

Marcel LEROUX

CNRS URA 260

Université Jean Moulin, Lyon

La dynamique de la Grande Sécheresse sahélienne

RESUME :

L'explication de la Grande Sécheresse sahélienne a suscité une succession d'engouements passagers, ou de "modes". Un changement climatique d'une telle ampleur déborde très largement du cadre africain et ne peut s'inscrire que dans la dynamique des échanges méridiens (circulation générale). Le refroidissement de l'Arctique, par l'intermédiaire de la puissance accrue des AMP, augmente le dynamisme de l'hémisphère météorologique nord, qui provoque une migration d'ensemble des structures tropicales pluvieuses, de 200 à 300 kilomètres en direction du sud.

MOTS-CLES :

Sahel, sécheresse, EMI et EMV, échanges méridiens, migration des structures pluvieuses, dilatation de l'hémisphère météorologique nord.

ABSTRACT :

It has become fashionable to provide explanations for droughts in the Sahel. However, such a major climatic change extends far beyond the African context and could only relate to broader meridional patterns of general atmospheric circulation. The cooling of the Arctic has increased the strength of the moving polar highs and increased the dynamism of the northern meteorological hemisphere, causing the southwards migration of the whole of the tropical rain-bearing structures over a distance of 200-300 kilometres.

KEY WORDS :

Sahel, drought, IME and VME, meridional exchanges, migration of rain-bearing structures, dilatation of the northern meteorological hemisphere.

Le Sahel, par définition le *rivage*, ici le rivage sud du Sahara (fig. 1), offre un exemple de changement climatique directement observable. Sa situation géographique, marginale pour la pluviosité tropicale, lui attribue une seule saison des pluies, brève, marquée par une forte variabilité interannuelle, sans possibilité de "rattrapage". Que cette saison n'apporte pas les pluies espérées, comprises entre 100 et 500 mm, et c'est la catastrophe, immédiatement visible dans le paysage surtout dans la partie proche du Sahara. Même d'éventuelles pluies hivernales ne peuvent racheter une *saison des pluies* perdue. La végétation et les cultures meurent, le niveau des nappes phréatiques s'abaisse, les troupeaux errent à la recherche de pâturages, et les hommes affamés migrent en masse en quête de nourriture... ces images ont été diffusées, parfois largement exagérées, mais elles sont malheureusement trop souvent vraies.

Le coup de semonce des années 1967-1968 est passé inaperçu, vite effacé par l'année pluvieuse 1969, puis est arrivée la "Grande Sécheresse" qui a surpris tout le monde. Conscience a alors été prise que des épisodes semblables (mais moins sévères) s'étaient déjà produits dans les années 1910, puis dans les années 1940. Les pluies allaient donc revenir... on sait que cet espoir était vain, et que la normale 1931-1960 alors utilisée, n'était qu'illusoire, comme le montrent les analyses régionales de la pluviométrie sahélienne de l'Atlantique à l'Éthiopie présentées dans ce numéro. La synthèse réalisée par Morel souligne que la diminution de la pluie n'est pas que sahélienne, mais aussi soudanienne, voire guinéenne, et qu'en fait les isohyètes d'orientation zonale ont opéré un **glissement d'ensemble** vers le sud de 200 à 300 km. En dépit des milliers de kilomètres qui les séparent, et des différences dans la topographie de leurs bassins, les fleuves Sénégal, Niger et Nil ont subi la même péjoration hydrologique (Dione; Omar Haroun; p. 199 et 205). De telles modifications *d'ensemble* ne peuvent être rattachées à une *crise* passagère et limitée dans l'espace, mais s'inscrivent par leur durée et leur intensité dans un réel changement climatique qui déborde très largement du cadre africain.

LA PLUVIOGENESE SAHELIIENNE : CONDITIONS ENERGETIQUES ET STRUCTURALES

La précipitation de l'eau contenue dans l'air exige la réunion de trois conditions impératives : l'existence d'un potentiel précipitable, un facteur déclenchant l'ascendance et l'absence de structure stérilisante. La simultanéité de ces conditions

explique le caractère discontinu des pluies dans le temps et dans l'espace puisqu'elles sont associées à une rupture momentanée d'un état d'équilibre. La première condition est d'abord satisfaite par les apports de la mousson atlantique (prolongement de la strate inférieure de l'alizé austral) dont le potentiel précipitable est élevé lors de la période estivale (fig. 2 et 3). L'humidité spécifique de l'alizé continental (harmattan), nettement plus faible, est maximale en été en raison des fortes températures sur la Méditerranée orientale, où une inversion située vers 1000 mètres empêche l'utilisation *in situ* de ce potentiel. S'y ajoute encore la réutilisation de l'eau précipitée, dans une proportion importante (mais non exactement connue). Une grande partie des précipitations est immédiatement réévaporée, tandis que la fraction infiltrée, la végétation, les surfaces amphibies et les lacs restituent aux flux de basses couches une fraction du potentiel déversé. La seconde condition concerne le facteur déclenchant la pluviosité, et notamment dans le Sahel la genèse des lignes de grains aux développements nuageux arqués, d'orientation méridienne (nous y reviendrons).

La troisième condition, la condition structurale, détermine le type de perturbation et la distribution spatiale des pluies. Le principal élément de stratification est l'équateur météorologique (Leroux, 1992) qui possède une double structure (fig. 4), la structure inclinée (EMI), et la structure verticale (EMV). La strate inférieure de l'alizé austral, surmontée par l'inversion d'alizé (I. al) franchit l'équateur géographique et se transforme en mousson qui s'enfonce sous l'EMI. La mousson se maintient de décembre à février (fig. 2) au-dessus de la forêt dense, elle envahit le continent en période estivale, la migration maximale étant atteinte en août (fig. 3), en restant pelliculaire (de plus en plus en direction du nord) son épaisseur maximale (sous l'EMV) étant de l'ordre de 2 000 mètres.

La structure EMI est *stérilisante* à cause des discontinuités brutales d'humidité, de vitesse et de direction entre la mousson d'ouest de basses couches et l'alizé continental qui la surmonte. Le flux d'est organisé en JEA (*JET d'est africain*) renforce le caractère stérilisant de l'EMI. Les formations nuageuses sont évaporées ou cisailées, le temps habituel étant non-pluvieux en dépit de la présence d'un abondant potentiel précipitable dans les basses couches. Ces conditions stérilisantes sont momentanément annulées lors du passage d'est en ouest d'une ligne de grains. Résultant de situations conflictuelles passagères les précipitations sont brèves, violentes, principa-

lement orageuses, de forte intensité, mais relativement peu abondantes. Le Sahel ne peut compter que sur ce type de précipitations.

La structure EMV est située dans les couches moyennes. L'ascendance généralisée (plus ou moins intense) et la concentration d'énergie font de cette structure l'axe de formations nuageuses denses et de pluies abondantes, de caractère continu, peu orageuses dans l'ensemble, mais avec des foyers d'activité plus intense. Cette structure, fortement décalée de la trace au sol de l'EM, s'arrête en août vers 10-12° N, et n'atteint pas le Sahel.

