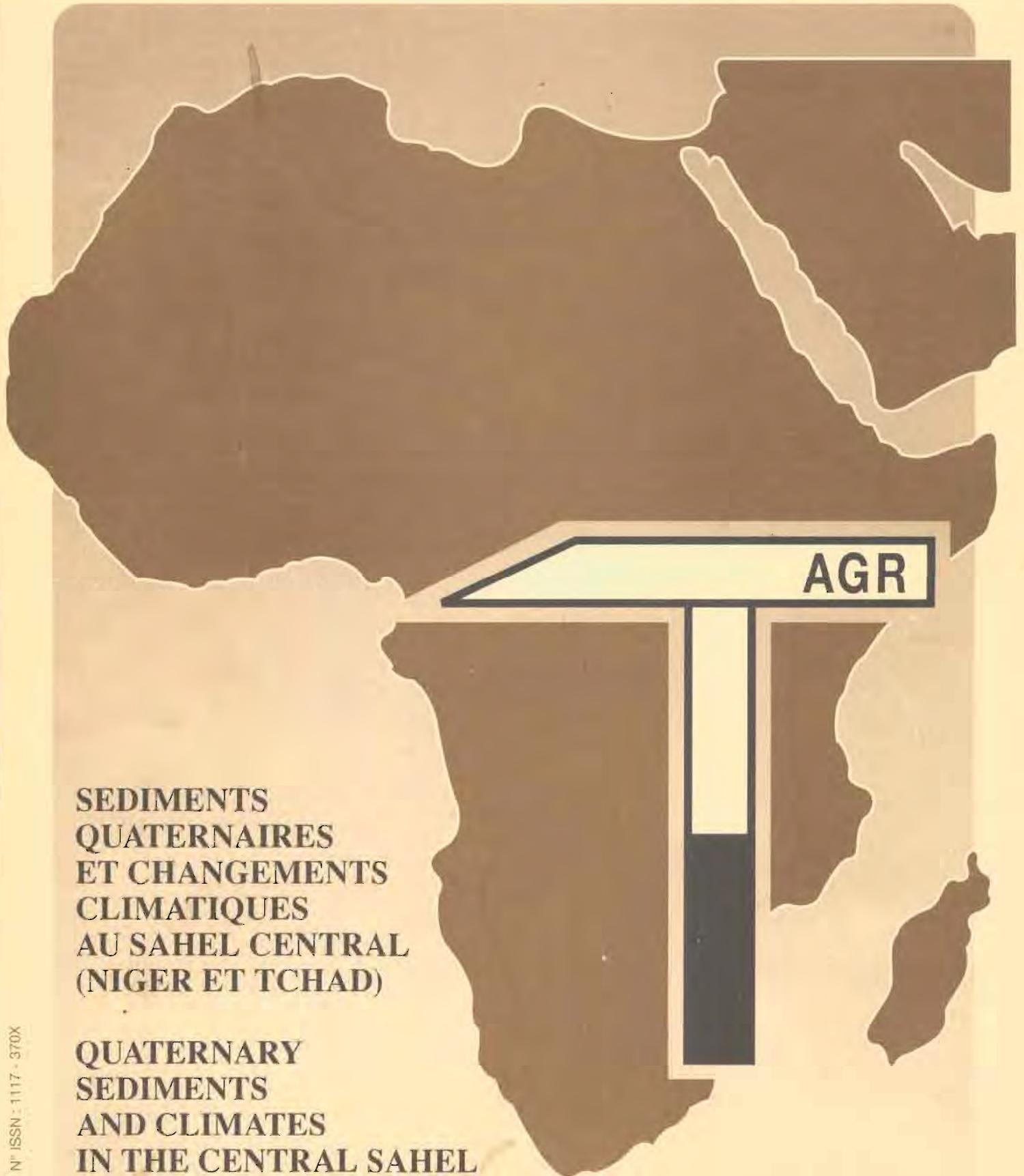


AFRICA GEOSCIENCE REVIEW

VOLUME 2 • NUMBER 3/4 • 1995



**SEDIMENTS
QUATERNAIRES
ET CHANGEMENTS
CLIMATIQUES
AU SAHEL CENTRAL
(NIGER ET TCHAD)**

**QUATERNARY
SEDIMENTS
AND CLIMATES
IN THE CENTRAL SAHEL**

Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad)

