

Fig. 2a. — Time histories of standardized SOI and TOI. Solid line indicates Tahiti minus Darwin, surface-pressure-difference anomaly. Dashed line indicates Tahiti minus SPP surface-pressure-anomaly.

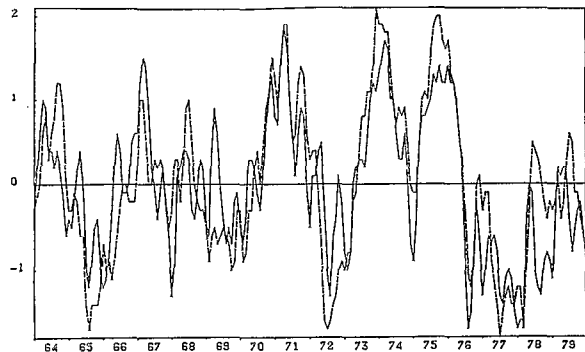


Fig. 2b. — Time histories of SST solid line and TOI (dashed line) for the equatorial rail. Note + The TOI is 11 month lagged.

L'Anticyclone mobile Polaire, relais des échanges méridiens : son importance climatique

M. LEROUX ⁽¹⁾

Les phénomènes météorologiques tropicaux dépendent naturellement des conditions offertes par la zone tropicale elle-même, et notamment des conditions énergétiques et structurales qui lui sont spécifiques [1]. Mais ces conditions strictement zonales ne suffisent généralement pas à rendre compte de la complexité des phénomènes tropicaux, qui dépendent aussi dans une très large mesure de facteurs aérolo-

giques extratropicaux. La circulation atmosphérique formant un tout — qui ne peut être appréhendé que *globalement* — il est ainsi nécessaire d'observer, à la source, des phénomènes qui, après avoir traversé les zones tempérées, pénètrent ensuite dans la zone tropicale et interfèrent avec les conditions qui lui sont alors offertes. Ces transferts méridiens sont réalisés par les Anticyclones mobiles Polaires dont il convient de rappeler les caractères essentiels [2].

L'ANTICYCLONE MOBILE POLAIRE (A.m.P.)

L'Anticyclone mobile Polaire [3] réalise, dans les basses couches de la troposphère, le transfert du froid polaire (à travers les zones tempérées) en direction de la zone tropicale (cf. fig. 1). Initialement simple apophyse des Hautes Pressions Polaires permanentes d'origine thermique, puis s'en détachant progressivement (comme un iceberg se détache d'un inlandsis), l'Anticyclone mobile Polaire est de vaste dimension (naturellement très variable, mais en moyenne de 2 000 à 2 500 kilomètres de diamètre), et de forme grossièrement circulaire comme le révèle, de façon particulièrement éloquente, l'image du satellite Météosat du 28 avril 1986. Comme les Hautes Pressions Polaires dont il est issu, il est également froid (en valeur relative ou absolue) et par conséquent pelliculaire, son épaisseur qui dépend notamment de la saison et de la latitude atteinte étant en moyenne de l'ordre de 1 500 à 2 000 mètres.

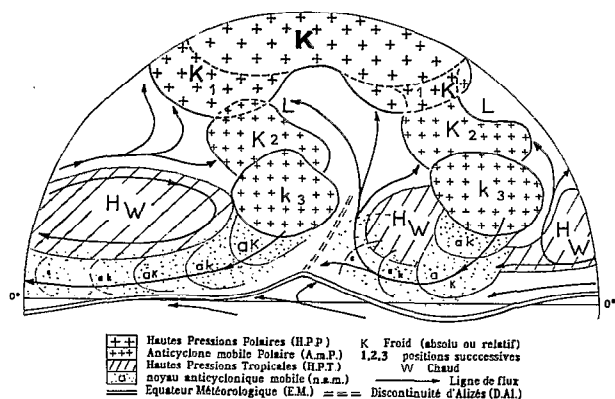


Fig. 1. — Processus des échanges méridiens (basses couches)

(1) Lully. 74890 Bons-en-Chablais.

