

# Le cadre chronologique des phases pluviales et glaciaires de l'Afrique

## *Partie I*

*Rushdi Said*

Notre propos est de présenter ici un exposé général de certaines des modifications physiques du continent africain durant le Pléistocène et l'Holocène ancien ou récent. Pendant cette période d'environ deux millions d'années, les climats et les environnements de la terre subirent des variations considérables. La série d'événements climatiques capitaux survenue au cours de cette époque a, à quatre reprises, soumis les latitudes septentrionales à l'extension et au retrait de couvertures glaciaires (glaciations de Günz, Mindel, Riss et Würm dans les Alpes). Des vallées et des terrasses fluviales se formèrent; les côtes actuelles s'établirent, et la faune et la flore subirent des modifications importantes. Les formes protohumaines avaient divergé à partir du tronc ancestral des primates au début de l'Holocène, et les plus anciens outils identifiables se rencontrent dans les horizons du Pléistocène supérieur. Dans une large mesure, le développement de la culture, à partir de l'apparition de l'homme en tant que mammifère utilisateur d'outils, semble avoir été profondément influencé par les facteurs écologiques qui ont caractérisé les stades successifs du Pléistocène.

L'idée suivant laquelle, à plusieurs époques du Pléistocène, les glaciers étaient beaucoup plus étendus qu'ils ne le sont actuellement, est devenue en Europe une notion bien établie, et il est rapidement apparu évident que ces épisodes européens d'aggravation climatique n'étaient pas seulement de caractère local. Les travaux effectués sur le continent africain, par exemple, ont montré que, pendant l'Holocène, celui-ci a subi des variations climatiques de grande envergure qui — bien qu'il n'ait pas encore été possible de

déterminer de manière formelle leur corrélation avec les événements qui se sont produits au Nord de la planète — leur sont liées, dans une grande mesure, d'une manière qui reste à déchiffrer.

Au cours de la dernière décennie, les perspectives d'établissement d'une chronologie du Cénozoïque récent et du Pléistocène se sont considérablement améliorées. Les programmes de forage en mer profonde ont fourni des informations extrêmement précieuses sur une séquence sédimentologique plus ou moins continue qui retrace les événements de la dernière partie de l'histoire de la terre. Les études multidisciplinaires détaillées des carottes recueillies au cours de ces programmes, les progrès de la géophysique et, plus particulièrement, des études du paléomagnétisme, ainsi que le perfectionnement des techniques de mesures radiométriques, ont contribué à l'élaboration d'une chronologie assez satisfaisante de cette période. Beaucoup reste à faire dans ce domaine car il n'a pas encore été possible d'établir une corrélation définitive entre les événements des différentes aires. Cependant, la chronologie de la partie la plus récente de l'histoire de la terre est l'une des mieux établies, même si les spécialistes ne sont pas d'accord sur la délimitation du Pléistocène en raison de la grande confusion que provoque le classement des stratotypes classiques du Pliocène et du Pléistocène dans la séquence établie à partir des fonds marins. Nous indiquons ci-dessous la classification qui sera utilisée dans le présent chapitre. La chronologie géomagnétique des 500000 dernières années montre que le champ magnétique terrestre a été alternativement « normal » et « renversé ». Ces différentes époques ont été interrompues par des « événements » mineurs marqués par une inversion. Ces époques sont les suivantes, en allant de la plus récente à la plus ancienne : Brunhes (–0,69 million d'années), Matuyama (–0,69-2,43 millions d'années), Gauss (–2,43-3,32 millions d'années) et Gilbert (–3,32-5,4 millions d'années). L'intervalle magnétique Gilbert-Gauss a été caractérisé par une importante détérioration climatique qui peut se constater dans de nombreuses régions du globe (voir à ce sujet Hays *et al.*, 1969). Cet épisode froid correspond au début de la glaciation du Nebraska (telle qu'elle est attestée dans le golfe du Mexique), à l'apparition des dépôts glaciaires dans l'Atlantique Nord, et à la faune continentale du Villafranchien moyen. Suivant certains auteurs pour lesquels le début de la première détérioration climatique constitue la limite entre le Pléistocène et le Pliocène, cet épisode marque le début du Pléistocène. Cependant, l'adoption de cette délimitation serait en désaccord avec la recommandation du congrès de 1955 de l'International Association for Quaternary Research (INQUERA), car elle impliquerait que les ensembles fauniques de la coupe classique de Castellarquato devraient être exclus du Pliocène. Il est préférable de placer la frontière à –1,85 million d'années, ce qui correspond à la base du Calabrien et à l'événement magnétique d'Olduvai de l'époque Matuyama. Des travaux récents ont montré que ce fut une période de réchauffement plutôt que de refroidissement. Sous les latitudes tempérées, les premières grandes glaciations du Pléistocène se produisirent vers –500000 à l'intervalle Brunhes-Matuyama. Cette glaciation peut correspondre à la glaciation alpine de Günz. Le Pléistocène peut, par conséquent,

être sommairement divisé en deux parties, dont la plus récente constitue la période glaciaire et dont la plus ancienne constitue un Pléistocène pré-glaciaire. La glaciation alpine de Riss se situe vers 120000-130000 BP, et la glaciation de Würm a commencé à 80000 BP. Cette dernière est peut-être celle qui a été la mieux datée et étudiée. Elle a duré jusqu'à l'Holocène qui a été situé vers 10000 BP.