A. DURAND

Centre des Sciences de la terre et URA 157, Université de Bourgogne, 6, bd. Gabriel, 21100 Dijon, France

(Revised version accepted 26 June, 1995)

Résumé - L'enregistrement d'un phénomène climatique dans la sédimentation continentale étant lié au géosystème qui l'enregistre, un essai de synthèse de la dynamique sédimentaire actuelle au Sahel central a été tenté en préalable à l'analyse paléoclimatique. Une approche qualitative des mécanismes hydro-climatiques et sédimentaires a été réalisée, mais tout essai de quantification se heurte à un manque de données. Ainsi, les taux de sédimentation dans le lac Tchad ne sont pas facilement transposables aux périodes géologiques, même les plus récentes. Au Quaternaire supérieur, on observe la prédominance des phénomènes alluviaux et éoliens, dans un cadre structural instable. Les problèmes sédimentologiques et stratigraphiques rencontrés sont ceux inhérents à toutes les formations superficielles, à savoir l'extrême importance des discontinuités et des remaniements. Au demeurant, les conditions climatiques du Sahel central semblent être restées dans les limites des variations enregistrées depuis le début du siècle.

Le Kanémien n'est pas une période hyperaride de plus de 10,000 ans ayant vu l'avancée du Sahara sur la zone soudanienne actuelle, jusqu'à la limite sud des formations superficielles sableuses. L'accumulation de sables éoliens au Sahel est un phénomène beaucoup plus ancien, tout comme leur extension maximale vers le Sud. De plus, une grande partie des sables attribués à l'extension du Sahara sur le Sahel n'est pas éolienne, mais fluviale ou colluviale. En outre, parmi les sables de la zone sahélo-soudanienne ayant réellement subi une éolisation, les phénomènes de déflation et de remaniement ont été prépondérants sur les phénomènes d'accumulation, ce qui n'a pas la même implication climatique. Au total, le maximum aride kanémien, lié au dernier maximum glaciaire, est situé entre 19,000 et 15,000 ans ¹⁴C B.P. seulement. Il comprendrait en fait trois périodes de moins d'un millénaire chacune, séparées par des périodes plus humides, et n'ayant connu un recul des isohyètes vers le Sud que de 150 à 300 km par rapport à la situation moyenne récente.

Inversement, il n'a pas été observé de dépôt daté directement de 6000 ans ¹⁴C B.P. et dont les caractéristiques paléoécologiques et topographiques étaient susceptibles de correspondre à un Mégatchad de 330000 km² pour un niveau de 325 m (au lieu de 23500 km² et 281.8 m avant la sécheresse actuelle). De plus, il n'existe pas de deltas du Chari et de la Komadougou Yobé correspondant à un tel lac. Enfin, ce qui avait été interprété comme un cordon dunaire périlacustre se révèle être très discontinu, de constitution et d'altitude très variables, mais toujours relié aux structures du bassin. En effet, le bassin du Tchad est situé à l'intersection d'accidents structuraux majeurs à l'échelle du continent. Le "cordon périlacustre", le réseau hydrographique, certaines particularités hydrogéologiques et même certaines morphologies éoliennes s'expliquent par une origine structurale et une néotectonique active. Des déplacements verticaux de plusieurs dizaines de mètres sont attestés à l'Holocène. Le cadre géographique actuel, et notamment hydrographique, semble s'être mis en place depuis peu. Il n'est pas certain que le bassin du lac Tchad présente l'unité hydrographique qu'on lui prête depuis toujours.

Par analogie avec les sécheresses récentes, un essai d'interprétation paléoclimatique des crises d'aridité a été tenté. En effet, au Tardiglaciaire, les mares du Sahel central enregistrent des épisodes d'aridité synchrones des épisodes froids européens ainsi que d'une baisse de la température de surface de l'Atlantique nord. Le Younger Dryas comprend ainsi deux phases très froides (11,300 - 10,700 et 10,300 - 9800 ans ¹⁴C B.P.) séparées par un faible réchauffement. Ces changements abrupts sont liés aux aérojets d'Est, dans le cadre de la circulation atmosphérique zonale qui évolue en fonction de la circulation océanique globale. De ce fait, l'hypothèse antérieure de pluies particulières liées à des advections méridiennes d'air polaire n'est plus nécessaire. Le facteur déclenchant l'aridité serait une faible variation de la salinité des eaux de surface de l'Atlantique nord. Son étude permettra peut-être la compréhension de l'évolution climatique interannuelle.

