



**EPOC**



## Variation de la mousson indienne durant trois périodes climatiquement contrastées avec un focus sur l'Holocène



Coralie ZORZI

Encadrée par : Maria F. Sanchez Goñi, Directeur des études EPHE

2012/2013

## **Résumé :**

Si les moussons asiatique et africaine ont fait l'objet de nombreuses études, la mousson indienne reste encore mal documentée à l'échelle du dernier cycle climatique (derniers 135 000 ans). L'étude pollinique de carottes marines prélevées dans le Golfe du Bengale, nous a permis d'appréhender la variabilité de la mousson d'été dans la péninsule indienne durant trois périodes climatiques très contrastées : l'Holocène, la période correspondante chronologiquement au Heinrich Stadial (HS) 2 et l'entrée en glaciation MIS 5/4. Un focus a été réalisé sur notre interglaciaire qui présente une variabilité orbitale et suborbitale du phénomène de mousson. Durant la première partie de l'Holocène qui se caractérise par une forte insolation (minimum de précession, maximum d'obliquité), l'extension maximale de la forêt côtière et de la mangrove traduit une forte mousson. Celle-ci contraste avec la deuxième phase de notre interglaciaire soumise à une insolation plus faible (maximum de précession, minimum d'obliquité) et marquée par le développement d'une végétation plus sèche. L'expression de la variabilité sub-orbitale met en évidence pendant l'époque historique des périodes séculaires de fortes/faibles moussons qui correspondent chronologiquement au Medieval Climate Anomaly/Little Ice Age en Europe du Nord-Ouest. Des processus de téléconnexions atmosphériques combinés à de forçages de rétroaction (p.e. couvert neigeux de l'Himalaya, glace de mer) seraient à l'origine et modulerait cette variabilité. Des mécanismes similaires mais plus prononcés (débâcle d'icebergs vs extension de glace de mer) impacteraient la mousson durant la période chronologique du HS 2 caractérisée comme un moment de grande aridité par la dominance des Poaceae. L'entrée rapide en glaciation pendant la transition MIS 5/4, portée par une faible obliquité et une forte précession, est marquée par l'expansion de la forêt décidue sèche due à la diminution de la saisonnalité du climat. Le travail réalisé va à l'encontre de l'hypothèse d'une mousson globale qui affecterait au même temps et avec la même intensité différentes régions tropicales et subtropicales.

## **Abstract :**

In contrast with the Asian and African monsoons the Indian monsoon is still poorly documented throughout the last climatic cycle (135,000 last year). The pollen study of two marine cores from the Bay of Bengal has enabled us to understand the variability of the summer monsoon in the Indian peninsula during three contrasting climatic periods: the Holocene, the period corresponding chronologically with the Heinrich Stadial (HS) 2 and the MIS 5/4 ice growth transition. A focus was made on our present interglacial. During the first part of the Holocene, which is characterized by high insolation (minimum precession, maximum obliquity), the maximum extension of the coastal forest and mangrove reflects high monsoon regime. This climatic regime contrasts with that of the second phase of the Holocene marked by the development of a drier vegetation during low insolation (maximum precession, minimum obliquity). During the historical period, the sub-orbital variability is expressed in India by the alternation of strong and weak monsoon centennial phases that correspond chronologically to the Medieval Climate Anomaly / Little Ice Age in northwestern Europe. Atmospheric teleconnections combined with several feedback mechanisms (i.e. snow cover in the Himalaya, sea-ice) appear to drive and modulate this variability. Stronger but similar mechanisms (iceberg discharges vs sea-ice) would impact the monsoon during the period coinciding chronologically with the HS 2 leading to pronounced aridity as reflected by the dominance of Poaceae. The MIS 5/4 glaciation, driven by low obliquity and strong precession, was characterized by the expansion of the dry deciduous forest due to the decrease in seasonality. Our work disagrees with the global monsoon hypothesis: the local impact of the aforementioned feedback mechanisms should affect the timing and intensity of the Indian monsoon.

## TABLE DES FIGURES

<b>Figure 1 :</b> Variations de la mousson africaine (index de mousson de Rossignol-Strick ; courbe bleue) associées aux variations d'obliquité (courbe rouge) et de précession (courbe verte) ( <i>Malaizé, 2006</i> ). Les bandes mauves indiquent les maxima de mousson _____	2
<b>Figure 2 :</b> Variation annuelle de l'ITCZ ( <i>www.geogonline.org.uk</i> ) _____	4
<b>Figure 3 :</b> Précipitations mensuelles – Mousson d'été / Mousson d'hiver ( <i>www.imd.gov.in</i> ) _____	5
<b>Figure 4 :</b> Répartition actuelle des biomes dans le sous-continent indien (d'après <i>Legris 1963</i> , dans <i>Van Campo 1986</i> ) _____	6
<b>Figure 5 :</b> Position des carottes NGHP-01-16 et NGHP-01-19( <i>Wikipédia modifié</i> ) _____	7
<b>Figure 6:</b> Core Monsoon Zone considérée pour les périodes "break" et "active" (Raveejan et al., 2008) _____	8
<b>Figure 7 :</b> Expression de la diversité morphologique des grains de pollen (collection de référence de l'Institut Français de Pondicherry) a. Hibiscus b. Dodonea (VP) c. Cassia (VE) d. Borassus (VE) e. Madhuca (VE) f. Mangifera (VP) g. Melastomaceae/Combrataceae (VP) h. Xanthophyllum (VE) i. Celastraceae (VP) _____	10
<b>Figure 8 :</b> Relation âge-profondeur pour la carotte NGHP-01-16. Les barres d'erreurs sont plus petites que les symboles représentant les points de données (carrés noirs) _____	12
<b>Figure 9 :</b> Diagramme pollinique simplifié de la carotte NGHP-01-16 _____	13
<b>Figure 10:</b> Variation des différents biomes durant l'Holocène _____	15
<b>Figure 11:</b> Comparaison qualitative des assemblages floristiques de l'Holocène (période humide et période sèche), de la période correspondant chronologiquement au HS 2 et de la transition MIS 5/4 en Inde _____	20
<b>Figure 12 :</b> Comparaison entre les variations de la forêt côtière (courbe bleue), du groupe des Halophytes (courbe orangée) et la variation du $\delta^{13}C$ %C4 (Ponton et al., 2012) _____	22
<b>Figure 13 :</b> Mise en relation de la variation de la forêt côtière (courbe bleue), de l'insolation (courbe rouge), des paramètres astronomiques de précession (courbe orangée) et d'obliquité (courbe jaune) avec l'index de mousson de Rossignol-Strick (courbe mauve) _____	23
<b>Tableau 1 :</b> Lien biome, pluviométrie annuelle, durée de la saison sèche et espèces caractéristiques (d'après <i>Bonnefille, 1999</i> ) _____	6
<b>Tableau 2 :</b> Ages $^{14}C$ des échantillons de foraminifères planctoniques et correspondances avec leurs âges calendaires corrigés _____	12
<b>Tableau 3 :</b> Représentation des variations individuelles des taxons principaux associées aux biomes dominants durant l'Holocène _____	17

## SOMMAIRE

<b><u>I.</u></b>	<b><u>INTRODUCTION</u></b> .....	<b>1</b>
<b><u>II.</u></b>	<b><u>LA MOUSSON INDIENNE</u></b> .....	<b>2</b>
	1. La mousson.....	2
	2. La mousson indienne.....	3
	3. Lien mousson-végétation.....	5
<b><u>III.</u></b>	<b><u>MATERIELS ET METHODES</u></b> .....	<b>6</b>
	1. Localisation des carottes marines et localisation.....	6
	2. Datation des carottes.....	8
	3. Carottes marines et études polliniques.....	8
	4. Représentation des résultats.....	10
<b><u>IV.</u></b>	<b><u>RESULTATS ET INTERPRETATIONS</u></b> .....	<b>11</b>
	1. Datation et catégorie d'échantillon.....	11
	2. Présentation des diagrammes pollinique simplifié et synthétique de la période Holocène.....	12
	3. Résultats moyennés des groupes représentant les échantillons correspondants chronologiquement au HS 2 et à la transition MIS 5/4.....	19
<b><u>V.</u></b>	<b><u>DISCUSSION</u></b> .....	<b>21</b>
1.	Comparaison des résultats polliniques avec les autres enregistrements paléoclimatique issus de la carotte NGHP-01-16A.....	21
	2. Variabilité orbitale de la mousson à l'Holocène.....	23
	3. Variabilité suborbitale de la mousson.....	24
4.	Période interglaciaire, glaciaire et événement abrupt : comportement différencié de la mousson indienne.....	26
<b><u>VI.</u></b>	<b><u>CONCLUSION</u></b> .....	<b>27</b>
	<b><u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u></b> .....	<b>29</b>

## ANNEXES

## QUELQUES MOTS...

J'aimerais en premier lieu remercier Maria Sanchez Goñi ! Merci, merci de tout cœur pour ce stage qui m'a fait découvrir une autre passion paléoclimatologique : la palynologie ! Merci pour vos encouragements, pour votre soutien et bien sûr pour votre bonne humeur contagieuse !

Un grand merci également à Anupama et Prasad, ainsi qu'aux membres de l'IFP, pour m'avoir accompagné avec patience sur le chemin de la découverte des pollens indiens ! Merci pour votre accueil chaleureux ! Cette expérience en Inde restera un souvenir merveilleux... professionnellement mais aussi humainement ! Ann...promis : j'apprendrai un jour à mettre un saree (et sans tomber !).

J'en profite également pour remercier l'équipe paléo de l'UMR EPOC et en particulier Stéphanie qui a eu la gentillesse de m'aider dans mes grands moments de désespérance intellectuelle et informatique ... Merci d'avoir pris le temps de relire ce mémoire ! Je voulais également profiter de ce petit moment personnel pour dire un grand MERCI à Bruno Malaizé , Chef de l'Université flottante de la mission MONOPOL ! Merci pour cette expérience à bord du Marion qui m'a redonné l'envie de comprendre les choses du passé!

Enfin... que serait ce stage de master 2 sans Clément et Laurine? Pas de café, pas de bouillotte magique , pas de rire retenu? Des nocturnes bien tristes en tout cas... Un soutien morale jusqu'à la toute fin...OUI OUI OUI on y est arrivé !!!!! Un petit mot également pour Antoine, oui malgré toi, tu connais désormais toutes les facettes de la mousson en Inde... merci beaucoup pour ton soutien et ta patience !

Je laisse enfin la place à la mousson et j'espère sincèrement que ce mémoire répondra à certaines de vos questions (et en suscitera d'autres, c'est un sujet passionnant!!!)...

## I. INTRODUCTION

Le phénomène de mousson en Inde est un processus naturel attendu avec impatience par la population locale. Que ça soit par la gestion des ressources en eaux (agriculture ou eau potable), par l'organisation de l'architecture, par des célébrations culturelles ou par des représentations artistiques, la mousson marque toutes les facettes de la société indienne qui s'est construite autour de cette rythmicité annuelle des pluies. Malgré tout, la connaissance des mécanismes et des forçages à l'origine de la variabilité (décennale, inter-décennale, millénaire et glaciaire/interglaciaire) des pluies reste encore peu connue. A l'échelle historique, des moments de fortes sécheresses sont contemporains à des grandes périodes de famines à l'origine de troubles sociétaux (*Sinha et al., 2011*). Depuis la fin du XXème siècle, des programmes nationaux et internationaux se sont développés afin de mieux comprendre, gérer et anticiper la mousson dans la péninsule indienne (*Walter, 1961 ; Raveejan et al., 2008*). C'est dans cette optique qu'a été élaboré le projet de recherche MONOPOL dans lequel s'inscrit ce stage de master 2. L'objectif de ce projet est la reconstruction et l'analyse de la mousson indienne sous un faible couvert de glace aux pôles durant l'Holocène. La compréhension des variations naturelles à court et à long terme de la mousson dans le sous-continent indien représente un des enjeux majeurs pour l'avenir, notamment pour l'anticipation et l'évolution du phénomène de mousson dans le cadre (du très médiatique) réchauffement globale de la planète. Comment vont-évoluer les précipitations dans le futur? Quelles sont les gestions possibles pour ce pays en pleine explosion démographique ?

Si de nombreuses études ont été réalisées sur la mousson africaine (*Weldeab et al., 2007*) ou la mousson asiatique (*Wang et al., 2005 ; Wang et al., 2008*), la mousson indienne reste faiblement documentée à l'échelle du dernier cycle climatique (derniers 135.000 ans). Les enregistrements de ce phénomène dans le sous-continent indien restent mêmes rares pour notre interglaciaire actuel, l'Holocène. Néanmoins, Van Campo (1986), Agnihotri et Dutta (2003) et Sinha et al. (2007) montrent une diminution progressive de la mousson depuis le début de cet interglaciaire. Leurs travaux font état d'un contraste entre la première partie de l'Holocène (plus humide) et la partie terminale (plus aride). Par le biais d'une carotte marine prélevée au débouché d'un grand fleuve indien, Ponton et al. (2012), nous offre le premier enregistrement continu et haute résolution de la mousson dans la péninsule indienne durant l'Holocène qui confirme un maximum de mousson au début de l'Holocène et ensuite sa progressive diminution depuis 8~5 000 ans BP. Ces auteurs, toutefois, ne se prononcent pas sur une variabilité de la mousson à plus haute fréquence malgré qu'une variabilité millénaire soit bien connue dans l'Atlantique Nord avec des événements d'extension de glace de mer qui selon plusieurs simulations numériques produiraient des affaiblissements de la mousson indienne à travers des téléconnexions atmosphériques (*Pausata et al., 2011 ; Marzin et al., 2012*). Notre étude porte sur l'analyse pollinique de cette même carotte. Il s'agit de reconstituer les changements de la végétation à moyenne résolution afin de déterminer les variations de la mousson en Inde à l'Holocène et durant la période correspondant chronologiquement au deuxième événement d'Heinrich (~25 000 ans BP). Cette analyse sera couplée avec l'étude d'une autre carotte marine contenant l'enregistrement sédimentaire de la transition MIS 5/4. Une comparaison de ces trois périodes très contrastées climatiquement (paramètres orbitaux, volume de glace, gaz à effet de serre) nous permettra la réalisation d'une réflexion sur la variabilité de la mousson à différentes échelles de temps (centenaire, millénaire et glaciaire/interglaciaire) et sur les différents processus forçant ces variations.

## II. LA MOUSSON INDIENNE

### 1/La mousson

#### Principe

La mousson est un phénomène océan/continent/atmosphère qui affecte les terres émergées des zones tropicales. Ramage (1971) définit la mousson comme un système de pluie répondant à trois critères spécifiques : une zone terrestre soumise à un changement de la direction des vents de 120° (inversion des alizés) entre janvier et juillet, une fréquence moyenne d'apparition de chaque régime de vents supérieure à 40% durant les mois de juillet et de janvier et un vent moyen supérieur à 3 m/s pendant plus de 30 jours.

Le phénomène de mousson est généré par un contraste thermique entre l'océan et le continent adjacent. En hiver, la quantité d'énergie arrivant à la surface de la Terre est moindre, la capacité thermique de l'océan permet de conserver un maximum d'énergie. Le continent se refroidit plus vite que l'océan qui l'entoure. Un système de haute pression se met en place sur les terres entraînant un mouvement des alizés vers le système basse pression développé au-dessus de la mer. En été, lorsque l'insolation est plus importante, le contraste thermique et le gradient de pression s'inversent. Le continent devient plus chaud que l'océan, le déplacement des vents se fait de l'océan vers le continent (Annexe 1). La rencontre du relief continental et des vents océaniques, chauds et humides est à l'origine des fortes précipitations (Ruddiman, 2001).

#### Mécanisme principal : l'insolation

La mousson répond à une variation de l'insolation terrestre. Elle est modulée par les paramètres orbitaux d'obliquité et de précession des équinoxes (Ruddiman, 2001). La quantité et/ou la durée du pic de mousson augmente avec l'énergie amenée à la surface de la Terre. La mousson varie sur plusieurs échelles de temps. A l'échelle glaciaire/interglaciaire, le phénomène de mousson est plus important durant les périodes chaudes pendant lesquelles l'insolation est plus forte résultant d'un minimum de précession combiné à un maximum d'obliquité dans une période de plus forte excentricité. En période glaciaire, le pic de mousson correspond à un minimum de précession et à un maximum d'obliquité mais dans un contexte de plus faible excentricité (Figure 1). Ces configurations correspondent à un apport maximum d'insolation. A l'échelle annuelle et saisonnière, la mousson est rythmée par la variation de l'insolation d'été et d'hiver de l'hémisphère nord (Ruddiman, 2001).