Phénomènes associés

L'Anticyclone mobile Polaire modifie le champ de pression et le champ de vent au-dessus et autour de lui, tant que sa puissance (conférée par la plus forte densité de l'air froid) lui permet d'éclater les autres flux de son passage. Au-dessus de lui, à cause de l'origine thermique de l'Anticyclone, la diminution de pression (qui s'accroît avec l'altitude) se manifeste par un talweg d'orientation méridienne (fig. 2, à 6 km par exemple). Sur son pourtour l'ascendance provoquée entraîne le creusement d'un couloir dépressionnaire périphérique (fig. 2, Surface) ; la baisse de pression est plus importante sur la face avant de l'Anticyclone où l'étalement de l'air froid et le sens de la translation se conjuguent, mais elle est également fonction de la puissance de l'Anticyclone mobile, et des différences de température et d'humidité des flux qui s'affrontent.

Sur la face antérieure de l'Anticyclone (face qui est déterminée par la direction du déplacement), l'intensité des mouvements ascendants entraîne des formations nuageuses denses, dites de « front froid »,

accompagnées de phénomènes pluvio-orageux. Sur la face arrière, où l'étalement de l'air froid et le déplacement de l'Anticyclone sont de sens contraire, les formations nuageuses dites de « front chaud » sont moins développées et moins orageuses. Au cœur de l'Anticyclone, la stabilité se manifeste par des brouillards (givrants en hiver), ou éventuellement par une couverture nuageuse stratifiée et peu épaisse (coiffant l'Anticyclone), qui masque totalement ou partiellement le soleil (cf. fig. 2, coupe verticale).

Déplacement et interférences

L'Anticyclone mobile Polaire se dirige vers l'Est, tout en glissant progressivement vers les régions tropicales (cf. fig. 1). Les océans lui offrent en permanence les conditions lui permettant de respecter ce schéma de translation ; c'est ainsi au-dessus d'eux, notamment dans l'hémisphère Sud des quarantièmes rugissants aux soixantièmes hurlants, qu'ont été définis les « braves vents d'Ouest » (ou « westerlies »), notion non généralisable à l'ensemble de la zone tempérée, en raison de l'intervention (thermique et orographique) provoquée par la présence des continents.

Le facteur thermique établi en hiver sur les continents adossés à la zone polaire septentrionale des hautes pressions désignées « anticyclones continentaux » ; ces maxima (dits « du Manitoba » et « de Sibérie ») sont en fait composites puisqu'ils sont traversés par des Anticyclones mobiles encore plus denses parce que directement issus des Hautes Pressions Polaires plus froides. Les anticyclones continentaux, froids et pelliculaires, constituent des « anticyclones de blocage » qui interdisent, ou ralentissent considérablement (en fonction des densités respectives), la translation d'Ouest en Est des Anticyclones mobiles ; ainsi, par exemple, le continent eurasiatique, par l'énorme centre d'action saisonnier qu'il induit, bloque sur l'Ouest de l'Europe les Anticyclones venus de l'Atlantique, et provoque leur déviation vers le Sud sur la Méditerranée, et notamment vers l'Afrique.

Le relief est susceptible de modifier fortement l'écoulement de la masse d'air polaire. Tel est le cas en Amérique du Nord où la disposition méridienne des Montagnes Rocheuses détermine la distribution des Anticyclones mobiles, soit vers le Pacifique, soit par les grandes plaines vers l'Atlantique. En Amérique du Sud, la façade Ouest de la Cordillère des Andes, barrière sur la trajectoire des Anticyclones, canalise l'air polaire très profondément vers le Nord et propage ainsi jusqu'au voisinage de l'Équateur la fraîcheur, l'humidité et la non-pluviosité [1]. Ainsi s'explique encore la protection dont bénéficie le subcontinent indien, sachant que les Anticyclones détachés de la masse froide sibéro-mongole ne peuvent migrer vers le Sud qu'à l'Est de la barrière Himalayo-Tibétaine. Les exemples sont nombreux, et de toutes échelles ; il convient pour les analyser de tenir compte, d'une part de l'importance, de l'orientation et

