* v.107 p.65-78.
- Goodfriend G.A. & Margaritz M. (1988). Palaeosols and late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev Desert. *Nature* p.144-147
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G., and Rubenstone J.L. (1994). Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science*, 263, 663-665.
- Hamilton A.C. & Taylor D. (1991). History of climate and forests in tropical Africa during the last 8 Million years. *Climate Change* v.19 p.65-78.
- Hamilton A.C. (1982), *Environmental history of East Africa: a study of the Quaternary*. Academic press, London.
- Hamilton A.C. (1988). Guenon evolution and forest history. In; *A primate radiation: evolutionary biology of the African guenon*. Gautier-Hion A. p.13-34. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Hooghiemstra H., Stalling H., Agwu C.O. C., & Dupont L.M. (1992), Vegetational and climatic changes at the northern fringe of the Sahara 250,000-5,000 years B.P... *Rev. Palaeobot & Palynol.* v.74 p.1-53.
- Jahns S. (1995). Pollen analysis of a deep-sea core from the Congo Basin vegetational and climatic change in West Africa during the Upper Pleistocene. p.123. Abstracts, 14th INQUA Congress, Berlin.
- Jolly et al. (1997 J. Biogeogr. V. 24, 495-512)
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., and Blanc, P.L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327, 477-482.
- Lambeck K. & Nakada M.(1992), Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations, *Nature*, vol. 357, pp 125-128, 14 may 1992.
- LAURENCE ET GEDZELMAN 1996
- Lézine A.M. & Cassanova J. Pollen and hydrological evidence for interpretation of past climates in tropical west Africa. 1989 *Quaternary Science Reviews* v.8 p.45-55.
- Lézine A.M. (1989). Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research*, v.32 p.317-334.
- Lézine A-M. & Vergaud-Grazzini (1994). Evidence of forest extension in west Africa since 22,000 B.P.: a pollen record from the eastern tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews* v.12 p.203-210.
- Lézine A-M. & Vergaud-Grazzini (1994). Evidence of forest extension in west Africa since 22,000 B.P.: a pollen record from the eastern tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews* v.12 p.203-210.
- LIU ET FEARN 1993
- Livingstone D.A. (1993). Evolution of African Climate. p.455-499 Ch.15 in; *Biological relationships between Africa and South America*. Ed; Goldblatt P., Yale University, USA.
- Lowe, JJ, and Walker, MJC, 1984. *Reconstructing Quaternary Environments*. London:Longman.
- Maley J. (1977). Palaeoclimates of central Sahara during the early Holocene. *Nature* v.269. p.573-577.
- Maley J. (1987). Fragmentation de la foret dense humide africaine et extension des biotopes montagnards et chronologiques. Implications palaeoclimatiques et biogeographiques. *Palaeoecology of Africa* v.18 p.307-334.
- Maley J. (1988), Quaternary history of central Africa. *Palaeoecology of Africa* v.18 p.307-334,
- Maley J. (1988), Quaternary history of central Africa. *Palaeoecology of Africa* v.18 p.307-334,
- Maley J. (1989). Late Quaternary Changes in the African rainforest. p.585-616 in; M. Leinen & M. Sarnthein (eds.) *Palaeoclimatology & Palaeometeorology; Modern & past patterns of global transport*. 1989 Kluwer Academic Publishers.
- Maley J. (1989). Late Quaternary Changes in the African rainforest. p.585-616 in; M. Leinen & M. Sarnthein (eds.) *Palaeoclimatology & Palaeometeorology; Modern & past patterns of global transport*. Kluwer Academic Publishers.
- Maley J. (1991). African rainforest during the late Quaternary. Abstracts of conference; *food and nutrition in the tropical rainforest*. FAO p.1.