Comme indiqué plus haut, nous nous efforçons dans ce chapitre de passer en revue les modifications les plus marquantes subies par le continent africain en réponse aux variations climatiques du Pléistocène. Un continent de la taille de l'Afrique comprend plusieurs environnements distincts, dont chacun a répondu d'une manière et à des degrés différents aux grandes modifications paléoclimatiques du Pléistocène. Nous aborderons donc l'examen de ces changements en nous plaçant dans le cadre des principales régions climatiques actuelles de ce continent, qui peuvent être classées en deux catégories: les zones équatoriales et subéquatoriales et les zones tropicales et subtropicales.

## Zones équatoriales et subéquatoriales

La zone équatoriale couvre actuellement le bassin du Congo dans l'ouest de l'Afrique, caractérisé par des vents peu variables, de faibles différences saisonnières de la température et de l'hygrométrie, et des tornades ou orages fréquents. Cette zone est recouverte de nos jours par des forêts typiques. La zone subéquatoriale couvre la plus grande partie du milieu de l'Afrique. Elle est caractérisée par la présence de masses d'air de type équatorial en été, et de masses d'air de type tropical en hiver. L'hiver est sec et à peine plus frais que l'été. La plus grande partie de cette zone comprend des régions dont l'humidité abondante entretient une végétation de savane tropicale. Les franges méridionales et septentrionales ont aujourd'hui, cependant, une végétation de steppe tropicale.

Les fluctuations de la pluviosité de ces zones au cours du Pléistocène permettent de diviser cette époque en une succession de pluviaux et d'interpluviaux. Les pluviaux connus sous le nom de Kaguérien, Kamasien, Kanjerien et Gamblien sont considérés comme les correspondants des quatre grandes glaciations de l'hémisphère Nord, mais cette corrélation reste à prouver. Il a été distingué dans l'Holocène deux subpluviaux appelés Makalien et Nakurien.

Les pluviaux se traduisent par un empilement plus considérable des sédiments lacustres ou un relèvement des lignes de rivage laissées dans plusieurs bassins fermés par l'extension des lacs existants. Les interpluviaux sont caractérisés par un accroissement de l'activité éolienne au cours duquel les sables éoliens ont été déposés ou redistribués très au sud de la limite méridionale actuelle des dunes mouvantes, et qui correspond à des modifications radicales de la végétation. Dans ces zones, plusieurs sommets volcaniques présentent des traits glaciaires à des altitudes inférieures à la limite actuelle des neiges éternelles, qui indiquent l'existence d'un climat plus froid à certains moments du passé. Nous donnons dans les paragraphes

qui suivent des exemples de ces modifications intervenues en Afrique équatoriale et subéquatoriale.

### Bassins lacustres de l'Afrique de l'Est

L'Afrique de l'Est, en particulier dans ses bassins lacustres, constitue une zone typique de ces pluviaux et interpluviaux proposés pour décrire l'évolution de l'Afrique subéquatoriale. Les lacs de l'Afrique de l'Est sont situés dans le système des fossés d'effondrement africain. Ceux qui remplissent les fonds de la branche orientale ne possèdent pas d'exutoires, à l'exception du lac Victoria, et se trouvent dans des climats beaucoup plus secs. Par contre, les principaux lacs de la branche occidentale sont remplis jusqu'à leur niveau de débordement.

Il apparaît dès l'abord évident que les témoignages de niveaux lacustres plus hauts dans une zone de grande activité sismique comme l'Afrique de l'Est doivent suggérer des hypothèses mais ne permettent pas de tirer des conclusions. Dans cette région extrêmement instable, il est nécessaire d'envisager la possibilité de déplacements tectoniques des lignes de rivage, de modification des niveaux de débordement des lacs et de basculement des bassins lacustres. Pour cette raison, le concept de pluviaux du Pléistocène ancien au moyen a été abandonné (Cooke-1958, Flint-1959, Zeuner-1950). Les études récentes des bassins lacustres de l'Afrique de l'Est ont limité l'utilisation de ce témoignage climato-stratigraphique au pluvial Gamblien qui comporte en certains endroits des sédiments n'ayant pas subi de déformation tectonique.

Des témoignages géologiques très nombreux prouvent cependant, de manière indiscutable, que les limites des principales forêts équatoriales ont varié considérablement dans le passé. Les grandes forêts des bassins de drainage de l'ouest ont été un facteur important de conditionnement de la vie de l'homme tout au long de la période pour laquelle nous disposons de témoignages archéologiques. Le site fameux de la gorge d'Olduvai au nord de la Tanzanie comprend à sa base une faune vertébrée magnifiquement préservée qui est indiscutablement du Pléistocène ancien. Les corrélations climatiques indiquent une période de pluviosité particulièrement importante (Kaguérien ou Olduvai I). Au-dessus se trouvent deux formations qui indiquent respectivement un intervalle plus sec suivi par une pluviosité relativement importante. Il existe dans ce site particulier une séquence stratigraphique qui contient la série évolutive la plus complète du biface, depuis les formes primitives les plus anciennes jusqu'aux plus importantes variantes spécialisées de ce type d'outil du Paléolithique inférieur, tel que nous le connaissons en Europe et en Asie occidentale.