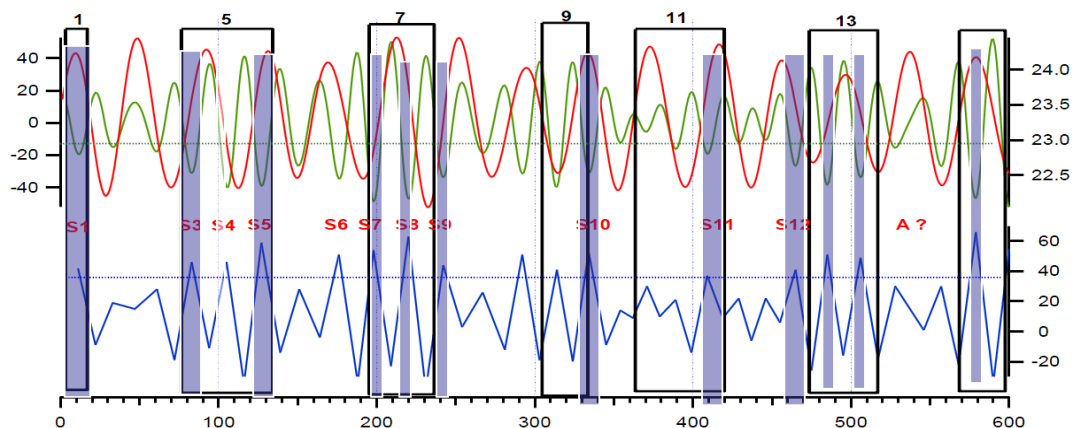


Figure 1: Variations de la mousson africaine (index de mousson de Rossignol-Strick ; courbe bleue) associées aux variations d'obliquité (courbe rouge) et de précession (courbe verte) (Malaizé, 2006). Les bandes mauves indiquent les maxima de mousson.

## 2/La mousson indienne

La péninsule indienne, prise en étau entre les contreforts de l'Himalaya et l'océan Indien, possède un régime des pluies rythmé par la mousson (*Walter, 1961*).

### *Composante latérale, transverse et altitudinale ITCZ*

La mousson indienne peut être décomposée spatialement selon trois axes : une composante Nord/Sud ou mousson latérale visualisable par la migration de l'ITCZ, une composante Est/Ouest ou mousson transverse représentée par les variations du dipôle indien et une composante altitudinale ou circulation de Walker. Les variations des composantes latérale et transverse durant l'été boréal impactent majoritairement la variation de la mousson (*Webster et al., 1998*).

La variation de la composante latérale de la mousson se traduit par une variation de l'ITCZ ou Inter Tropical Convergence Zone (Zone de Convergence Inter Tropicale) qui correspond à la zone de rencontre des vents d'Est. Il s'agit de la branche ascendante de la cellule de Hadley (*Besson, 2009*). L'ITCZ varie à l'échelle orbitale, millénaire et saisonnière. Durant les périodes froides (glaciaire/stadiale/hiver), le froid provenant de l'hémisphère nord (HN) repousse la zone de convergence vers le sud. A contrario, durant les périodes chaudes (interglaciaires/interstadières/été), l'insolation augmente, l'HN se réchauffe et la zone de convergence remonte vers le nord (*Ruddiman, 2001*). La mousson et la position de l'ITCZ sont intrinsèquement liées. Cependant, si les alizés sont convoyeurs de précipitations, l'interaction avec le continent reste nécessaire pour obtenir le phénomène de mousson. La variation de la position latitudinale de la zone de convergence a malgré tout un impact sur le schéma des vents d'Est.

La composante transverse de la mousson se traduit par le caractère fluctuant du dipôle indien. Le dipôle indien correspond à une anomalie des Sea Surface Temperature (SST) et de Sea Surface Salinity (SSS) entre l'Ouest et l'Est de l'Océan Indien. Durant un été « normal », les vents équatoriaux de surface, de direction ouest-est apportent chaleur et humidité à la partie Est du bassin : les eaux de surfaces situées ouest du bassin sont plus fraîches et plus salées que les eaux de surfaces localisées à l'E

st. Cependant, parfois, les vents équatoriaux s'affaiblissent et se renversent : la chaleur et l'humidité se concentre alors à l'Ouest du bassin et l'Est est marqué par des phénomènes de sécheresses (SSS plus fortes et SST plus faibles) (*Saji et al., 1999*). La variabilité du dipôle est annuelle, interannuelle et décennale.

Ainsi, l'ITCZ aurait un rôle modulateur sur le phénomène de mousson, en particulier sur le temps et sur la répartition de la zone d'action des vents sur le continent : une ITCZ plus basse limiterait le temps d'entrée de la mousson et repousserait les limite d'action de la mousson d'été vers le NE (et réciproquement avec une ITCZ plus haute). Le dipôle indien aurait un impact sur la force des vents et sur la quantité de précipitations amenées lors de la mousson : une configuration normale justifie la présence de vents plus forts et plus marqués, contenant davantage de chaleur et d'humidité (et réciproquement lors d'une configuration inverse du dipôle). Le rôle de l'Océan Indien est à prendre en considération pour la compréhension du système de mousson. En effet, le Sud de l'Océan Indien est la source dominante d'humidité pour le système de mousson indo-asiatique durant la saison estivale, la contribution de l'Océan Pacifique étant mineure (*Yihui et al., 2004*).

## Mousson d'été et mousson d'hiver

En Inde, il faut distinguer la mousson d'été provenant du sud-ouest (SW) de la mousson d'hiver provenant du nord-est (NE) (Potemra et al., 1991). L'héritage géomorphologique de la zone et la variation de la position annuelle de l'ITCZ sont des caractéristiques régionales importantes à prendre en compte dans la compréhension du système de mousson. D'un point de vue structural, les reliefs représentent des barrières naturelles qui arrêtent et concentrent les précipitations. Le plateau tibétain possède également un rôle physico-thermique déterminant dans l'inversion des vents (Gunnell, 1997). La variation saisonnière de l'ITCZ en Inde est remarquable (Figure 2). Durant l'été, la zone de convergence est présente au Nord de la péninsule indienne vers 25°N. Pendant l'hiver, elle migre au milieu de l'océan indien autour de 7°S

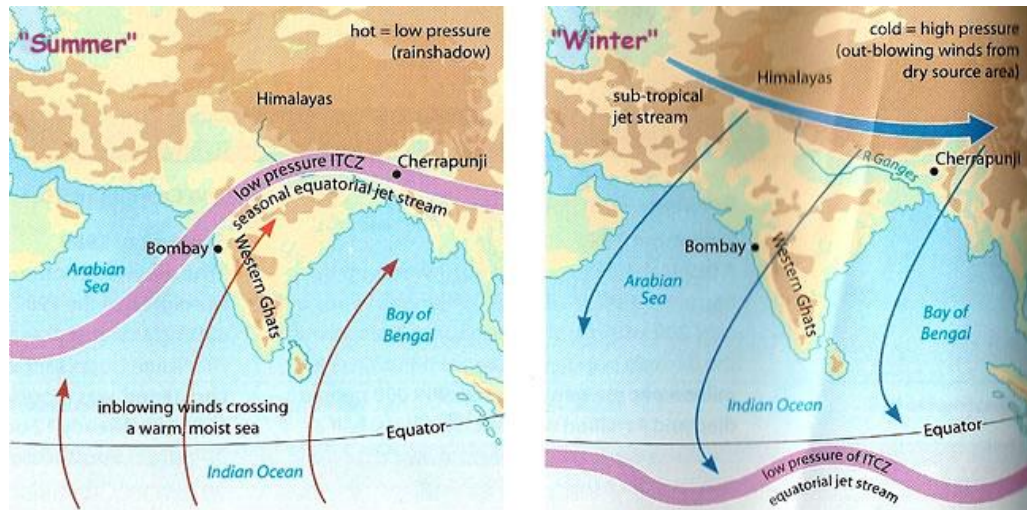


Figure 2 : Variation annuelle de l'ITCZ ( [www.geogonline.org.uk](http://www.geogonline.org.uk) )

Pendant la période estivale, le plateau tibétain emmagasine l'énergie solaire (Gunnell, 1997), le contient se réchauffe rapidement. L'ITCZ est en position haute, les Alizés de l'hémisphère sud remontent dans la péninsule indienne pour se heurter aux reliefs de l'Himalaya. De juin à septembre, les vents de direction SW-NE apportent un air chaud et chargé d'humidité au sous-continent indien (Figure 3). Ce mécanisme correspond à la mousson d'été. 80 % des précipitations annuelles sont alors apportées à la péninsule indienne (Gadgil, 2003). Il existe un gradient de précipitation principal SW-NE et secondaire sud-nord. Le gradient principal est dû à la direction même des vents. La morphologie en pointe de la péninsule explique en partie la répartition des précipitations. Les Alizés de l'hémisphère sud pénètrent majoritairement dans le sous-continent indien par la côte ouest. En rentrant dans les terres l'air océanique perd en chaleur et en humidité. Ce gradient SW-NE est découpé par l'existence d'un relief continu: les Western Ghats. La présence des Ghats justifie la concentration des précipitations sur la côte ouest (Barboni et al. 2003). Le gradient sud-nord est généré par l'entrée d'une branche secondaire des Alizés dans le Golfe du Bengale. L'East India Coastal Current situé jusqu'à 200m de profondeur est impacté par cette remontée des vents (Shetye, 1933). Les Alizés mettent alors en mouvement les eaux de surface de la baie qui prennent une orientation sud-nord. Sur le continent, la partie NE de la péninsule est plus arrosée que la pointe sud. En Inde, si la mousson répond initialement aux variations de l'insolation, la répartition des pluies est fortement conditionnée par des paramètres géomorphologiques.

L'hiver, l'ITCZ est repoussée vers le sud, les Alizés du nord de direction NE-SW soufflent sur la péninsule indienne. Il s'agit de vents continentaux relativement secs et froids provenant du continent asiatique. Ce phénomène qui correspond à la mousson d'hiver se produit durant les mois de janvier/février (Figure 3).

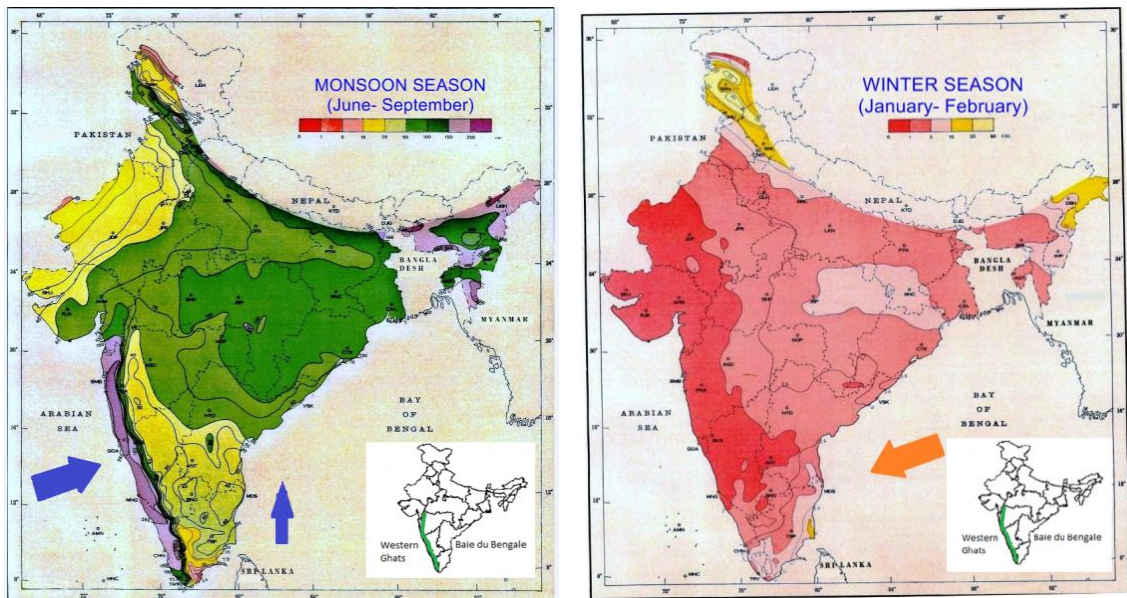


Figure 3 : Précipitations mensuelles – Mousson d'été / Mousson d'hiver ([www.imd.gov.in](http://www.imd.gov.in))

Le gradient pluviométrique suit la direction des vents. Les précipitations sont un peu plus importante dans le NE que dans le SW. Dans le Golfe du Bengale, cette configuration atmosphérique entraîne une inversion des courants de surface qui s'écoulent alors du nord au sud. Cette variation biannuelle de la gyre océanique de la baie est une spécificité à l'échelle mondiale (*Shetye, 1993*). L'apport hydrique de la mousson d'hiver est relativement faible par rapport à la mousson d'été.

### 3/Lien mousson-végétation

En Inde, la mousson est le facteur principal qui influence le climat (*Attri et al., 2010*) et donc la végétation. Cette dernière se caractérise par sa diversité. Les Western Ghats représentent un des « hot spots » de biodiversité à l'échelle mondiale (*Myers, 1988*). La répartition des espèces végétales et donc l'agencement des biomes dans le sous-continent sont fonction de trois forçages principaux (*Gunnell, 1997*) :

- La pluviométrie moyenne annuelle
- La durée de la période sèche
- La température moyenne du mois le plus froid

Au vu du faible contraste saisonnier de température, le dernier paramètre a une importance en présence de reliefs. Avec le gradient altitudinal, la répartition de la flore est contrôlée par la température. Ainsi, *Bonnefille et al., (1999)* montrent qu'il existe une limite à 15°C. Celle-ci correspond à une altitude de 1500m, elle sépare les biomes tropicaux des biomes tempérés. En Inde, seules les régions situées dans les Western Ghats et la zone himalayenne atteignent une altitude aussi élevée. A l'échelle de la péninsule, ce paramètre possède donc une influence limitée dans la répartition des types floristiques. D'après *Legris (1963)*, *Van Campo (1986)* définit 5 grands biomes floristiques (Figure 4). Les gradients de mousson peuvent être traduits par des zones bioclimatiques. Celles-ci correspondent à des associations d'espèces avec les mêmes besoins écologiques (*Gaussen, 1963*). Ces biomes sont l'expression de la variabilité climatique dans le sous-continent indien.

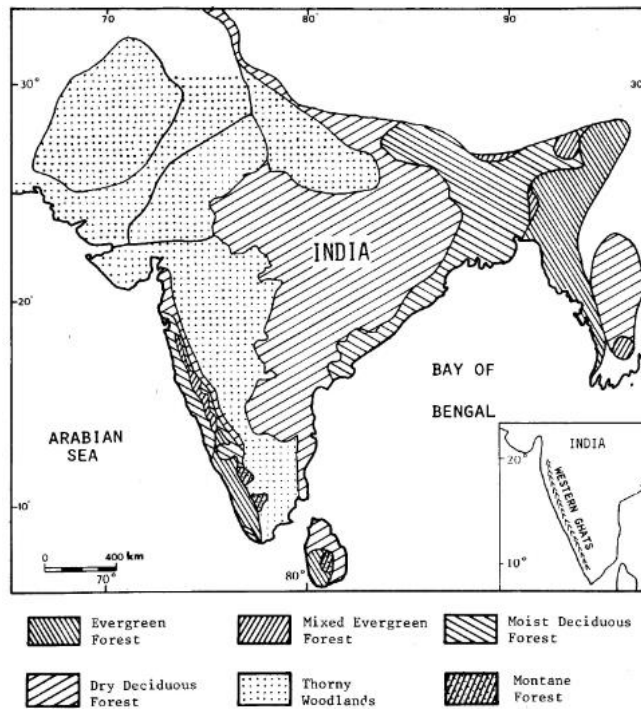


Figure 4 : Répartition actuelle des biomes dans le sous-continent indien (d'après Legris 1963, dans Van Campo 1986)

Les biomes sont donc fortement influencés par la quantité des précipitations et la durée de la saison sèche (Tableau 1).