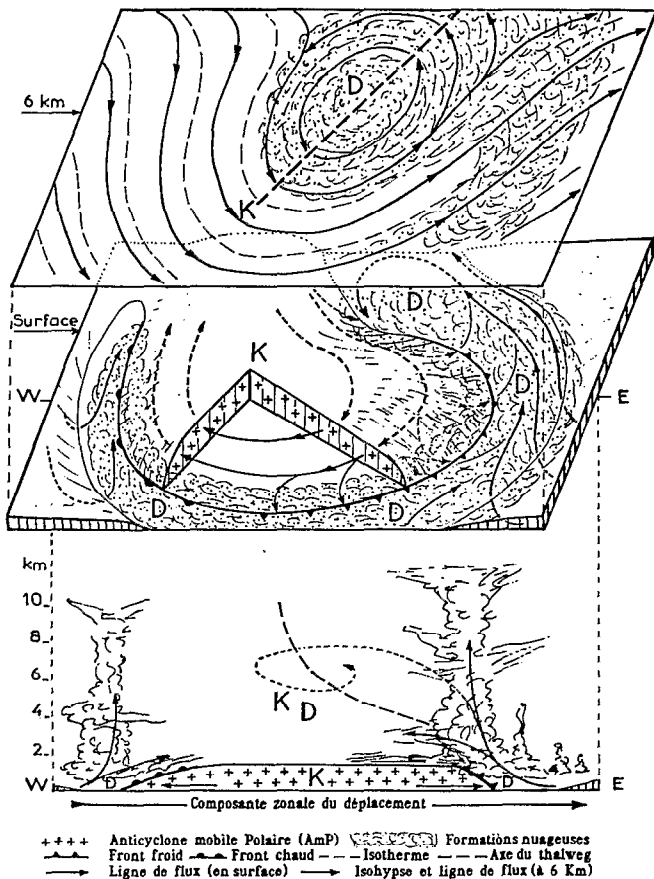


Fig. 2. — Anticyclone mobile polaire, structure et phénomènes associés.

de l'altitude des reliefs, et d'autre part de la dimension et de l'épaisseur des Anticyclones mobiles.

Lorsqu'ils parviennent à la latitude des Hautes Pressions Tropicales, les Anticyclones mobiles Polaires n'ont aucune peine à poursuivre leur route vers l'intérieur de la zone tropicale [4]. Disposées en ceintures zonales, ces Hautes Pressions ont pour origine les mouvements subsidents issus des couches supérieures ; elles ne sont ainsi pas limitées aux basses couches comme les centres d'action thermiques froids, mais elles se développent en altitude, tout en se décalant vers l'Équateur. L'air qui les constitue est donc chaud (par compression) et elles sont par conséquent incapables de s'opposer au passage des cellules mobiles, toujours plus denses. Les Anticyclones mobiles Polaires se propagent encore à l'intérieur des ceintures anticycloniques tropicales, s'affaiblissent progressivement, et se fragmentent en noyaux anticycloniques mobiles qui alimentent la strate inférieure de la circulation d'alizé (fig. 1 et 3). Leur pénétration dans une structure hostile aux ascendances limite les habituels phénomènes associés à l'ouverture d'un couloir dépressionnaire sur leur face antérieure ; cette brèche autorise le passage direct de flux tropicaux vers la zone tempérée, transfert méridien de compensation qui s'opère lors d'échanges vigoureux par l'intermédiaire d'un « jet », d'orientation SW-NE, dans l'hémisphère Nord (cf. fig. 3-3).

Tels sont sommairement rappelés les caractères essentiels des Anticyclones mobiles Polaires dont l'importance climatique est primordiale.

CONSÉQUENCES CLIMATIQUES ET PALÉOCLIMATIQUES TROPICALES

Conséquences thermiques

L'Anticyclone mobile Polaire est le relais obligatoire du transport du froid polaire vers les zones tropicales.

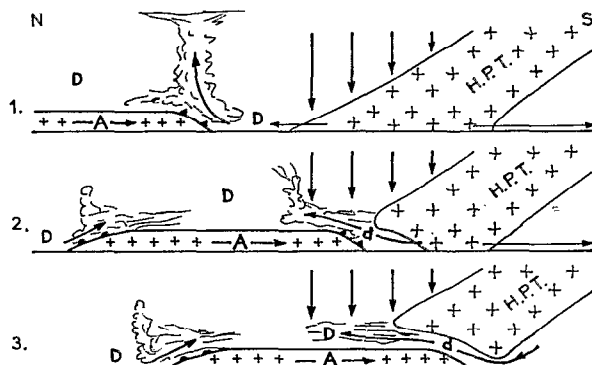


Fig. 3. — Anticyclone mobile polaire et hautes pressions tropicales.

Il contribue aussi fortement à favoriser le transfert du « chaud » vers le Pôle, par les centres d'action dépressionnaires qu'il induit, autour et au-dessus de lui-même. Le départ de l'Anticyclone mobile laisse en outre dans la zone polaire un « vide », dépression momentanée dont l'attraction accélère le processus des échanges méridiens.

