
LES CONDITIONS OCÉANIQUES DU MAXIMUM DES PLUIES LITTORALES IVOIRIENNES EN JUIN

Yves GALLARDO

The generally accepted idea of the increase of precipitation with height is often, e.g. in Norway, contradicted by individual cases with a marked decrease from the very coast and upward when moving inland... (BERGERON, 1949).

Dans son article, T. Bergeron décrit et donne une interprétation du maximum de pluie littorale en Côte-d'Ivoire dans le cadre de la **climatologie océanique de surface**. Il s'agit d'un pic de pluie qui disparaît totalement à quelques dizaines de kilomètres de la côte dans l'intérieur du pays : il n'y a donc pas lieu de faire référence aux travaux de climatologie continentale, notamment ceux concernant des côtes bordées de montagnes et exposées à des conditions de vent et de température de la mer différentes de celles de la Côte-d'Ivoire, par exemple le Cameroun côtier. Pour preuve, Douala a un maximum de pluie **étalé** sur les mois de juillet et d'août alors qu'Abidjan est caractérisé par un pic de pluie **concentré** en juin. Entre les mois de mai et juin, les pluies du littoral ivoirien augmentent trois à quatre fois plus que celles de Douala (GALLARDO, 1970).

Il est important de faire apparaître ou plutôt de rappeler aux spécialistes du climat (continental) qu'il existe aussi un climat océanique muni de sa propre variabilité. C'est ce dernier qu'il faut considérer lorsqu'il s'agit d'étudier des pluies côtières en mousson d'été. Les contraintes géographiques n'interviennent qu'ensuite, avec une échelle spatiale plus réduite, souvent inférieure à 100 km. Le sujet qui nous concerne, les conditions pluviométriques du littoral ivoirien, est à une échelle de 500 à 1000 km.

Introduction

La Côte-d'Ivoire n'est pas le seul pays riverain du golfe de Guinée à présenter un maximum de pluviosité sur sa façade maritime. D'autres pays tels le Congo, le Cameroun et sans doute aussi le Nigeria possèdent la même particularité, mais l'intérêt de la Côte-d'Ivoire est de présenter un maximum de pluie très accusé en région côtière et d'être dépourvue de relief important.

Des études analogues à celle-ci, reposant à la fois sur l'observation et la modélisation des précipitations en mousson d'été à l'est de la mer d'Arabie, montrent qu'il existe une forte convection océanique entraînant un maximum de précipitations littorales (YOSHIZAKI et OGURA, 1986) : ce maximum provient des flux de chaleur déstabilisant l'atmosphère inférieure, avec des processus de couche limite et un écoulement uniforme le long de la verticale, c'est-à-dire sans faire intervenir l'orographie. On se propose également de montrer que le maximum de pluie littorale ivoirienne s'interprète d'un point de vue océanographique en ne faisant agir que les conditions thermiques *du golfe de Guinée et du bassin d'Angola*, la convergence du vent en surface, son orientation et sa vitesse.

Généralités

Les régions du globe à bilan hydrique (P - E) négatif sont essentiellement les océans qui couvrent les trois quarts de sa surface. Un transfert de vapeur d'eau est réalisé vers les côtes dans le sens du gradient de (P - E), c'est-à-dire vers les régions à bilan hydrique (P - E) très positif. Dans la ceinture intertropicale, le sens de ce transfert se fait des anticyclones océaniques vers des basses pressions matérialisées par l'équateur météorologique. Comme l'hémisphère Sud est plus froid que l'hémisphère Nord, l'équateur énergétique est situé au nord de l'équateur géographique, vers 7 à 8° N de latitude en moyenne annuelle.

La côte septentrionale du golfe de Guinée, et en particulier le littoral ivoirien, est située au sud de l'équateur météorologique. Celui-ci suit le mouvement apparent du soleil et s'éloigne le plus de la côte nord en août-septembre où il atteint 15° N sur l'océan et plus de 25° N sur le continent qui se réchauffe davantage que l'océan.

L'équateur météorologique a donc une variation saisonnière et avec lui sa trace au sol qui est bien matérialisée par la zone de confluence des alizés des deux hémisphères (ZIC). Celle-ci définit en même temps un domaine de minimum de pression atmosphérique en surface. Par suite, il faut s'attendre à une bonne liaison spatio-temporelle entre la ZIC océanique et la convection profonde, c'est-à-dire les domaines de maximum de pluie, puisque maximum thermique et convergence en surface accompagnent généralement la ZIC.

Dans les atlas de climatologie océanique (HASTENRATH et LAMB, 1977), on observe une évolution spatio-temporelle du maximum de nébulosité totale en accord avec celui de la pluie littorale plutôt qu'avec le minimum de vent de surface (ZIC).

Au mois de mai, le maximum de nébulosité totale est à 200 km au sud du littoral ivoirien avec des vents supérieurs à 4 m/s et de secteur sud en surface. Le minimum de vent est situé, lui, au nord du littoral ivoirien. Au mois de juin, le maximum de nébulosité est généralement axé le long du littoral ivoirien, mais aussi de toute la côte nord du golfe de Guinée, de la Guinée, à l'ouest, au Cameroun, à l'est. Au mois de juillet, la situation reste inchangée avec, parfois, un accroissement de la convection côtière comme en 1965 (SADLER, 1969), mois qui a connu, cette année-là, des précipitations presque aussi élevées que celles de juin sur le littoral ivoirien. Cependant, sur la partie de côte nord qui s'étend, d'ouest en est, de la Côte-d'Ivoire au Togo, la climatologie ne fait apparaître ce maximum de nébulosité qu'aux mois de mai et juin. Les cartes mensuelles (figure 1) de fréquence des précipitations (HASTENRATH et LAMB, 1977) sont en parfait accord avec celles de la nébulosité totale, déterminant ainsi une bande côtière longue de 1000 km où les pluies se raréfient aux mois de juillet et d'août.