Au sud de l'EMV la structure de l'inversion d'alizé austral, aux discontinuités de température, d'humidité et de mouvements verticaux observées vers 1500/2000 mètres, n'atteint au cœur de l'été que le sud de l'Afrique occidentale où elle impose une "petite saison sèche", en réalité faiblement pluvieuse.

La distribution de la pluviométrie est diverse (fig. 5). En simplifiant, en moyenne au nord de la latitude 12° N, les pluies proviennent uniquement des lignes de grains, comme dans le domaine sahélien. Dans le domaine soudanien, la saison des pluies débute avec l'EMI, le maximum d'août est très prononcé grâce à la contribution de la structure EMV qui peut se maintenir dans la partie méridionale du domaine pendant trois mois (de juillet à septembre). Au sud, le domaine de la forêt guinéo-congolaise ne connaît pas de saison vraiment sèche. Le régime pluviométrique est bimodal, les deux saisons des pluies étant associées aux deux passages de l'EMV, en mai-juin dans le sens *montant*, et en septembre-octobre dans le sens *descendant*, la saison "sèche" hivernale est due à la présence de l'EMI, la saison "sèche" estivale à celle de l'inversion d'alizé austral. A cause de cette diversité pluviogénique, en fonction de la latitude, l'évolution d'ensemble des isohyètes n'est apparue que tardivement.

LES CAUSES DE LA GRANDE SECHERESSE SAHELIENNE

Quelle est la cause de la sécheresse sahélienne ? Des explications nombreuses ont été proposées depuis plus de vingt ans. Se sont ainsi succédés ou superposés, en fonction des *modes*, des engouements plus ou moins passagers, la pluie étant mise en relation, binaire, avec différents paramètres susceptibles de l'influencer ou de la commander.

La variation de l'albedo (le mécanisme de Charney)

L'hypothèse selon laquelle... la destruction de la végétation accroît l'albedo (la réflectivité) du sol et de ce fait *abaisse* les températures... a été proposée par Otterman (1974). Bien que cette hypothèse prône exactement l'inverse de ce qui est habituellement observé, c'est à dire que les sols dénudés sont toujours plus chauds que les sols couverts par la végétation, cette hypothèse a été appliquée aux régions sahéliennes par Charney (1975). Le *mécanisme de Charney* estime ainsi en schématisant, à partir du surpâturage responsable de la désertification, qu'un *sol plus chaud provoque des mouvements subsidents*... ce qui est naturellement l'inverse de la réalité ! Cet hypothétique *mécanisme* d'auto-entretien de la sécheresse n'a pourtant pas été remis en cause, et la question a été posée de savoir si le Sahel, c'est à dire l'homme sahélien, est *le responsable de sa propre sécheresse* (Kandel et Courel, 1984). L'observation et la simple logique permettent de fixer les limites de pertinence du modèle proposé. L'archipel du Cap-Vert reçoit, à latitude égale, moins de pluie que le littoral voisin et il est plus pénalisé par l'évolution récente des pluies que le continent, mais l'albedo océanique est pourtant comparativement insignifiant et il n'a pas changé (Leroux, 1983). Malgré son inanité le *mécanisme de Charney* a quand même fait quelque temps illusion, et il a en particulier contribué à conforter l'idée répandue (bien qu'inexacte) que "*l'arbre attire la pluie*" et que le "*reboisement*" pourrait faire *revenir* la pluie sur le Sahel...

Végétation et réutilisation du potentiel précipitable

En considérant que le potentiel précipitable issu de l'océan est précipité puis évaporé plusieurs fois (Leroux, 1983), on peut supposer qu'une moindre densité de la couverture végétale peut entraîner une baisse de la pluie sahélienne. Monteny (1986) estime que le couvert forestier recycle 60 à 75 % des pluies annuelles, tandis qu'une culture (ou savane) à cycle annuel ne recycle que 45 à 55 % des pluies tombées. Le déboisement des régions situées au sud du Sahel serait ainsi responsable de la sécheresse sahélienne. Mais, il n'existe pas de relation immédiate entre le potentiel précipitable et l'eau précipitée, ni à l'échelle générale comme le démontrent Peixoto et Oort (1983), ni à l'échelle régionale comme le souligne Diop (1975) pour qui "*l'eau précipitable contenue dans l'atmosphère est un mauvais prévisseur de l'eau précipitée*". La dépendance vis-à-vis de l'advection atlantique (de sens

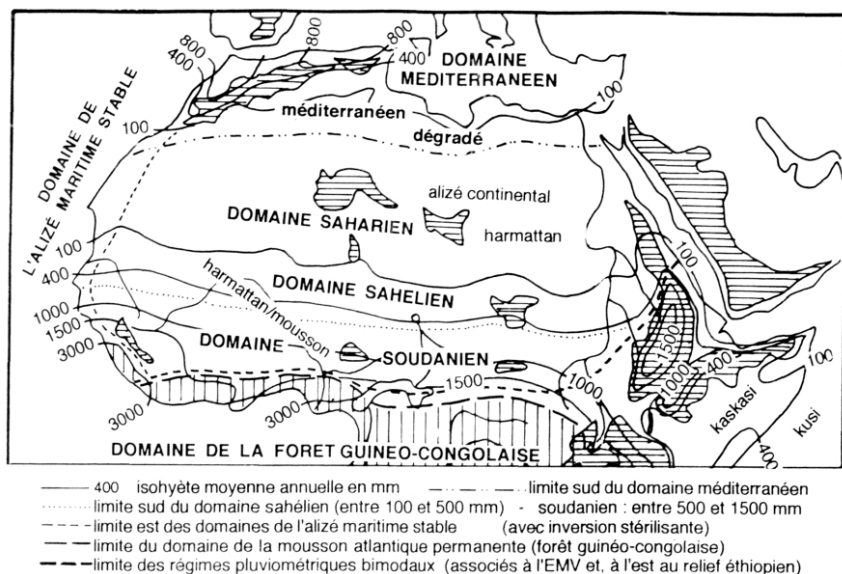
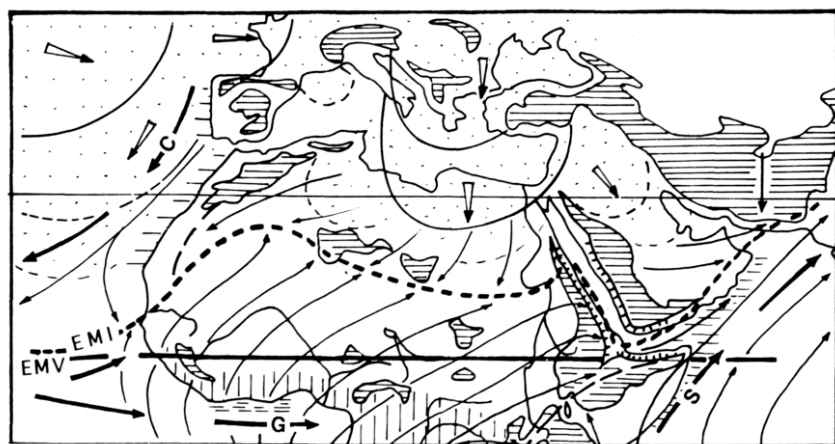