- Maley J. (1991). African rainforest during the late Quaternary. Abstracts of conference; *food and nutrition in the tropical rainforest*. FAO p.1.
- Maley J. (1992) Mise en évidence d'une peyoriation climatique entre ca. 2500 et 2000 ans B.P.. en Afrique tropicale humide. *Bull. Soc. Geol. France*, t.163 p.363-365.
- Milankovitch, M. 1941. Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. Royal Serbian Academy, Belgrade, Yugoslavia.
- Moore P.D. (1998). Did forests survive the cold in a hotspot? *Nature* v.391 p.124-126.
- Neumann K., Ballouche A. & Salzmann U. (1995). Holocene vegetation history in the sahelian and sudanian zones of Burkina Faso and Nigeria. p.201, Abstracts, 14th INQUA Congress, Berlin.
- Paleotempestology Resource Center 2002 -
<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/hurricane/links.htm>
- Paulissen E. (1989). The inundations of the Saharan Nile around 12,500 B.P.: unique catastrophic floods of an exotic river. *Abstracts of papers, Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt/Main 1989, Geoko-plus, v.1 p.216*.
- Peltier, W.R. (1991). The ICE-3G model of late Pleistocene deglaciation: construction, verification, and applications. In "Isostasy, Sea-level and mantle rheology" (R. SABADINI *et al.*, Eds), NATO ASI Ser., C, 95-119.
- Petit-Maire, N., and Guo, Z., (1996). Mise en évidence de variations climatiques holocenes rapides, en phase dans les deserts actuels de Chine et du Nord de l'Afrique. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes* 322:847-851.
- Preuss J. (1990). p.260-312. L'evolution des paysages du bassin interieur du Zaire pendant les quarante derniers millenaires. in; Lafranchi D. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'ORSTOM. Paris.
- Ritchie J.C. (1994). Holocene pollen spectra from Oyo, northwestern Sahara: problems of interpretation in a hyperarid environment. *The Holocene* v.4, p.9-15.
- Runge J. (1995). Late Quaternary landscape and vegetation dynamics in central Africa - examples from Zaire. p.234, Abstracts 14th INQUA Congress, Berlin.
- Runge J. (1996). Palaeoenvironmental Interpretation of geomorphological and pedological studies in the rain forest "core-areas" of eastern Zaire (Central Africa). - *South African Geographical Journal*, v.78 (2), p. 91-97, Cape Town.
- Runge J. (1997). Altersstellung und paläoklimatische Interpretation von Decksedimenten, Steinlagen (stone-lines) und Verwitterungsbildungen in Ostzaire (Zentralafrika). *Geoökodynamik* v.18, 2/3, p. 91-108, Bensheim, Germany
- Shackleton, N.J., 1977. Tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: Anderson, N.R. and Malahoff, A., Editors, 1977. *The Fate of Fossil Fuel CO2 in the Oceans*, pp. 401-418
- SIMPSON ET RIEHL 1981
- Stokes S. *et al.*, 1997 (TITLE) *Nature* v.388 p.154-8.
- Street-Perrott F.A. & Perrott R.A. (1994). Holocene vegetation, lake levels and climate of Africa. p. 322-356. In; Wright H.E.: *Global climates since the last glacial maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Street-Perrott, F.A. (1994). Palaeo-perspectives: changes in terrestrial ecosystems. *Ambio*, v.23 p.37-43.
- Swart, P.K., 1982. Carbon and oxygen isotope fractionation in Scleractinian corals: a review. *Earth Sci. Rev.* 19, pp. 51-80.
- Talbot, M., and Johannessen, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters* v.110 p.23-37.
- Tamura T. (1990). Late Quaternary landscape evolution in the west Cameroon Highlands and the Adamaoua Plateau. p.298-313. in; Lanfranchi R. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'Orstom. Paris 1990.
- Tamura T. (1990). Late Quaternary landscape evolution in the west Cameroon Highlands and the Adamaoua Plateau. p.298-313. in; Lanfranchi R. & Schwartz D. (ed.s). *Paysages Quaternaires de L'Afrique Centrale Atlantique*. Editions de l'Orstom. Paris 1990.

- Taylor D.M. (1992). Pollen evidence from Muchoya Swamp, Rukiga Highlands (Uganda), for abrupt changes in vegetation during the last c.21,000 years. *Bulletin Societe Geologique de France* v.163 p.77-82.
- Thomas M.F. & Thorp M.B. (1992). Landscape dynamics and surface deposits arising from Late Quaternary fluctuations in the forest-savanna boundary. in; *Nature and Dynamics of Forest Savanna Boundaries*. ed; P.A. Furley. Chapman & Hall, London.
- Thomas M.F. & Thorp M.B. (1996). The response of geomorphic systems to climatic and hydrological change during the Late Glacial and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. In; Branson J., Brown A.G. & Gregory K.J. (ed.s) 1996. *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, Geological Society Special Publication, No.115, p139-153.
- Van Andel T.H. & Tzedakis P.C. (1996). Palaeolithic landscapes of Europe and environs: 150,000-25,000 years ago: an overview. *Quaternary Science Reviews*. v.15 p.481-500.
- Van Geel B., Burman I. & Waterbolk H.T. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 B.P... *Journal of Quaternary Science* p.11 p.451-460.
- Van neer, W. (1984). Faunal remains from Matupi cave, an iron age and late stone age site in Northeastern Zaire. *Academiae Analecta* v.46 p.58-76.
- Van neer, W. (1984). Faunal remains from Matupi cave, an iron age and late stone age site in Northeastern Zaire. *Academiae Analecta* v.46 p.58-76.
- Vincens A. (1991). Late Quaternary vegetation history of the South-Tanganyika Basin. Climatic implications for South-Central Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim, Palaeoecol.* v.86 P.207-226.
- Weber, J.N., Woodhead, P.M.J. (1972). Temperature dependence of Oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *Journal of Geophysical Research*, 77, 3, 463-472.
- Whitney J.W., Faulkender D.J. & Rubin M. (1983). The environmental history and present conditions of the northern sand seas of Saudi Arabia. Open File Report 83-749, U.S. Geological Survey, Washington D.C.
- Williams, D.F. (1995). The Baikal Drilling Project; extracting global change signals from lacustrine sediments of Lake Baikal, southeastern Siberia. In: Hine and Halley (Prefs.), *Linked Earth systems; congress program and abstracts*. SEPM: Tulsa, p.27
- Williamson, D., Taieb, M., Damnati, B., Icole, M., and Thouveny, N. (1993). Equatorial extension of the Younger Dryas event; rock magnetic evidence from Lake Magadi (Kenya). *Global and Planetary Change* v.7 p.235-242.
- Zonneveld, KAF, Gannsen, G., Troelstra, S., Versteegh, GJM, and Vischer, H., 1997. Mechanisms forcing abrupt fluctuations of the Indian Ocean summer monsoon during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 16:187-201.

Centre scientifique et technique
Service environnement industriel et procédés innovants
3, avenue Claude-Guillemain
B.P.. 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 33 (0)2 38 64 34 34