C'est aussi dans cette bande, à partir du mois de juillet et ce jusqu'en octobre, que les eaux côtières, jusqu'à 200 km au large, deviennent moins chaudes et descendent au-dessous de 26 °C. Cet isotherme

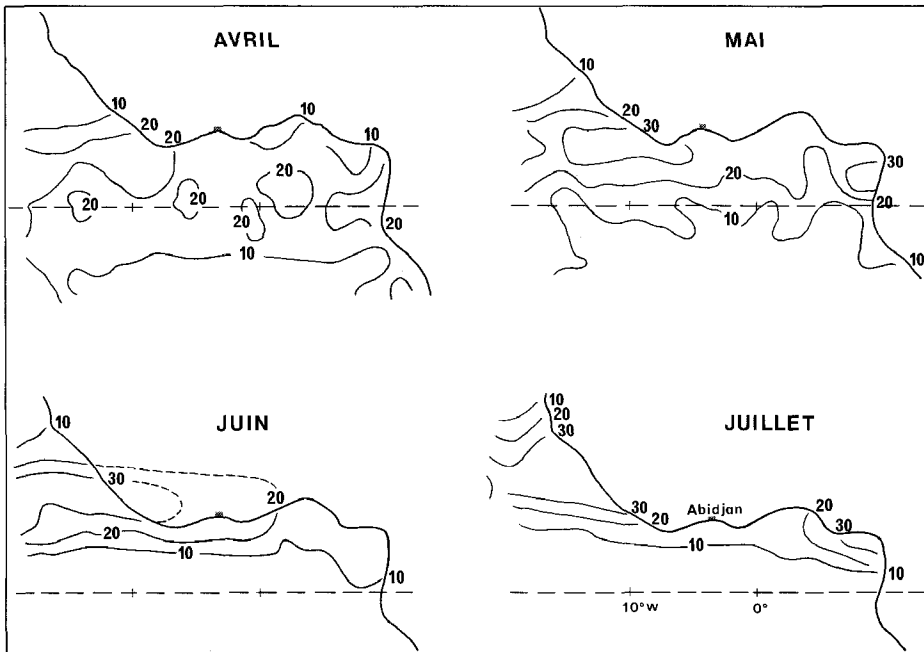


Figure 1

Fréquence (en %) des précipitations au-dessus du golfe de Guinée (extrait de HASTENRATH et LAMB, 1977).

représente bien la température de transition entre la couche chaude océanique supérieure et la couche de discontinuité immédiatement au-dessous, la thermocline. Cette température de transition est aussi souvent citée comme un seuil thermique minimal nécessaire à la convection profonde, donc une condition nécessaire de forte pluie tropicale et de cyclogénèse (RIEHL, 1979 ; EMANUEL, 1986).

Des conditions océaniques dynamiques et thermiques de surface, différentes de celles associées à la ZIC, puisqu'elles ne correspondent pas à des vents et à des pressions atmosphériques minimales, accompagnent les maximums de pluie du littoral ivoirien. Il semble par ailleurs que ces fortes pluies littorales soient d'intensité supérieure à celles du « Pot au Noir » (calmes équatoriaux) ; ce qui serait logique étant donnée l'importance des termes d'advection dans le cas des pluies littorales accompagnées d'un vent de surface moyen supérieur à 3 m/s, alors que la convergence d'humidité et les conditions thermiques en surface sont proches dans les deux cas.

Pluies littorales de mai-juillet dans le contexte saisonnier de la ZIC

Le domaine des « maximums de fréquence des précipitations », associé à la convection profonde dans la ZIC, connaît son plus grand déplacement vers le nord entre les mois d'avril et de mai (HASTENRATH et LAMB, 1977) tandis que les précipitations littorales montrent leur plus forte croissance entre les mois de mai (283 mm) et de juin (616 mm). Ces chiffres sont obtenus à partir de la moyenne 1950-1980 d'un ensemble de 10 stations proches du littoral ivoirien (DURAND et CHANTRAINE, 1982). Au mois d'avril, les pluies atteignent 150 mm, et, par suite, la croissance de mai-juin est deux fois et demie plus élevée que celle d'avril-mai (333 mm contre 133 mm). Comme il pleut en moyenne 238 mm en juillet, chiffre assez proche de celui de mai, il en résulte qu'il existe un pic très net des pluies littorales centré sur le mois de juin. Remarquons qu'à la station côtière de Sassandra, située à plus de 200 km dans l'ouest d'Abidjan, la moyenne sur l'enregistrement 1930-1979 indique aussi un pic bien marqué en juin avec 560 mm, contre 287 mm en mai et seulement 154 mm en juillet ; il faut atteindre l'extrême ouest ivoirien, c'est-à-dire le cap des Palmes, pour enregistrer une croissance des pluies littorales plus forte entre avril et mai qu'entre mai et juin.

En conclusion, seule l'extrémité occidentale du littoral ivoirien présente une hausse pluviométrique qui est synchrone avec le déplacement méridien maximal de la convection profonde associé à celui de la ZIC. La quasi-totalité de ce littoral est soumise, elle, à une dynamique différente puisqu'elle enregistre un maximum de hausse en retard d'environ un mois sur le déplacement maximum de la ZIC. Nous avons déjà évoqué dans les généralités une vitesse méridienne importante des vents de surface dans le cas du littoral ivoirien, alors qu'elle est théoriquement nulle dans le cas de la ZIC.