Les témoignages du pluvial Gamblien sont constitués surtout par les plages soulevées et les dépôts de fossiles lacustres de trois lacs autrefois contigus situés au nord-ouest de Nairobi (Nakuru, Elmenteita et Naivasha). Naivasha possède un niveau de plage soulevée légèrement antérieur au Paléolithique supérieur qui indique que le lac avait une profondeur maximum de 200 m et

se déversait probablement à travers une ligne de faite voisine. La faible étendue du bassin versant du lac et la profondeur actuelle des lacs qui n'excède pas 10 m permettent de considérer cette extension ancienne du lac comme une indication de l'existence de climats plus humides dans le passé.

Dans un abri sous roche qui domine les lacs actuels de Nakura et Elmenteita, Leakey a découvert dans la Gamble Cave un site bien stratifié comportant une véritable industrie systématique de lames. Le dépôt situé à l'étage le plus bas est décrit comme un amas de galets de plage lacustre étalé sur le plancher rocheux de l'abri à une hauteur d'environ 200 m au-dessus du niveau actuel du lac. Les dépôts qui contiennent les outils se trouvent peu confortablement situés par-dessus cet amas, et consistent en un dépôt meuble de « cendre, poussière, os et obsidienne ». La faune associée est indiscutablement de type moderne. D'après Leakey, les dépôts à outils appartiennent à la fin d'une période de grande pluviosité (qu'il appelle Gamblien d'après le site en question). Cette période pluviale est la première qui suit celle des derniers niveaux d'Olduvai, porteurs d'outils acheuléens et de restes d'une faune éteinte très caractéristique.

L'étude classique de Nilsson (1931, 1940) sur les bassins lacustres d'Afrique de l'Est est l'un des meilleurs documents sur les fluctuations de leurs niveaux dans le passé. Cet auteur décrit les lignes de rivage soulevées du lac Tana (niveau de la surface: 1830 m), source du Nil Bleu, et note cinq lignes de rivage principales jusqu'à + 125 m, avec un niveau moins distinct à + 148 m. Nilsson montre également que quatre lacs de la Rift Valley (Zwai, Abyata, Langana et Shela) étaient reliés entre eux et se sont pendant un certain temps déversés dans la rivière Awash.

Les données paléoclimatologiques relatives au lac Victoria montrent qu'il a été bas et endoréique pendant une période de durée indéterminée antérieure à 14500 BP, époque à laquelle régnait une végétation de savane herbeuse. Le lac commença à monter vers 12000 BP. C'est alors qu'une végétation forestière commença à apparaître d'abord autour des confins septentrionaux du lac. Mais il est possible que le niveau de celui-ci soit tombé à 12 m au-dessous du niveau actuel pendant une courte période autour de 10000 BP. Entre 9500 BP et 6500 BP le lac Victoria était entièrement rempli, et entouré de forêt sempervirente. Le niveau du lac a, en partie, été influencé par l'incision de son exutoire, mais les bas niveaux précédents, ainsi que la séquence palynologique, sont certainement indépendants de ce facteur.

Butzer *et al.* (1972) ont effectué une étude détaillée des bassins lacustres d'Afrique de l'Est et donnent des datations par le radiocarbone de certains sédiments des anciennes plages. Les événements et les dates du Quaternaire récent des lacs Rodolphe, Nakura, Naivasha et Magadi coïncident dans une large mesure. Le lac Rodolphe, dont la surface est actuellement de 7500 km<sup>2</sup> est le plus grand lac endoréique d'Afrique. Situé dans une zone de subsidence à l'est du Rift, il est principalement alimenté par la rivière Omo qui prend sa source dans les hautes terres de l'ouest de l'Ethiopie. Les travaux de Butzer montrent que le littoral, les lits deltaïques et fluviaux associés à ce lac étaient à un niveau supérieur d'environ 60 m au niveau actuel vers 130000 BP, et encore 60-70 mètres plus haut

vers 13000 BP. Entre cette dernière période et 9500 BP le lac devint plus réduit qu'aujourd'hui et le climat se fit plus aride. A partir de cette dernière date, le lac monta à nouveau et son niveau varia entre 60 et 80 m au-dessus du niveau actuel jusqu'à 7500 BP, date à partir de laquelle le lac Rodolphe se rétrécit. Il y eut ensuite des niveaux plus élevés vers 6000 BP et, à partir de 3000 BP, le lac tomba à ses dimensions actuelles.

Les témoignages en provenance des autres lacs d'Afrique de l'Est étudiés par Butzer *et al.* montrent une histoire similaire pour le Quaternaire récent.

### Les bassins du Tchad et du Sudd

Le bassin du Tchad mérite une attention particulière en raison de sa situation à la limite sud du Sahara et de la grande surface de la mer intérieure qui remplit la totalité du bassin au Pléistocène. Le lac Tchad actuel est un vestige de cette ancienne mer intérieure (cf. Monod-1963 et Butzer-1964). Les eaux du bassin proviennent des savanes d'Afrique centrale.