Figure 1 : Les domaines climatiques de l'Afrique septentrionale



relief d'altitude supérieure à 1 000 m ——— escarpement ——— forêt dense
 contours des AMP ——— déplacement des AMP ——— alizé et mousson
 discontinuité d'alizés (D.al)
 Equateur Météorologique : ——— Incliné (trace au sol) ——— Vertical (couches moyennes)
 ——— courant marin ——— remontée d'eaux profondes (upwelling côtier) C.c. des Canaries
 G.c. de Guinée

Figures 2 et 3 : La circulation de surface sur l'Afrique septentrionale en janvier-février (en haut) et en juillet-août (en bas)

ouest-est) est encore réduite par la diversité d'origine des apports hydriques, par la redistribution qui s'opère dans les couches moyennes (dans le sens est-ouest), et par la réutilisation de l'eau précipitée.

La pertinence du schéma proposé est remise en question si l'on considère le cas de la basse-côte de l'Afrique occidentale. Par sa situation géographique elle ne peut pas subir le contrecoup d'une réduction de la masse forestière ou d'une moindre restitution par le sol, puisqu'elle bénéficie d'une fourniture immédiate par la mousson. Mais pourtant le sud de l'Afrique occidentale (dans des conditions dynamiques différentes), subit aussi une diminution globale des pluies. La relation supposée est encore amoindrie si l'on considère que lors des années 1940, et encore moins lors des années 1910, les formations forestières n'étaient pas sérieusement entamées. Que dire encore de l'archipel du Cap-Vert si durement affecté...

Variation des températures marines de surface

Compte tenu de l'origine océanique de la vapeur d'eau transportée par l'alizé austral/mousson la variation des pluies est fréquemment expliquée par les fluctuations des températures marines de surface (TMS). Mais le sens des relations n'apparaît pas toujours clairement. Selon les conceptions classiques (mais erronées lorsqu'elles ne tiennent pas compte de la stratification aérologique) les eaux marines froides, notamment celles des zones d'upwelling, sont responsables de l'absence ou de la déficience des pluies. Ainsi (de façon simplificatrice) la petite "saison sèche estivale" de la basse-côte est fréquemment associée à l'upwelling ivoiro-ghanéen (fig. 5). Certains parviennent à des résultats diamétralement opposés puisque des eaux marines froides sont associées à des pluies excédentaires, ou en d'autres termes "des pluies subsahariennes supérieures à la normale sont positivement corrélées avec des températures marines de surface dans l'Atlantique sud inférieures à la normale" (Lough, 1985). En corollaire "des eaux de surface chaudes dans le golfe de Guinée coïncident avec une réduction des pluies estivales dans le Sahel" (Bah, 1987).

Ces conclusions, exactement inverses du processus habituellement évoqué (des eaux chaudes étant censées augmenter le potentiel hydrique), traduisent seulement une *covariation* générale. En période estivale centrée sur août, la remontée vers le nord des conditions thermiques de l'hiver austral qui affecte aussi bien l'air que l'eau, coïncide à la fois : avec une réduction des pluies sur la côte sud de l'Afrique occidentale (fig. 5), coïnci-

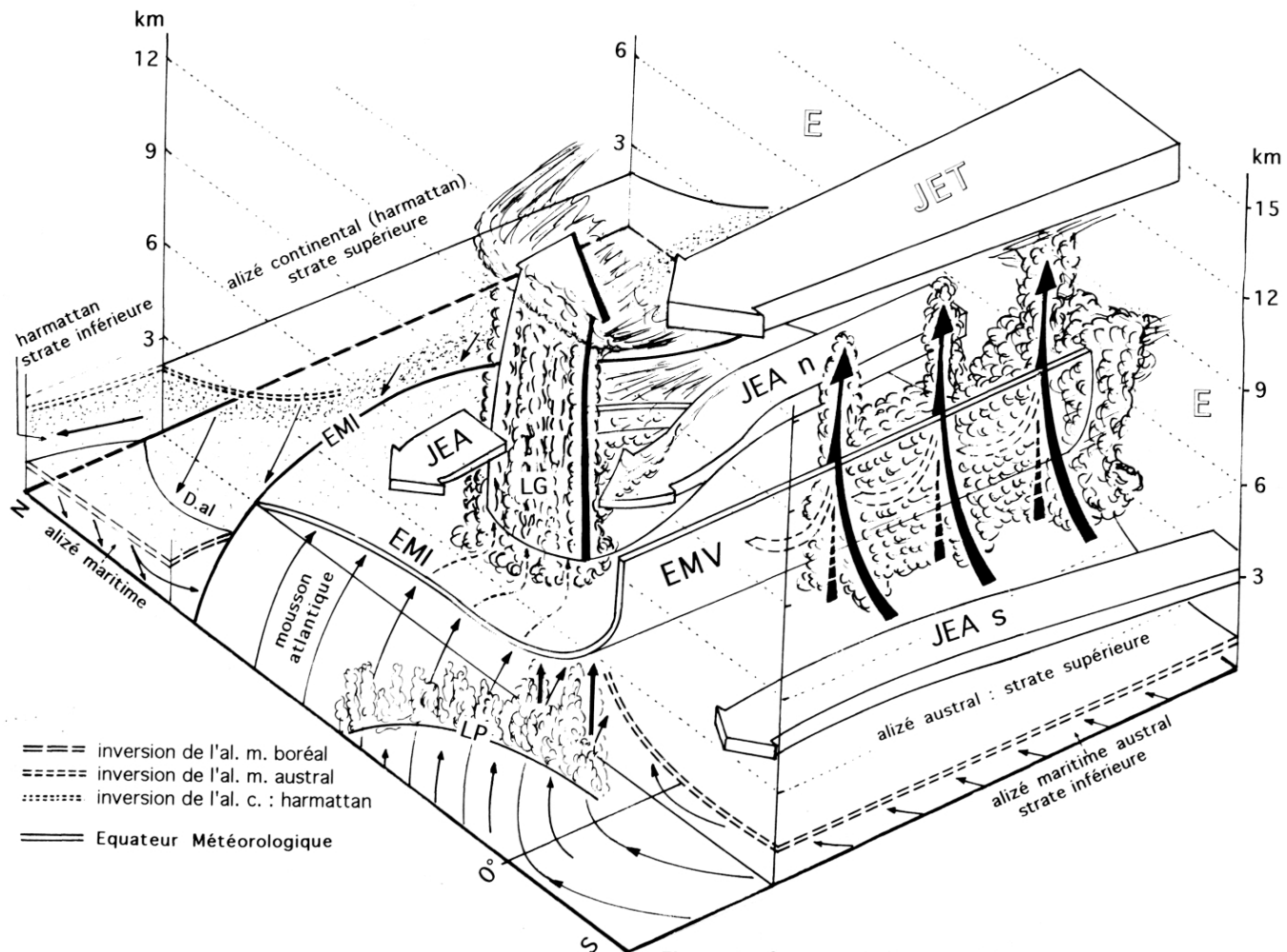


Figure 4 : Structure de la troposphère et composantes de la pluviogenèse sur l'Afrique tropicale