Biomes	Pluviométrie annuelle (mm)	Durée de la saison sèche (mois)	Espèces représentatives
Evergreen forest Forêt sempervirente	>2000	4/5	Dipterocarpaceae Ericaceae Jasminium (Oleaceae)
Semi-evergreen forest Forêt sempervirente sèche	900/1500	4/7	Bombax (Bombanaceae) Dipterocarpaceae Olea (Oleaceae)
Moist deciduous forest Forêt décidue humide	1100/2000	4/7	Diospyros (Ebenaceae) Mangifera (Anacardiaceae) Meliaceae
Dry deciduous forest Forêt décidue sèche	500/1500	6/8	Dodonea (Sapindaceae) Drypetes (Euphorbiaceae) Phyllanthus (Phyllanthaceae)
Thorny Woodlands Végétation épineuse sèche	<500	7/8	Acacia (Mimosaceae)

Tableau 1 : Lien biome, pluviométrie annuelle, durée de la saison sèche et espèces caractéristiques (d'après Bonnefille, 1999)

### III. MATERIELS ET METHODES

#### 1/ Localisation de la carotte marine et zone d'étude

L'étude a été réalisée via l'analyse des carottes marines NGHP-01-16 et NGHPA-01-19 (Figure 5). Elles ont été prélevées en 2006 sur la bordure ouest du Golfe du Bengale face des exutoires des fleuves Godavari et Mahanadi dans le cadre de la première expédition du projet « The Indian National Gas Hydrate Program ».



Figure 5 : Position des carottes NGHP-01-16 et NGHP-01-19( Wikipédia modifié)

NGHP-01-16 se situe à  $16^{\circ}35.59'N$ ,  $082^{\circ}41.00'E$  et 1268 m de profondeur d'eau. La carotte mesure 875 cm et se compose de sédiments hémipélagiques dont le taux de sédimentation est supérieur à de 30 cm/1000 ans. Elle recouvre la totalité de l'Holocène et une partie du dernier glaciaire (Ponton *et al.*, 2012).

NGHP-01-19 a été prélevée à  $20^{\circ}01.00'N$ ,  $088^{\circ}05.18'E$ . Le tronçon étudié de la carotte est NGHP-01-19B2H1, il mesure 108 cm et se compose également de sédiments hémipélagiques. Cette carotte est en cours d'analyse, pour le moment le taux de sédimentation de la zone et la datation exacte sont inconnus.

Ramaswamy *et al.*, 1996 montrent que le flux en particules dans la Baie du Bengale est contrôlé par la variabilité saisonnière des décharges fluviales. La faible vitesse du courant de fond ( $< 10$  cm/s en saison sèche et jusqu'à 15 cm/s pendant le pic de mousson) limite le remaniement des sédiments du fond. L'hydrodynamisme de la Baie du Bengale est essentiellement contrôlée par l'inversion des courants de surfaces durant lié à l'inversion saisonnière des vents (cf : Section II.2.)

Godavari représente le premier fleuve de la péninsule non impacté par la fonte des neiges himalayennes (Ponton *et al.*, 2012). Le cours d'eau prend sa source sur le versant est des Western Ghats et traverse l'Inde pour se jeter dans le Golfe du Bengale. Mahanadi correspond au plus grand fleuve d'Inde Est Central, son exutoire se situe plus au nord dans la Baie du Bengale. Ponton *et al.* (2012) considère que la carotte NGHP-01-16 est principalement influencée par la décharge de Godavari. Pour NGHP-01-19, on considère une influence directe de la décharge fluviale de Mahanadi. Les deux bassins versants présentent des caractéristiques hydrologiques comparables. Si le bassin de Mahanadi est deux fois plus petit, son débit en période de mousson est presque deux fois supérieur à celui de Godavari (Annexe 2). Les bassins versants des deux fleuves sont situés dans la Core Monsoon Zone (CMZ) (Figure 6).

La CMZ définit une région du sous-continent indien sensible aux variations de la mousson d'été. Elle représente une zone où la quantité des précipitations, la durée de la saison sèche et la répartition des pluies en période humide traduit l'intensité de la mousson. Ainsi, se définit des phases de mousson plus faible dites « phases de breaks » ou de mousson plus intenses dites « phases actives ». Dans la péninsule, les premières correspondent à des périodes de sécheresses et les secondes à des moments de très fortes pluviométries (Rajeevan *et al.*, 2008).

Au vu de la topographie (absence de reliefs > 1500m) et du faible contraste de température dans les bassins versants respectifs ([www.imd.gov.in](http://www.imd.gov.in)), la végétation observée dans la CMZ répond directement aux variations de la mousson d'été. Les biomes présents actuellement dans cette zone sont (par ordre de superficie) la forêt décidue sèche, la forêt décidue humide et la zone sèche à épineux (Figure 4).

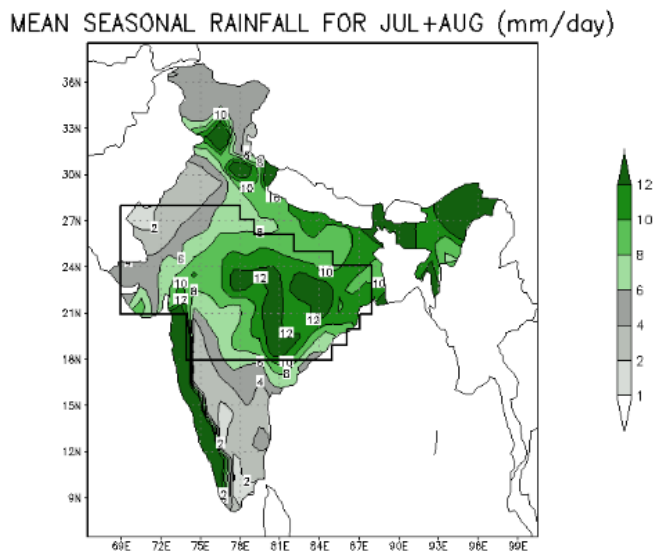


Figure 6: Core Monsoon Zone considérée pour les périodes "break" et "active" (Raveejan et al., 2008)

## 2/ Datation des carottes

Le modèle d'âge de la carotte NGHP-01-16 a été établi par Ponton et al. (2012) par le biais de datations  $^{14}\text{C}$ . La chronologie de la carotte se base sur la datation de 11 échantillons (utilisation d'un premier assemblage de foraminifères planctoniques >250  $\mu\text{m}$  qui a été complété par un second assemblage >150 $\mu\text{m}$ ). Les mesures ont été réalisées par The National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility (NOSAMS) à Woods Hole, MA, USA. Les âges  $^{14}\text{C}$  ont été convertis en âge calendaires en utilisant le programme CALIB 6.0 (Stuiver and Reimer, 1993) et la courbe de calibration Marine09 (Reimer et al., 2009). La correction de l'âge réservoir des eaux du Golfe du Bengale est proche de la correction du standard marin (Dutta et al., 2001), une correction de 400 ans a donc été appliquée. Les âges des échantillons contenus entre les données calibrées ont été déterminés par interpolation linéaire.

La chronologie des échantillons de la carotte NGHP-01-19BEH1 est en cours de réalisation par Liviu Giosan (WHOI). Aucune information sur la méthode utilisée n'est disponible à présent.

## 3/ Carottes marines et études polliniques

L'étude du pollen préservé dans les sédiments marins situés près des marges donne une image intégrée de la végétation régionale du continent adjacent du lieu de prélèvement de la carotte (Turon, 1984). Le même enregistrement sédimentaire permet donc de réaliser une corrélation directe entre domaine continental/domaine marin et donc entre processus atmosphériques/données hydrologiques de surface et de fond. La palynologie marine permet la mise en relation des traceurs continentaux, marins et la dynamique globale des calottes polaires sans ambiguïté chronologique (Heusser, 1985).

Les courants présents dans la colonne d'eau ont peu d'impact sur le transport des grains de pollens. Ces derniers sédimentent rapidement en mer (100m/jour) à proximité de l'embouchure des fleuves (Hooghiemstra et al., 1992). Les grains de pollen présents dans les carottes marines prélevées au débouché des fleuves représentent bien la végétation du bassin versant qu'ils drainent (Heusser, 1985 ; Dupont, 2003 ; Naughton et al., 2007). Ainsi, les assemblages polliniques retrouvés dans les carottes marines au large du delta de Godavari traduisent les variations de la végétation de la CMZ.

### Outil d'étude : le grain de pollen

La végétation produit des grandes quantités de grains de pollen qui transportés par les vents et fleuves vont se déposer dans les sédiments. Chaque type de végétation a une signature pollinique qui le caractérise. Nous pouvons donc remonter des assemblages polliniques à la végétation. Etant donné que la distribution de la végétation est fortement contrôlée par les paramètres climatiques (Woodward, 1987), nous pouvons déduire le climat du continent adjacent.

Le grain de pollen correspond au gamétophyte mâle des plantes à fleur. Il est entouré d'un système de parois constituant le sporoderme. Le sporoderme est composé de l'intine (partie interne) et de l'exine (partie externe). L'exine qui est constituée d'une substance très résistante : la sporopollenine est la seule partie du pollen qui se fossilise Cette substance résiste aux corrosions microbiologiques, chimiques et physiques. Dans le milieu naturel, elle est attaquée par une longue exposition à un environnement oxygéné, éclairé présentant une forte activité micro-organique. Par contre, dans les milieux réducteurs tels que les tourbières, sédiments lacustres et marins le pollen se préserve pendant des millions d'années. Nous englobons dans le terme pollen les spores de fougères. La nature de la membrane qui entoure les spores, nommée perispore, est semblable à celle de l'exine et se conserve également dans les sédiments (Faegri et Iversen, 1964)..

### Traitement des échantillons

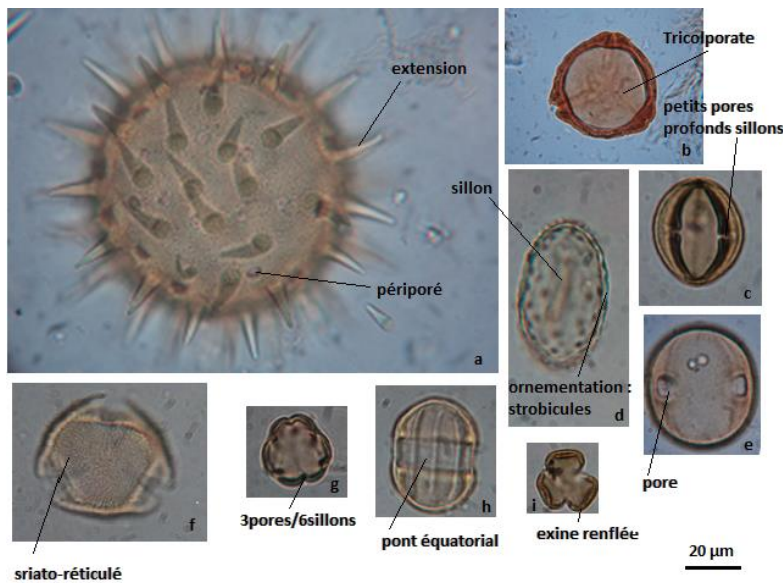
Le traitement des carottes pour l'analyse pollinique se fait en laboratoire. Marie-Hélène Castera du laboratoire EPOC, a réalisé le traitement des échantillons selon le protocole disponible sur le site internet d'EPOC ([www.epocu-bordeaux.fr](http://www.epocu-bordeaux.fr)) (Annexe 3). Il permet l'obtention de lames mobiles. Il est alors possible de retourner les grains de pollen et de les observer selon différentes vues pour une meilleure identification. Le traitement comporte des attaques avec différents acides et la filtration à 10 µm. Cette dernière permet une meilleure concentration du contenu pollinique par l'élimination des particules non-sporopolliniques de tailles inférieures sans produire de biais dans les proportions des différents taxa polliniques ([www.ephe-paleoclimat.com](http://www.ephe-paleoclimat.com)). Le protocole de traitement des échantillons polliniques est le suivant :

- Préalablement séché, le sédiment est tamisé avec un tamis à 150 µm. Des pastilles de spores *Lycopodium* de concentrations connues sont ajoutées pour calculer les concentrations en spores et en grains de pollen.
- Différents traitements chimiques sont réalisés pour éliminer les composants de la matrice : première attaque à l'acide chlorhydrique (HCl) à froid à 10%, 25%, 50% pour les carbonates, attaque à froid à l'acide fluorhydrique à 45%, 70% pour les silicates et seconde attaque HCl à 25% à froid pour les fluosilicates.
- Après rinçage, le matériel est filtré à 10 µm afin de récupérer les grains de pollen et éliminer les autres particules qui pourront gêner à la lecture des lames.

-Le montage est réalisé dans la glycérine bidistillée phénolée qui permettra l'obtention de lames mobiles dans lesquelles le pollen pourra être tourné et observé en 3D. Le luttage des lames est réalisé avec de l'histolaque.

### Identification et quantification des grains de pollens

L'exine confère au pollen de chaque plante une morphologie particulière qui résulte de la combinaison de plusieurs facteurs (Faegri et Iversen, 1964). Cette spécificité permet la reconnaissance de la famille, du genre et parfois de l'espèce du grain de pollen (Figure 7). Les caractéristiques de reconnaissance sont nombreuses mais les principaux considérés sont (Reille, 1990) :



- Morphologie du grain en vue polaire (VP)/vue équatoriale (VE)
- Taille du grain de pollen
- Le nombre de pores/sillons
- Morphologie des ouvertures (pore et/ou sillon)
- Ornementation de l'exine : réticule, lisse, striation, bacules...

Figure 7 : Expression de la diversité morphologique des grains de pollen (collection de référence de l'Institut Français de Pondicherry) a. *Hibiscus* b. *Dodonea* (VP) c. *Cassia* (VE) d. *Borassus* (VE) e. *Madhuca* (VE) f. *Mangifera* (VP) g. Melastomaceae/Combrataceae (VP) h. *Xanthophyllum* (VE) i. Celastraceae (VP)

Dans un échantillon, il est généralement accepté que le type et composition floristique de la végétation sont obtenus de façon fiable lorsque 100 grains de pollen ont été dénombrés pour 20 taxa différents identifiés et pour plus de 100 spores de *Lycopodium* comptés (McAndrew and King, 1976 ; Janssen, 1991). Les grains de mauvaise qualité (corrodés, cassés, frais...) sont comptabilisés dans des catégories annexes. La somme de base prend en compte l'ensemble des taxa terrestres déterminés. La somme totale correspond à l'ensemble des grains de pollen comptés : identifiés, aquatiques, corrodés, cassés, indéterminables et inconnus. Le comptage et la reconnaissance des grains de pollen a été réalisé à l'aide d'un microscope aux grossissements  $\times 400$  et  $\times 1000$  (objectif à immersion) et de la collection de référence de l'Institut Français de Pondicherry (IFP). L'essentiel de ce travail a été réalisé dans les locaux de l'IFP en Inde à l'aide du microscope OLYMPUS CH20. La dernière partie a été faite à Bordeaux, au sein du laboratoire EPOC avec le microscope LEICA DFC295.

#### 4/Représentation des résultats :

##### Détermination des fréquences, concentration et flux polliniques

Les résultats sont présentés sous forme de fréquences polliniques relatives (pourcentages). La fréquence relative de chaque taxon dans un échantillon est obtenue par la formule suivante :

$$\% \text{ taxon } i = \frac{(\text{Nombre de pollen du taxon } i \times 100)}{\text{Somme pollen identifiés}}$$

La concentration pollinique représente le nombre de grains de pollen déposé par unité de poids ou volume du sédiment traité (grains/gramme ou cm<sup>3</sup>). A partir de ces concentrations, il est possible de déterminer le flux pollinique, c'est-à-dire la quantité de pollen qui arrive au site d'étude par unité de temps (prise en compte du taux de sédimentation). Les formules suivantes permettent l'obtention de la concentration, la représentation des concentrations polliniques est présentée Annexe 4 :

$$C_{\text{pollen fossiles}} = \left( \frac{\text{Nombre pollens fossiles comptés}}{\text{Nombre de Lycopodium comptés}} \right) \times C_{\text{Lycopodium ajoutés}}$$

### Outils de représentation : Le diagramme pollinique

Le diagramme pollinique correspond à la succession des différents spectres polliniques selon la profondeur ou l'âge (Annexe 5 et 6). Les spectres polliniques sont les proportions des différents taxa dans un niveau donné. Le diagramme pollinique regroupe l'ensemble des taxa. Son analyse se fait par la création de zones polliniques. Une zone pollinique correspond à une partie de la séquence sédimentaire caractérisée par un contenu sporopollenine fossile cohérent et homogène. Ce contenu différencie une zone identifiée dans la même séquence sédimentaire (*Birks et Gordon, 1985*). La définition d'une limite de zones polliniques est basée sur la variation concomitante des pourcentages polliniques d'au moins deux taxa appartenant à des formations végétales d'écologies différentes (*Pons et Reille, 1986*).

Dans cette étude, un diagramme pollinique simplifié ne présentera que les taxa majoritaires : ceux qui possèdent une fréquence de représentation dans un niveau au moins supérieur à 5% et dont la présence/absence a une signification en terme écologique.