Le lac actuel est à une altitude de 280 m, et sa surface oscille entre 10000 et 25000 km<sup>2</sup>, sa profondeur moyenne variant entre 3 et 7 m, avec un maximum de 11 m. Le lac est séparé de deux grandes dépressions, le Bodélé et le Djourab, par une ligne de partage des eaux peu élevée, coupée par la vallée sèche du Bahr el-Ghazal. La plus basse des lignes de rivage du lac Tchad actuel, à 4-6 m, permettrait aux eaux de déborder dans la dépression de Bodélé distante de 500 km. A son niveau le plus haut de 322 m, l'ancêtre Pléistocène du Tchad a formé des lignes de rivage clairement visibles à 40 et 50 m, correspondant à une surface de 400000 km<sup>2</sup>. Il existe également des traces plus discontinues de lignes de rivage intermédiaires. Grove et Pullan (1963) montrent que les importantes pertes par évaporation du lac actuel sont largement compensées par le débit du Logone et du Chari venant du sud. Ces auteurs estiment que l'évaporation du lac Pléistocène devait être six fois plus importante, si bien qu'il devait recevoir annuellement une quantité d'eau égale à un tiers du débit annuel du Congo.

Butzer (1964) déclare avec raison que l'ancienne mer du Tchad représente, par conséquent, un excellent témoignage en faveur d'une plus grande humidité des latitudes tropicales subhumides. Malheureusement, il n'a pas été possible d'établir la corrélation des lignes de rivage des différentes parties du bassin. La couche de terrains du Pléistocène de 600 m d'épaisseur qui se trouve sous certaines parties du bassin montre la complexité et la longue histoire de ce bassin intérieur. Pour le Nigéria, Grove et Pullan (1963) suggèrent qu'après une période où le niveau du lac était supérieur de 52 m au niveau actuel au Pléistocène ancien, le climat se dessécha avec des formations dunaires importantes sur l'emplacement antérieur du lac. L'établissement d'un nouveau réseau hydrographique à une date ultérieure fut suivi par une autre période humide marquée par une élévation du niveau du lac d'au moins 12 m à l'Holocène. Il peut donc être affirmé que deux mouvements positifs, mal analysés, du lac semblent s'être produits avant 21000 BP; ils furent suivis par un long intervalle de dessèchement et d'activité éolienne

jusque peu avant 12000 BP, époque à laquelle le lac commença à s'étendre de nouveau. Le lac atteignit vers 10000 BP un niveau maximum avec des débordements au moins intermittents. Cette période de hautes eaux dura jusque vers 4000 BP.

L'histoire de cette mer intérieure au Pléistocène ancien et à l'Holocène semble donc coïncider à quelques détails près avec celle des bassins d'Afrique de l'Est.

Le lac Sudd au Soudan méridional représente, suivant l'auteur du présent chapitre, une autre grande mer intérieure qui eut probablement une histoire analogue à celle du bassin du Tchad. Le Sudd est un lac mort qui est censé avoir couvert la région du bassin supérieur du Nil, et s'être étendu au-delà jusqu'au Nil Blanc, à des parties du Nil Bleu et au Bahr el-Ghasal. L'idée de l'existence de cet ancien lac est venue des ingénieurs du génie rural travaillant en Egypte (Lombardini, Garstin et Willcocks) et a été élaborée par Lawson (1927) et Ball (1939). Tous furent impressionnés par le nivellement des plaines du Soudan central et méridional et notèrent qu'une petite élévation du niveau des Nils inonderait des surfaces considérables. Ball a estimé que le lac Sudd a occupé une superficie de 230000 km<sup>2</sup> (la région limitée par la courbe des 400 m, altitude de Shambe). Cette région est couverte par la formation de Um Ruwaba qui a été récemment cartographiée et est constituée par une longue série de dépôts fluviaux, deltaïques et lacustres. Son point culminant dépasse 500 m, ce qui est de loin supérieur au niveau le plus bas d'écoulement de la crête de Sabaluka au nord de Khartoum (434 m), qui est supposée avoir constitué la limite septentrionale du lac. Comme il a été souligné par Saïd (MS), cette crête est située sur une des principales lignes de failles qui bordent le sud du massif nubien, siège d'une grande activité sismique. Cette altitude, pour cette raison et d'autres encore, relatives à l'incision de la gorge de Sabaluka par une érosion ultérieure, ne peut pas être considérée comme représentant la hauteur de la crête pendant le remplissage du lac. Une autre complication est introduite, en période de crues, par l'effet de barrage des eaux du Nil Bleu se précipitant dans le Nil Blanc. Bien que l'histoire du lac Sudd ne soit pas connue de manière détaillée, son extension est attestée à l'évidence par la plage qui, à 382 m, entoure de vastes régions du Nil Blanc. Comme le bassin du Tchad, il semble avoir été très étendu entre 12000 BP et 8000 BP. Il devait avoir au nord une largeur de 50 km (Williams, 1966). Le lac, ensuite, s'est rétréci et vers 6000 BP la pluviosité annuelle était tombée à environ 600 mm près de Khartoum, et le niveau du Nil Blanc était tombé entre 0,5 et 1 m au-dessus du niveau moyen actuel des hautes eaux.