dence qu'on peut traduire (hâtivement) par : "eaux froides = pas de pluie", mais aussi avec une forte augmentation au nord de la latitude 10° N, et dans ce cas "eaux froides = pluies". Les relations seraient aussi différentes si les références thermiques marines étaient choisies dans les eaux libériennes constamment chaudes... Il est hasardeux de conclure à une *dépendance* ou *corrélation causale* alors qu'il s'agit simplement de *covariation*. Le réchauffement marqué après 1960-1965 des océans de l'hémisphère sud (Folland *et al.*, 1986), dans lesquels est principalement puisé le potentiel précipitable, ne s'est pas traduit par une augmentation des pluies, mais par l'inverse... La relation présumée avec les TMS a conduit le Meteorological Office (Bracknell, GB) à diffuser le 6 mai 1988 une prévision selon laquelle la saison des pluies 1988 du Sahel devait être "très sèche". Ce fut loin d'être le cas, et au Soudan on se souvient encore des inondations de Khartoum !

Variation de l'espace couvert par la mousson

La péjoration pluviométrique est aussi attribuée à une réduction de la surface couverte par la mousson. Telle est la conclusion de Vittori (1973) immédiatement après la sécheresse de 1972 : "l'anticyclone des Açores s'est maintenu tout le mois de juillet à des latitudes très basses, entravant la pénétration de la mousson". Cette assertion a été maintes fois reprise tant l'influence d'une moindre extension du flux de mousson

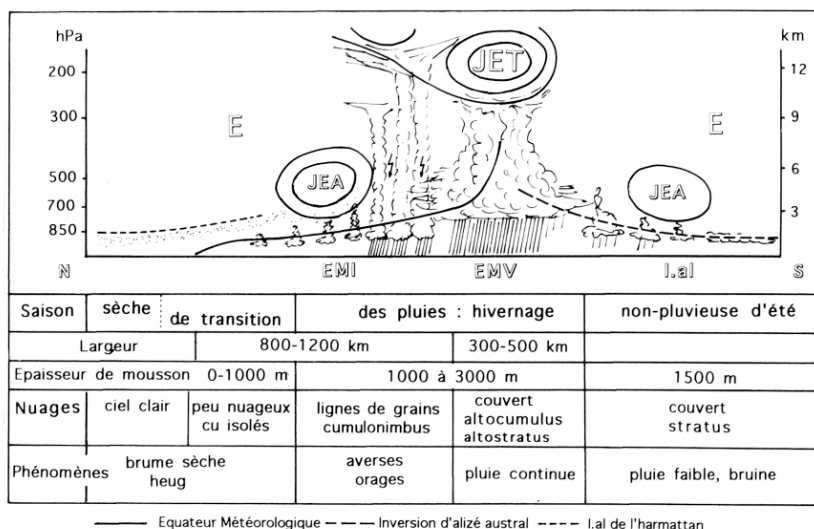


Figure 5 :

Coupe schématisique méridienne de la troposphère vers 0 °Gr en août et temps associé

paraît évidente. Selon Newell et Kidson (1984) le flux de mousson de basses couches est moins épais et plus faible pendant les années sèches, tandis que Sagna (1994) dans une étude réalisée sur la période 1974-1993 montre que la variabilité interannuelle est relativement faible et que l'épaisseur du flux de mousson au Sénégal "n'est pas un indicateur d'une année pluvieuse ou sèche". Sachant que le creusement et la localisa-

tion des dépressions thermiques (situées sur le Sahara en été) qui attirent la mousson obéissent à des causes géographiques et cosmiques inchangées, une éventuelle modification de l'extension de la mousson devrait résulter :

- soit d'une réduction de puissance du flux de mousson (donc du dynamisme de l'alizé austral) ;
- soit d'un dynamisme accru de l'alizé boréal s'opposant à l'invasion de mousson ;
- soit d'un étirement vers le sud de l'EMI, ou bien d'un glissement d'ensemble vers le sud de la structure tropicale. Ces questions restent posées.

Variation de vitesse du JEA (Jet d'est africain)

La pluviométrie a été mise en relation avec le JEA qui surmonte l'EMI. Ce noyau de vent des couches moyennes est situé de décembre à février au voisinage de 5° N, en avril-mai vers 7-8° N, il atteint sa position extrême vers 15-16° N en juillet-août (au-dessus du Sahel), et il est de retour en septembre vers 12-13° N migrant ensuite rapidement vers le sud (Leroux, 1974 et 1983). Il ne mérite pas le qualificatif de "jet", sa vitesse maximale moyenne atteignant 50 km/h en septembre, mais il est animé par des noyaux d'accélération de vitesse instantanée plus élevée. Le JEA est alimenté à la fois par l'alizé boréal qui surmonte la mousson, et par la mousson dont l'énergie potentielle est libérée lors du passage des perturbations (lignes de grains). Les fortes vitesses du flux d'est se situent immédiatement au-dessus de la mousson et renforcent le cisaillement de vent.

La relation établie entre le JEA et la pluie (en valeurs moyennes) se manifeste par : *"une fréquente coïncidence entre déficits pluviométriques et une allure rapide du JEA"* (Leroux, 1974). Quelle est la signification de cette relation présumée ? Si l'on considère les phénomènes à l'échelle moyenne, le JEA devient (artificiellement) une entité *indépendante*, capable de moduler la pluviométrie à son gré, en conditionnant la vigueur du cisaillement... mais il reste alors à expliquer, son origine, ses variations de vitesse instantanée, et sa migration annuelle. Dans ce cas, sans référence directe avec la dynamique réelle des phénomènes, l'analyse ne peut dépasser le stade de la *covariation* statistique entre vent et pluie. Si l'on examine les phénomènes à l'échelle synoptique, fondée sur l'observation directe, le *JEA statistique* s'efface au profit de noyaux de vent de vitesse élevée. C'est d'ailleurs entre ces noyaux (dans une rupture du JEA) que se développent les lignes de grains, la perturbation étant précédée et suivie de noyaux d'accélération. Cette approche débouche sur l'établissement d'une *corrélation causale* entre les précipitations et les noyaux de

vent fort, mais inverse de la précédente, puisqu'un JEA plus fort favorise le déclenchement des lignes de grains. A ces incertitudes s'ajoute le fait que les radio-sondages de Dakar, Bamako, Niamey, Djaména dont les données sont utilisées dans les analyses, sont grossièrement situés à la même latitude et qu'ainsi un simple déplacement en latitude de l'axe du JEA peut faire apparaître une accélération ou une décélération... sans que le JEA lui-même soit réellement affecté. Les problèmes réels ou supposés concernant la structure EMI et les perturbations qui s'y développent sont donc encore nombreux.