Ainsi que le montrent (à l'échelle actuelle) les différences de puissance et de fréquence entre l'hiver et l'été, la dimension et l'épaisseur des Anticyclones mobiles sont plus grandes, tandis que le nombre d'expulsions est plus élevé, lorsque la quantité de froid à exporter est plus importante. Cette variation saisonnière offre une image vraisemblable (élargie à l'échelle annuelle) des processus de la circulation troposphérique générale lors des épisodes climatiques passés.

En période chaude, alors que la chaleur tropicale demeure relativement constante, le réchauffement se manifeste davantage dans les zones tempérées et polaires ; les Hautes Pressions Polaires voient leur puissance décliner, et avec elles la fréquence et le dynamisme des Anticyclones mobiles (cf. fig. 4-1).

En période froide, les régions polaires et tempérées voient leur déficit thermique vigoureusement renforcé par effet cumulatif (couverture neigeuse à fort albedo, accumulation de glace) ; les Hautes Pressions Polaires sont alors plus puissantes, s'étendant encore sur des régions continentales voisines. Les Anticyclones mobiles, dont le point de départ est décalé, sont vigoureux en toutes saisons (cf. fig. 4-2). Le refroidissement extratropical est alors transmis vers les Tropiques, les affectant diversement au gré des modalités de translation des Anticyclones mobiles ; le rafraîchissement est ainsi de moins en moins prononcé au fur et à mesure de la tropicalisation de l'air polaire, c'est-à-dire d'une manière générale en direction de l'Équateur, mais aussi (notamment au-dessus des océans) sur les façades occidentales des cellules anticycloniques tropicales qui ne sont atteintes qu'après une très longue trajectoire (comme par exemple dans l'Ouest de l'océan Indien où les températures sont faiblement affectées).

Conséquences aérologiques

Les Anticyclones mobiles Polaires alimentent de façon permanente la strate inférieure de l'alizé (fig. 1), dont l'écoulement est rythmé par les noyaux anticycloniques mobiles (alimentation extratropicale de basses couches qui est à l'origine de la stratification aérologique caractéristique de l'alizé [1]. Il s'ensuit par conséquent une *accélération des flux tropicaux en période froide* (qui s'inscrit dans une *accélération générale* de la circulation atmosphérique), et à l'inverse un ralentissement de la circulation en période chaude.

Appliqué au Würm tardif, ce processus confirme, par exemple, les conclusions d'études sur les constructions éoliennes au Sahara et au Sahel selon lesquelles

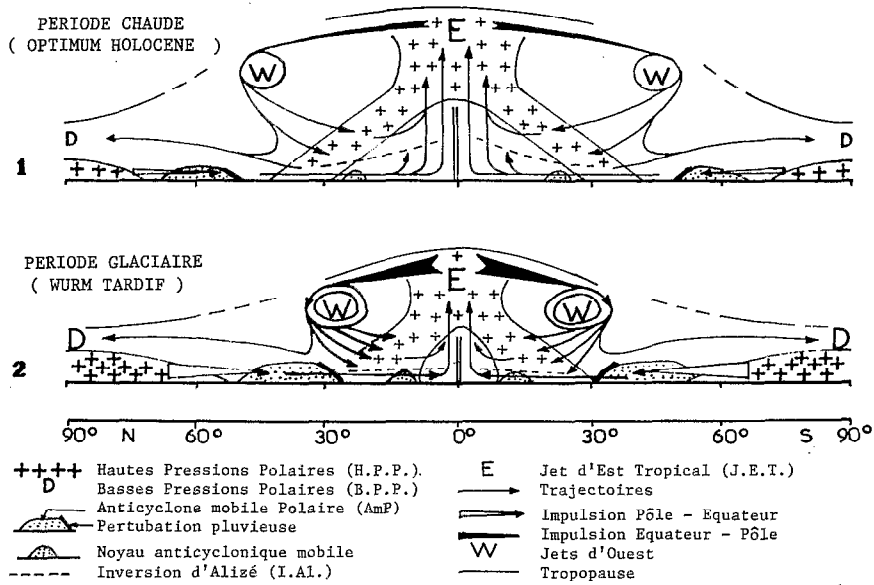


Fig. 4. — La circulation troposphérique générale : schémas.

les « toutes les observations aboutissent à l'idée que les vents au Sahara n'ont pas changé, dans leurs grandes lignes, d'une phase aride à l'autre » [5], et que « la dominance des processus éoliens à cette époque semble avoir été produite par les effets conjugués de précipitations décroissantes et de vents alizés plus forts en provenance du Nord et de l'Est » [6].