### Phénomènes glaciaires

L'ancienne glaciation de l'Afrique est étroitement liée aux glaciers actuels qui, à leur tour, dépendent principalement de la répartition des très grandes altitudes. Avec la seule exception des montagnes de l'Atlas, tous les sommets possédant des glaciers se trouvent en Afrique de l'Est à quelques degrés de l'équateur... Les altitudes vont de près de 3900 m à 6100 m. Flint (1947, 1959) résume les données significatives relatives à ces régions

et indique que les chutes de neige qui alimentaient ces glaciers étaient probablement produites par la précipitation orographique de l'humidité des masses d'air maritime se déplaçant vers l'est en provenance de l'Atlantique Sud et, à un moindre degré, se déplaçant vers l'ouest en provenance de l'océan Indien.

L'altitude du mont Kenya (lat.  $0^{\circ}10' S$ ; long  $37^{\circ}18' E$ ) est de 5158 m et la limite actuelle des neiges éternelles se trouve à 5100 m; il est estimé qu'au Pléistocène la limite des neiges éternelles descendait au maximum à 900 m (Flint, 1959). Le mont Kilimandjaro en Tanzanie (lat.  $3^{\circ}05' S$ ; long.  $37^{\circ}22' E$ ) a une altitude de 5897 m et semble se trouver actuellement juste au-dessous de la limite climatique des neiges éternelles; la limite la plus basse au Pléistocène était supérieure à 1300 m (Flint, 1959). Le mont Elgon, en Ouganda (lat.  $1^{\circ}08' N$ ; long.  $34^{\circ}33' E$ ) a une altitude de 4315 m et se trouve maintenant bien au-dessous de la limite climatique des neiges éternelles. Il possédait des glaciers au Pléistocène. Le mont Ruwenzori (lat.  $0^{\circ}24' N$ ; long.  $29^{\circ}54' E$ ) a une altitude de 5119 m et la limite actuelle des neiges éternelles se trouve à 4750 m sur le versant ouest (Zaïre) et à 4575 m sur le versant est (Ouganda). Les glaciers du Pléistocène descendaient à 2900 m sur le versant ouest et à environ 2000 m sur le versant est.

Les hautes terres d'Éthiopie ne possèdent pas de glaciers, mais les monts Semien ( $13^{\circ}14' N$ ; long.  $28^{\circ}25' E$ ) semblent en avoir possédé au Pléistocène. Nilsson (1940) établit l'existence de deux anciennes glaciations sur certains sommets de ce massif (altitude 4500 m environ) avec des limites climatiques des neiges éternelles à 3600-4100 m et 4200 m. Un retrait glaciaire associé avec le Pléistocène récent correspond à une limite des neiges éternelles à 4000 m. Nilsson (1940) décrit également une glaciation du Pléistocène récent au mont Kaka (lat.  $7^{\circ}50' N$ ; long.  $39^{\circ}24' E$ ) avec une limite des neiges éternelles à 3700 m. Les autres sommets volcaniques d'Éthiopie qui se trouvent maintenant bien en-dessous de la limite des neiges éternelles présentent également des indices de glaciations: mont Guna (lat.  $11^{\circ}43' N$ ; long.  $38^{\circ}17' E$ ); Amba Farit (lat.  $10^{\circ}53' N$ ; long.  $38^{\circ}50' E$ ) et mont Chillale (lat.  $7^{\circ}50' N$ ; long.  $39^{\circ}10' E$ ).

Il existe des témoignages convaincants de glaciation à au moins deux reprises dans les zones équatoriales et subéquatoriales de l'Afrique, et d'un climat beaucoup plus froid pendant la période correspondant à la glaciation de Würm. En plus des traits d'origine glaciaire constatés sur certains sommets de cette zone, il a été découvert en Éthiopie des traces de solifluxion et de modifications des sols dues à l'action du gel (4200/9300 m). D'après Budel (1958), la limite inférieure des phénomènes de solifluxion atteignait 2700 m pendant la période de Würm. Des dépôts fluvi-glaciaires ont également été notés dans de nombreuses régions d'Afrique équatoriale. Les dépôts du mont Ruwenzori ont été étudiés par de Heinzelin (1963) et se sont avérés parallèles aux terrasses gambliennes de la rivière Semliki. Le Semliki, qui relie les lacs Edouard et Albert, à la frontière du Zaïre et de l'Ouganda, possède des lits épais de galets, de graviers, de sable et de terre rouge alluvionnés ensemble avec les dépôts colluviaux. De Heinzelin montre que les terrasses



sangoennes-lupembiennes sont contemporaines des dépôts fluvio-glaciaires du mont Ruwenzori.