Variation de vitesse du JET (Jet d'est tropical)

L'EMV qui réunit les conditions énergétiques et structurales optimales est surmonté par le JET. Le jet d'est tropical a été découvert par Koteswaram (1958), présenté par Flohn (1964) et analysé sur l'Afrique par Leroux (1974). Sur l'Afrique le JET est formé de deux courants plus ou moins bien individualisés. Le JET d'origine asiatique se prolonge sur l'Afrique pendant la période estivale, vers l'altitude moyenne 100 hPa et il est centré en août vers la latitude 15° N. Son altitude est plus élevée et sa latitude décalée vers le nord, en raison de l'élévation et de la latitude des hautes terres asiatiques où il prend alors naissance. Le JET africain est situé vers l'altitude 200 hPa et à une latitude plus méridionale, en raison de la moindre migration de l'EMV (cf. fig. 3). Ces noyaux de vents (noyau africain et prolongement asiatique) sont nettement dissociés en juin et en septembre, mais forment en juillet et en août un tube plus étendu de vents rapides.

Le JET a été analysé pour expliquer l'aridité saharienne et la diminution de la pluviométrie sahélienne, par la subsidence associée. Pour Citeau et al. (1986) *"il apparaît qu'une sécheresse puisse être associée... à un JET faible, la situation étant opposée en année humide"*. La même conclusion concerne le JET asiatique car, selon Chen et Van Loon (1987) *"le JET est généralement plus faible pendant les étés... où... la sécheresse intervient sur le subcontinent indien"*. Le JET asiatique est alimenté par la libération de chaleur latente de la mousson indienne : il est donc naturel qu'il soit plus faible lorsque les précipitations sont moins abondantes. Le JET africain est aussi alimenté par la libération d'énergie dans la structure EMV : des pluies faibles sont donc aussi associées à un JET faible. L'unité du complexe Afrique/Asie qui entraîne dans un même mouvement les circulations de mousson atlantique

et indienne est plus ou moins étroite selon les échelles de temps, mais en Afrique comme en Inde la pluviométrie moyenne s'améliore jusque vers les années 1950-1960 (avec des totaux supérieurs à la normale), et se dégrade depuis les années 1970 (Mooley et Shukla, 1987).

Variation d'intensité d'une présumée "cellule de Walker" ?

L'existence d'une circulation zonale, dite "cellule de Walker", a été initialement supposée à proximité de l'équateur, au-dessus du Pacifique, avec subsidence à l'est et ascendance à l'ouest. Ce concept théorique est appliqué à l'Afrique par Flohn (1971) qui imagine une hypothétique cellule sur le bassin du Congo. Sans la moindre démonstration, extension en est faite à l'Afrique occidentale (Lambergson et al., 1981), sous la forme d'un schéma assorti de nombreux points d'interrogation, justifiés. Puis les réserves initiales s'évanouissent et on en arrive à associer une *pluviométrie globalement déficitaire sur l'Afrique de l'Ouest* avec un "renforcement et/ou un déplacement vers l'est de la branche subsidente de la cellule atlantique de type Walker" (Janicot, 1990). En fait, l'existence de cette cellule n'a jamais été démontrée, pas plus que celle d'une quelconque cellule zonale au-dessus de l'Afrique (Leroux, 1994-a). Ce concept (irréaliste) qui suppose une dissymétrie pluviométrique selon les *longitudes* entre l'est et l'ouest de l'Afrique, serait d'ailleurs dans l'incapacité totale d'expliquer *le glissement général* des isohyètes en *latitude*, en direction du sud.

En ce qui concerne les relations binaires précédentes, on peut remarquer :

- que la *relation* proposée est parfois contraire au processus physique reconnu, comme les *relations* albedo/subsidence, ou eaux froides/pluies, ou repose sur un concept non démontré, comme les présumées cellules dites "de Walker" ;

- que le poids de la perception *statistique* (c'est-à-dire à l'échelle des moyennes) est très vivace, les mécanismes réels n'étant pas pris en considération, lorsqu'il s'agit du JEA, ou du JET, ou d'une manière générale des mécanismes de la pluviogénèse ;

- que les corrélations évoquées n'ont de valeur que statistique, mais non physique, et que les corrélations présumées ne sont en réalité que des covariations, c'est-à-dire que deux paramètres ont une variation commune, mais obéissent conjointement à une cause extérieure (non définie).

En conclusion ces relations binaires n'expliquent pas la sécheresse sahélienne, mais constituent des composantes d'importances inégales de la variabilité pluviométrique. Le glissement d'ensemble des isohyètes s'inscrit dans un autre cadre que celui de l'Afrique, le cadre de la circulation générale.

LA CIRCULATION GENERALE : LE GLISSEMENT VERS LE SUD

L'*effet de serre* et les pluies sahéliennes sont-elles corrélées ? Toutes les périodes chaudes ont été pluvieuses (et inversement) de la période du "Nil sauvage" et de l'Optimum Climatique Holocène (Leroux, 1994) au Moyen-Age (Toupet, 1992), jusqu'à l'optimum climatique contemporain des années 1930-60. L'assèchement du Sahel qui est réel pose d'ailleurs le problème de la réalité du présumé réchauffement global récent. La sécheresse sahélienne est-elle aussi corrélée avec le lointain *el niño* (ou ENSO, *El Niño Southern Oscillation*) comme le propose la mode actuelle ? Si l'on peut noter que des forts ENSO apparaissent souvent synchrones de sécheresses importantes au Sahel, en revanche aucune "influence inhibitrice" ni aucun lien physique direct ne peuvent être démontrés, mais une covariation peut être supposée.

Le glissement vers le sud des structures pluviogènes

Une évidence s'impose : il s'agit du glissement vers le sud des isohyètes, et par conséquent d'une migration d'ensemble des structures pluviogènes. L'évolution pluviométrique récente intéresse aussi bien la structure EMI que la structure EMV, le décalage de la structure pluviogénique optimale étant démontré par la nette décroissance des fortes pluies, et par la forte empreinte des latitudes 10-12° N dans les déficits. Lamb (1978) avait déjà noté lors des années sèches un "décalage vers le sud de 200-300 km du talweg équatorial" (c'est-à-dire de l'EMV). L'observation de la réalité synoptique, et intra/ ou inter/ saisonnière, montre la perpétuelle alternance des pulsations boréales et australes qui accompagnent la progression ou le retrait de la mousson, de l'EMI et de l'EMV sur l'Afrique. La dynamique réelle des précipitations permet de déterminer, par rapport à un schéma moyen, différents scénarios de pluviosité (fig. 6, d'après Leroux, 1970) :

- lorsque l'EMV est maintenu dans une position plus méridionale, le déficit est généralisé, sauf éventuellement sur le sud de l'Afrique occidentale où la saison peu pluvieuse estivale est écourtée (figure 6-a) ;

– lorsque l'EMV remonte davantage vers le nord l'excédent est généralisé, notamment dans le domaine sud-soudanien qui bénéficie de sa présence prolongée, mais la partie sud est défavorisée par l'allongement de la saison peu pluvieuse d'été (figure 6-b) ;

– lorsque l'EMV séjourne plus longtemps sur sa position moyenne d'août, la zone 10-12° N bénéficie de pluies excédentaires, tandis que de part et d'autre la pluviométrie est diversement déficitaire (figure 6-c).

