

PROJET ACCLIMATE ETUDE SIM-CLIM THEME 4

Définition des conditions de mise en œuvre d'un
projet de recherche régional



Table des matières

1. INTRODUCTION	3
2. LES AXES DE RECHERCHES A DEVELOPPER POUR AMELIORER LA CONNAISSANCE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LA ZONE DE LA COI	3
2.1 <i>Initiation de la phase convective, précipitations sur les terres émergées et OMJ</i>	3
2.2 <i>Influence de l'OMJ sur l'activité cyclonique tropicale dans l'océan indien.....</i>	4
2.3 <i>Activité cyclonique et changement climatique.....</i>	6
2.4 <i>Descente d'échelle des Précipitations.....</i>	7
2.5 <i>Température de Surface de la Mer et Acidité</i>	9
2.6 <i>Niveau de la mer.....</i>	10
3. MISE EN PLACE D'UN PROGRAMME DE RECHERCHE REGIONAL.....	11
3.1 <i>Financement de thèses.....</i>	11
3.2 <i>Mise en place d'un programme multi-laboratoires.....</i>	12
4. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	12

1. Introduction

Le recensement des connaissances, traité dans le thème 1 de l'étude, a révélé une absence d'activité de recherche sur le climat dans la région COI. Différents laboratoires de recherches travaillent bien sur des sujet connexes, notamment sur l'atmosphère ou l'océan (Observatoire des Sciences de L'Univers de la Réunion, Laboratoire de l'Atmosphère et des Cyclones, Mauritius Oceanographic Institute, ...), mais aucun ne travaille réellement sur le climat.

Or, bien que nous ayons proposé des pistes pour améliorer la connaissance du changement climatique sur la région dans le thème 1 et d'autres pour effectuer des projections du climat régional futur, dans le thème 3 de l'étude, un certain nombre de questions, essentielles pour évaluer l'impact du changement climatique dans la région, reste encore sans réponses. L'Océan Indien est, en effet, soumis à divers types de phénomènes naturels dont certains impactent particulièrement l'équilibre climatique et peuvent interagir et évoluer avec le changement climatique.

Pour définir une stratégie d'adaptation pertinente dans les pays de la COI, il est cependant impératif de caractériser au mieux les changements attendus dans cette région et pour cela il est nécessaire de progresser sur des questions comme la variabilité intra-saisonnière de l'atmosphère tropical, l'interaction entre les ondes de Madden-Julian et les cyclones tropicaux, la connaissance des processus physiques à la sources de la variabilité spatio-temporelle des pluies sur les îles tropicales, etc.

Nous proposons ici des axes de recherche qui visent à instruire ces questions. La période de travail visée est 2012-2017.

2. Les axes de recherches à développer pour améliorer la connaissance du changement climatique sur la zone de la COI

Nous présentons dans ce chapitre, les axes de recherches qui méritent d'être approfondis pour une meilleure compréhension des mécanismes en jeux dans le système climatique de l'océan Indien tropical et in fine, une meilleure détermination de leurs évolutions à venir dans le cadre du changement climatique.

2.1 *Initiation de la phase convective, précipitations sur les terres émergées et OMJ*

L'Oscillation de Madden-Julian (OMJ) est le principal mode de variabilité intra-saisonnier de l'atmosphère tropicale. Ce phénomène se traduit par la propagation vers l'Est le long de l'Equateur d'une zone de convection nuageuse de grande échelle (milliers de kilomètres) entre l'Ouest de l'Océan Indien et le Pacifique central, à une vitesse d'environ 5 degrés de longitude par jour (Madden and Julian 1971, 1972, voir aussi l'article de revue de Zhang 2005). Un signal dynamique se propage

ensuite plus rapidement vers le Pacifique Est et l'Atlantique, faisant parfois le tour de la Terre et participant alors à l'initiation d'un nouvel événement convectif dans l'Océan Indien. Le phénomène est alors quasi-périodique, avec une période proche de 40 jours (Madden and Julian 1971). L'OMJ est un mode atmosphérique influencé par le couplage avec la surface, notamment océanique (Sobel et al. 2008, 2010).

Pour les archipels équatoriaux de l'Océan Indien (Maldives, Seychelles) une bonne prévision de l'OMJ, surtout de l'initiation d'un événement convectif permettrait d'améliorer les prévisions météorologiques à court et moyen terme. L'enveloppe convective de l'OMJ est aussi une région favorable au développement de cyclones qui peuvent affecter d'autres archipels et pays du pourtour de l'Océan Indien (voir la deuxième partie). Cette prévision requiert une simulation correcte de l'OMJ par les modèles de prévision météorologique.