Un diagramme synthétique présentera la variation des différents assemblages d'espèces regroupées des sur critères écologiques (biomes). Comme précisé dans la section III.1, notre zone d'étude se concentre sur trois grands types d'assemblages (forêt décidue sèche, forêt décidue humide et végétation très sèche épineuse). Cependant, il est possible de définir des groupes écologiques plus fins au sein même de ces grands ensembles. Ces derniers seront présentés dans la section IV. Ils ont été sur la base du diagramme pollinique complet, des cartes bioclimatiques (et leurs notices explicatives) établies par Gaussen et al (1964) et grâce aux différentes études de Van Campo (1986), Pullaiah et Chennaiah (1997), Bonnefille et al. (1999), Hailt et Behling (2008), Kraus et, 2003 et Farooqi et al. (2010). Dans cette zone d'étude, l'établissement de groupes écologiques dans le cadre d'une étude pollinique (marin ou terrestre) n'a jamais été réalisé, il s'agit d'un travail pionnier.

## IV. RESULTATS ET INTERPRETATIONS

### 1/ Datation et catégorie d'échantillon

Le tableau suivant présente les 11 points de contrôle chronologique qui ont permis de réaliser le modèle d'âge de la carotte NGHPA-01-16 (*Ponton et al., 2012*) (Tableau 2, cf. Matériel et méthodes).

NOSAMS #	Depth (cm)	Raw <sup>14</sup> C Age	Error	Calibrated Age (yrBP)	1σ error
63284	0-2	155	± 55	0	± 0
85606	62-64	815	± 30	460	± 27
79575	140-142	1,520	± 30	1,082	± 50
63285	280-282	2,160	± 40	1,704	± 4
65825	400-402	3,120	± 35	2,895	± 54
84036	460-462	3,820	± 30	3,769	± 52
80683	520-522	4,580	± 35	4,809	± 39
63286	600-602	5,610	± 50	5,996	± 68
63287	700-702	7,890	± 50	8,356	± 46
63287	800-802	10,350	± 75	11,319	± 99
63289	850-852	33,000	± 240	25,420	± 257

Tableau 2 : Ages <sup>14</sup>C des échantillons de foraminifères planctoniques et correspondances avec leurs âges calendaires corrigés

Les âges des autres échantillons ont été obtenus par interpolation linéaire (Figure 8).

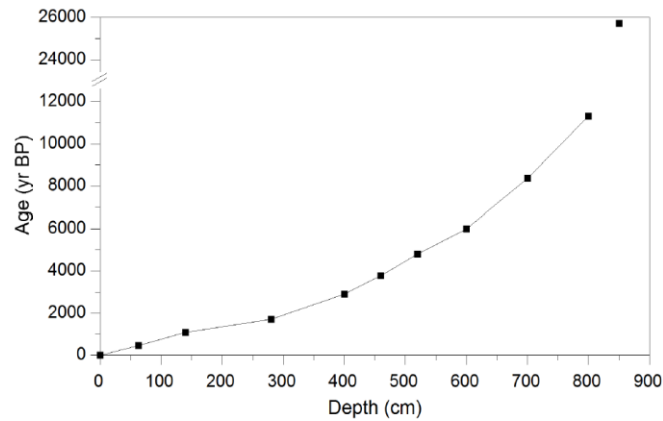


Figure 8 : Relation âge-profondeur pour la carotte NGHP-01-16. Les barres d'erreurs sont plus petites que les symboles représentant les points de données (carrés noirs)

L'âge des échantillons de la carotte NGHP-01-19BEH1 a été estimé autour de l'explosion volcanique Toba, il y a environ 73 000 ans. Ces échantillons correspondraient donc à la période de transition entre les stades isotopiques 5 et 4, c'est-à-dire à la dernière transition interglaciaire/glaciaire.

Durant cette étude, 40 échantillons, 77 taxa, 4 454 grains de pollens et 12 313 spores de *Lycopodium* ont été comptés. Les résultats seront présentés/analysés selon trois catégories : les échantillons holocènes, les échantillons correspondant chronologiquement au deuxième stadaire d'Heinrich (HS2) (Sanchez Goñi et Harrison, 2010) et les échantillons de la transition des stades isotopiques 5 et 4 (Annexe 6). La concentration pollinique des échantillons ne présente pas de variations significatives, la représentation en pourcentage correspond à des changements réels dans la formation végétale.

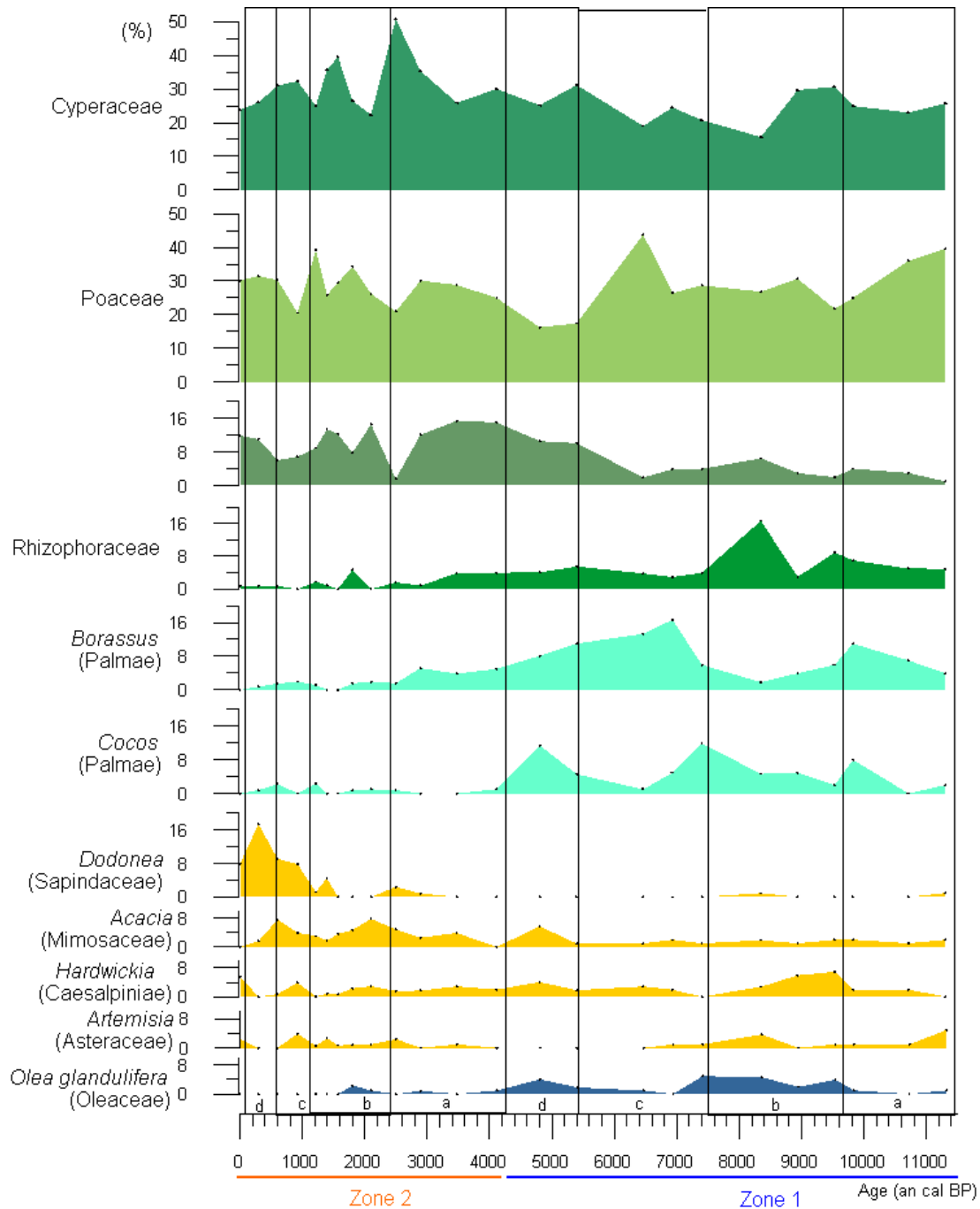
Au vu du faible nombre d'échantillons de la période correspondant chronologiquement au HS2 et de l'absence à présent de modèle d'âge pour la carotte NGHP-01-19 un focus sera réalisé sur la partie holocène de la carotte NGHP-01-16A. Ensuite nous comparerons la végétation/climat moyenne de l'Holocène au climat moyen d'un stadaire d'Heinrich et de la dernière transition interglaciaire/glaciaire.

## 2/ Présentations des diagrammes polliniques simplifié et synthétique de la période Holocène

### Diagramme pollinique simplifié

Le diagramme pollinique complet de l'Holocène (Annexe 5) contient 76 espèces, il s'étend entre 11 300 cal BP et l'actuel. La figure 9 correspond au diagramme pollinique simplifié. Il représente la

variation des 11 taxa majoritaires de la carotte NGHP-01-16 durant l'Holocène. Les deux taxa dominants, Cyperaceae et Poaceae, sont présents sur l'ensemble de l'enregistrement et représentent chacun entre 15 et 40% de l'assemblage de chaque échantillon. *Chenopodiaceae*, *Rhizophoraceae*, *Borassus* (Palmae), *Cocos* (Palmae) et *Dodonea* (Sapindaceae) sont représentés de façon plus contrastés, cependant, chaque taxa peut correspondre à une valeur >10% de l'assemblage total d'un niveau. *Acacia* (Mimosaceae), *Hardwickia* (Caesalpiniae) et *Olea glandulifera* (Oleaceae) contribuent régulièrement et respectivement à plus de 5% de la somme pollinique totale.



Deux grandes zones polliniques se distinguent. Dans la zone 1 (entre 10 300-4 200BP), on retrouve une concentration des Palmae (*Borassus* et *Cocos*), des Rhizophoraceae et d'*Olea glandulifera*. La zone 2 (entre 4 200-0 BP) se caractérise par une plus grande représentation des Chenopodiaceae, de *Dodonea* et d'*Acacia* et par une quasi-disparition des taxa caractérisant la zone 1. 8 sous zones peuvent être délimitées dans le diagramme pollinique représenté ci-dessus. Elles sont détaillées par la suite dans le tableau 3.

### *Etablissement des biomes et diagramme pollinique synthétique*

Les 76 taxa ont été regroupés par affinités écologiques (Figure 10) après analyse du diagramme pollinique détaillé et en s'appuyant sur des études descriptives de la végétation locale dans différentes zones du bassin versant de Godavari. Les taxa présents dans divers environnements et qui ne peuvent donc pas être utilisés comme des outils de reconstitution écologique sont regroupés dans le groupe des ubiquistes.

Les Cyperaceae et les Poaceae appartiennent à la famille des herbacés et sont marqueurs d'un milieu ouvert (*Bonnefille et al., 1999*). Relativement ubiquistes, ils sont présents dans des environnements variés. Cependant, de façon relative Cyperaceae sera davantage représenté dans des environnements humides (*Kraus et al., 2003*) et Poaceae dans des environnements plus secs (*Bonnefille, 1999*). De plus, le groupe Cyperaceae est présent dans le milieu estuarien : sa présence est indicateur de l'influence fluviale (*Hailt et Behling, 2008*).

Les Rhizophoraceae sont des marqueurs stricts et typiques d'un environnement de mangrove (*Van Campo, 1986 ; Farooqi, 2010*). La mangrove correspond à une végétation côtière caractérisant un environnement humide et salin dans les régions tropicales et subtropicales. Elle est impactée par la dynamique marine (niveau de la mer, système de marées, salinité) mais aussi par les apports hydriques et en nutriments du/des fleuve(s) qui l'alimente(nt) (*Hailt et Behling, 2008*). Lorsque les apports fluviaux deviennent faibles par rapport à l'influence marine, le groupe des Rhizophoraceae se contracte et celui des Chenopodiaceae se développe au sein du système de mangrove. Tolérantes à une forte salinité, les Chenopodiaceae représentent l'ensemble des Halophytes dans la mangrove (*Hailt et Behling, 2008*).

Hailt et Behling (2008) et Farooqi (2010) définissent *Borassus*, *Cocos*, *Phoenix* et *Areca* comme des espèces caractéristiques de la forêt côtière. Cet assemblage, essentiellement représenté par les Palmae, définit un environnement forestier humide et côtier à la périphérie du domaine de la mangrove. Cette forêt est sensible à l'évolution (expansion/contraction) de la mangrove et aux apports fluviaux.

*Olea glandulifera* est une espèce caractéristique des Eastern Ghats. Elle a des exigences écologiques relativement strictes et est emblématique de la forêt décidue humide (*Bonnefille et al., 1999*). *Mangifera* (Anacardiaceae), *Bombax* (Bombacaceae), Dipterocarpaceae, *Diospyros* (Ebenaceae), *Macaranga* (Euphorbiaceae), *Mallotus* (Euphorbiaceae), *Aglaiia* (Meliaceae), *Artrocarpus* (Moraceae), *Jasminium* (Oleaceae), Podocarpaceae, *Celtis* et *Holoptera* (Ulmaceae) sont également des taxa caractéristiques de ce type d'environnement. Ces taxa ont besoin d'un apport hydrique conséquent et d'une faible saisonnalité. Certains (comme les Podocarpaceae) se développent préférentiellement dans les zones très humides des Western Ghats ou à la périphérie de la zone himalayenne. Cet assemblage pollinique traduit un environnement relativement humide tout au long de l'année (*Gaussen et al., 1965 ; Van Campo, 1986 ; Pullaiah et Chennaiah, 1997 ; Bonnefille et al., 1999*).

*Dodonea*, *Acacia*, *Hardwickia*, *Artemisia* sont des taxa indicateurs d'un environnement sec. Associés avec *Justicia* (Acanthaceae), *Aster* (Asteraceae), *Manilkara* (Sapotaceae), Caesalpiniae, *Drypetes*

(Euphorbiaceae), *Securinega* (Euphorbiaceae), *Leucanea* (Mimosaceae), *Phyllanthus* (Phyllanthaceae) et *Sleichra* (Sapindaceae), cet assemblage marque la présence d'une forêt décidue sèche (Gaussen et al., 1964 ; Van Campo, 1986 ; Pullaiah et Chennaiah, 1997). Il s'agit d'une forêt relativement clairsemée, parfois ouverte, présentant une proportion plus importante d'espèces herbacées que la forêt décidue humide. L'augmentation couplée d'*Acacia* et *Hardwickia* dans l'assemblage traduit une aridification de ce milieu qui est alors beaucoup plus sec et nettement plus ouvert (Raghubanshi et Tripathi, 2009). De la même façon, *Artemisia* est l'indicateur d'humidité au sein de la forêt décidue sèche (El Moslimany, 1990 ; Van Campo et al., 1996 ; Herzsuh, 2006).