Ces schémas, qui expliquent la variation saisonnière et les cachets particuliers des hivernages, sont simplement fondés sur les variations de puissance et de position en latitude des agglutinations anticycloniques. Lambergeon (1977) a confirmé que *“lorsque les pressions sont à la fois fortes à Abidjan et faibles à Nouadhibou les pluies sont supérieures à leurs normales sur les régions du Sahel”*. En raison de l'ampleur et de la durée de la sécheresse, c'est le scénario “a” qui est susceptible d'expliquer non seulement la baisse des pluies sahéliennes, mais aussi son extension soudanienne, voire guinéenne. Le glissement vers le sud de la structure EMV, d'orientation zonale comme les isohyètes, entraîne à son tour l'étirement de la structure EMI. Ce scénario, proposé en 1970, posait alors de nombreuses questions, sur l'origine des centres d'action, sur l'indépendance de l'EMV vis-à-vis des conditions de surface, et sur la dynamique des échanges méridiens.

La dilatation de l'hémisphère météorologique nord

L'intensité des échanges méridiens est fonction du déficit thermique dans les hautes latitudes (Leroux, 1993). La puissance (plus forte en hiver qu'en été) des Anticyclones Mobiles Polaires (AMP) qui réalisent le transport en masse de l'air froid en direction de la zone tropicale, détermine à son tour la puissance des agglutinations anticycloniques (AA) formées sur l'Atlantique nord, sur la Méditerranée orientale et le nord de l'Afrique, et sur l'Atlantique sud (fig. 2 et 3). Ces agglutinations alimentent les flux tropicaux et commandent leur dynamisme : toute variation plus ou moins marquée et/ou prolongée du bilan thermique polaire est alors susceptible d'influencer les phénomènes tropicaux. Les bilans thermiques polaires commandent toute la circulation générale, et notamment (comme cela apparaît à l'échelle saisonnière) la position de l'équateur météorologique. La position, quasi-indépendante des conditions de surface de l'EMV situé dans les couches moyennes au-dessus du continent africain (cf. fig. 4 et 5),

est donc fonction, par l'intermédiaire de la circulation générale, d'une modification des températures polaires.

Dans l'hémisphère nord (Leroux, 1994-c) le refroidissement arctique est certain, soutenu et intense (Rogers, 1989 ; Kahl et al., 1993). Sur le Canada où passent préférentiellement les AMP, notamment sur les Provinces Maritimes (fig. 7), après un *optimum* dans les années 1930-1955, la tendance de la température est à la baisse, l'intensité du froid s'accroissant en 1958-1962, 1972-1974, 1983-1985 et depuis 1991 (Morgan et al., 1993). L'accroissement du froid augmente la puissance des AMP, qui se traduit par une hausse de la pression le long de leur trajectoire, notamment sur l'Europe occidentale et centrale et sur les deux bassins de la Méditerranée (Leroux, 1994-c). Les agglutinations anticycloniques, notamment celle dite des Açores enregistrent de la même façon une hausse remarquable (Flohn et al. 1990 ; Trenberth, 1991), dont témoigne la hausse régulière de la pression à Nouadhibou en Mauritanie (fig. 8). La hausse de pression notée sur la Méditerranée orientale (Makrogiannis et Sahsamanoglou, 1990) se propage vers l'Afrique soudanaise, et elle est encore nettement observable bien qu'atténuée à Djibouti vers 11° N (fig. 9). Cette hausse de pression est générale sur le nord de l'Afrique, à Timimoun par exemple à l'échelle des moyennes annuelles (fig. 10), et à Tamanrasset située à la limite de pénétration de la mousson (fig. 3) pendant les mois de juillet et d'août (fig. 11). Sur l'Amérique du Nord, sur l'Atlantique, sur l'Europe, la Méditerranée et le nord de l'Afrique les pressions s'élèvent continuellement et les hausses les plus fortes coïncident avec les épisodes les plus froids dans les hautes latitudes boréales (fig. 7), et avec... les baisses pluviométriques sahéliennes les plus accusées. Ainsi, sous l'influence du refroidissement arctique, propagé par les AMP, l'hémisphère météorologique nord s'étend vers le sud de 200 à 300 km. Dans le même temps l'hémisphère météorologique sud, comme en témoignent les pressions de trois stations littorales d'Afrique australe qui renseignent sur le dynamisme des AMP australes (fig. 12), ne semble pas en mesure de s'opposer à cette extension, et même, comme le montre la baisse de pression à Lüderitz et Port-Nolloth semble favoriser cette expansion boréale. Il reste à déterminer si l'hémisphère sud est simplement passif ou actif dans la “sécheresse” sahélienne, et à analyser les interférences entre les deux dynamiques antagonistes.

Le déplacement de la structure tropicale vers le sud, de l'ordre de 200 à 300 km, est insignifiant à l'échelle de la circulation générale, mais il est

capital pour la survie d'une zone marginale comme le Sahel. En fait la "Grande Sécheresse" sahélienne constitue le révélateur d'un retour progressif (mais dramatique) aux conditions qui régnaient avant l'optimum climatique contemporain. Les mesures ne sont pas assez anciennes pour restituer cette évolution, mais des relations décrivent la situation du siècle dernier (lors de la fin du "petit âge de glace") dans les îles du Cap-Vert, si vulnérables au moindre changement dynamique : "Mais que de fois la sécheresse et le manque de récoltes ont amené d'effroyables famines !... La famine qui régna dans l'île Sao-Thiago... de 1831 à 1833 fit périr le cinquième des insulaires. Les famines de 1846, 1864 et 1865 décimèrent la population : quand les pluies attendues ne viennent pas rafraîchir le sol, la faim se dresse menaçante" (in Elisée Reclus, *Géographie Universelle*, 1887). La situation actuelle n'est heureusement pas aussi dramatique, ni exactement comparable à tous les points de vue, sauf sur celui de la dynamique aérologique, car rien n'annonce... un réchauffement de l'Arctique...

REFERENCES

Bah A., 1987. Towards the prediction of Sahelian rainfall from sea surface temperatures in the Gulf of Guinea. *Tellus*, 39A, 39-48.

Charney J. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Phys. Bas. of Clim. and Clim. Mod.*, WMO-ICSU ser. 16, 171-176.

Chen C., Van Loon H., 1987. Interannual variation of the Tropical Easterly Jet. *Monthly Weather Review*, vol. 115, 1739-1759.

Citeau J., Cammas J.-P., Gouriou Y., Guillot B., 1986. Remarques sur la migration de la ZIC en Atlantique, les températures de surface du golfe de Guinée et la pluviométrie en Afrique de l'Ouest sahélienne. *INQUA, ORSTOM Trav. et Doc.*, 197, 67-75.