Mots-clés : Sahel central, bassin du lac Tchad, bassin du Moyen-Niger ; aridité, éolien, dynamique sédimentaire, discontinuités, remaniements ; paléohydrologie, paléoclimatologie ; Plio-Quaternaire, Pléistocène supérieur, Holocène.

Quaternary sediments and climatic changes in the Central Sahel (Niger and Chad)

Extended Abstract - The study areas lie in the heartland of Africa, in the Republics of Niger and Chad which range approximately from 0° - 24° East and 8° - 23° North (fig. 1). These areas are part of two major hydrological, geomorphological and geological systems: the Chad Basin in the East (by reference to Lake Chad, fig. 2.1) and the Iullemmeden Basin in the West (by reference to the Touareg community in its centre). Instead of this latter relatively recent name (Radier, 1959), we shall refer to the "Eastern Basin of Middle Niger" (fig. 2.2a) (Chudeau, 1910). The Middle-Niger stretches from the outlet of the Inland Niger Delta in Mali to northern Nigeria (ORSTOM, 1970). The eastern part of this basin includes all those areas potentially drained by the Niger's left-bank tributaries in Niger. It also includes the River Sokoto of which half the catchment area is in Nigeria.

At the time I first undertook this study, earlier works had reached three main conclusions:

—The surface area of Lake Chad, recently some 24,000 km² for an average depth of 4 m, had attained more than 330,000 km² during the Holocene with depths in excess of 160 m locally: Lake Megachad.

—The period from approximately 20,000 to 12,000 years¹⁴C B.P. in the Sahel had been hyperarid: the Kanemian. The Sahara had spread significantly during this period and aeolian sands had been deposited as South away as the present day Sudanian zone.

—Winter rains, now exceptional in the Sahel, and directly related to the advection of polar air masses, were allegedly major features at several times during the Late Quaternary.

Now my early sedimentological field work in the Chari "deltas" revealed neither traces of an "inland sea" nor any record of "hyperarid periods", but fluctuations apparently comparable with those observed since the turn of the century. Nor was there any indication of advectations of polar air masses. What could be more unsettling for a fledgling researcher than to quickly reach conclusions radically opposed to those of his seniors, or to have to admit his failure to understand. The organisation of this work retraces the course followed in responding to this challenge and in reviewing these issues from zero, this time with the necessary tools. An understanding of the present-day model is basic to this process. Therefore, after defining the geographical and geological framework of the study, we shall briefly introduce the concepts and facts concerning the climate and the present-day environment.

The following chapters reflect this determination to take a fresh look at two major questions. Hyperaridity, deduced primarily from the occurrence of identical facies (azoic sands) and the extent of gaps in the sedimentary records, seemed to be essentially a problem of methodology and stratigraphy, viz. how can aridity be quantified and dated, how can aridity and aeolian phenomena be related? In fact, in order to judge the true significance of aeolian sands at various times in the late Quaternary, given the cumulative character of aeolian processes, we first had to specify to what extent they were the legacy of earlier periods. The question of what criteria could be used for recognising aridity was all the more prominent as in recent decades situations heretofore unobserved have occurred, ascribed to hyperaridity in keeping with the criteria used in earlier works: drying up of Lake Chad, almost complete interruption of flow of the Chari and the Niger, formation of a new erg (sand sea) near Timbuktu, etc.

By contrast, the problem of the Holocene Megachad characterising a very humid period proved to be of a completely different order. Evidence of Megachad deposits and their age was not convincing. The hypothesis of neotectonic phenomena, however, seemed an interesting lead. The neotectonics hypothesis was not new in Chad, but the slow growth of the Megachad hypothesis over 150 years had gradually led to formal opposition to any suggestion of recent movement. Beyond the geological facts, the historical and conceptual aspects were surely important points to be verified. These different topics will therefore be covered on the basis of those geosystems best able to provide sedimentary records that can account for the climatic dynamics once we have understood how they work.