## Zone tropicale et zone subtropicale

La zone tropicale actuelle a un régime de vents dominants d'est et des variations saisonnières de température marquées. La partie occidentale de cette zone, qui se trouve sur la côte atlantique, a des alizés stables, une température relativement fraîche, une humidité atmosphérique importante et pratiquement aucune pluie. Le reste de cette zone couvre les grands déserts du nord et du sud du continent. Ces régions sont arides et chaudes avec une variation diurne importante de la température et un maximum absolu de température. La zone subtropicale couvre les extrémités nord et sud du continent et se caractérise par des masses d'air tropical en été et des masses d'air de type tempéré en hiver. La température et la pluviosité saisonnières varient considérablement. Les régions possédant un climat méditerranéen ont un temps clair et calme en été et des hivers pluvieux.

### Le Sahara

Le Sahara est peut-être l'élément le plus marquant de cette zone. S'étendant sur plus de 5500 kilomètres de la mer Rouge à l'Atlantique avec une largeur moyenne du nord au sud de plus de 1700 kilomètres, il couvre près d'un quart de la surface totale du continent africain. Sur l'ensemble de cette région, la pluviosité, inégalement répartie, est par endroits supérieure à 100 mm par an, et en moyenne très inférieure. Il n'y existe par conséquent aucun cours d'eau permanent, à l'exception du Nil dont les eaux proviennent de sources situées bien à l'extérieur du Sahara. Les nappes éphémères et permanentes résultant de l'écoulement de surface sont sans conséquence pour la vie humaine à l'époque actuelle, à la différence des sources et puits alimentés par les eaux souterraines.

Le Sahara est constitué par un socle rigide de roches précambriennes recouvertes de sédiments allant du Paléozoïque au Cénozoïque, qui restèrent stables pendant la plus grande partie du Phanérozoïque. C'est seulement dans la chaîne de l'Atlas, du golfe de Gabès au Maroc, et dans les collines de la mer Rouge à l'est du Nil, que se produisit une certaine activité de déformation et de plissement. Une activité analogue peut être notée en Cyrénaïque et dans le sous-sol de la région côtière d'Afrique du Nord. Ces secousses appartiennent au système alpin d'orogénèse du Cénozoïque récent et du Quaternaire. La chaîne de la mer Rouge en revanche, est associée avec les mouvements tectoniques et l'extension du grand Rift africain.

La zone de relief la plus étendue est celle du massif de l'Atlas, qui possède la pluviosité la plus importante. Des reliefs peu importants existent en Cyrénaïque et dans les massifs du Hoggar et du Tibesti du Sahara central. Ces deux derniers massifs constituent deux régions de topographie montagneuse

reliées par la selle basse du Tummo. Cette région a une altitude moyenne de 2000 m avec des sommets de 3000 m. La plupart des sommets sont constitués par des roches volcaniques qui se sont formées pendant une période prolongée d'éruption qui s'étendit bien avant dans le Pléistocène. Des zones moins étendues de roches volcaniques se rencontrent dans les massifs de l'Aïr, au sud-ouest du Hoggar, l'Uwaynat qui se dresse de manière abrupte à mi-chemin du Tibesti et du Nil, le mont Ater, etc. Actuellement, ces massifs ont un effet insignifiant sur le climat; mais il existe de nombreux témoignages géologiques d'une bien moins grande aridité du Sahara pendant plusieurs épisodes du Pléistocène.

Le plus grand facteur d'érosion dans le désert, maintenant comme au cours de toutes les périodes d'aridité, est l'érosion éolienne qui est responsable de la formation de la grande pénéplaine saharienne. Les sables grossiers transportés par le vent s'accumulent en étendues appelées *erg* ou *reg*, tandis que les matériaux plus fins sont transportés en altitude dans l'atmosphère où ils restent en suspension partielle prolongée. La surface rocheuse dénudée qui est le résultat de cette érosion du désert est appelée *Hammada*. Ces surfaces présentent des bassins et des dépressions, qui vont de petits bassins étroits à d'énormes dépressions dont la profondeur atteint par endroits 134 m au-dessous du niveau de la mer (dépression de Qattara). Ces dépressions, pendant les phases pluviales, furent le théâtre d'alluvionnement et, lorsqu'elles furent abaissées au niveau des eaux souterraines, il y apparut des sources et une activité de sédimentation lacustre. Les grandes dépressions se situent surtout en bordure des escarpements mais sont rarement entourées de tous côtés par ceux-ci. Elles ont certainement été formées par érosion éolienne car elles forment des bassins intérieurs sans écoulement.

Les opinions diffèrent sur l'histoire géologique du Sahara. Certains auteurs soutiennent qu'il a été un désert pendant toute la période du Phanérozoïque, et que les périodes humides représentent des fluctuations anormales dans l'histoire d'une aridité continue. D'autres soutiennent que la désertification est un phénomène récent correspondant au système présent de répartition des masses d'air.