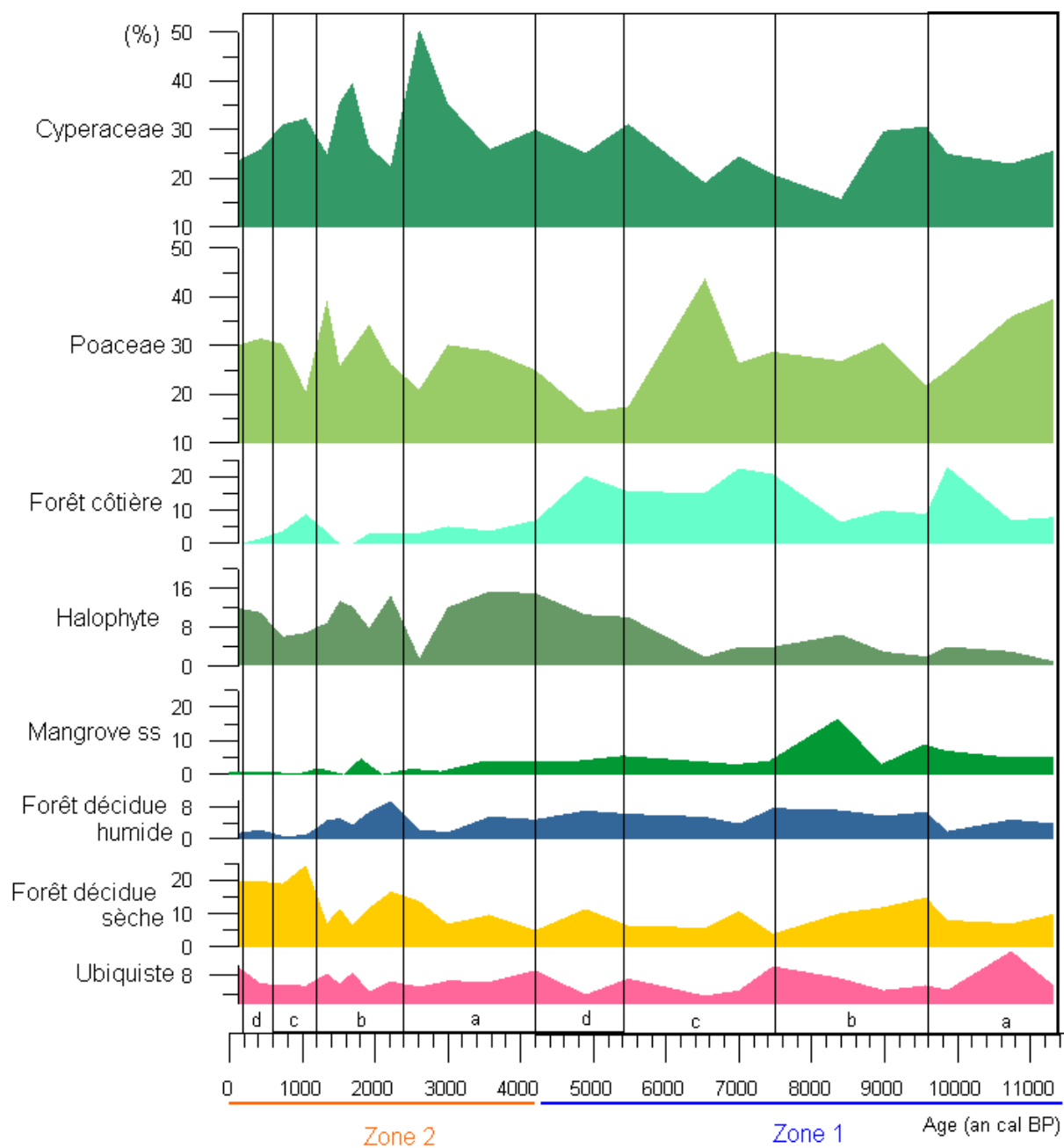


Figure 10: Variation des différents biomes durant l'Holocène

Comme dans la Figure 9, dans la Figure 10 deux zones majeures se distinguent à l'Holocène. La première, entre 11 300 et 4 200 BP, est caractérisée par la forte représentation des groupes écologiques

humides : dominance de la forêt côtière, mangrove *sensu stricto* bien développée, et bonne représentation de la forêt décidue humide. La seconde entre 4 200 BP et l'actuel est marquée par la présence majoritaire de groupes plus secs : la forêt décidue sèche, les Halophytes et les Cyperaceae. Une description plus précise de la variation des biomes durant l'Holocène est présentée dans le Tableau 3.

### *Interprétation des diagrammes en termes de variations environnementales*

Le tableau 3 illustre les variations principales des taxa majoritaires et des différents assemblages écologiques durant l'Holocène.

#### **Zone 1 : Dominance des groupes écologiques humides**

- Dans la sous-zone 1a (11 300 - 9 600 ans BP), le système de la mangrove et la forêt décidue (sèche/humide) sont relativement stables. Les variations environnementales se traduisent par une diminution des Poaceae et une expansion de la forêt côtière (maximum entre 10 300-9 600 ans) : le milieu devient globalement plus humide.
- La sous-zone 1b (9600 et 7 500 BP) caractérise le développement rapide de la *mangrove sensu stricto* (apogée à 8 400 BP). Conjointement à cette expansion, les Cyperaceae et la forêt côtière diminuent. Cette relation entre les biomes se justifie par une compétition écologique entre les espèces de la zone côtière : l'expansion locale de la mangrove entraîne une contraction du biome forêt de Palmae et une chute importante des pourcentages Cyperaceae présentes dans la zone côtière. Un tel développement local de la mangrove et la présence de la forêt décidue humide traduisent des conditions climatiques humides. Cependant, la bonne représentation des Poaceae et la forêt décidue sèche au niveau régionale suggèrent une légère aridification par rapport à la période précédente.
- Au sein de la sous-zone 1c (7 500 et 5 400 BP), la mangrove se rétracte et la forêt côtière (= forêt de Palmae) croît rapidement (maximum entre 7 500 et 6 400 BP). Parallèlement, la forêt décidue sèche puis les Poaceae se développent. Ainsi, si les assemblages polliniques indiquent toujours une période de grande humidité, celle-ci est modulée par une période plus sèche entre 6 400 et 5 400 BP. Cela est confirmé par l'augmentation des Halophytes dans le système de mangrove dès 6 400 BP.
- Dans la sous-zone 1d (5 400 et 4 200 BP), la représentation pollinique des différents biomes traduisent toujours une diminution de l'humidité dans la CMZ indien durant l'Holocène. La forêt de Palmae voit sa dernière extension maximale vers 4 900 BP, une rapide contraction du biome est ensuite observée. Parallèlement, les Halophytes se développent et occupent une zone plus étendue de la région côtière.

#### **Zone 2 : Dominance des groupes écologiques plus secs**

- Dans la sous-zone 2a (4 200 et 2 400 BP), les biomes révélateurs d'humidité (forêt côtière/mangrove) sont faiblement représentés par opposition aux groupes marqueurs de sécheresse (forêt décidue sèche, Halophyte et Poaceae/Cyperaceae). Cela marque le début d'une aridification substantielle en Inde durant l'Holocène. Les halophytes atteignent le maximum de leurs expansions dans la première partie de cet intervalle. Cependant, le groupe se contracte brusquement à partir de 3 000 BP : cette diminution est couplée avec la quasi-disparition de la mangrove/de la forêt décidue humide et avec l'augmentation brutale des Cyperaceae. Entre 3 000 BP et 2 400 BP, cette augmentation des Cyperaceae au profit des autres espèces côtières traduit une période de plus forte aridité couplée avec une diminution de

l'influence marine. Il y a moins d'apport d'eau douce (moins de *Palmae*) et d'eau salée (moins d'*Halophytes*) : les *Cyperaceae* occupent la zone côtière.

- La sous-zone 2b (2 400 et 1 200 BP), qui se caractérise par la diminution de la forêt sèche et l'augmentation de la forêt humide montre aussi une bonne représentation des *Halophytes* et des *Poaceae*. Elle traduit un milieu relativement sec et ouvert. Deux moments peuvent être perçus. Une première période, entre 2 400 et 1600, marquée par la présence de tous les biomes humides et une seconde, entre 1 600 et 1 200 BP, caractérisée par l'absence de la forêt de *Palmae* et par le fort taux de *Poaceae* et de *Cyperaceae*. Ainsi, durant cet intervalle, une période d'humidité relative est suivie par un moment plus sec.

Zones polliniques Profondeurs (cm) Age (an cal BP)	Description des assemblages polliniques et pourcentages	Biomes principaux
<b>2d</b> 0,1 - 80 90 - 600	Diminution des <i>Cyperaceae</i> (-6%) Forte représentation des <i>Poaceae</i> (30%) et <i>Dodonea</i> (jusqu'à 16%) Augmentation des <i>Chenopodiaceae</i> (+8%) Faible représentation des taxa humides ( <i>Palmae</i> , <i>O. glandulifera</i> )	Grande représentation de la Forêt décidue sèche (20%) et des <i>Halophytes</i> (12%)
<b>2c</b> 80-220 600-1200	Bonne représentation des <i>Cyperaceae</i> (30%) Petite concentration de <i>Borassus</i> (4%) Augmentation de <i>Dodonea</i> (+8%) Présence simultanée de tous les taxa secs ( <i>Acacia</i> , <i>Hardwickia</i> , <i>Artemisia</i> )	Augmentation de la forêt cotière (+8%) et de la forêt décidue sèche (+15%)
<b>2b</b> 220 - 360 1 200 - 2 400	Simultanéité de l'augmentation de <i>Rhizophoraceae</i> (+6%) et <i>O. Glandulifera</i> (+3%) et de la diminution de <i>Chenopodiaceae</i> (-6%) ; <i>Cyperaceae</i> (-25%) à 1800 cal BP Présence de <i>Borassus</i> (3%) Bonne représentation d' <i>Acacia</i> (jusqu'à 8%) et d' <i>Hardwickia</i> (4%)	Deux phases observables: *Entre 1 500-1600 : Dominance des <i>Halophytes</i> (>12%) et des <i>Cyperaceae</i> (>35%) *Entre 1600-2500 : Dominance des <i>Halophytes</i> (>12%) et de la forêt décidue humide (>5%)
<b>2a</b> 360 - 480 2 400 - 4 200	Augmentation continu des <i>Cyperaceae</i> (+30%) Optimum et déclin des <i>Chenopodiaceae</i> (16%=>2%) Valeur quasi constante de <i>Borassus</i> et des <i>Rhizophoraceae</i> autour de 5% Représentation d' <i>Acacia</i> et d' <i>Hardwickia</i> autour 4%	Assemblage <i>Halophyte</i> à son maximum (jusqu'à 15%) puis diminution (-12%)
<b>1d</b> 480 - 560 4 200 - 5 400	Faible représentation des <i>Poaceae</i> (<20%) Forte représentation des <i>Chenopodiaceae</i> (8%) et de <i>Borassus</i> (10%) Présence continue des <i>Rhizophoraceae</i> (4%) Augmentation simultanée de <i>Cocos</i> (15%), d' <i>Acacia</i> (7%), d' <i>Hardwickia</i> (5%) et d' <i>O. glandulifera</i> (4%)	Forte représentation de la forêt cotière(jusqu'à 20%), augmentation des <i>Halophytes</i> (+6%) et de la forêt décidue sèche (10%)
<b>1c</b> 560 - 660 5 400 - 7 500	Pic de <i>Poaceae</i> (>40%) et de <i>Borassus</i> ( jusqu'à 16%) Présence continue des <i>Rhizophoraceae</i> (4%) Faible représentation des taxa secs et des <i>chenopodiaceae</i> (chacun <4%)	Augmentation de la forêt cotière( +15%)
<b>1b</b> 660 - 740 7 500 - 9 650	Simultanéité de l'augmentation des <i>Rhizophoraceae</i> (+16%) ; d' <i>O. glandulifera</i> (jusqu'à 5%) et d' <i>Artemisia</i> 4%) et de la diminution de <i>Cyperaceae</i> (-15%) ; <i>Borassus</i> (-8%) Diminution d' <i>Hardwickia</i> (-7%)	Développement de la mangrove (+15%)
<b>1a</b> 740 - 800 9 600 - 11 300	Diminution des <i>Poaceae</i> (-20%) Augmentation <i>Borassus</i> (+5%) et de <i>Cocos</i> (+8%) Faible représentation des taxa secs (<2 % chacun)	Augmentation de la forêt cotière (+10%)

Tableau 3 : Représentation des variations individuelles des taxas principaux associées aux biomes dominants durant l'Holocène

- La sous-zone 2c (1 200 et 600 BP) voit la forêt décidue sèche atteindre son extension maximale : l'environnement régional est globalement sec. Cependant, la diminution des Halophytes couplée avec l'extension de la forêt côtière et l'augmentation des Cyperaceae traduit un environnement relativement humide au niveau local.
- Enfin, dans la sous-zone 2d (600 et 90 BP) les conditions climatiques sont clairement sèches. La quasi-absence de l'ensemble des biomes traceurs d'humidité et la bonne représentation des Halophytes, de la forêt décidue sèche et des Poaceae indiquent un environnement sec et ouvert.

Ainsi, la végétation du sous-continent indien traduit la superposition de tendances climatiques qui varient à différentes échelles. Les deux grandes zonations polliniques, caractérisées par la dominance des taxa humides puis sec, délimitent des changements à long terme et de grande amplitude. Une première période plus humide entre 11 300 et 4 200 BP laisse progressivement place une seconde phase climatique plus sèche entre 4 200 BP et l'actuel. A l'intérieur de chaque zone pollinique, les sous-zones caractérisent des variations de plus forte fréquence mais de plus faibles amplitudes. Le comportement et l'interaction entre les différents biomes de la zone côtière (Mangrove ss, Halophytes, forêt de Palmae, Cyperaceae) marquent des évolutions climatiques de plus basses amplitudes et permettent d'identifier des changements climatiques à une échelle plus fine/rapide.

Durant la phase humide, la forêt côtière dont l'extension augmente avec l'apport en eau douce permet la perception de trois phases de grande humidité, donc de mousson, entre environs 10 300-9 600, 7 500- 7000 et autour de 4 900 an BP. Le biome de la forêt côtière présente une opposition nette en termes d'exigences écologiques avec le groupe des Halophytes. Ce dernier se développe préférentiellement dans la zone côtière soumise l'influence marine. Ainsi, de façon relative l'extension du groupe des Halophytes couplée avec la diminution de la forêt côtière permet de percevoir la diminution progressive des apports en eau douce et donc du phénomène de mousson à partir de 6 400 BP. La mangrove n'est pas un indicateur direct de l'apport en eau douce. Son développement maximum à 8 400 BP est associé avec une période de légère aridité (bonne représentation de la forêt décidue sèche et des Poaceae). Hait et Behling (2008) ont étudié l'évolution d'un système de mangrove situé dans la région de l'exutoire du Gange Brahmapoutre à l'Holocène. Les auteurs montrent que le système de mangrove ne répond pas seulement à l'influence fluviale, par conséquent la seule reconstitution de la mousson via les variations de la mangrove (*Van Campo, 1986*) reste une approximation. Le développement et la composition des communautés de la mangrove dépendent de la température, du type de sol, de la fréquence et la durée de l'inondation, de la salinité, de l'accrétion des silts et des paramètres marins comme le rythme tidal, l'énergie des vagues et la fréquence des cyclones (*Lugo and Snedaker, 1974 ; Hutchings and Saenger, 1987*). Ainsi, si la forêt de Palmae et la mangrove présente une extension conséquente lors d'une forte mousson, la mangrove est également impactée par l'influence marine. L'évolution découplée du système de mangrove par rapport à la forêt côtière du Godavari traduit l'impact des apports marins. L'augmentation du niveau de la mer, maximale dans notre site d'étude, entre 9 000 - 8000 BP (*Hori et Saito, 2007*) a une influence sur le développement de la mangrove. Le maximum de transgression du delta de Godavari (en lien direct avec la remonté du niveau marin) entre 8 400–8 000 BP coïncide avec l'expansion fulgurante de la mangrove autour de 8 200 BP (*Rao et al., 2012*). Cette rapide transgression est propice au développement des Rhizophoraceae. Cependant lorsque la remonté du niveau de mer n'est pas compensée par la progradation d'un système sédimentaire, la tranche d'eau est trop élevée pour la mangrove est alors détruite (*Hait et*

*Belhing, 2008*). Ce mécanisme pourrait expliquer la brusque diminution de la mangrove vers 8 800 BP, cette période correspondant au début de l'augmentation local du niveau marin (la progradation du système étant juste amorcée (*Rao et al., 2012*)). La décélération de l'augmentation du niveau de mer, responsable de l'accrétion vertical des sédiments du delta au-delà de la limite tidale peut expliquer la diminution du développement de la mangrove (*Hait et Belhing, 2008*) entre 7 500–6000 BP. Ainsi, la seule brusque expansion de la mangrove n'est pas un indicateur direct de l'augmentation des précipitations, nous ne l'utiliserons pas par la suite pour illustrer la variation de la mousson à l'Holocène.

Durant la phase sèche, il est également possible de distinguer une alternance des moments plus humides et plus arides. Des périodes d'humidités relatives/sécheresses sont marquées par la présence/absence de la forêt côtière associée à la diminution/augmentation des Halophytes. Ainsi, les phases 4 200-3 000, 2 500-1600 et 1 150-600 BP correspondent à des moments de plus forte humidité et donc de moussons plus importantes. Entre 3 000-2 500, 1 600-1 150 et 600-0 BP, la végétation est marquée par l'expansion de biomes plus secs et d'une mousson plus faible.

### **3/ Résultats moyennés des groupes représentants les échantillons correspondants chronologiquement au HS 2 et à la transition MIS5/4**

Le diagramme pollinique de la portion de carotte NGHP-01-19, intervalle MIS5/4, et le tableau représentant les pourcentages des différents taxa des échantillons 850-851 et 870-871 de la carotte NGHP-01-16A, HS 2, sont présentés en Annexe, respectivement 6 et 7. Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes en secteurs ou camemberts (Figure 11). Ils représentent le pourcentage moyenné sur la période considérée des différents biomes présentés précédemment. Ainsi, il est possible de réaliser une comparaison quantitative entre les trois périodes définies dans la section III.1. Deux diagrammes ont été réalisés pour l'Holocène afin de distinguer la période humide et la période sèche. Pour la suite, le diagramme de la période humide sera seulement discuté. En effet, il correspond à la configuration orbitale qui caractérise l'optimum climatique de l'interglaciaire et nous permettra une meilleure perception des différences avec les autres périodes climatiquement contrastées. Ce diagramme montre que l'Holocène est marqué notamment par l'expansion de la forêt côtière et la mangrove.