Or, bien que la simulation de l'OMJ par les modèles de circulation générale (MCG) s'améliore régulièrement, celle-ci est encore déficiente dans la majorité des modèles (Lin et al. 2007, Duvel et al. 2012). Une des barrières à l'amélioration de cette simulation est notre manque de compréhension théorique de ce problème. L'OMJ est parfois décrite comme le mode de variabilité naturelle du climat global le moins bien compris. Après quelques propositions de mécanismes simples à la fin des années 1980 (Emanuel 1987, Neelin et al. 1987, Wang and Rui 1990), peu de travaux théoriques ont été publiés jusqu'à récemment. Mais ces dernières années ont vu l'émergence de nouvelles idées sur les mécanismes fondamentaux de la propagation de l'OMJ (Majda and Stechmann 2009, Sobel and Maloney 2012), mais il reste à effectuer un travail de validation de ces mécanismes, et surtout il reste à comprendre les mécanismes d'initiation de l'OMJ dans l'Océan Indien pour permettre de mieux évaluer les modèles de prévision numérique du temps utilisés dans la région.

Par ailleurs, les précipitations associées à l'OMJ sur les terres émergées sont mal comprises. En effet, la variabilité des précipitations liée à l'OMJ est moindre sur les îles comparée à l'océan environnant. Certaines propagations diurnes liées à l'interaction entre perturbation de grande échelle, contraste terre-mer et topographie ont été mis en évidence sur les îles du continent maritime (Ichikawa and Yasunari 2006, 2008), mais les mécanismes fondamentaux et l'influence respective des différents éléments (stockage d'eau et d'énergie par les sols, effet dynamique de la topographie) sont encore à déterminer, et la modulation des pluies par les MJO sur des îles plus petites comme celles des archipels de l'Océan Indien reste à documenter (la campagne internationale de recherches CINDY-DYNAMO en cours pourrait y aider) et à comprendre pour quantifier l'impact de l'OMJ en terme de ressources hydriques et de risques pluvio-orageux sur les archipels de la région.

2.2 Influence de l'OMJ sur l'activité cyclonique tropicale dans l'océan indien

De par sa structure spatiale, il est évident que l'OMJ interagit fortement avec l'activité cyclonique de l'océan indien et du Pacifique Ouest, son extension méridienne couvrant les zones de cyclogenèse de ces deux bassins.

Dès 1979, Gray avait identifié que la formation des cyclones tropicaux (CT) se produisait, non pas de manière uniforme dans le temps, mais par paquets (clusters) avec une périodicité de 30 à 50 jours sur l'Australie. Nakazawa (1988) suggère que la formation des cyclones dans ces clusters suit ainsi la périodicité de la variabilité intra-saisonnière. La modulation des CT par l'OMJ a fait l'objet de nombreuses études, chacune se focalisant sur un ou deux bassins océaniques. Ainsi, le Pacifique Nord a été le plus documenté (Molinari et al. 1997, Malonney and Hartmann 2000a), mais l'Océan Indien Sud a tout de même fait l'objet de plusieurs études (Bessafi and Wheeler 2006, Ho et al 2006) et Liebmann et al (1994) ont abordé les deux bassins. D'autres études ont concerné d'autres bassins (Hall et al. 2001 pour l'Australie, Malonney and Hartmann 2000b pour le golfe du Mexique, Leroy et Wheeler 2008 pour l'ensemble de l'hémisphère sud). A l'inverse, peu d'études ont abordé l'Océan Indien Nord, même si l'étude de Liebmann et al. (1994) englobe celui-ci avec le Pacifique Nord.

L'ensemble des études consacrées au lien OMJ-CT s'accordent sur la modulation de ces derniers par les phases actives et passives de l'OMJ, les phases actives étant associées à une convection renforcée et à une augmentation du tourbillon, ainsi qu'à une diminution du cisaillement vertical du vent horizontal. Ces comportements correspondent à des conditions favorables de formation de CT là où elles se produisent. Par contre, les différents auteurs ne s'accordent pas sur les contributions respectives de chacune des composantes thermiques et dynamiques sur l'activité cyclonique. Les études qui mettent en avant les variables dynamiques sont plus nombreuses que celles qui avancent la convection comme acteur principal. Néanmoins, Camargo et al. (2009) trouvent comme variable principale, l'humidité de la moyenne troposphère pour expliquer la modulation de l'activité cyclonique, en utilisant un indice de cyclogenèse (Genesis Potential) plutôt que les observations directes de formation de cyclones. Il reste donc à préciser les mécanismes par lesquels l'OMJ module l'activité des CT. Ceux-ci peuvent différer d'un bassin océanique à l'autre.

De plus, Hall et al. (2001) ont mis en avant que la relation MJO-CT était renforcée lors des épisodes El Niño. Cette caractéristique n'a pas été reprise par d'autres auteurs et mériterait d'être précisée dans l'avenir.

Les difficultés des modèles de climat à représenter l'OMJ est un frein à la représentation de sa relation avec les CT, notamment dans l'Océan Indien Sud. Qui plus est, l'amélioration de cette représentation par l'utilisation d'un modèle couplé (AOGCM¹) complique l'étude des liens entre MJO et CT dans les modèles. En effet, les AOGCM présentent leurs propres biais qui sont susceptibles de nuire à la bonne représentation des CT eux-mêmes sur le bassin océanique indien. Donc la question se pose de choisir un GCM en mode forcé avec une représentation dégradée de l'OMJ ou un AOGCM, où l'OMJ est mieux représentée mais les températures de surface de la mer dégradées, par rapport à la réalité.