Importance des pluies littorales de mai-juillet dans les variabilités spatiale et temporelle

Plus de 58 % du total annuel est enregistré pendant le seul trimestre mai-juillet (DURAND et CHANTRAINE, 1982). Alors que le mois de juin enregistre 30 % de la pluie littorale annuelle, le mois d'octobre, considéré comme l'époque du second maximum annuel, n'enregistre que la douzième partie de la pluie annuelle (170 mm), c'est-à-dire un peu plus de 8 %. Ainsi, en se conformant aux résultats de la climatologie (continentale) de l'Afrique de l'Ouest, le mois de mars avec 111 mm est un mois de saison sèche tandis que le mois d'octobre, avec 60 mm en plus, est au maximum de la seconde saison des pluies ! avril et novembre avec exactement la même pluviométrie appartiennent l'un à une saison sèche, l'autre à une saison des pluies !

Vouloir confondre les résultats de la climatologie continentale et ceux de la climatologie littorale, c'est-à-dire marine, conduit à des absurdités. La caractéristique essentielle de la climatologie littorale ivoirienne est l'étude de la formation de ce pic de pluie dépassant 600 mm en juin et de la réduction des pluies à une cinquantaine de millimètres en août.

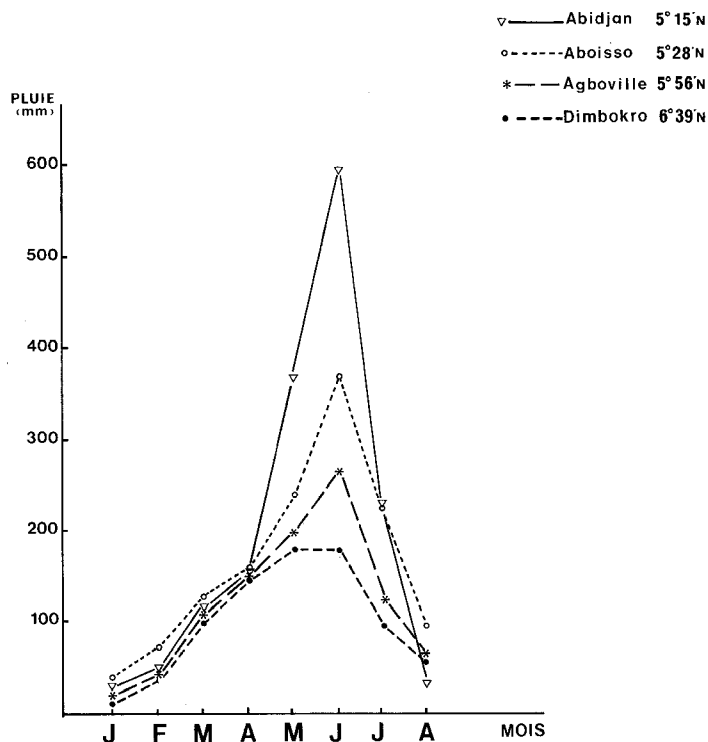


Figure 2

Nette diminution du maximum des pluies à quelques dizaines de kilomètres du littoral ivoirien vers l'intérieur du pays.

La distribution des pluies vers le nord, à seulement quelques dizaines de kilomètres du rivage (figure 2), montre la profonde dichotomie existant entre les deux climatologies : à une trentaine de kilomètres de l'océan, c'est-à-dire à une vingtaine de kilomètres au nord des stations définies comme littorales, le pic de juin est déjà réduit d'environ 30 % ; à une cinquantaine de kilomètres, il est réduit à moins de la moitié et, à une centaine de kilomètres, il a disparu. C'est à cette distance de la côte ivoirienne qu'il devient convenable d'appliquer les résultats de la climatologie générale de l'Afrique de l'Ouest. Mais là n'est pas notre propos. Nous nous intéressons à la climatologie des pluies littorales ivoiriennes de mai-juillet dans le contexte thermodynamique et dynamique de la climatologie océanique de surface.

Conditions thermiques et dynamiques à la surface du golfe de Guinée

Les précipitations moyennes de juillet et septembre 1974 pendant GATE (*Global Atlantic Tropical Experiment*) ont été inférieures à 700 mm pour 60 jours (RIEHL, 1979), c'est-à-dire certainement très inférieures à la pluviométrie du littoral ivoirien en juin 1974 qui est de 708 mm pour 6 stations bien réparties le long du littoral. La convection profonde de GATE centrée vers 23° W - 8° N correspond à des moyennes de convergence maximale du vent en surface ($-10^{-5}/s$) proches de celles observées en juin au voisinage océanique du littoral ivoirien (HASTENRATH et LAMB, 1977). Un diagramme de corrélation (RIEHL, 1979) établi à partir d'une centaine de points en juillet entre les précipitations moyennes et la convergence en surface, au niveau du « creux équatorial », indique 350 mm pour une convergence égale à $-5.10^{-6}/s$. Disposant des données climatiques de vent de surface de la *National Oceanic Atmospheric Administration* (NOAA) moyennés par mois dans des « carrés » de 2 degrés, nous avons contrôlé que la convergence du vent méridien de surface triplait entre avril et juin où elle atteint $1,1.10^{-5}/s$, dans le « carré » d'Abidjan ; un maximum principal existe en septembre ($1,5.10^{-5}/s$) mais les eaux côtières froides, de température inférieure à 24 °C, inhibent les précipitations littorales lorsque la différence thermique entre l'eau et l'air devient nettement négative (figure 3c). Cependant, au mois de juin où les eaux côtières gardent une température voisine de 26 °C et une convergence en surface égale à $1,1.10^{-5}/s$, l'application de la droite de régression du cœur du « creux équatorial » donnerait des précipitations littorales voisines de 430 mm. Comme il est observé en moyenne aux stations côtières des précipitations dépassant 600 mm, et qu'étant situées souvent à une dizaine de kilomètres de l'océan elles subissent par suite un **effet de divergence induite** par la différence de rugosité entre la mer et la terre, il est probable que les enregistrements littoraux, côté terre, sous-estiment d'environ 10 % les précipitations réelles, côté mer : cette estimation est déduite d'une extrapolation linéaire à partir du net fléchissement des pluies décrit plus haut vers l'intérieur du pays.