La période correspondant chronologiquement au HS 2 se distingue clairement des diagrammes de l'Holocène et de la transition MIS 5/4. Les biomes indicateurs de sécheresse sont majoritairement représentés. Les Poaceae (46 %) et Cyperaceae (25%) sont les taxa dominants de l'assemblage, ils marquent le développement d'un environnement globalement sec et ouvert. La forêt décidue sèche (9%) est essentiellement représentée par *Hardiwickia* qui reste un taxa indicateur d'aridité. Les halophytes sont peu représentées (4%), ce qui traduit la faiblesse des apports marins (minimum de niveau marin à 26ka, (*Peltier et al., 2006*)). Les biomes humides sont minoritaires: 6% pour la forêt de côtière et moins de 1% pour la mangrove au sens stricte et pour la forêt humide décidue. Lorsque se produit l'événement d'Heinrich en Atlantique Nord, la végétation du sous-continent indien enregistre une phase de forte sécheresse. Climatiquement, cette dernière est à corrélérer avec une très faible mousson.

La différence entre les diagrammes de l'Holocène et de la transition MIS 5/4 se fait par la variation qualitative des biomes dominants mais aussi la composition du biome de la forêt décidue sèche. Il faut noter que la proportion de Poaceae entre les deux périodes est semblable, autour de 30%. La transition MIS 5/4 se

caractérisée par sa forte représentation de la forêt décidue sèche (16% durant le MIS 5/4 pour 9% durant l'Holocène) et du groupe Halophyte (11% contre 4%). De même, la plus faible proportion de la forêt côtière (4% contre 14%), de la mangrove (1% contre 6%) et des Cyperaceae (23% contre 25%) confirme la paléexistence d'un milieu plus sec. La forêt décidue humide (7% contre 6%) est légèrement plus affirmée dans l'assemblage pollinique du MIS 5/4. La transition MIS 5/4 est marquée par un environnement plus aride que la période Holocène mais plus humide que la période correspondant chronologiquement au HS 2.

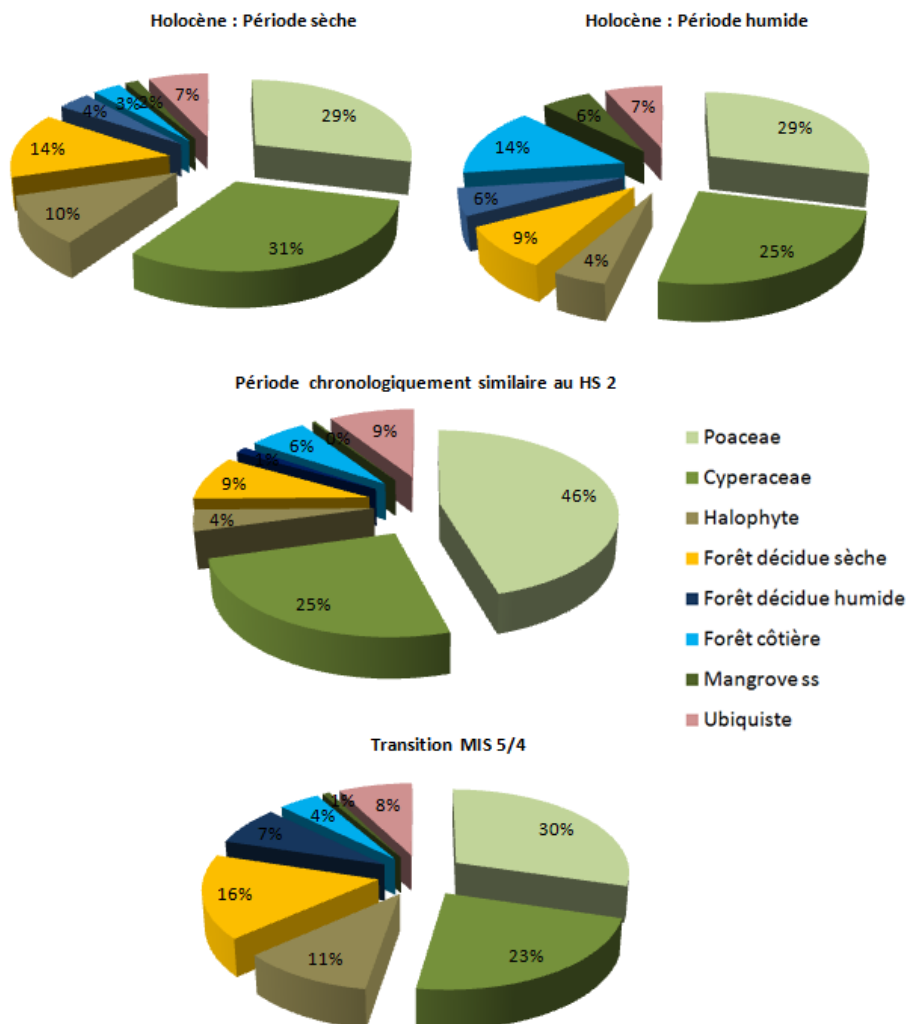


Figure 11: Comparaison qualitative des assemblages floristiques de l'Holocène (période humide et période sèche), de la période correspondant chronologiquement au HS 2 et de la transition MIS 5/4 en Inde

Une variation importante du biome de la forêt décidue sèche est remarquable pendant la transition 5/4. En effet, si durant l'Holocène ce biome est majoritairement porté par la représentation d'*Acacia*, d'*Hardwickia* et de *Dodonea*, durant le MIS 5/4, sa variation est essentiellement impactée par les *Artemisia*. Comme il a été précisé précédemment : *Acacia* et *Hardwickia* marquent l'aridité et *Artemisia* l'humidité au sein de la forêt décidue sèche. La carotte NGHP-01-19 (MIS 5/4) est sous l'influence d'un bassin versant situé plus au Nord et recevant plus de précipitations estivales que le bassin versant alimentant la carotte NGHP-16-A (l'Holocène). Ainsi, la différence dans la composition du biome de la forêt décidue sèche pourrait paraître impactée par la comparaison de deux carottes alimentées par deux fleuves différents et relativement éloignés. Cependant, actuellement, les biomes qui possèdent un fort taux d'*Artemisia* se situent

plus nord dans la péninsule indienne. Il s'agit des biomes steppiques des régions arides situées au NE de l'Inde à la périphérie de l'Himalaya. L'augmentation des *Artemisia* dans ce type d'environnement indique une diminution de la mousson d'été et une augmentation de la mousson d'hiver (Singh et al., 1990). Ainsi, l'augmentation des *Artemisia* correspond à une plus faible saisonnalité des pluies et une humidité annuelle relativement constante. Cette hypothèse est renforcée par la forte représentation de la forêt décidue humide qui a besoin d'un faible contraste saisonnier et d'une humidité annuelle relativement constante. En outre, dans les deux carottes il n'y pas de différences significatives dans la composition taxonomique de la forêt décidue humide ou de la forêt côtière. Donc, la variation de la composition du biome de la forêt décidue sèche est à relier directement à une variation du régime de mousson.

L'étude comparative des assemblages polliniques a permis de caractériser la dynamique générale de la mousson qui est plus importante à l'Holocène, plus faible durant la transition MIS 5/4 et franchement ralentie pour la période correspondant chronologiquement au HS 2.

## V. DISCUSSION

### 1/ Comparaison des résultats polliniques avec les autres enregistrements paléoclimatiques issus de la carotte NGHP-01-16A

Ponton et al. (2012) présentent les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  organique et du pourcentage des plantes C4 mesurées (%C4) dans la carotte NGHP-01-16A. La composition isotopique du carbone des plantes terrestres est liée à la composition isotopique du  $\text{CO}_2$  atmosphérique et au mécanisme photosynthétique utilisé par la plante (Farquhar et al., 1989). Les plantes inférieures, comme les types herbacés qui caractérisent une végétation de type C4, possède un  $\delta^{13}\text{C}$  moins négatif. Elles se développent préférentiellement dans un environnement sec et chaud, lorsque le taux de  $\text{CO}_2$  atmosphérique est bas. *A contrario*, les plantes supérieures, comme les arbres, correspondent à une végétation de type C3 et leur  $\delta^{13}\text{C}$  est plus négatif. Ces plantes se plaisent dans des environnements humide et frais quand le taux de  $\text{CO}_2$  atmosphérique est élevé, (Ponton et al., 2012). La figure 12 présente la relation entre les données de Ponton et al. (2012) et l'évolution de deux biomes caractéristiques de la variation de la mousson en Inde : les Halophytes (biome indicateur de sécheresse) et la forêt côtière (biome indicateur d'humidité).

A échelle orbitale, les différents traceurs climatiques traduisent le même type de variations. Durant l'Holocène, l'aridification du système climatique de la péninsule indienne enregistrée par les données polliniques (et représentée ici par la diminution des *Palmae* et l'augmentation des Halophytes) coïncide avec la diminution du phénomène de mousson identifié par le  $\delta^{13}\text{C}$  organique (de moins en moins négatif) et le %C4 (en augmentation progressive). Le début de l'Holocène se définit par un  $\delta^{13}\text{C}$  très négatif, un faible pourcentage de plantes en C4 et par une forte représentation de la forêt de *Palmae*. *A contrario*, la partie terminale de l'Holocène est marquée par un  $\delta^{13}\text{C}$  moins négatif, une augmentation du %C4 et par la forte présence des Halophytes. Les différents signaux traduisent la même tendance : la diminution des arbres et l'augmentation des herbacés. Les proxies indiquent la diminution progressive de l'humidité et donc du phénomène de mousson en Inde durant l'Holocène. Ponton et al. (2012) retrouvent également une limite nette vers 4 000 BP qu'il définit comme la date charnière du début de l'aridification du sous-continent

indien. Nos analyses confortent ses résultats : la transition de la phase humide à la phase sèche a été déterminée autour de 4 200BP.

A l'échelle suborbitale, les variations du  $\delta^{13}\text{C}$  organique, du %C4 et des analyses polliniques ne présentent pas des évolutions aussi similaires. Durant la période humide du début de l'Holocène, les trois périodes de très fortes moussons observées via l'étude palynologique de la carotte (pics de *Palmae* autour de 10 300-9 600, 7 500- 7000 et de 4 900 an BP) sont en phase avec des pics d'humidité perçus par les traceurs géochimiques. Le développement de la forêt côtière, qui est un biome composé uniquement d'une végétation type C3 (Martin, 1992), impacte directement les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  et du %C4 (diminutions). Deux phases, autour de 8 100 et de 6 000 BP, sont considérées humides selon Ponton et al. (marquées par un  $\delta^{13}\text{C}$  très négatif et un fort pourcentage de végétation type C3).

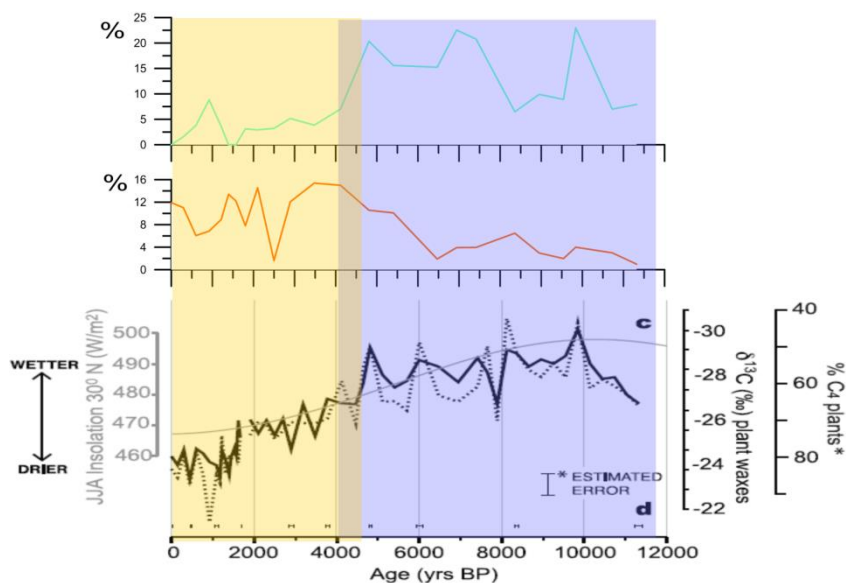


Figure 12 : Comparaison entre les variations de la forêt côtière (courbe bleue), du groupe des Halophytes (courbe orangée) et la variation du  $\delta^{13}\text{C}$  %C4 (Ponton et al., 2012)

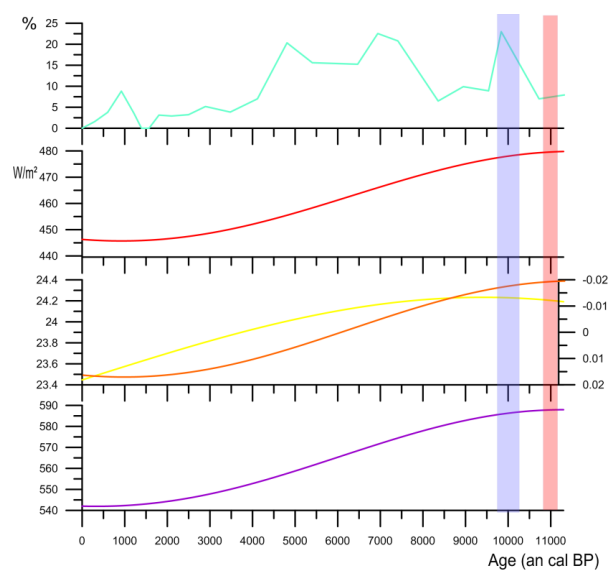
Cependant, autour de 8 100 BP, l'assemblage pollinique traduit une période de légère aridification. Cette période correspond surtout au moment d'extension maximum de la mangrove. La mangrove est caractérisée par les arbres du groupe Rhizophoraceae, c'est-à-dire par une végétation de type C3 (Venkatesalu, 2008). Ici, la diminution du  $\delta^{13}\text{C}$  et du %C4 ne caractérise pas une période d'humidité mais la surreprésentation d'un groupe écologique. Les fortes diminutions du  $\delta^{13}\text{C}$  et du %C4 vers 6 000 BP ne peuvent pas être comparées aux données polliniques. Durant cette étude un seul échantillon était disponible entre 5 400 et 6 400 BP et il n'a pas pu être compté dans son intégralité. La lame correspondant à cet échantillon n'était pas suffisamment concentrée en pollen. Au vu de la proportion pollen/*Lycopodium*, le nombre insuffisant des grains de pollen dérive d'un problème technique (résidu trop dilué) lors du montage de la lame. Contraints par différents problèmes techniques et limités par le temps, nous n'avons pas pu refaire les manipulations, mais cet échantillon est à compter en priorité lors d'une analyse future. Durant la période sèche, les variations sub-orbitales de la courbe de  $\delta^{13}\text{C}$  et %C4, sont découplées de celles observées via l'analyse pollinique : il n'existe pas de franches correspondances. Nous avons déduit des périodes de sécheresse qui coïncident avec les maxima de *Chenopodiaceae*. Or, si les herbacés

correspondent globalement à une végétation de type C4, en détails, cela n'est pas toujours le cas : Amundson et al. (1997)/Li et al. (1998)/Fisher et al. (1997) montrent respectivement que Poaceae/Cyperaceae/Chenopodiaceae utilisent parfois un mécanisme photosynthétique de type C3 qui répond localement à une augmentation d'humidité. Cependant, l'adaptation physiologique du taxa ne traduit alors pas une différence significative dans la quantité des précipitations régionales : même si le mécanisme photosynthétique s'est adapté pour un meilleur rendement énergétique, les besoins en eau de ces herbacées restent moins importants que ceux des arbres. En période de franche humidité, les herbacées seront supplantés par des arbres (concurrence écologique). L'augmentation des herbacées C3 peut traduire des environnements localement plus humides dans une période de sécheresse régionale (Li et al., 1998). Dans l'enregistrement du %C4, l'expression de cette surimposition de tendances ne sera pas perçue (pas de *distinguo* entre un arbre et une herbacée) et la diminution du %C4 pourra être assimilée à une période d'humidité.