La base de données de CMIP5 devrait être un outil puissant pour aborder ces questions, même si la résolution horizontale des modèles qui la constituent est un peu faible pour représenter des cyclones tropicaux de manière réaliste.

¹ AOGCM : Modèle de Circulation Générale Océan-Atmosphère

En effet, au-delà d'une détection directe des CT, on peut avoir recours à des indices de cyclogénèse, tels que le Genesis Potential Index (GPI, Emanuel and Nolan 2004) ou le Convective Yearly Genesis Potential (CYGP, Royer et al. 1998). Ces indices combinent les variables de grande échelle connues pour être favorable à la formation de CT, telles que le cisaillement vertical du vent horizontal, le tourbillon de basse couche, l'humidité de la moyenne troposphère, ou encore la SST et les pluies convectives. Ces indices sont généralement calculés à l'échelle mensuelle. Ils permettent d'approcher l'activité cyclonique dans des simulations dont la résolution ne permet pas de détecter directement des systèmes cycloniques. Camargo et al. (2009) ont montré qu'une utilisation du GPI, à l'échelle quotidienne, permettait de mettre en évidence la signature de l'OMJ, en cohérence avec ce qui a été observé auparavant. C'est donc une piste intéressante à exploiter, même si l'utilisation à l'échelle mensuelle reste la plus répandue. Dans le cadre de l'exercice CMIP5, ces indices seront calculés et pourront être distribués à la communauté pour des études locales.

Une dernière piste, qui n'a pas fait l'objet de nombreuses études, concerne la relation entre la phase de l'OMJ et l'intensité des CT détectés. Liebmann et al (1994) ont mis en évidence qu'il n'y avait pas de changement dans le rapport ratio tempêtes/cyclones dans les bassins Pacifique Ouest et Indien, mais avec l'évolution des outils d'analyse et des observations, cette question mériterait d'être revisitée. Pourrait être abordée, également, la modulation des pluies cycloniques qui sont d'un intérêt majeur pour les territoires de l'Océan Indien Sud. C'est, en effet, à La Réunion que les records de pluies sont enregistrés, la plupart ayant été atteint lors d'événement cycloniques.

2.3 *Activité cyclonique et changement climatique*

Au cours de la période 2008-2011, l'impact du couplage océan-atmosphère sur l'activité cyclonique et sa réponse au réchauffement climatique ont été étudiés dans le modèle de circulation générale (MCG) CNRM-CMIP5, dans une version originale basculée-étirée sur le bassin Atlantique Nord. En effet, le passage d'un cyclone tropical (CT) sur l'océan contribue à refroidir celui-ci par le biais d'un fort mélange engendré par les vents intenses en surface (Price 1981, Bender and Ginis 2000, Samson et al. 2009). Ce refroidissement peut, à son tour, avoir un effet retro-actif sur le phénomène cyclonique lui-même. Partant de cette constatation, il était normal de se demander dans quelle mesure les MCG étaient en mesure de représenter cette interaction, et comment celle-ci pouvait moduler la réponse des CT au réchauffement anthropique.

Une méthodologie a été mise en place pour étudier l'impact du couplage sur l'activité cyclonique, tout d'abord dans le bassin Atlantique. La méthodologie basculée-étirée sur le bassin Atlantique avait déjà fait ses preuves (Chauvin et al. 2006) en mode « atmosphère seule » (simulations forcées) mais c'était la première fois que la composante océanique était introduite dans cette configuration (simulations couplées). Les principales différences qui sont apparues entre les simulations forcées et couplées de référence concernent la répartition spatiale des trajectoires. En ce qui concerne les simulations en climat réchauffé, les différences entre les simulations forcées et couplées sont assez faibles bien que significatives localement.



Enfin, les deux simulations ont montré des sensibilités différentes sur l'augmentation de l'intensité des CT, qui est plus marquée dans le couplé que dans le forcé : pressions plus basses, vents et pluies plus forts.

Ainsi, l'introduction de cette nouvelle configuration océan-atmosphère pour l'étude des cyclones tropicaux a montré des résultats prometteurs et devrait être transposée, dans l'avenir, à d'autres bassins océaniques, comme l'océan indien tropical sud, où les phénomènes de couplage peuvent être amplifiés par la faible profondeur de la thermocline.

2.4 Descente d'échelle des Précipitations

La précipitation est un champ météorologique qui possède une très grande variabilité spatio-temporelle. Cette caractéristique est reconnue à toutes les échelles de temps de la prévision météorologique aux échelles du climat. Elle est liée aux très nombreux processus physiques qui peuvent engendrer des précipitations. Ces processus peuvent être régionaux/locaux comme le contraste terre-mer, les reliefs, anomalie de température de la mer, les caractéristiques de la surface continentale, les orages, les cellules convectives organisées, ... ou liés à des phénomènes de plus grande échelle (Zone de Convergence Inter-Tropicale, dépression extratropicale, cyclone tropical, alizés, ...) venant impacter la zone d'étude. La distribution dans l'espace et le temps des précipitations présente des structures complexes, la plupart du temps de fine échelle spatiale et présentant des extrêmes très localisés dans le temps.