En conclusion, nous remarquons que, à convergence et à température océanique de surface égales, les précipitations du plateau continental ivoirien sont supérieures d'au moins 200 mm/mois à celles du « creux équatorial ».

Nous allons montrer qu'il est réaliste d'interpréter cette forte différence entre les maximums de pluies de la ZIC et de la côte ivoirienne au moyen de l'advection massique dans la couche limite atmosphérique qui est loin d'être négligeable dans le cas côtier.

Équation de la tendance en pression, gradient méridien d'humidité et upwelling

Pour les prévisionnistes d'Afrique (TSCHIRHART, 1959 ; BERNET, 1969 ; DHONNEUR, 1971) il est acquis depuis longtemps que l'analyse du champ de pression au sol est primordiale ; les cartes de divergence horizontale, difficiles à réaliser, ont été en fait remplacées par des cartes de tendance de pression en trois heures. Mais il est apparu aussi que la variation de pression atmosphérique en 24 heures, au moyen de cartes tracées toutes les 6 heures (DHONNEUR, 1971), permet de suivre la formation de lignes d'instabilité

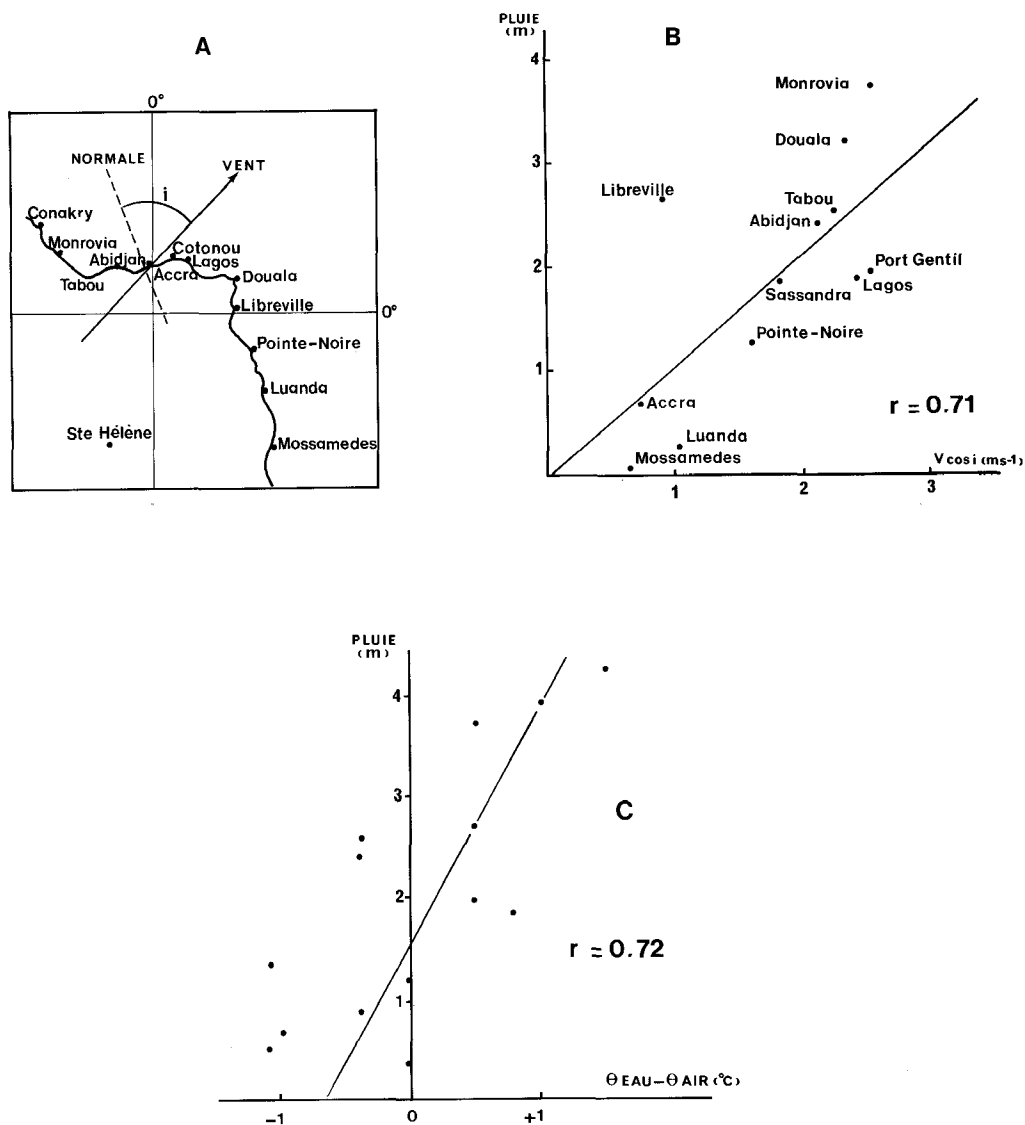


Figure 3
L'angle i , sa définition (a), et les résultats (b et c).

dans les lignes de flux dues à la poussée de mousson. On constate qu'une *hausse de pression* caractérise, à cette échelle de temps, les types de temps perturbé. La pression atmosphérique augmente plus sur la côte ivoirienne entre les mois de mai et de juin (2,6 hPa à Abidjan) qu'à Sainte-Hélène (1,9 hPa) à la latitude 16° S. En fait, la hausse de pression ivoirienne n'est pas corrélée à la hausse de pression de l'anticyclone (série mai-juin 1942-1965). En revanche, il est évident que l'anticyclone de Sainte-Hélène est corrélé aux déplacements de la ZIC puisque celle-ci est définie à partir des alizés directs.