Ainsi, l'utilisation du  $\delta^{13}\text{C}$  et du %C4 comme marqueur d'aridité/d'humidité dans le sous-continent indien est robuste si l'on considère la tendance orbitale du climat. Pour les variations suborbitales, donc pour la caractérisation des variations climatiques plus fines, la reconstitution humidité/aridité via l'utilisation de ces traceurs est moins évidente. Il existe clairement des biais. L'analyse des assemblages polliniques fossiles apporte une vision plus détaillée et plus modulée de la variation de la mousson en Inde. Il devient alors possible de discerner la surimposition des variations de la mousson à l'échelle sub-orbitale aux grandes tendances orbitales.

## 2/ Variabilité orbitale de la mousson à l'Holocène

La figure 13 représente la mise en relation de la forêt côtière, de l'insolation, des paramètres astronomiques (précession, obliquité) et de l'index insolation-mousson de Rossignol-Strick.



**Figure 13 : Mise en relation de la variation de la forêt côtière (courbe bleue), de l'insolation (courbe rouge), des paramètres astronomiques de précession (courbe orangée) et d'obliquité (courbe jaune) avec l'index de mousson de Rossignol-Strick (courbe mauve)**

La forêt de *Palmae* correspond au traceur d'humidité qui caractérise au mieux l'évolution de la mousson perçue via l'analyse pollinique. L'insolation (énergie reçue à la surface de la Terre, fonction de la distance terre-soleil), l'obliquité (qui détermine la saisonnalité du climat) et la précession (qui contrôle l'intensité de la saisonnalité) ont été déterminés via le logiciel *Analyseries* pour le mois de juin (maximum

de la mousson à l'actuel) à 16°N 082°E. L'index insolation-mousson de Rossignol-Strick (1985) prend en considération les paramètres astronomiques de précession et d'obliquité et détermine la quantité de l'énergie reçue à la surface de la Terre. Cet index détermine les périodes où l'énergie reçue est suffisante pour générer un phénomène de forte mousson et permet d'expliquer ces dernières à l'échelle glaciaire/interglaciaire. L'index de mousson-insolation  $M$  est calculé par la formule suivante :

$$M = It + (It - Ie)$$

Avec  $It$  = Insolation au niveau du Tropique du Cancer ( $\approx 23^\circ\text{N}$ ) et  $Ie$  = Insolation au niveau de l'Equateur

La courbe d'insolation présente une forme décroissante qui traduit une diminution de l'énergie lumineuse apportée à la péninsule indienne durant l'Holocène : le début de l'interglaciaire est caractérisé par une forte obliquité et par une faible précession (maximum d'énergie) tandis que sa partie terminale est soumise à une plus faible obliquité et une forte précession (minimum d'énergie). La diminution de la mousson perçue par la végétation coïncide avec l'index de mousson de Rossignol-Strick et avec la diminution de l'insolation de la péninsule indienne.

L'index de Rossignol-Strick prédit un maximum de mousson autour de 11 000 BP. Le pic de mousson majeur observé via nos assemblages polliniques et appuyé par les données de Ponton et al. (2012), via William et Clarke (1984) (étude sur en Inde centrale nord) et via (Singh et al., 1972) (étude au Rajasthan), est situé autour de 10 000 BP. Le maximum de mousson dans la péninsule n'est pas en phase avec l'index de mousson de Rossignol-Strick. La mousson ne répond donc pas directement (et seulement) à la variation d'insolation. Le retard observé est de 1 000 ans (largement supérieur à l'erreur du modèle d'âge  $\approx 100$  an cal). Des paramètres internes et phénomènes de rétroactions propres au système de mousson indienne peuvent expliquer ce retard (Caley, 2011). Cette analyse va l'encontre de l'idée de mousson globale, c'est-à-dire une réponse mondiale de la mousson aux paramètres astronomiques du climat et au mouvement de l'ITCZ. En s'appuyant sur des modèles, Marzin et al. (2012) suggèrent une interconnexion entre le couvert neigeux du plateau tibétain, les SST de l'Atlantique Nord, le dipôle est-ouest des SST de l'Atlantique tropical et la variation de la mousson indienne. Lorsque le couvert neigeux du plateau tibétain est développé, le contraste de température océan/continent diminue (rôle de l'albédo) entraînant une mousson plus faible dans la péninsule indienne. De même, il existe une corrélation (rôle de la troposphère) entre une diminution des SST de l'Atlantique Nord et une faible mousson d'été dans le sous-continent indien. De fortes anomalies de SST dans l'Atlantique tropical impactent la vitesse des vents d'Est (les alizés). Des anomalies de températures froides dans l'Atlantique Tropical précèdent et accompagnent une faible mousson indienne et une sécheresse prononcée du plateau tibétain (Bothe et al., 2009). Les modèles justifient ainsi l'importance des forçages internes et de leurs rôles modulateurs vis-à-vis de la réponse de la mousson à l'insolation.

### 3/ Variabilité suborbitale de la mousson

Les assemblages polliniques présentent une variabilité suborbitale de la mousson. Durant la période humide, trois phases d'humidité sont perçues entre 10 300-9 600 BP, 7 500-7 000 et autour de 4 900 BP. Pendant la période sèche, trois phases de fortes moussons sont reconnues entre 2 400-1600 et 1 200-600 BP.

L'étude pollinique des archives sédimentaires du Lac Bangong (*Van Campo et al., 1993*) situé dans le plateau tibétain constitue l'enregistrement de la mousson indienne. La chronologie de cette carotte est basée sur une corrélation pollen-stratigraphique avec un enregistrement d'un autre d'autre lac de la région. Des périodes de fortes moussons sont enregistrées entre 9000-8500 BP et 7200-6500 BP. Ces pics d'humidité ne sont pas concordants avec ceux de nos enregistrements. L'anachronisme de nos résultats peut provenir de la comparaison d'archives n'enregistrant pas exactement le même type de mousson. L'enregistrement de Van Campo et al. n'est pas situé dans la CMZ, l'influence de la mousson d'hiver (perçue par un assemblage pollinique différent) est bien plus importante dans cette région que dans la péninsule indienne soumise majoritairement à la mousson d'été. Le phénomène de mousson est modulé par l'influence (plus ou moins prononcée) de la mousson d'hiver dans certaines régions soumises à la mousson indienne. L'étude de la forêt côtière et des mangroves de Sundarbans (*Hait et Behling, 2008*) situées à l'extrême nord-est de la CMZ montre une période de forte influence fluviale entre environ 7500-4800 BP qui coïncide avec les deux phases majeures d'humidité à 7500-7000 BP et autour de 4900 BP identifiées dans notre enregistrement. Cependant à partir de 5400 BP, le groupe des Halophytes augmente progressivement, ce qui traduit une augmentation des apports marins et/ou une diminution des apports fluviaux. Comme le delta et le niveau marin sont globalement stables à cette période (*Nageswara et al., 2012*), l'hypothèse de la diminution des apports fluviaux peut être favorisée. L'augmentation des Halophytes traduit une diminution des apports fluviaux à partir de 5400 BP, celle-ci qui se surimpose à cette grande période d'humidité.

À partir de 4200 BP, notre enregistrement présente une phase d'aridification : la forêt de Palmae se contracte fortement et les Halophytes, indicateurs d'une mousson moins importante et d'un apport fluvial plus restreint, se développent. Une rythmicité centennale de la mousson est identifiée. Des moussons légèrement plus fortes sont observables entre 2400-1600 et 1200-600 BP tandis que des périodes de sécheresse sont perçues entre 4200-2400, 1600-1200 et 600-0 BP. Les périodes de fortes moussons semblent être synchrones aux périodes chaudes européennes de la Période Chaude Gallo-Romaine entre 0-400 AD (2000-1600 BP) et de l'Optimum Climatique Médiéval ou Medieval Climate Anomaly (MCA) entre 400-900 AD (1600-1100 BP) (*Desprat et al., 2003*). Les deux dernières périodes de sécheresse coïncident avec les périodes froides européennes de la période sombre médiévale entre 900 et 1400 AD (1100-1900 BP) et du Petit Âge Glaciaire ou Little Ice Age (LIA), 1400-1850 AD (600-150 BP) et (*Desprat et al., 2003*). Les périodes du LIA et de la MCA sont particulièrement marquées dans notre enregistrement. L'étude d'une carotte marine prélevée en Mer d'Arabie (*Agnihotri et Dutta, 2003*) et d'un spéléothème localisé au SW de la CMZ (*Sinha et al., 2007*) montrent une même variabilité de la mousson indienne. Une période d'humidité/sécheresse (augmentation/diminution du phénomène de mousson) coïncide chronologiquement avec le MCA/LIA.

Les fluctuations climatiques de la dernière partie de l'Holocène comme la MCA et le LIA sont attribuées à la combinaison de forçage externe (variation de l'activité solaire) et interne (volcanisme). Les faibles changements de l'activité solaire à l'échelle centennale associés aux mécanismes de rétroaction (albédo, couvert de glace, réponse de l'océan) ont un effet cumulé qui peut avoir un impact significatif sur les variations climatiques à l'échelle régionales (*Beer, 2000*). La mousson Est-Africaine et la mousson indienne sont souvent considérées comme couplées (*Agnihotri et al., 2001*). Parfois, il existe des différences : un enregistrement lacustre au Kenya (*Verschuren et al., 1997*) montre une période d'humidité entrecoupée de 3 événements de sécheresse (correspondant aux minima de l'activité solaire) durant le LIA. Notre

enregistrement de mousson indienne ne traduit qu'une phase globale de sécheresse. Durant le LIA, une faible activité solaire (*Steinhilber et Beer, 2011*) associée à des phénomènes de rétroactions régionaux (développement de glace de mer en Atlantique Nord et l'anomalie du dipôle indien) pourraient justifier une diminution du phénomène de mousson en Inde. Les simulations numériques de Chiang et Bitz (2005) démontrent une relation directe entre le couvert de glace de mer de l'Atlantique/Pacifique Nord et la position de l'ITCZ (composante latérale de la mousson). Lorsque le couvert de glace de mer est développé, cas lors du LIA (*Denton et Broecker, 2008*), une forte asymétrie de l'humidité atmosphérique est observable entre l'Hémisphère Nord et l'hémisphère Sud. L'hémisphère Nord est particulièrement sec autour de 55°N et de 10°N. Un changement dans le gradient des anomalies de SST se produit à l'équateur, cohérent avec un déplacement de l'ITCZ vers le Sud. Les conditions sèches au niveau du tropique nord seraient générées par la subsidence d'un air troposphérique sec, favorisant le développement d'une période de sécheresse en Inde. De plus, la reconstruction de SST dans la partie ouest de l'Océan Indien (*Oppo et al., 2009*) montre une température des eaux de surface plus froide ( $\approx -1,5^{\circ}\text{C}$ ) durant le LIA : le dipôle indien (composante transverse de la mousson) présente alors une configuration inverse. Les vents d'Ouest sont réduits et le transport de chaleur/humidité est moins efficace : l'humidité reste concentrée à l'Est du bassin, le phénomène de mousson est moins important, la péninsule indienne serait alors soumise à une phase de sécheresse. Ce mécanisme et la différence de résolution entre les enregistrements pourraient en partie expliquer le découplage mousson indienne/mousson est africaine perçue durant le LIA. Ceci démontre l'importance des phénomènes de rétroactions régionaux qui sont des forçages secondaires, mais primordiaux, à prendre en compte pour la compréhension des variations centennales d'un système de mousson.

Ainsi, si l'activité solaire joue un rôle important dans les variations suborbitales de la mousson, les mécanismes de rétroactions régionales ont également une importance fondamentale. Les téléconnexions via l'atmosphère entre les différentes régions du globe lié au couplage océan/atmosphère associé au phénomène de rétroaction régional : mise en évidence de l'importance du couvert de glace et de l'oscillation inter-décennale du dipôle indien pour le LIA, produisent l'expression régionale d'un changement climatique global. Les processus de rétroactions présentés précédemment ne sont que des exemples de forçage pouvant expliquer le phénomène de sécheresse en Inde durant le LIA, il faut envisager d'autres mécanismes selon le lieu d'étude, la résolution temporelle et l'époque considérée.

#### **4/ Période interglaciaire, glaciaire et événement abrupt : comportement différencié de la mousson indienne**

Il est possible de réaliser une comparaison entre les enregistrements de l'Holocène, de la transition MIS 5/4 et de la période correspondant chronologiquement au HS 2. En effet, les enregistrements polliniques nous donnent une image moyennée des conditions climatiques durant ces trois périodes. L'Holocène se caractérise par une végétation plus diversifiée répondant à des conditions globalement plus humide, le MIS 5/4 se définit par une diminution de la diversité floristique du sous-continent indien et une augmentation des biomes secs ce qui traduit une période de plus grande aridité tandis que la transition HS 2 montre une phase de plus franche aridité représentée par la dominance des herbacées.

Notre enregistrement est en accord avec l'index de Rossignol-Strick (Figure 2) : le phénomène de mousson est plus important pendant l'Holocène que durant la transition MIS 5/4. L'Holocène correspond à l'interglaciaire actuel et se distingue par une insolation élevée : obliquité forte (tendance à la diminution) et

une précession faible (tendance à l'augmentation). La transition entre le MIS 5/4, qui traduit une entrée en glaciation entre 80 000 et 70 000 BP, se caractérise par une insolation plus faible : faible obliquité (tendance à la diminution) et forte précession (tendance à l'augmentation) (*Laskar et al., 2004*). La différence de configuration orbitale influence directement l'insolation et donc le phénomène de mousson. Le maximum de précession associé à la transition MIS prédit la faible saisonnalité. Durant la transition MIS 5/4, la forte représentation des *Artemisia* dans le biome de la forêt décidue sèche traduit une saisonnalité moins marquée et une influence plus prononcée des vents NE (mousson d'hiver). Les biomes à dominance d'*Artemisia* sont indicateurs d'une certaine humidité hivernale dans des environnements steppiques arides.

La diminution de l'insolation ralentit le mécanisme de mousson : le contraste de pression/température entre le continent asiatique/la péninsule indienne et l'océan adjacent est moindre. La mousson d'été indienne est alors plus faible, les alizés du SW apportent moins de précipitation. La diminution d'insolation renforce également le développement de l'anticyclone sibérien qui favorise le développement des alizés du NE par apport d'un air froid et dense (*Singh et al., 1999*). Ainsi dans ce contexte de basse insolation, la faible obliquité renforce l'impact de la mousson d'hiver dans le sous-continent. Durant la transition MIS 5/4, la péninsule indienne est marquée par une diminution du phénomène de mousson d'été (apportant majoritairement les précipitations à la péninsule) et par une augmentation de la mousson d'hiver. Il est tout à fait cohérent d'imaginer une ITCZ en position plus basse. Pendant la transition MIS 8/7, les alizés du NE sont également « anormalement » présents dans la péninsule indienne (*Gupta et Thomas, 2003*). L'entrée en glaciation de l'hémisphère nord semble se traduire par une diminution de la mousson en Inde.

La période correspondant chronologiquement au HS 2 entre 26 500 et 24 300 BP (*Sanchez Goni et Harrison, 2010*) se définit dans le sous-continent indien par un pic d'ardité. Elle intervient lors d'une configuration orbitale de faible insolation. Il s'agit d'une débâcle massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord qui se caractérise par la présence d'Ice Rafted Debris (IRD) dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord. Cette période correspond à un changement brutal des conditions en Atlantique Nord : diminution brutale des SST et des SSS. Cette dessalure des eaux de surface entraîne la réduction du plongement des eaux en Atlantique Nord et ralentit/limite la circulation des eaux de fonds générant un ralentissement important de l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (*McManus et al., 2004*). Pausata et al. (2011) ont modélisé le comportement de la mousson indienne et SE asiatique durant le HS 1. Ainsi, une augmentation de la glace de mer en Atlantique Nord entraînerait un refroidissement dans les moyennes-hautes latitudes de l'Hémisphère nord et un refroidissement dans le Nord de l'Océan Indien. Cette diminution des températures de surface de l'Océan Indien est corrélée directement avec une diminution de la mousson d'été en Inde. Nos données valident cette modélisation en adéquation avec les processus régionaux évoqués plus tôt qui impactent la mousson indienne : étendue du couvert de glace de mer et variation des SST de l'Océan Indien. La mousson indienne varie avec les changements climatiques millénaires, son intensité décroît durant les stadières.