Diop R., 1975. Etude de la corrélation entre l'eau précipitable et l'eau précipitée au Cap-Vert (Sénégal) durant l'hivernage 1974. *Mém. Dép. Mété. ENSUT, Dakar*.

Flohn H., 1964. Investigations on the tropical easterly jet. *Bon. Met. Abh.*, 4, 1-69.

Flohn H., 1971. Tropical circulation patterns. *Bon. Met. Abhandl.*, 15, 1-55.

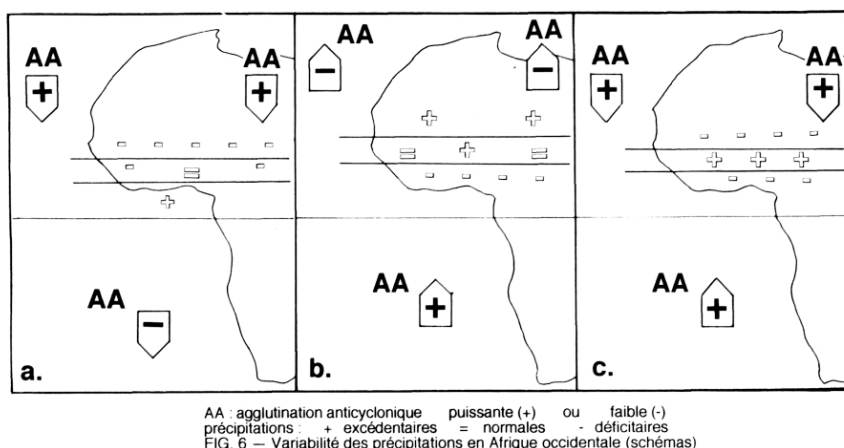


Figure 6 : Variabilité des précipitations sur l'Afrique septentrionale (schémas)

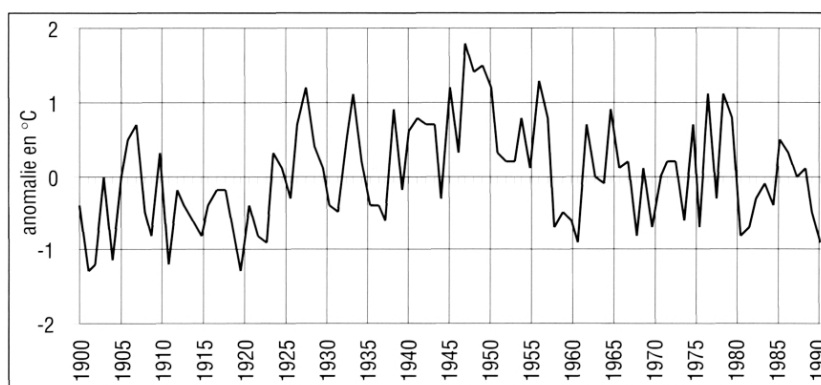
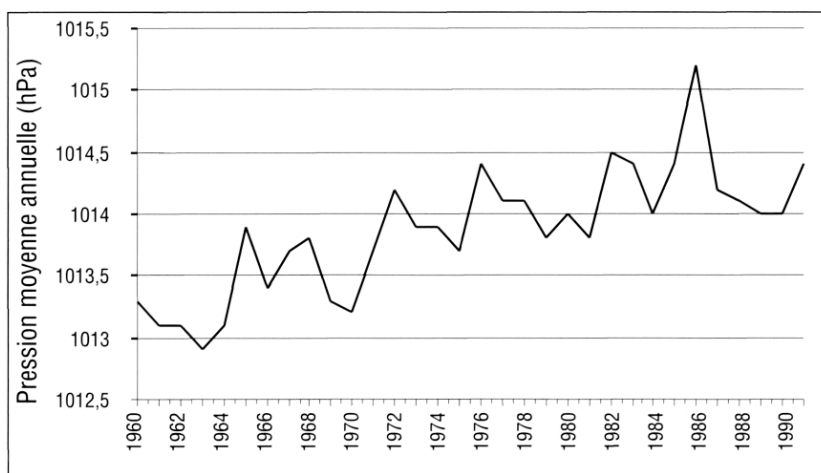


Figure 7 : Anomalies des températures dans les Provinces Maritimes du Canada (1900-1992) (d'après Morgan et al., 1993)



Flohn H., Kapala A., Knoche H.-R., Machel H., 1990. Recent changes of the tropical water and energy budget and of midlatitude circulations. *Climate Dynamics*, 4, 237-252.

Folland C.-K., Palmer T.-N., Parker D.-E., 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, vol. 320, 602-607.

Figure 8 : Evolution de la pression moyenne annuelle à Nouadhibou (21° N), Mauritanie (1960-1992)

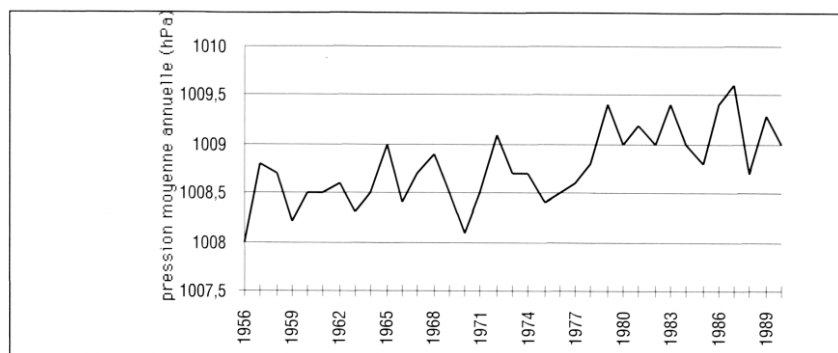


Figure 9 : Evolution de la pression moyenne annuelle à Djibouti (11° N) de 1956 à 1990

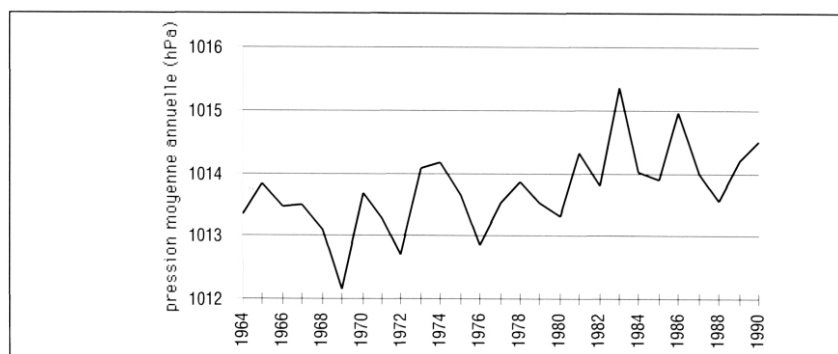


Figure 10 : Evolution de la pression moyenne annuelle à Timimoun (29° N, 0° Gr.), Algérie,