L'équation de la tendance comporte un terme de divergence horizontale et un terme d'advection massique horizontale. Si la tendance en pression est plus forte à Abidjan en juin, c'est certainement dû au terme d'advection horizontale, puisque le champ de divergence horizontale observé est semblable au niveau de la ZIC et de la côte ivoirienne. Par conséquent, la formation des lignes d'instabilité ivoirienne est en partie due au terme d'advection, ce que corrobore l'augmentation des pluies et des vents côtiers simultanée à la hausse de pression entre mai et juin.

Les observations océaniques (HASTENRATH ET LAMB, 1977) et côtières montrent que les vents de secteur sud sont dominants pendant la saison des pluies. Par leur orientation presque perpendiculaire à la côte ivoirienne qui est quasi zonale, les flux d'humidité associés à ces vents ayant eu un parcours exclusivement océanique ne subissent ni l'assèchement continental ni surtout l'effet de divergence induit par la rugosité différentielle. Par conséquent, la convergence étant assurée par la décélération de la composante méridienne du vent, ce qui a été vu plus haut, il est normal d'obtenir (GALLARDO, 1975, 1978, 1983) une corrélation linéaire élevée entre les pluies du littoral ivoirien et le terme $V\cos\alpha$ (figure 3a et b). En effet, la droite de régression calculée pour l'ensemble des stations côtières du golfe de Guinée, qui passe par l'origine, sera visiblement toujours la même en ne considérant que les stations ivoiro-ghanéennes, avec une dispersion des points très faible par rapport à la droite, d'où un coefficient de corrélation qui doit être très supérieur à 0,71, probablement de l'ordre de 0,95 ; autrement dit, dans cette zone, l'absence de vent de secteur sud entraîne l'absence de pluie.

À ce stade de l'analyse il devient essentiel de considérer les phénomènes à l'échelle météorologique et non plus climatique. De montrer par conséquent que les hausses de pression atmosphérique caractérisant les types de temps perturbé sont en liaison directe avec des variations (« pulsations de la mousson ») du vent de secteur sud. La difficulté vient de ce que le vent à examiner est un vent océanique et que nous ne disposons que d'observations côtières. De plus, étant donné le caractère discontinu et hétérogène des précipitations, il ne faut pas s'attendre à des corrélations élevées entre pressions atmosphériques, vents côtiers et pluies littorales, d'autant que ces dernières ne sont pas une moyenne spatiale de plusieurs stations.

À partir des relevés trihoraires de l'aérodrome d'Abidjan pour les mois de mai et juin 1978 à 1984 nous avons examiné la fréquence et la vitesse des vents de secteur sud, les précipitations et la pression atmosphérique. Les résultats dégagent une liaison entre la prédominance des vents de secteur sud et les pluies du mois de juin surtout. Cette fois encore apparaît une distinction entre le contexte dynamique des précipitations de ces deux mois. Nous rappelant que l'écart des pluies de la zone abidjanaise avec des stations éloignées de plus de 20 km de l'océan est de 40 mm en mai et de 240 mm en juin, force est de conclure que la prédominance de secteur sud n'est pas interprétable comme un indice de pénétration de la mousson, puisque le gradient des isohyètes augmente quand le flux de secteur sud augmente.

La liaison pluie-flux de secteur sud de la série 1978-1984 n'apparaît cependant pas en 1979 et en 1984. Nous avons contrôlé à l'aide d'une moyenne spatiale des pluies sur 5 stations côtières situées à moins de 300 km d'Abidjan que ce manque de liaison n'était pas dû à une hétérogénéité spatiale. Par conséquent, il est utile d'analyser ces années à anomalie de liaison entre le flux de secteur sud et la pluie littorale : l'année 1979 enregistre un excès de pluie relativement au niveau du flux océanique tandis que l'année 1984 subit, au contraire, un déficit de pluie par rapport au niveau de ce flux. Considérons alors l'intensité des précipitations eu égard au nombre de jours de pluie ⁽¹⁾.

On trouve 33,5 mm/j en 1979 contre seulement 21,0 mm/j en 1984. La série 1978-1984 a une moyenne de 27,4 mm/j avec un écart-type de 6,6 mm/j. Par conséquent, les structures aérologiques au-dessus du golfe de Guinée et du bassin d'Angola devaient être très différentes ces deux années, l'atmosphère de juin 1984 ayant une structure verticale beaucoup moins favorable à la pluvio-génèse que celle de juin 1979. À ce propos, il est intéressant d'analyser les structures de surface, thermiques et dynamiques, des mois de juin 1982, 1983 et 1984 dans le golfe de Guinée et le bassin d'Angola puisque nous disposons d'une climatologie de surface de ces trois années (TOURRÉ et CHAVY, 1987) et que leurs intensités de pluie par jour couvrent toute l'échelle de variabilité avec respectivement 39,6, 28,3 et

⁽¹⁾ Sur la série 1978-1984 le nombre de jours de pluie est le même en mai et juin mais il pleut plus en juin. Par exemple en juin 1981, 26 j de pluie = 535 mm ; en juin 1982, 25 j de pluie = 991 mm ; P/j 1981 = 20,6 mm/j ; P/j 1982 = 39,6 mm/j.