De part leur situation géographique dans l'océan indien tropical, les pays de la COI sont particulièrement affectés et vulnérables à cette forte variabilité spatio-temporelle : l'île de la Réunion est par exemple le lieu sur terre où l'on a enregistré le plus fort cumul de précipitation entre 12h (1140 mm en 12h à Foc-Foc, et 15 jours (6083 mm en 15 j à Commerson). Avec un très fort relief volcanique, cette même île est également marquée par un fort contraste entre la partie Est de l'île, très humide et dite au vent (10 929 mm par an en moyenne aux hauts de Sainte-Rose) et la partie ouest, nettement plus sèche, dite sous le vent (436 mm/an en moyenne à la Pointe Trois-Bassins) . Un fort cycle diurne des précipitations est également observé comme souvent sous les tropiques (convection), ce cycle étant très marqué dans les montagnes de l'île (les Hauts).

Ces contrastes, plus ou moins marqués, se retrouvent sur l'ensemble des îles de la COI.

Dans le contexte du changement climatique, la vulnérabilité actuelle pourrait de plus évoluer soit par une évolution des conditions de grandes échelles (changement de position ou d'intensité des alizés, de la OMJ, de la ZCIT, de la trajectoire préférentielle des cyclones, des principales structures de température de la mer,...) soit par l'évolution des événements pluvieux d'origine locale (intensité, géographie et timing des orages).

Dans ce contexte, nous proposons une étude amont basée sur deux grands axes :

1. l'étude et la compréhension des processus physiques (processus de grande échelle et processus locaux) pilotant la variabilité spatio-temporelle des pluies dans les îles de la COI (l'île de la Réunion pourrait être un bon cas test)
2. La mise en place de scénarios régionaux d'évolution du climat au 21ème siècle dédiés à l'étude des pays de la COI en tenant compte des sources d'incertitude inhérentes à ces scénarios (variabilité climatique interne, incertitude modèle, incertitude socio-économique)

L'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations nécessite à la fois des bases de données observées et des simulations numériques du climat. Ces observations (in-situ ou satellite) et ces simulations doivent être longues (plusieurs décennies), homogènes dans le temps et à haute résolution spatio-temporelle. Par exemple pour l'île de la Réunion qui fait environ 60 km de diamètre et 3000 m de haut à son sommet, la résolution spatio-temporelle des observations devrait être de l'ordre de quelques heures (cycle diurne) et 10 km (représentation du relief et des principaux contrastes) pour obtenir une bonne description.

Les observations (tendances climatiques des précipitations évoquées dans le Thème 1) serviront pour la compréhension de la variabilité, la validation des modèles numériques et le calage des méthodes statistiques.

Pour ce qui est des simulations numériques, la résolution spatio-temporelle requise nécessite de faire appel à des techniques de régionalisation du climat (Somot 2005 ; Déqué and Li 2007). En effet, les modèles de climat globaux actuels utilisés pour le prochain rapport du GIEC ont une résolution spatiale de l'ordre de 100x100 km, ce qui signifie entre 0 et 1 point de grille pour les îles de la COI à l'exception de Madagascar. Les techniques de régionalisation devraient permettre d'atteindre les résolutions espérées qu'elles soient statistiques (si des jeux de données de calage sont disponibles) ou dynamiques. Les méthodes dynamiques de régionalisation ont montrées une nette valeur ajoutée pour ce qui concerne la simulation des précipitations et en particulier des précipitations intenses (Déqué and Somot 2008, Colin et al. 2010, Colin 2011). Pour les méthodes dynamiques, on propose d'utiliser des modèles à aire limitée à la résolution de 10 km qui correspond aux limites de l'état de l'art actuel pour les Modèles Régionaux de Climat ou MRC (Déqué and Somot 2008, Colin 2011, Herrmann et al. 2011, Lucas-Picher et al. 2011, cf. aussi les projets FP6-CECLIA, FP6-CLAVIER, MedCORDEX et EuroCORDEX. Actuellement il existe plusieurs MRC capable de tourner de manière efficace à ces résolutions là : ALADIN (Météo-France), RegCM (ICTP), HIRLAM (DMI), REMO (MPI). Deux types de simulations peuvent être intéressantes pour la problématique des précipitations sur les petites îles : d'une part, des simulations multi-décennales en « mode parfait » (SanchezGomez et al. 2008) avec pilotage des MRC par des réanalyses (ERA40, ERAInterim, NCEP, ...) sur les décennies récentes (au moins 1979-2010) permettant l'étude et la compréhension des processus physiques pilotant la variabilité spatio-temporelle des pluies. Ces simulations permettront en particulier d'évaluer si les MRCs actuels sont bien capable de reproduire les processus pilotant la variabilité spatio-temporelle des précipitations dans la région et quelles sont leurs limites. Elles permettront également de tester des améliorations des paramétrisations physiques de ces modèles en conditions