La figure 5 rappelle d'abord l'influence de l'Atlas qui détermine deux secteurs de distribution de l'air polaire, l'un à l'Ouest à partir du littoral marocain, et l'autre à l'Est de la Tunisie à l'Égypte, secteur pouvant encore être atteint directement par des Anticyclones mobiles d'origine continentale et de trajectoire méridienne. Entre les deux, le secteur situé sous le vent de l'Atlas ne peut être immédiatement concerné qu'à l'Est du Haut-Atlas (trop élevé pour être franchi), lorsque l'épaisseur des Anticyclones mobiles Polaires est suffisante pour que leur partie supérieure puisse franchir l'obstacle (l'Erg occidental et l'Erg oriental — de direction méridienne — se trouvent ainsi au débouché de ce « débordement » d'air polaire). Elle révèle que les « trajectoires de transport du sable au Sahara » (d'après M. MAINGUET et L. CANON [5]) et les trajectoires hivernales de l'alizé maritime et de l'alizé continental (d'après M. LEROUX [7]) sont quasiment confondues. La direction est donc conjointement organisée par l'action canalisatrice du relief (qui ne varie pas, à l'échelle de temps évoquée), et par la distribution du champ de pression (qui semble n'avoir que peu varié, la migration des Hautes Pressions Tropicales en direction de l'Équateur étant compensée par une dilatation de l'espace qu'elles coiffent (cf.

fig. 4-2). Cela montre que l'action morphogénétique est associée à un élément variable, et par conséquent essentiellement dictée par la force du vent qui accompagne les périodes froides, en raison de l'alimentation polaire renforcée de la strate inférieure. L'édification de dunes caractérise le Würm tardif, mais elle caractérise aussi d'autres époques, comme par exemple la période centrée sur 7 500 B.P. (+ ou - 500), ou encore celle centrée sur 4 500 B.P. (+ ou - 300). La mobilisation des sables, marqueur de la direction et de la vitesse des vents, comme dans une certaine mesure de la pluviométrie (ou de l'humidité), est-elle ainsi — de surcroît — un marqueur thermique ?

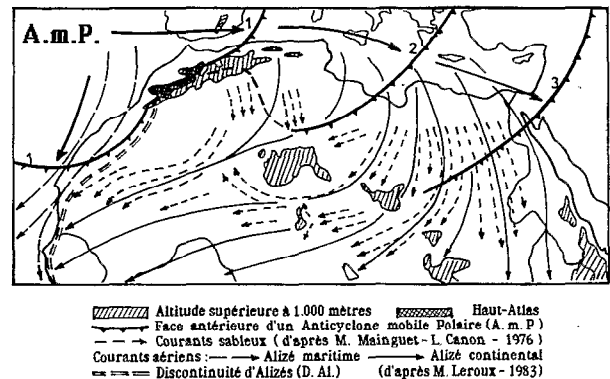


Fig. 5. — Circulation et transport du sable au Sahara.

Les conséquences pluviométriques

Ces conséquences sont moins immédiates puisque la pluviosité dépend de la réunion d'au moins trois conditions favorables : un potentiel précipitable, une structure aérologique sans cisaillement et sans subsidence, et un facteur déclenchant les mouvements ascendants. La distribution spatiale des pluies est en outre fonction de l'espace qui demeure dépressionnaire, dans les zones tempérées entre les Hautes Pressions Polaires et les Hautes Pressions Tropicales (en dehors du passage des A.m.P. et lorsque l'espace n'est pas occupé par un anticyclone thermique continental), et dans le domaine tropical dans la zone de balancement de l'Équateur Météorologique, axe des Basses Pressions Intertropicales. Élargis en période chaude, ces espaces se réduisent en période froide, aussi bien en zone tempérée qu'en zone tropicale (cf. fig. 4).