## V. CONCLUSION

L'étude réalisée constitue un travail pionnier : pour la première fois, dans le Golfe du Bengale, une analyse pollinique a été effectuée sur une carotte marine soumise aux influences d'un fleuve dont les décharges sont directement impactées par la mousson indienne. Pour effectuer ce travail, nous avons dû

déduire le signal pollinique de la Core Monsoon Zone d'après la littérature. Si cette région reste stratégique pour l'étude des moussons du passé, la signature pollinique de ses différents biomes ou formations végétales était inconnue. A partir du contenu pollinique de la carotte marine, nous avons perçu les évolutions respectives des différents biomes de la CMZ. La variation de la végétation dans cette zone traduit directement la variabilité du phénomène de mousson. Ainsi, nous avons pu caractériser la variabilité temporelle de la mousson indienne pendant trois périodes climatiquement contrastées : l'interglaciaire actuel ( $\approx 12\ 000$  ans BP à l'actuel), une phase de débâcle massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord dite HS 2 ( $\approx 25\ 000$  ans BP) et une phase d'entrée en glaciation rapide (MIS 5a/4  $\approx 75\ 000$  ans BP).

L'Holocène est marqué par deux grandes phases climatiques qui suivent les changements orbitaux sur lesquelles se superposent une variabilité sub-orbitale. La première partie de l'Holocène présente une phase de grande humidité, maximum de la forêt côtière et mangrove, initiée par une forte insolation (maximum d'obliquité et minimum de précession) tandis que sa partie terminale se caractérise par une phase d'aridité générée par une insolation plus faible (diminution de l'obliquité et augmentation de la précession). Durant la phase aride, l'expression de la variabilité sub-orbitale met en évidence des périodes de fortes/très faibles moussons correspondant chronologiquement au MCA/LIA en Europe du Nord-Ouest. Cette variabilité centennale de la mousson indienne répondrait comme le reste de la variabilité sub-orbitale holocène, aux téléconnections régionales et à la combinaison de forçages secondaires de rétroaction : étendue du couvert de glaces continentales sur le Plateau Tibétain, étendue du couvert de glace de mer dans l'Atlantique Nord et SST dans l'Océan Indien (rôle de la variabilité du dipôle Indien). La phase de débâcle massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord durant le HS2 entraîne un ralentissement important de l'AMOC et un refroidissement généralisé dans l'Hémisphère Nord. Dans un contexte orbital de faible insolation et par le jeu des mécanismes de rétroaction évoqués précédemment (diminution des SST dans l'Indien et développement de la glace de mer), le climat dans la péninsule indienne à cette période est marqué par une franche aridité qui est exprimé par la dominance des Poaceae. L'entrée rapide en glaciation pendant la transition MIS 5/4, portée par une faible obliquité et une forte précession, produit un climat relativement sec dans cette région. Le système de mousson est caractérisé comme attendu par cette configuration orbitale, par une plus faible saisonnalité : l'augmentation de l'influence de la mousson d'hiver se fait au détriment de la mousson d'été (vecteur à l'actuel des précipitations en Inde) permettant l'expansion de la forêt sèche décidue.

Ainsi, la variabilité de la mousson serait l'expression modulée de l'association de forçages externes (insolation/configuration orbitale), de forçages régionaux (couvert de glace de mer en Atlantique Nord, SST dans l'Océan Indien) et de phénomènes de rétroaction locale (albédo, téléconnection atmosphérique et océanique). La mousson indienne est un système de mousson à part entière. Elle possède une variabilité propre et réagit indépendamment à des mécanismes de rétroactions qui ont un effet local. Ce travail va à l'encontre de l'hypothèse d'une mousson globale qui affecterait au même temps et avec la même intensité différentes régions tropicales et subtropicales.

## Références bibliographiques

- Agnihotri, R., Dutta, K., 2003.** Centennial scale variations in monsoonal rainfall (Indian, east equatorial and Chinese monsoons): manifestations of solar variability. *Curr. Sci.-Bangalore*- 85, 459–463.
- Agnihotri, R., Dutta, K., Bhushan, R., Somayajulu, B.L.K., 2002.** Evidence for solar forcing on the Indian monsoon during the last millennium. *Earth Planet. Sci. Lett.* 198, 521–527.
- Amundson, R., Evett, R.R., Jahren, A.H., Bartolome, J., 1997.** Stable carbon isotope composition of Poaceae pollen and its potential in paleovegetational reconstructions. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 99, 17–24.
- Attri, S.D., Tyagi, A., 2010.** Climate profile of India. *Contrib. Indian Netw. Clim. Change Assess. Natl. Commun.-Ii Minist. Environ. For.* 1501, 1–129.
- Barboni, D., Bonnefille, R., Prasad, S., Ramesh, B.R., 2003.** Variation in modern pollen from tropical evergreen forests and the monsoon seasonality gradient in SW India. *J. Veg. Sci.* 14, 551–562.
- Besson, L., 2009.** Processus Physiques Responsables de l’Etablissement et de la Variabilité de la Mousson Africaine. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Birks, H. J. B., & Gordon, A. D. 1985.** Numerical methods in Quaternary pollen analysis.
- Bonnefille, R., Anupama, K., Barboni, D., Pascal, J., Prasad, S., Sutra, J.P., 1999.** Modern pollen spectra from tropical South India and Sri Lanka: altitudinal distribution. *J. Biogeogr.* 26, 1255–1280.
- Bothe, O., Fraedrich, K., & Zhu, X. 2010.** The large-scale circulations and summer drought and wetness on the Tibetan plateau. *International Journal of Climatology*, 30(6), 844–855.
- Caley, T., 2011.** De l’importance de l’Océan Indien pour les paléoclimats quaternaires: la mousson et le courant des Aiguilles.
- Chiang, J.C., Bitz, C.M., 2005.** Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Clim. Dyn.* 25, 477–496.
- Denton, G.H., Broecker, W.S., 2008.** Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quat. Sci. Rev.* 27, 1939–1950.
- Desprat, S., Sánchez Goñi, M. F., & Loutre, M. F. 2003.** Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1), 63–78.
- Dupont, L. M., & Wyputta, U. 2003.** Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews*, 22(2), 157–174.
- Dutta, K., R. Bhushan and B.L. Somayajulu 2001,** Delta R correction values for the northern Indian Ocean, *Radiocarbon*, 43, 483–488.
- El-Moslimany, A.P., 1990.** Ecological significance of common nonarboreal pollen: examples from drylands of the Middle East. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 64, 343–350.
- Faegri, K., Iversen, J., Waterbolk, H.T., Waterbolk, H.T., Waterbolk, H.T., 1964.** Textbook of Pollen Analysis:(former Title: Textbook of Modern Pollen Analysis). Munksgaard.
- Farooqui, A., Ray, J.G., Farooqui, S.A., Tiwari, R.K., Khan, Z.A., 2010.** Tropical rainforest vegetation, climate and sea level during the Pleistocene in Kerala, India. *Quat. Int.* 213, 2–11.
- Fisher, D., Schenk, H., Thorsch, J., Ferren, W., 1997.** Leaf anatomy and subgeneric affiliations of C3 and C4 species of Suaeda (Chenopodiaceae) in North America. *Am. J. Bot.* 84, 1198–1198.
- Gadgil, S., 2003.** The Indian monsoon and its variability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 429–467.
- Gaussen, H., Legris, P., Viart, M., Meher-Homji V.M., 1965** Map-IFP
- Gunnell, Y., 1997.** Relief and climate in South Asia: the influence of the Western Ghats on the current climate pattern of Peninsular India. *Int. J. Clim.* 17, 1169–1182.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003.** Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354–357.
- Hait, A. K., & Behling, H. 2009.** Holocene mangrove and coastal environmental changes in the western Ganga–Brahmaputra Delta, India. *Vegetation History and Archaeobotany*, 18(2), 159–169.
- Harrison, S.P., Sanchez Goñi, M.F., 2010.** Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2957–2980.
- Heusser, L. E., & Van de Geer, G. 1994.** Direct correlation of terrestrial and marine paleoclimatic records from four glacial-interglacial cycles—DSDP Site 594 Southwest Pacific. *Quaternary Science Reviews*, 13(3), 273–282.
- Herzschuh, U., Winter, K., Wünnemann, B., Li, S., 2006.** A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra. *Quat. Int.* 154, 113–121.
- Heusser, C.J., 1985.** Quaternary pollen records from the Pacific Northwest coast: Aleutians to the Oregon-California boundary. *Pollen Rec. Late-Quat. North Am. Sediments Ed. Vm Bryant Rg Holloway Am. Assoc. Strat. Palynol. Found. Dallas Tex* 143–165.
- Hooghiemstra, H., Lézine, A. M., Leroy, S. A., Dupont, L., & Marret, F. 2006.** Late Quaternary palynology in marine sediments: A synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International*, 148(1), 29–44.
- Hori, K., Saito, Y., 2007.** An early Holocene sea-level jump and delta initiation. *Geophys. Res. Lett.* 34.
- Hutchings, P., Saenger, P., 1987.** Ecology of mangroves. *Ecol. Mangroves*.
- Janssen, C. R., & Törnqvist, T. E. 1991.** The role of scale in the biostratigraphy and chronostratigraphy of the Holocene Series in The Netherlands. *The Holocene*, 1(2), 112–120.

- Kraus M, Matthiessen J & Stein R 2003.** A Holocene marine pollen record from the northern Yenisei Estuary, southeastern Kara Sea, Siberia. *Marine Science* 6: 435-456.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004.** A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.* 428, 261–285.
- Legris, P., Meher-Homji, V.M., 1968.** Floristic elements in the vegetation of India, in: *Proc Symp Recent Adv Tropical Ecology*. pp. 536–543.
- Li, M. R., Wedin, D. A., & Tieszen, L. L. 1999.** C3 and C4 photosynthesis in *Cyperus* (Cyperaceae) in temperate eastern North America. *Canadian journal of botany*, 77(2), 209-218.
- Lugo, A.E., Snedaker, S.C., 1974.** The ecology of mangroves. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 5, 39–64.
- Mc Andrews, J. H., & King, J. E. 1976.** Pollen of the North American Quaternary: the top twenty. *Geoscience and Man*, 15(1), 41-49.
- Malaizé, B., 2006** cours de Master 2 Océanographie Martin, A., Mariotti, A., Balesdent, J., Lavelle, P., 1992. Soil Organic Matter Assimilation by a Geophagous Tropical Earthworm Based on  $(\delta^{13}C)$  Measurements. *Ecology* 118–128.
- Marzin, C., Kallel, N., Kageyama, M., Duplessy, J.-C., Braconnot P., 2012** Glacial fluctuations of the Indian monsoon and their relationship with North Atlantic abrupt climate change: new data and climate experience. *Climate of the past discussion*
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004.** Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837.
- Myers, N., 1988.** Threatened biotas: “hot spots” in tropical forests. *Environmentalist* 8, 187–208.
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaizé, B., ... & Freitas, M. C. 2007.** Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 62(2), 91-114.
- Oppo, D.W., Rosenthal, Y., Linsley, B.K., 2009.** 2,000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature* 460, 1113–1116.
- Pausata, F.S., Battisti, D.S., Nisancioglu, K.H., Bitz, C.M., 2011.** Chinese stalagmite  $\delta^{18}O$  controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nat. Geosci.* 4, 474–480.
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. 2006.** Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 3322-3337.
- Pons, A., Reille, M., 1986.** Nouvelles recherches pollenanalytiques a Padul (Granada):: la fin du dernier glaciaire et L’Holocene, in: *Quaternary Climate in Western Mediterranean: Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations During the Quaternary in the Western Mediterranean Regions*, Madrid, Jun. 16-21, 1986. pp. 405–422.
- Ponton, C., Giosan, L., Eglinton, T.I., Fuller, D.Q., Johnson, J.E., Kumar, P., Collett, T.S., 2012.** Holocene aridification of India. *Geophys. Res. Lett.* 39, L03704.
- Potemra, J.T., Luther, M.E., O’Brien, J.J., 1991. The seasonal circulation of the upper ocean in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res. Oceans* 1978–2012 96, 12667–12683.
- Pullaiah, T., Chennaian, E., 1997** Flora of Andhra Pradesh (India). Scientific publishers jodhur/India Vol. 1
- Rajeevan, M., Gadgil, S., Bhate, J., 2010.** Active and break spells of the Indian summer monsoon. *J. Earth Syst. Sci.* 119, 229–247.
- Ramage, C.S., 1971.** Monsoon meteorology. Academic Press New York.
- Raghubanshi, A. S., & Tripathi, A. 2009.** Effect of disturbance, habitat fragmentation and alien invasive plants on floral diversity in dry tropical forests of Vindhyan highland: a review. *Tropical Ecology*, 50(1), 57.
- Ramaswamy, V., Vijay Kumar, B., Parthiban, G., Ittekkot, V., Nair, R.R., 1997.** Lithogenic fluxes in the Bay of Bengal measured by sediment traps. *Deep Sea Res. Part Ocean. Res. Pap.* 44, 793–810.
- Rao, K. N., Saito, Y., Nagakumar, K. C. V., Demudu, G., Basavaiah, N., Rajawat, A. S., Nakashima, R. 2012.** Holocene environmental changes of the Godavari Delta, east coast of India, inferred from sediment core analyses and AMS  $^{14}C$  dating. *Geomorphology*.
- Raveejan, M., Gadgil, S., 2008.** Active and break spells of the indian summer monsoon. NNC Reseach report.
- Reille, M., Pons, A., 1990.** Lecons de palynologie et d’analyse pollinique.
- Reimer, P. J., et al., 2009,** INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 51(4), 1111-1150.
- Rosignol-Strick, M., 1985.** Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 49, 237–263.
- Ruddiman, W. F. 2001.** Earth’s Climate: past and future. WH Freeman & Company.
- Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., & Yamagata, T. 1999.** A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), 360-363.
- Sánchez Goñi, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., & Duprat, J. 2008.** Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27(11), 1136-1151.
- Sinha, A., Stott, L., Berkelhammer, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Buckley, B. Mudelsee, M. 2011.** A global context for megadroughts in monsoon Asia during the past millennium. *Quaternary Science Reviews*, 30(1), 47-62.
- Shetye, S.R., Gouveia, A.D., Shenoi, S.S.C., Sundar, D., Michael, G.S., Nampoothiri, G., 1993.** The western boundary current of the seasonal subtropical gyre in the Bay of Bengal. *J. Geophys. Res.* 98, 945–954.
- Singh, G., Luly, J. 1991.** Changes in vegetation and seasonal climate since the last full glacial at Lake Frome,

South Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84(1), 75-86.

**Singh, N., Sontakke, N. A. 1999.** On the variability and prediction of rainfall in the post-monsoon season over India. *International journal of climatology*, 19(3), 309-339.

**Sinha, A., Cannariato, K.G., Stott, L.D., Cheng, H., Edwards, R.L., Yadava, M.G., Ramesh, R., Singh, I.B., 2007.** A 900-year (600 to 1500 AD) record of the Indian summer monsoon precipitation from the core monsoon zone of India. *Geophys. Res. Lett.* 34, L16707.

**Steinhilber, F., Beer, J., 2011.** Solar activity—the past 1200 years. *Pages news*, 19(1), 5-6.

**Stuiver, M., and P. J. Reimer 1993,** Extended C-14 database and revised calib 3.0 C-14 age calibration program, *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.

**Turon, J.-L., 1984.** Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental: évolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. Université de Bordeaux I.

**Venkatesalu, V., Senthilkumar, A., Chandrasekaran, M., Kannathasan, K., 2008.** Screening of certain mangroves for photosynthetic carbon metabolic pathway. *Photosynthetica* 46, 622–626.

**Verschuren, D., Laird, K. R., & Cumming, B. F. 2000.** Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, 403(6768), 410-414.

**Van Campo, E. 1986.** Monsoon fluctuations in two 20,000-yr BP oxygen-isotope/pollen records off southwest India. *Quaternary Research*, 26(3), 376-388.

**Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P., Sarnthein, M., 2005.**

Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quat. Sci. Rev.* 24, 595–629.

**Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008.** Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–1093.

**Walter, 1961.** Etude de l'influence du climat et plus particulièrement des périodes de sécheresses entre les moussons sur la végétation humide de l'Inde. Rapport UNESCO

**Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., & Dorale, J. A. 2001.** A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550), 2345-2348.

**Webster, P.J., Magafia, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T., 1998.** Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research* 103, 14,451-14,510.

**Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007.** 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *Science* 316, 1303–1307.

**Williams, M. A., & Clarke, M. F. 1984.** Late Quaternary environments in north-central India.

**Woodward, F. I. 1987.** *Climate and Plant Distribution.* Cambridge Univ. Press. Cambridge

**Yihui, D., Chongyin, L., & Yanju, L. 2004.** Overview of the South China Sea monsoon experiment. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21(3), 343-360.

## Sites internet

[www.geogonline.org.uk](http://www.geogonline.org.uk)

[www.imd.gov.in](http://www.imd.gov.in)

[www.wikipédia.com](http://www.wikipédia.com)

[www.epocu-bordeaux.fr](http://www.epocu-bordeaux.fr)

[www.ephe-paleoclimat.com](http://www.ephe-paleoclimat.com)