montagneuses sous les tropiques. L'amélioration des précipitations sur les reliefs et du cycle diurne des précipitations pourrait être un des objectifs. D'autre part, des simulations de changement climatique couvrant au minimum la période 1970-2050 voire 1950-2100 pour différents scénarios IPCC (à titre d'indication le projet CORDEX a décidé de simuler les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 de CMIP5) et cela avec différents modèles régionaux et modèles globaux afin de maximiser la gamme d'incertitude couverte. Ces deux types de simulations ainsi que l'approche pour évaluer les incertitudes des scénarios régionaux ont été développés pour l'Europe dans les projets FP5-PRUDENCE et FP6-ENSEMBLES et seront poursuivis dans le cadre du projet international CORDEX sous les auspices du World Climate Research Program. L'approche multi-modèle (et donc souvent multi-centres de recherche) semble la plus appropriée pour évaluer l'impact des changements climatiques sur une région particulière pour des échéances de scénarios allant de +10 à +100 ans (Déqué et al. 2007, SanchezGomez et al. 2009, Déqué et al. 2011). Pour les échéances de +1 à +10/30 ans (aussi appelé prévision décennale), nous ne conseillons pas l'utilisation des approches de régionalisation. Il semble important au préalable de montrer la capacité de ces nouvelles techniques à l'échelle globale avant de s'attaquer à l'échelle régionale.

Concernant les méthodes dynamiques de régionalisation et la simulation des champs de précipitation, on pourra également envisager l'utilisation de techniques récentes et complémentaires telles que le pilotage spectral (Radu et al. 2008), les modèles couplés régionaux (Somot et al. 2008) ou les approches statistico-dynamiques (Beaulant et al. 2011).

2.5 Température de Surface de la Mer et Acidité

Les perturbations attendues du fait du changement global concernent notamment la croissance corallienne et récifale, et des inquiétudes s'en suivent quant à la capacité des récifs à jouer leur rôle d'« espace tampon » dans la perspective de l'élévation du niveau de la mer et de l'exacerbation des tempêtes. La calcification corallienne décline rapidement au-delà d'un certain optimum de température (Marshall et Clode, 2004), qui correspond au pic estival normal, ou lui est légèrement inférieur (Kleypas et al., 2005). Mais surtout, le réchauffement climatique est considéré comme une menace à court terme pour la pérennité des récifs coralliens (Veron et al., 2009), en raison de l'augmentation avérée à l'échelle mondiale de la sévérité et de l'étendue des phénomènes de blanchissement (Hughes et al., 2003 ; Hoegh-Guldberg et al., 2007). Le blanchissement peut ainsi provoquer des pertes de recouvrement corallien considérables, comme par exemple lors de l'épisode ENSO 1997-1998 dans l'Océan Indien, qui a généré une mortalité corallienne parfois supérieure à 90 % aux Seychelles et aux Maldives. A ces phénomènes, se superposent les effets de l'acidification des océans sur la calcification.

L'apport de carbone anthropique depuis 1750 a entraîné l'acidification des océans, dont le pH a décru, en moyenne, de 0,1 unité [GIEC, 2007]. L'augmentation des concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère provoque une augmentation de l'acidité de l'océan. Les simulations basées sur des scénarios du RSSE donnent des réductions du pH moyen global de l'océan en surface entre 0,14 à 0,35 unités au cours du XXI^e siècle, ajoutant ainsi 0,1 unité à la diminution actuelle

depuis l'époque préindustrielle. D'après les projections, l'acidification progressive des océans due à l'augmentation de dioxyde de carbone atmosphérique aura certainement des incidences négatives sur les organismes marins testacés (les coraux, par exemple) et les espèces qui en dépendent.

Dans la COI, la bande 5°S-15°S dans l'ouest de l'Océan Indien est une région très particulière. En raison de la structure des vents, la thermocline y est proche de la surface et la couche de mélange est peu profonde, ce qui induit une forte réactivité de la température de surface de l'océan (TSO) aux sollicitations de l'atmosphère. De plus, la TSO en été austral est élevée, impliquant une sensibilité accrue de l'atmosphère à de petites variations de température. Ces deux facteurs augmentent le couplage océan-atmosphère dans cette région qui a une variabilité très marquée aux échelles synoptiques (cyclones), intrasaisonnières (OMJ) et interannuelle (réponse à El Niño, mais aussi au Dipôle de l'océan Indien).

Le premier enjeu est d'étudier et de caractériser, l'évolution de la température et des phénomènes El Niño dans les récentes simulations du GIEC AR5 ainsi que celle de l'acidité des océans dans les modèles intégrant le cycle du carbone, en zoomant sur la COI.

Un second est certainement de bien comprendre les couplages de couches limites océan-atmosphère dans cette région et de progresser dans la prise en compte du cycle du carbone dans les modèles climatiques afin d'affiner les perspectives annoncés dans le rapport du GIEC.

Ces travaux pourront permettre de mieux préciser les paramètres pertinents à prendre en compte pour les études d'impact comme la caractérisation de la résilience des récifs coralliens au changement global et de leur vulnérabilité.