L'existence autrefois dans le désert de climats plus humides est attestée par des indices irréfutables, qui vont du système de répartition de la faune à des particularités sédimentaires qui ne peuvent être expliquées que par l'hypothèse d'un ancien climat plus humide. Certains animaux indigènes d'Afrique sont connus d'après le désert et ils n'y auraient pas survécu sans l'existence de ponts de végétation ou de masses d'eau. Des spécimens de crocodiles d'Afrique centrale ont été découverts dans des trous d'eau à l'intérieur de ravins profonds des massifs du Hoggar et du Tibesti; le « mudfish » africain a été trouvé dans le nord jusque dans l'oasis de Biskra dans le sud de la Tunisie. Les caractéristiques du système de drainage du désert indiquent l'existence antérieure d'une pluviosité plus importante. A l'ouest du Hoggar, une vaste plaine s'étend jusqu'à quelques centaines de kilomètres de l'Atlantique, en pente douce à partir de la dépression d'El Juf. Il est clair que cela constituait autrefois le bassin d'évaporation d'un système hydrographique étendu. Les lignes de

drainage qui descendent vers le sud à partir des pentes méridionales de l'Atlas, parmi lesquelles le ouadi Saoura a été suivi sur plus de 500 km, sont significatives. Nous avons là une vallée qui, dans le passé, charriait assez d'eau pour évacuer les sables éoliens qui obstruent actuellement son cours moyen.

A partir des collines de la mer Rouge, certains ouadis s'étendent sur 300 km et drainent des surfaces voisines de 50000 km<sup>2</sup>. L'un d'eux, ouadi Jharit, qui débouche dans la plaine de Kom Ombo au nord d'Assouan, est bordé de lits minces de limons à grain fin sur une épaisseur de plus de 100 m, qui doivent certainement avoir été déposés par une rivière permanente à grand débit.

Les principaux travaux sur les divisions climato-stratigraphiques sont passés en revue par Monod (1963). Il cite les ouvrages de Alimen, Cha vaillon et Margat (1959) sur le classique bassin de Saoura pour lequel sont proposées les divisions suivantes, en allant de la plus ancienne à la plus récente :

— Pluvial Villafranchien (= Aïdien): sable, gravier, conglomérats de couleur rose rouge reposant sur des roches plus anciennes.

— Post-Villafranchien aride: brèches d'éboulis, loess sableux, etc., surmonté par un paléosol brun rouge. Des galets aménagés grossièrement travaillés ont été signalés dans un site en Algérie.

— Premier pluvial Mazzérien (Q/a): conglomérats et sables.

— Post-Mazzérien aride: dépôts d'argile sableuse, sables éoliens, éboulis.

— Second pluvial Taourirtien (ou Ougartien I) (Q/b): conglomérats, culture à galets aménagés très évoluée de l'Acheuléen moyen (?).

— Post-Taourirtien aride: érosion.

— Troisième pluvial (ou Ougartien II): galets de couleurs variées et sables ou paléosol rouge brun.

— Post-Taourirtien aride: érosion.

— Quatrième pluvial Saourien (Q<sup>1</sup>): sables gris vert, matériaux détritiques, sols fossiles noirs — Atérien.

— Pluvial post-Saourien: croûte de grès — Néolithique.

— Phase humide guirienne (Q<sup>2a</sup>): Néolithique.

Suivant Arambourg (1962), les quatre principaux pluviaux: Mazzérien, Ougartien I, Ougartien II et Saourien du nord du Sahara pourraient correspondre aux pluviaux d'Afrique de l'Est: Kaguérien (Olduvai I), Kamasien, Kanjérien et Gamblien. Le Guirien du nord-ouest de l'Afrique pourrait correspondre aux phases humides post-Gambliennes.

## Le Nil

Le Nil a attiré l'attention des spécialistes depuis longtemps et la littérature traitant de ses divers aspects est énorme. La préhistoire et l'évolution géologique de ce fleuve ont fait récemment l'objet d'études intensives par Wendorf (1968), Butzer et Hansen (1968), de Heinzelin (1968), Wendorf et Schild (MS), Giegengak (1968) et Said. Les notes qui suivent sont le résultat d'une étude de ce dernier, fondée sur la cartographie, sur le terrain des

dépôts fluviatiles et des sédiments associés, et l'examen d'un grand nombre de forages profonds ou superficiels effectués pour la recherche d'eau et de pétrole. Il est possible de considérer que le Nil est passé par cinq épisodes principaux depuis l'incision de son cours au Miocène supérieur. Chacun de ces épisodes a été caractérisé par un fleuve qui tirait la plus grande partie de son alimentation de sources extérieures à l'Égypte. Vers la fin des quatre premiers épisodes (le dernier est en cours), le cours d'eau semble avoir diminué ou avoir entièrement cessé de s'écouler en Égypte. Ces grandes phases de récession furent accompagnées par des modifications physiques, climatiques et hydrologiques importantes. Lors de la première récession, la mer semble s'être avancée dans les terres en formant un golfe qui occupait la vallée creusée jusqu'au sud d'Assouan. Pendant la seconde récession, qui commença avec le Pléistocène aride et se poursuivit pendant plus de 1 100 000 ans, un climat hyperaride s'établit sur l'Égypte qui fut transformée en un véritable désert. Pendant cet épisode l'activité éolienne fut importante, les grandes dépressions du désert commencèrent à se former, et le tapis végétal qui avait couvert l'Égypte pendant presque tout le Pliocène fut détruit. Il existe des témoignages d'une phase pluviale relativement brève au début de cette période. Ce pluvial donna naissance à des torrents éphémères s'alimentant entièrement en Égypte. Les cinq cours d'eau qui occupèrent la vallée du Nil depuis son creusement au Miocène ancien sont appelées: Eonil (Tmu), Paléonil (Tplu), Protonil (Q<sub>1</sub>), Prénil (Q<sub>2</sub>) et Néonil (Q<sub>3</sub>).