A ces conditions météorologiques se rajoutent les particularités géographiques qui introduisent de multiples combinaisons pluviogéniques. Ainsi, par exemple, en Afrique australe l'altitude moyenne du Grand Escarpement limitant le plateau étant 1 500 mètres, un Anticyclone mobile Polaire dont l'épaisseur est du même ordre de grandeur est scindé en deux parties lorsqu'il parvient dans la région du Cap, l'une s'écoulant vers le Nord le long du littoral namibien, l'autre remontant sur les côtes du Natal vers le Canal de Mozambique [7]. Les parties basses littorales subissent alors une nette chute de la tempé-

rature, tandis que le plateau généralement épargné demeure chaud. Lorsque le plateau est concerné (par la partie supérieure d'un A.m.P. de forte épaisseur), ce n'est que par une mince lame d'air froid qui se réchauffe rapidement : l'invasion polaire gagne toutefois le plateau, après le Drakensberg, par les échancrures des vallées du Limpopo et du Zambèze ouvertes au mouvement anticyclonique. Dans le Sud du Canal, la Grande Ile opère une nouvelle scission de l'Anticyclone qui poursuit sa translation vers l'Est.

Ces processus actuels fournissent les composantes de scénarios paléoclimatiques, illustrés par la figure 6. En période froide (par exemple au Würm tardif de 17 000 à 15 000 B.P.), les Anticyclones mobiles puissants, qui renforcent leur emprise sur les régions littorales, franchissent aisément l'Escarpement occidental, et mettent en œuvre le potentiel précipitable (moindre en raison de la baisse des températures) advecté par l'alizé issu de la cellule des Mascareignes, alizé maritime plus ou moins continentalisé. Le Sud du plateau intérieur bénéficie de pluies plus abondantes, localement évaluées au double de l'actuel [8]. Dans le même temps, le renforcement du vent (qui accroît l'upwelling) provoque la remontée vers le Nord des édifices dunaires sur le littoral namibio-angolais, tandis que l'air polaire parvenu sur le plateau mobilise les sables dans la partie Ouest de la cuvette du Kalahari, en combinaison avec une baisse de la pluviométrie qui accompagne la remontée vers le Nord de la Confluence Inter-Océanique (fig. 6-1). La direction des édifices dunaires [9] est encore imposée par le relief et par les axes de

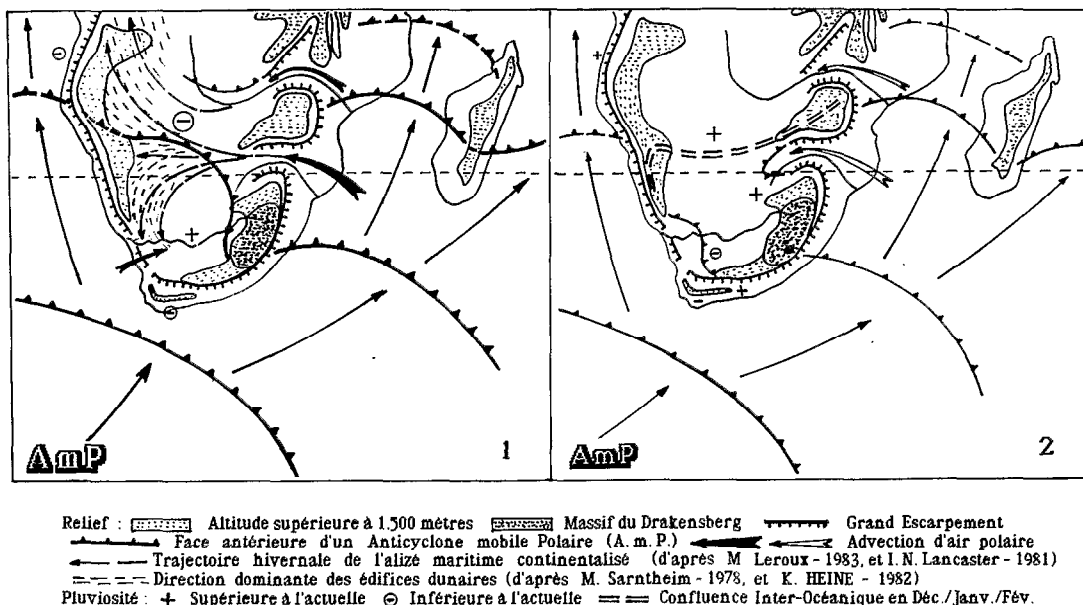


Fig. 6. — Scénarios paléoclimatiques en Afrique australe. 1. Période froide ; 2. Période chaude.