2.6 Niveau de la mer

L'élévation du niveau de la mer est une conséquence majeure du réchauffement global qui menace de nombreuses régions côtières de faible élévation et où sont implantées de fortes populations. Certains pays de la COI peuvent être considérés comme des régions parmi les plus vulnérables de la planète. L'augmentation du niveau de la mer les rend encore plus vulnérables aux autres aléas climatiques, tels que les houles cycloniques ou de tempête. La conjonction de la faible élévation de certaines îles, du changement du trait de côtes, de la houle et des courants et dans certains cas, de la forte densité de population est un sujet de préoccupation important, car il y a peu de doute sur le fait que le niveau de la mer continuera à s'élever dans le futur (IPCC, 2007).

Les observations de marégraphes indiquent que le niveau global de la mer s'élève en moyenne de 1,7 mm par an depuis 1950 (Church and White, 2006 ; Jevrejeva et al., 2006 ; Holgate, 2007). L'altimétrie satellite montre une élévation plus rapide depuis 1993 : 3,3 mm/an +/-0.4 mm/an (Leuliette et al., 2004 ; Nerem et al., 2006, 2010 ; Ablain et al., 2009). Cependant, l'élévation du niveau de la mer est loin d'être spatialement uniforme, comme le montre une étude récente du Pacifique tropical sur la période 1950 à nos jours (Becker et al., 2012). Dans un premier temps, le même type d'étude devrait être conduit sur l'Océan Indien et en particulier autour des pays de la

COI. Dans un second temps, en s'appuyant notamment sur les simulations climatiques réalisées dans le cadre de CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project phase 5) pour le cinquième rapport d'évaluation du GIEC à paraître en 2013, un travail pourra être conduit sur la régionalisation de l'élévation du niveau de la mer par exemple en utilisant un modèle d'océan à plus haute résolution emboîté. Ce type de modélisation ne prend en compte que les effets stériques et éventuellement l'impact de la dynamique océanique. A ces effets s'ajoutent les composantes de masse (fonte des glaciers et calottes), qu'il conviendra de prendre en compte pour estimer au mieux les facteurs climatiques contribuant aux changements récents et futurs du niveau des mers loin des côtes dans cette région. Ces informations seront utilisées dans le cadre d'études de cas sur des régions côtières spécifiques dans un cadre multidisciplinaire. L'élévation absolue du niveau des mers et les changements de traits de côte constatés sur les 50 dernières années au niveau de quelques sites sélectionnés seront ainsi étudiés en examinant l'importance respective de (i) certaines activités humaines locales affectant la géomorphologie côtière (activités minières, extraction de gravier ou de sable...), (ii) des facteurs naturels (mouvements verticaux de la croûte terrestre, tempêtes, vagues, courants côtiers...) et (iii) de la contribution climatique aux changements de niveau des mers. L'évolution de ces différents facteurs sera estimée au cours du 21ème siècle sur les sites côtiers sélectionnés pour fournir des projections d'élévation absolue du niveau des mers selon divers scénarios et les incertitudes associées.

3. Mise en place d'un programme de recherche régional

Pour développer les axes de recherches évoqués dans le paragraphe précédent, deux approches, éventuellement simultanées, peuvent être envisagées.

3.1 Financement de thèses

La première **approche** consiste à financer la réalisation de thèses sur les sujets évoqués.

Il y a un bon nombre de laboratoires de recherches européens, voire Sud-Africain, qui a les capacités pour encadrer de telles thèses (CERFACS à Toulouse, CNRM-GAME à Toulouse, Centre de Recherches de Climatologie à Dijon, IPSL à Paris, Climate Systems Analysis Group, University of Cape Town, ...).

Pour le renforcement des capacités régionales en la matière, il serait intéressant de favoriser l'accueil de thésards de pays de la COI pour ces thèses. Il s'agit d'ailleurs d'une des recommandations du séminaire ACCLIMATE de St-Denis en septembre 2011.

Cette approche présente une certaine souplesse tant au niveau budgétaire que logistique et peut être facilement modulable. Les coûts de financement étant de 80 à 100 k€ par thèse (pour 3 ans).

Par ailleurs, bien qu'il n'y ai pas de laboratoire de recherches régionaux qui travaillent directement sur cette thématique, on peut envisager des partenariats avec les organismes cité ci-dessus pour

délocaliser, au moins en partie, de telles thèses dans la région (accueil possible dans des laboratoires réunionnais ou Mauriciens).

3.2 Mise en place d'un programme multi-laboratoires

La deuxième approche consiste à mettre en place un projet impliquant divers laboratoires sur un programme assez large englobant les axes souhaités. Les laboratoires potentiellement intéressés par ces sujets sont nombreux et de divers pays.

On notera que la campagne internationale CINDY-DYNAMO qui concerne actuellement (octobre 2011 - mars 2012) l'océan Indien tropical et a pour objectif principal de déterminer les processus physiques à l'origine du déclenchement des oscillations de Madden-Julian (MJO), s'appuie sur une participation importante du Japon et des USA, de la France, de l'Inde, du Royaume Uni et de l'Australie. (Site de l'expérience CINDY: <http://www.jamstec.go.jp/iorgc/cindy/> et site de DYNAMO: <http://www.eol.ucar.edu/projects/dynamo/>).