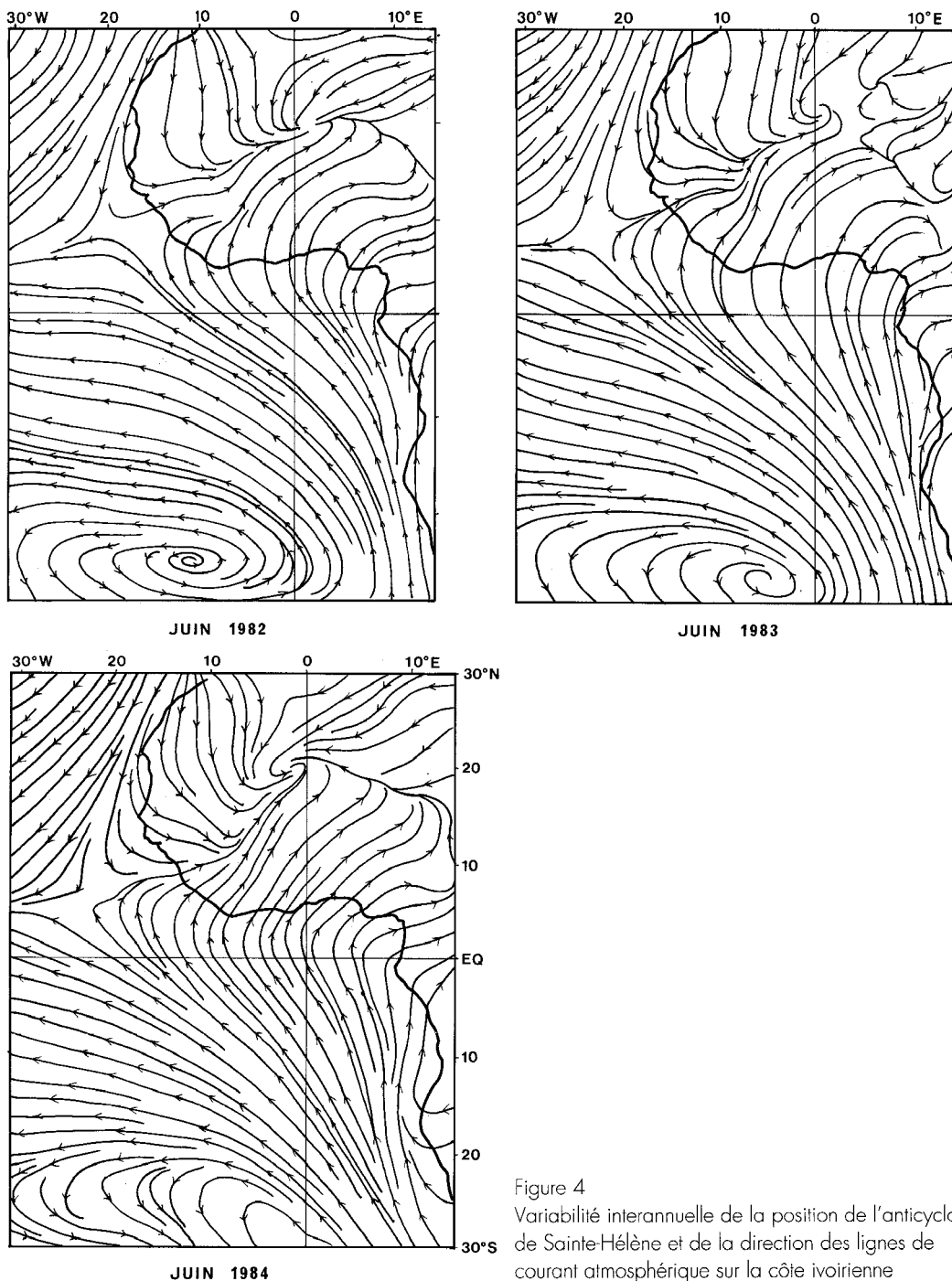


Figure 4
Variabilité interannuelle de la position de l'anticyclone de Sainte-Hélène et de la direction des lignes de courant atmosphérique sur la côte ivoirienne

21,0 mm/j. L'anticyclone de l'Atlantique sud est nettement mieux établi en juin 1982 qu'en juin 1984. De plus, on sait que le premier cas correspond à un upwelling équatorial bien installé tandis que le second suggère une situation d'El Niño atlantique, avec des eaux anormalement chaudes le long des côtes angolaises. Nous remarquons aussi que les lignes de courant atmosphérique (figure 4) traversant le littoral ivoirien ont, ces trois années, à la fois une position à la latitude 20°S et un angle d'incidence à la côte différents : en 1982 la ligne de courant ivoirien passe au voisinage de la côte angolaise (150 km) et arrive perpendiculaire au littoral ivoirien ; au contraire, en 1984 elle passe à plus de

600 km de l'Angola et arrive très inclinée sur l'est ivoirien. Ces deux aspects différents dans la cartographie des vents de surface sont évidemment liés à une nette différence de structure et de position de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Les conditions thermiques de surface très différentes dans le bassin d'Angola en juin 1982 et 1984 suggèrent une interaction avec cet anticyclone ; par suite, une part importante de la variabilité du pic de pluie du littoral ivoirien doit dépendre de la thermodynamique de surface au large de l'Angola. Autrement dit, la dynamique de l'anticyclone peut être freinée et retardée en juin par une persistance d'eaux chaudes devant l'Angola, cette anomalie chaude étant elle-même amplifiée (provoquée ?) par un affaiblissement des alizés équatoriaux c'est-à-dire par un changement de position et (ou) de structure de l'anticyclone. (L'absence de corrélation pluies abidjanaises - pression atmosphérique à Sainte-Hélène est attribuée à la position trop éloignée de cette île par rapport à la côte angolaise ; en fait les lignes de courant passant à Sainte-Hélène traversent le littoral brésilien.)