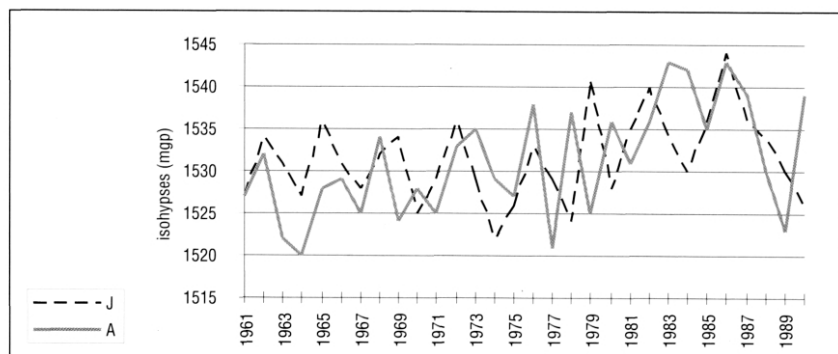


Figure 11 : Evolution de la pression moyenne mensuelle de juillet (J) et août (A) à Tamanrasset (23° N et 1377 m), Algérie, de 1961 à 1990

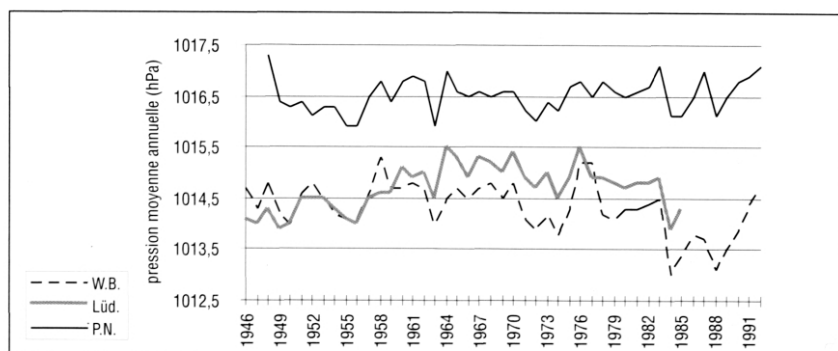


Figure 12 : Evolution de la pression moyenne annuelle à Port Nolloth (29° S, Afrique du Sud), à Lüderitz (27° S, Namibie) et à Walvis Bay (23° S, Namibie) de 1946 à 1992

Janicot, 1990. *Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique*. Doct. Univ. Paris 6, 600 p.

Kahl J.-D., Charlevoix D.-J., Zaltseva N.-A., Schnell R.-C., Serreze M.-C., 1993. Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years. *Nature*, 131, 335-337.

Kandel R., Courel M.-F., 1984. Le Sahel est-il responsable de sa sécheresse? *La Recherche*, vol. 15, n° 158, 1152-1154.

Koteswaram P., 1958. The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, 10, 43-57.

Lamb P.-J., 1978. Large scale tropical surface circulation patterns associated with Subsaharian weather anomalies. *Tellus*, 30, 240-251.

Lambergeon D., 1977. Relation entre la pluie et les pressions en Afrique occidentale. *Publ. Dir. Expl. Mété.* 57, ASECNA Dakar.

Lambergeon D., Dzatara S., Janicot S., 1981. Comportement du champ de vent sur l'Afrique occidentale. *La Météorologie*, 25, 69-82.

Leroux M., 1970. *La dynamique des précipitations en Afrique occidentale*. Publ. Dir. Expl. Météo. 23, ASECNA, Dakar, 282 p.

Leroux M., 1974. *Le champ de vent en altitude en Afrique occidentale et centrale*. Publ. Dir. Expl. Météo. 34, ASECNA, Dakar, 126 p.

Leroux M., 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. Edition. H. Champion/M. Slatkine, Paris/Genève, t. 1. : 636 p., 349 fig., t. 2 : notice et atlas de 250 cartes.

Leroux M., 1992. L'Equateur Météorologique en Afrique : du FIT - ZIC à l'EMI - EMV, évolution d'un concept. *Publ. Assoc. Intern. de Climatologie*, vol. 5, 145-156.

Leroux M., 1993. The Moving Polar High : a new concept explaining the actual mechanisms of the meridional air-mass and energy exchanges, and the global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Changes*, 7, 69-93.

Leroux M., 1994-a. La circulation zonale dite "de Walker" en Afrique : mythe ou réalité? *Publ. Assoc. Intern. de Climatologie*, vol. 6, 487-496.

- Leroux M., 1994-b. Interprétation météorologique des paléoenvironnements observés en Afrique depuis 18 000 ans. *Geo-Eco-Trop.* 16 (1-4), Bruxelles, 207-258.
- Leroux M., 1994-c. Sécheresse et dynamique de la circulation dans l'hémisphère nord. *Publ. Assoc. Intern. de Climatologie*, vol. 6, 69-82.
- Lough J.-M., 1985. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in sub-saharan Africa and northern Brazil. *The GCS 1982-1984*, CSM, WMO, Geneva.
- Makrogiannis T.-J., Sashamanoglou C.-S., 1990. Time variation of the mean sea-level pressure over the major Mediterranean area. *Theor. Appl. Climatol.*, 41, 149-156.
- Monteny B.-A., 1986. Forêt équatoriale, relais de l'océan comme source de vapeur d'eau pour l'atmosphère. *Veille Clim. Satell.* 12, ORS-TOM/CMS, Lannion, 39-51.
- Mooley D.-A., Shukla J., 1987. Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *The Global Climate System, 1984-1986*. CSM R84/86, WMO, Geneva.
- Morgan M.-R., Drinkwater K.-F., Pocklington R., 1993. Temperature trends at coastal stations in Eastern Canada. *Clim. Bull.*, 27 (3), Envir. Canada, 135-153.
- Newell R.-E., Kidson J.-W., 1984. African mean wind changes between sahelian wet and dry periods. *Journ. Climat.* 4, 27-33.
- Otterman J., 1974. Baring high-albedo soils by overgrazing : a hypothesized desertification mechanism. *Science*, 186, 531-533.
- Peixoto J.-P., Oort A.-H., 1983. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. *Variations in the Global Water Budget*, A. Street-P. et al. (eds), D. Reid. Publ., 5-65.
- Rogers J.-C., 1989. Seasonal temperature variability over the North Atlantic Arctic. *Proc. of 30th annual climate diagnostics workshop*, Cambridge, Mass., NOAA, 170-175.
- Sagna P., 1994. L'évolution de la mousson et des précipitations au Sénégal de 1974 à 1993. *Publ. Ass. Intern. Climat.*, vol. 7, 311-317.
- Toupet Ch., 1992. *Le Sahel*. Géographie, Nathan Université, 192 p.
- Trenberth K.-E., 1991. Recent climate changes in the northern hemisphere. *Greenhouse-gas-induced clim. change : a critical appr. of sim. and obs.* Elsevier, 377-390.
- Vittori A., 1973. Notes sur la sécheresse au Sénégal en été 1972. *Publ. Dir. Expl. Mét.* 28, ASECNA Dakar.