La mise en place d'un tel projet se ferait par appel d'offres dont les objectifs pourraient reprendre les axes évoqués au chapitre 2. Pour susciter un réel intérêt de la part des laboratoires potentiellement concernés, ce projet devrait avoir une certaine consistance, le coût pourrait être compris entre 500 et 1 000 k€.

4. Références bibliographiques

Ablain, M., Cazenave, A., Valladeau, G., Guinehut, S., 2009. A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993–2008. *Ocean Science* 5, 193–201.

Beulant A.-L., Joly B., Nuissier O., Somot S., Ducrocq V., Joly A., Sevault F., Déqué M., Ricard D. (2011) Statistico-dynamical downscaling for Mediterranean heavy precipitation, QJRM, doi: 10.1002/qj.796, available online.

Becker, M., B. Meyssignac, C. Letetrel, W. Llovel, A. Cazenave, T. Delcroix, 2012. Sea level variations at tropical Pacific Islands since 1950. *Global and Planetary Change*, 80-81, 85-98.

Bessafi, M., and M. C. Wheeler, 2006: Modulation of South Indian Ocean tropical cyclones by the Madden–Julian oscillation and convectively coupled equatorial waves. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 638–656.

Colin J., Déqué M., Radu R., Somot S. (2010) Sensitivity study of heavy precipitations in Limited Area Model climate simulation: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus-A*, DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x (published on-line, May 2010)



- Colin J. (2011) Etude de la variabilité climatique des événements précipitant intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale. PhD thesis. Université Paul Sabatier, Toulouse III., 284 pp. Encadrement : M. Déqué, S. Somot
- Church, J.A., White, N.J., Hunter, J.R., 2006. Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global and Planetary Change* 53, 155–168.
- Déqué, M. et Li, L., 2007. La prévision climatique: régionalisation et extrêmes. *La Météorologie*, 57, 28-30
- Déqué, M., Rowell, D.P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., Castro, M., van den Hurk, B., 2007. An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, 81, 53-70.
- Déqué, M., Somot, S. (2008) Extreme precipitation and high resolution with Aladin. *Időjaras Quaterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 112(3-4):179-190
- Déqué M., Somot S., Sanchez-Gomez E., Goodess C.M., Jacob D., Lenderink G., O.B. Christensen O.B. (2011) "The spread amongst ENSEMBLES regional scenarios: Regional Climate Models, driving General Circulation Models and interannual variability", *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-011-1053-x
- Duvel, J.P., H. Bellenger, G. Bellon, and M. Remaud, 2012: An event-to-event assessment of tropical intraseasonal perturbations, *Climate Dynamics*, submitted.
- Emanuel, K. A., 1987: An Air-Sea Interaction-Model of Intraseasonal Oscillations in the Tropics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 2324-2340.
- Emanuel, K. A. and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclone activity and global climate. Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., 240–241.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, D. B. Shaw, Ed., Royal Meteorological Society, 155–218.
- Hall, J. D., A. J. Matthews, and D. J. Karoli, 2001: The modulation of tropical cyclone activity in the Australian region by the Madden–Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2970–2982.
- Herrmann M., Somot S., Calmanti S., Dubois C., Sevault F. (2011) "Representation of daily wind speed spatial and temporal variability and intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1983-2001, doi:10.5194/nhess-11-1983-2011
- Holgate, S.J., 2007. On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophysical Research Letters* 34, L01602. doi:10.1029/2006GL028492.

Ho, C.-H., J.-H. Kim, J.-H. Jeong, H.-S. Kim, and D. Chen, 2006: Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Niño–Southern Oscillation and Madden–Julian oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, 111, D22101, doi:10.1029/2006JD007289.

Hoegh-Guldberg O, Mumby PJ, Hooten AJ, Steneck RS, Greenfield P, Gomez E, Harvell CD, Sale PF, Edwards AJ, Caldeira K, Knowlton N, Eakin CM, Iglesias-Prieto R, Muthiga N, Bradbury RH, Dubi A, Hatzioiols ME (2007) Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. *Science* 318: 1737-1742.

Hughes TP, Baird AH, Bellwood DR, Card M, Connolly SR, Folke C, Grosberg R, Hoegh-Guldberg O, Jackson JBC, Kleypas J, Lough JM, Marshall P, Nystrom M, Palumbi SR, Pandolfi JM, Rosen B, Roughgarden J. (2003) Climate change, human impacts, and the resilience of coral reefs. *Science* 301: 929-933.

Ichikawa, H., and T. Yasunari, 2006: Time–space characteristics of diurnal rainfall over Borneo and surrounding oceans as observed by TRMM-PR, *Journal of Climate*, 19, 1238–1260.

Ichikawa, H., T. Yasunari, 2008: Intraseasonal Variability in Diurnal Rainfall over New Guinea and the Surrounding Oceans during Austral Summer, *Journal of Climate*, 21, 2852–2868.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. In: Solomon, S. et al. (Ed.), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., available at http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/contents.html.