Il apparaît ainsi qu'une part essentielle de la variabilité des pluies en juin sur le littoral ivoirien dépend des conditions thermodynamiques au-dessus du bassin angolais. Les poussées de mousson créent à la fois des hausses de pression et un temps perturbé, c'est-à-dire des pluies ; nous le vérifions de juin 1982 à juin 1984 avec des pressions atmosphériques respectives égales à 1013,50, 1013,11 et 1011,78 hPa accompagnées de précipitations de 991, 622 et 399 mm respectivement. En même temps, le pourcentage de fréquence des vents côtiers de secteur sud (entre le 160 et le 200) a été respectivement de 46 %, 33 % et 24 % indiquant ainsi une grande variabilité interannuelle en accord avec celle des pressions et des pluies : elle est de l'ordre de l'écart-type de la série 1978-1984, soit 10 %, le tiers de la valeur moyenne. Toutefois, nous remarquons que la vitesse du vent de surface côtier a très peu varié entre 1982 et 1984 : 3,6 - 3,5 et 3,3 m/s. Par conséquent, le changement de forme et de position de l'anticyclone de Sainte-Hélène ne se répercute pas sur la vitesse de surface mais sur la pression atmosphérique, la pluie et la **direction du vent de surface**. En se reportant aux termes de l'équation de tendance en pression, il apparaît que dans le terme d'advection massique c'est le sens du **gradient horizontal d'humidité** qui peut expliquer la liaison statistique entre la direction du vent de surface et la pluie littorale. Comme le champ des humidités dépend étroitement de celui des températures océaniques, la présence d'un upwelling côtier peut déterminer un brusque fléchissement du gradient d'humidité à la côte suivi d'une baisse très sensible des pluies quelques dizaines de kilomètres en aval dans l'intérieur du pays. Or, ce processus est très net, surtout en juin, lorsque les températures côtières deviennent voisines de 26 °C. Cette température de 26 °C est apparue comme un seuil thermique au-dessous duquel la convection profonde n'existe plus. Nous avons contrôlé en effet qu'à la station côtière d'Abidjan, sur la série 1978-1984, les dernières fortes pluies (la convection profonde) avaient cessé dans 86 % des cas entre les 16 et 23 juin avec des températures côtières comprises entre 25,2 et 26,8 °C. La totalité des cas observés indique une température moyenne égale à 25,7 °C et un écart-type égal à 0,8 °C ; la date moyenne d'arrêt des fortes pluies est le 22 juin avec un écart-type de 6,4 jours. Nous avons constaté aussi que « l'arrêt » des pluies, c'est-à-dire moins de 2 mm en 10 jours, correspondait à une température côtière moyenne de 24,5 °C et à la date moyenne du 30 juin, les écarts-types respectifs étant de 1,1 °C et 8,2 jours. Autrement dit, entre la date d'arrêt des fortes pluies et celle d'établissement de la saison sèche, il y a seulement 8 jours d'écoulés, pour 1,2 °C de refroidissement des eaux côtières.

Comment interpréter une **transition aussi brusque** ? Nous pensons que l'apparition de l'upwelling met en jeu deux **facteurs d'inhibition** des pluies : d'une part le seuil thermique de convection profonde, d'autre part une distribution des isothermes parallèles à la côte zonale, très favorable à un maximum de gradient méridien d'humidité et par suite à un minimum d'advection massique dans un écoulement de secteur sud.

En conclusion, les champs d'humidité et de divergence du vent à la surface du golfe de Guinée sont aptes à expliquer une part importante de la variabilité des pluies aux échelles météorologique et climatique. L'importance du flux de secteur sud est liée à la disposition zonale des isothermes pendant l'upwelling ; il en résulte une forte diminution du gradient méridien d'humidité au-dessus du plateau continental. Cette zone de fort gradient négatif dépend, en dimension et en intensité, de celles de l'upwelling ivoirien.

De juillet à septembre, sa largeur augmente (voir, dans cet ouvrage, COLIN *et al.*), et, par suite, la convection profonde océanique n'atteint plus le littoral ; la température de surface y est alors inférieure à 25 °C. Comme la convection profonde est liée au « seuil 26 °C », sa position à la date moyenne d'arrêt des fortes pluies littorales (22 juin) est éloignée d'environ une centaine de kilomètres de la côte, estimation basée sur le gradient thermique méridien. La direction du vent de surface est, elle, dépendante, nous l'avons vu, de la forme et de l'extension de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans sa partie orientale, c'est-à-dire des conditions thermiques devant l'Angola.