Les variations climatiques ainsi enregistrées en Égypte peuvent être résumées par le tableau suivant, en allant de la plus ancienne à la plus récente:

*Pluvial Pliocène*

(Tplu) 3,32 à 1,85 million d'années BP.

Les sédiments du Paléonil sont principalement des sédiments élastiques à grain fin en lits minces et des argiles, dans le sous-sol de la vallée et en affleurements le long des ouadis. Les sources du Paléonil étaient en Égypte, de même qu'en Afrique équatoriale et subéquatoriale. Couverture végétale importante, désintégration chimique intense et écoulement réduit. Répartition des pluies probablement régulière sur l'ensemble de l'année.

*Phase hyperaride du Pléistocène récent*

(Intervalle Tplu/Q<sub>1</sub>) 1,85 à 0,70 million d'années BP.

L'Égypte devient un désert. Une activité sismique est à signaler dans la vallée du Nil. L'action éolienne atteint son maximum. Cette phase est interrompue par un bref pluvial (Armant) avec formation de lits de gravier alternant avec des lits de sable granoclassé ou de marne incorporés dans une matrice jaune rouge et surmontés d'une brèche rouge cimentée. Aucun outil n'a été trouvé dans ces dépôts.

*Pluvial Edfou*

(Q<sub>1</sub>) 700 000 à 600 000 BP.

C'est le retour des conditions climatiques du Paléonil; le Protonil avec des sources identiques à celles de son prédécesseur, entrant en Égypte et

taillant son lit suivant un cours parallèle à celui du Nil moderne et situé à l'ouest de celui-ci. Des sédiments sous forme de lits de gravier de quartz et de quartzite sont incorporés dans une matrice de sel rouge brique. Ces sédiments proviennent d'un terrain profondément désintégré et très lessivé. Dans le désert les sédiments comparables des conglomérats des ouadis sont connus sous la forme de canaux inversés. Des outils roulés de tradition chel-léenne sont signalés dans ces dépôts.

*Phase aride du Prénil*

(Q<sub>2</sub>)? 600000 à 125000 BP.

Une nouvelle rivière entre en Egypte, alimentée par des eaux des hautes terres d'Ethiopie. La composition minérale des sédiments du Prénil montre la présence du minéral augite (caractéristique des sédiments du Nil moderne en provenance des hautes terres d'Ethiopie) ainsi que la présence abondante du minéral épidote, qui distingue ces dépôts de ceux du Néonil suivant et du Nil moderne. On signale un pluvial mineur au cours des phases initiales de cet intervalle.

*Pluvial Abbassia*

125000 à 80000 BP.

Le Prénil cesse de s'écouler en Egypte, les sources du fleuve étant coupées par la surrection du massif nubien. Ce pluvial est caractérisé par des graviers polygéniques en provenance des collines de la mer Rouge dont la surface était profondément désintégrée mais peu lessivée. Ces graviers contiennent en abondance un outillage de l'Acheuléen récent.

*Phase aride Abbassia/Makhadma*

80000 à ?40000 BP.

Erosion.

*Subpluvial Makhadma*

?-40000 à - 27000.

Erosion en nappe, outils de tradition sangoëenne-lupembienne sur plusieurs pentes du lit érodé du Prénil. Dans le désert, se rencontrent partout des outils de tradition moustérienne et plus tard atérienne.

*Phase aride du Néonil*

(Q<sub>3</sub>) - 27000 à maintenant.

Un cours d'eau (Néonil) avec des sources et un régime similaires à ceux du Nil moderne entre en Egypte. Le Néonil est passé par des phases récessionnelles formant des maxima subpluviaux: subpluvial Deir el-Fakhuri (15000 à 12000 BP), subpluvial Dishna (10000 à 9200 BP) et Néolithique (7000 à 6000? BP).

On peut donc affirmer que les sédiments de la vallée du Nil ne sont pas très différents de ceux du Sahara. Il est possible, en réalité, de généraliser et d'indiquer que le pluvial Armant d'Egypte peut correspondre au pluvial « Villafranchien » du nord-ouest du Sahara, l'Edfon au Mazzérien, l'Abbassia,

à l'Ougartien, le Makhadma au Saourien et le Deir el-Fakhouri, le Dishna et le Néolithique au Guirien.

Il convient de noter, en conclusion, que les pluviaux africains doivent avoir pour origine des variations climatiques mondiales qui, en théorie, devraient correspondre aux glaciations d'Europe et d'Amérique du Nord. Si ce fait n'a pas été prouvé, il est possible d'avancer que, en général, l'Ougartien (du nord-ouest de l'Afrique), l'Abbassia (du nord-est de l'Afrique) et le Kanjérien (Olduvai IV) d'Afrique de l'Est peuvent être mis en corrélation avec la glaciation alpine de Riss. Des études supplémentaires, en particulier dans le domaine des mesures paléomagnétiques et radiométriques, sont nécessaires, avant qu'il soit possible de donner des conclusions précises.