Jevrejeva, S., Grinsted, A., Moore, J.C., Holgate, S., 2006. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal of Geophysical Research* 111, C09012. doi:10.1029/2005JC003229.

Kleypas JA, Buddemeier RW, Eakin CM, Gattuso JP, Guinotte J, Hoegh-Guldberg O, Iglesias-Prieto R, Jokiel PL, Langdon C, Skirving W (2005) Comment on “Coral reef calcification and climate change: the effect of ocean warming”. *Geophysical Research Letters* 32, L08601 [doi:10.1029/2004GL022329]

Leuliette, E., Nerem, R., Mitchum, G., 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Marine Geodesy* 27, 79–94.

Leroy, A., and M. C. Wheeler, 2008: Statistical prediction of weekly tropical cyclone activity in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3637–3654.

Lin, J.L., G.N. Kiladis, B.E. Mapes, K.M. Weickmann, K.R. Sperber, W.Y. Lin, M. Wheeler, S.D. Schubert, A. Del Genio, L.J. Donner, S. Emori, J.-F. Gueremy, F. Hourdin, P.J. Rasch, E. Roeckner, and J.F. Scinocca, 2006: Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals, *Journal of Climate*, 19, 2665-2690.

Liebmann, B., H. Hendon, and J. Glick (1994), The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian oceans and the Madden-Julian Oscillation, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 72, 401–411.



- Lucas-Picher, P., M. Wulff, J.H. Christensen, G. Adalgeirsdottir, R. Mottram, and S. Simonsen, 2011 : Very high resolution regional climate model simulations over Greenland – identifying added value, Accepted to Journal of Geophysical Research.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, Journal of the Atmospheric Sciences, 28, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period, Journal of the Atmospheric Sciences, 29, 1109-1123.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann (2000a), Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation, J. Clim., 13, 1451–1460.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann (2000b), Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden–Julian oscillation. Science, 287, 2002–2004.
- Marshall A, Clode P (2004) Calcification rate and the effect of temperature in a zooxanthellate and an azooxanthellate scleractinian reef coral. Coral Reefs 23:218-224.
- Molinari, J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997: Potential vorticity, easterly waves, and Eastern Pacific tropical cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 125, 2699–2708.
- Majda, A. J., and S. N. Stechmann, 2009: The skeleton of tropical intraseasonal oscillations. Proc. Natl. Acad. Sci., 106, 8417-8422.
- Nakazawa, T., 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 823–839.
- Neelin, J. D., I. M. Held, and K. H. Cook, 1987: Evaporation-Wind Feedback and Low-Frequency Variability in the Tropical Atmosphere, Journal of the Atmospheric Sciences, 44, 2341-2348.
- Nerem, R.S., Leuliette, E., Cazenave, A., 2006. Present-day sea-level change: a review. Comptes Rendus Geosciences 338, 1077–1083.
- Nerem, R.S., Chambers, D.P., Choe, C., Mitchum, G.T., 2010. Estimating mean sea level change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. Marine Geodesy 33, 435–446.
- Radu, R., Déqué, M., Somot, S. (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. Tellus. 60A(5):885-897. doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00343.x
- Royer J-F, Chauvin F, Timbal B, Araspin P and Grimal D (1998) A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. Clim Change 38:307–343.
- SanchezGomez E., S. Somot, M. Déqué (2008) Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce the weather regimes during the period 1961-2000. Clim. Dyn., 33(5):723-736, doi:10.1007/s00382-008-0502-7

SanchezGomez E., Somot S., Mariotti A. (2009) "Future changes in the Mediterranean water budget projected by an ensemble of Regional Climate Models" *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21401, doi:10.1029/2009GL040120

Sobel, A. H., E. D. Maloney, G. Bellon, and D. M. Frierson, 2008: The role of surface heat fluxes in tropical intraseasonal oscillations, *Nature Geoscience*, 1, doi: 10.1038/ngeo312

Sobel, A. H., E. D. Maloney, G. Bellon, and D. M. Frierson, 2010: Surface fluxes and tropical intraseasonal variability: a reassessment, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2, Art #2, doi : 10.3894/JAMES.2010.2.2.

Sobel, A. H., and E. Maloney, 2012: An idealized semi-empirical framework for modeling the Madden-Julian oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, submitted.

Somot S. (2005) Régionalisation des scénarios de changement climatique, *Environnement, Risque et Santé*, vol.4, n°2, 89-94

Somot S. , Sevault F., Déqué M., Crépon M. (2008) 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model. *Global and Planetary Change*, 63(2-3), pp. 112-126, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003

Veron JEN, Hoegh-Guldberg O, Lenton TM, Lough JM, Obura DO, Pearce-Kelly P, Sheppard CRC, Spalding M, Stafford-Smith MG, Rogers AD (2009) The coral reef crisis: The critical importance of <350 ppm CO₂. *Marine Pollution Bulletin* 58: 1428-1436.

Wang, B. and H. Rui, 1990: Dynamics of the Coupled Moist Kelvin-Rossby Wave on an Equatorial Beta-Plane. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, 397-413.

Zhang, C., 2005: The Madden Julian Oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.