Discussion, conclusion

Ainsi, la moitié occidentale de la côte nord du golfe de Guinée se caractérise par un pic de pluie littorale concentré au mois de juin. Nous avons pris pour modèle le littoral ivoirien dont la climatologie de juin à août se démarque nettement de celle des régions océaniques plus à l'ouest, la ZIC, ou plus à l'est, le Cameroun côtier. Si, à convergence du vent et à température de surface égales avec la ZIC, le littoral ivoirien est cependant mieux arrosé lors du maximum de pluie, c'est probablement lié à l'existence d'une prédominance des vents de secteur sud. Cependant, la vitesse du vent de surface ne peut logiquement pas déterminer de corrélation positive avec le niveau des pluies littorales parce que :

- toute augmentation du vent fait croître le courant est (courant de Guinée), élève la thermocline au-dessus du plateau continental et favorise par suite le refroidissement des eaux côtières, d'où inhibition de la convection côtière ;
- une décélération du vent de surface méridien est en principe liée, dans un modèle de « drift », à une augmentation de la convergence et par suite de la convection.

C'est en reconsidérant les termes de l'équation de la tendance en pression atmosphérique que nous interprétons cet excès de pluie littorale en juin conduisant à la formation d'un pic caractéristique. Nous avons constaté que les fortes pluies, c'est-à-dire le temps perturbé des prévisionnistes, correspond bien à une hausse de pression littorale et à une hausse de fréquence des vents du sud ; en revanche, nous n'avons pas observé d'augmentation sensible de la vitesse du vent.

En fait, l'équation de la tendance intègre verticalement, dans toute la colonne atmosphérique humide, la divergence du flux d'humidité. Cette expression contient un terme de divergence du vent et un terme de gradient d'humidité multiplié par la vitesse du vent, c'est-à-dire le terme d'advection massique des prévisionnistes. Or, le gradient d'humidité dépend, dans un écoulement de secteur sud, de la disposition zonale du champ d'humidité. Celui-ci dépend essentiellement d'un champ thermique marin où les isothermes sont orientés zonalement : l'upwelling ivoirien crée un tel champ des températures de surface, particulièrement sur le littoral abidjanais. L'efficacité inhibitrice de l'upwelling côtier est illustrée en juin par la décroissance très rapide des pluies vers l'intérieur du pays sur quelques dizaines de kilomètres. En juillet-août-septembre, les eaux de température inférieure à 26 °C ont envahi l'ensemble du plateau continental et supprimé la convection qui alimentait les pluies littorales : d'où l'existence, au moins statistique, d'un maximum concentré en juin.

Ensuite, la parution d'un atlas climatique de surface pour trois années aux conditions thermiques et cinématiques couvrant la gamme de variabilité interannuelle, nous a permis d'observer une nette liaison entre la perturbation du bord E de l'anticyclone et la thermique côtière angolaise. Quand la dépression thermique angolaise se prolonge jusque sur les eaux côtières, grâce à une relaxation des alizés équatoriaux, comme en 1984, les lignes de courant atmosphérique issues du bord E de l'anticyclone arrivent avec une incidence sur le littoral ivoirien moins perpendiculaire qu'à l'ordinaire : il y pleut beaucoup moins en juin. Il est probable que la structure aérologique à l'est de l'Atlantique tropical sud s'écarte alors notablement de la structure habituelle.

BERGERON (T.), 1949.— The problem of artificial control of rainfall on the globe. II- The coastal orographic maxima of precipitation in autumn and winter. *Tellus*, 1(3) : 15-32.

BERNET (G.), 1969.— Recherche d'un mode de formation des lignes de grain en Afrique centrale. ASECNA, sér. 1, 5, Dir. Expl. Met. ASECNA, Dakar : 1-41.

DIIONNEUR (G.), 1971.— Variations du champ de pression et prévision du temps dans les régions intertropicales de l'Afrique occidentale et centrale. ASECNA, 21, Dir. Expl. Met. ASECNA, Dakar, 164 p.

DURAND (J.R.) et CHANTRAINE (J.M.), 1982.— L'environnement climatique des lagunes ivoiriennes. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 15(2) : 85-113.

EMANUEL (K.), 1985.— An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I : Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43 (6) : 585-604.

GALLARDO (Y.), 1970.— Rapport sur les hydroclimats côtiers du golfe de Guinée. Doc. int. Centre Rech. Océanogr. Abidjan, 11 p.

GALLARDO (Y.), 1975.— Relations hydrométéorologiques sur les côtes du golfe de Guinée. Influence de l'orientation de la côte. *Doc. Scient. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, 6(1) : 71-81.

GALLARDO (Y.), 1978.— Hydrometeorological relationships on the coast of the gulf of Guinea. Influence of the orientation of the coast. Appendix Annex A. *In* : The west african monsoon experiment (WAMEX). *GARP publ. ser.*, Geneva, 21 : 77-84.

GALLARDO (Y.), 1983.— Remarques sur les relations océan-atmosphère le long des côtes du golfe de Guinée. *Norois*, 118 : 311-312.

HASTENRATH et LAMB (P.J.), 1977.— Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific Oceans. The University of Wisconsin press, Madison, London, 97 charts.

RIEHL (H.), 1979.— Climate and weather in the tropics. Academic press, London, New York, San Francisco, 606 p.

SADLER (J.C.), 1969.— Average cloudiness in the tropics from satellit observations. East west center press, University of Hawaii, Honolulu, 24 pl.

TOURRÉ (Y.) et CHAVY (P.), 1987.— Vents de surface moyens pendant FOCAL. Analyses cinématiques. Atlas ORSTOM/LODYC, Mét. Nat., Paris, 144 cartes, 75 p.

TSCHIRHART (G.), 1959.— Les perturbations atmosphériques intéressant l'AEF méridionale. *Monogr. Mét. Nat.*, Paris, 13, 32 p.

YOSHIZAKI (M.) et OGURA (Y.), 1986.— A modeling study of orographic-convective precipitation over the eastern Arabian Sea and the Ghats mountains in the summer monsoon season : a preliminary report. WMO/IUGG Symposium, Tokyo : 679-688.