pénétration renforcée de l'air polaire, l'advection principale empruntant la vallée du Limpopo, pour diverger ensuite. En période chaude (par exemple lors de l'Optimum Holocène vers 6 000 B.P.) les Anticyclones mobiles Polaires faibles et peu épais ne peuvent franchir l'Escarpement et ne balaient donc que le littoral ; les pluies hivernales sont alors limitées au Sud, tandis que le plateau intérieur (de la province du Cap), moins arrosé et soumis à une évaporation plus intense, devient plus sec [10]. L'alimentation polaire diminuée réduit la vitesse de l'alizé, et l'intensité de l'upwelling. L'augmentation du potentiel précipitable et l'intervention de structures favorables, comme la Confluence Inter-Océanique et la structure F.I.T. de l'Équateur Météorologique descendues vers le Sud, entraînent une augmentation générale des pluies estivales (fig. 6-2).

Les conséquences climatiques les plus évidentes sont directement associées aux Anticyclones mobiles Polaires. Il conviendrait également d'évaluer les manifestations dérivées associées aux noyaux anticycloniques mobiles, moteurs de la majorité des perturbations tropicales [7] pour démontrer encore le rôle fondamental des transferts méridiens dans les mécanismes paléoclimatiques de la zone tropicale.

[1] LEROUX (M.), 1986. — L'importance de la stratification aérologique de la troposphère tropicale. Proc. Symposium Tropical Meteorology. Intern. School of Meteorology of the Medit., Roma, O.M.M., Geneva.

[2] LEROUX (M.), 1986. — L'Anticyclone mobile Polaire : facteur premier de la climatologie tempérée, Bulletin de l'Association de Géographes Français, Paris 1986-4, 311-328.

[3] « Polaire » par son origine géographique.

[4] Contrairement à l'idée reçue selon laquelle les Hautes Pressions Tropicales forment une « barrière », « une limite fondamentale entre la circulation des moyennes latitudes et celle du monde intertropical » (cf. ESTIENNE P., GODARD A., 1970, Climatologie, A. COLIN, p. 131), ou « un rempart anticyclonique » qui « ... contient les coulées polaires » (cf. DORIZE L., 1982, L'aridité saharienne, Bull. A.G.F., n° 483-484 : 30-33).

[5] MAINGUET (M.) et CANON (L.), 1976. — Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. Rev. Géol. Phys. et Géol. Dyn. (2), vol. XVIII, fasc. 2-3 : 241-250.

[6] TALBOT (M.R.), 1980. — Environmental responses to climatic change in the west african Sahel over the past 20 000 years, citation extraite du Résumé, in The Sahara and the Nile (M.A.J. WILLIAMS, H. FAURE Eds), A. Balkema, 37-62. Cf. également de M.R. TALBOT (1984) : "The intensified winds of Late Pleistocene times were, however, much more effective at producing aeolian sand bodies than the winds of the modern Sahel" in Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. *Palaeoecology of Africa* n° 16, A. Balkema : 203-214.

[7] LEROUX (M.), 1983. — Le climat de l'Afrique tropicale. Ed. H. Champion, Paris, t. 1. 636 p., 349 fig., t. 2, notice, 250 cartes.

[8] Parmi les très nombreux travaux, citons les synthèses de E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (1980) : Comparison of Late-Quaternary climatic evolutions in the Sahara and the Namib-Kalahari region (*Palaeoecology of Africa*, vol. 12, 381-384), de K. HEINE (1982) : The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, Southern Africa. (*Palaeoecology of Africa*, vol. 15, 53-76), de E.M. VAN ZINDEREN BAKKER (1982) : African palaeoenvironments 18 000 yrs B.P. (*Palaeoecology of Africa*, vol. 15, 77-99), de P.D. TYSON (1986) : Climatic change and variability in Southern Africa, Oxford University Press, Cape Town, 220 p.

[9] HEINE (K.), 1982, voir réf. 8, LANCASTER (I.N.), 1981. — Palaeoenvironmental implications of fixed dune system in southern Africa. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 33, 327-346. SARNTHEIM (M.), 1978. — Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, vol. 272, n° 5648 : 43-46.

[10] BEAUMONT (P.B.), 1986. — Where did all the young men go during 0-18 stage 2 ? *Palaeoecology of Africa*, vol. 17, 79-86.