The presentation of analytical questions is kept to the strict minimum required for supporting the interpretations proposed. A description of the 100 sections made and the 1600 samples that, *inter alia*, were systematically subjected to grain size analysis would have burdened the work without adding anything. Moreover, upon analysis many sections taken from wells turned out to be composed entirely of uniform sands and so of no interest here. On the other hand, most of the 800 mineral and chemical analyses (heavy minerals, carbonate contents, X ray diffractometry, organic matter, radiocarbon, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and most of the 200 palaeobiological analyses (pollen, diatoms and molluscs) are set out in the report where necessary. Some findings have been presented more exhaustively either in earlier publications (e.g. Durand, 1978 or Durand *et al.*, 1984) or as part of a different area of research by the co-worker in charge of the analyses (Lesieur, 1982; Icole *et al.*, 1983; Gasse, 1987b). A few dozen analyses only have not been presented. As, for instance, the pollen analyses by E. Schulz and C. Caratini, in view of the lack of significant results because of the extreme

paucity of the samples. This is also the case of quartz surface textures analysed in conjunction with I. Zimmerlin and P. Hommeril, but here because the results were not relevant to the objective pursued. These sands have been subjected to alternating arid and humid conditions for sometimes more than one million years. Accordingly they are far too similar and cannot readily be interpreted in terms of palaeo-environmental and stratigraphic markers.

Sedimentary discontinuities related to changes in climate

How recording geosystems work - a) Distortions between causes and consequences. Earlier classifications of climatic events based solely on duration usually failed to distinguish the recordable event proper and the recorded consequences. And yet the climatic signal after passing through the filter of the recording geosystem may be deformed, amplified or reduced, or even completely blocked out. For example, there is an "inertia effect" with palustro-lacustrine interdune deposits related to ground water; the water table changes more slowly than the climate, which damps the effects of climatic change. A "threshold effect" also occurs; the disappearance of groundwater at the surface is not indicative of a total absence of rainfall, but of a minimum rainfall regime, which is highly variable depending on local conditions. Fluctuations may be out-of-step with the actual timing of climatic events, but above all there is a tendency to exaggerate the scale of arid and humid maxima because no typical deposits are found for the intermediate periods.

b) Significance of the present-day model. Thus the process of recording a climatic event in continental sedimentation is dependent on the recording geosystem (Karrow, 1989; Durand and Lang, 1986 and 1991). Since each geosystem acts as a recording system with its individual characteristics, we first need to understand how it works, explaining the importance of the present-day geodynamic model, especially with regard to water and wind.

c) Limits of the present-day model. The quantity and diversity of the parameters involved, and the complexity of interplay among them, which is often only glimpsed at, urge caution: we have not mapped out the real-world situation, we have merely made an outline sketch that it will always be possible to improve on. While the actual sedimentary mechanisms seem to be clearly identified, any attempt to quantify them invariably runs up against lack of data. The synthesis we have tried to make of the sedimentary record in Lake Chad will not be readily applicable to even the most recent geological times until we have new data: a clear picture of the changing geometry of the basin and the hydrographic pattern of the Logone, in relation to tectonics, and a realistic estimate of the bed load and how it changes with climate-related fluvial processes.

Stratigraphic values of climatic crises - a) Global events. Climatic crises *lato sensu* are sudden but transient disruptions of the mechanisms affecting the whole external surface system of the Earth. They are distinct from exceptional climatic events representing simply a paroxysm in the usual workings of an atmospheric mechanism. Even if caused by a local phenomenon (e.g. sudden break up of sea-ice or hydrographic capture) a climatic crisis *lato sensu* involving the whole external surface system will have global repercussions, but with highly diverse regional consequences because of the numerous teleconnections. In one place a change in temperature, in another a change in rainfall, or an alteration in pressure and so of wind patterns. The nature of the most affected local climatic parameter has no more stratigraphic value than a lithological facies and cannot be used either to define a climatic crisis or as a basis for correlations.

b) Intensity and recording threshold. Furthermore, beyond the nature of the environment affected, it is the intensity of disruption in the energy balance at the origin of the climatic event that will determine the duration of its effects and whether it is recorded by geology. Although of global extent, a climatic crisis *lato sensu* may be insufficiently intense to exceed the recording threshold and effectively affect the equilibrium of natural environments worldwide. It will only be noticed locally, in highly sensitive environments in precarious equilibrium, like the Sahel. In this way, within climatic crises *lato sensu*, we shall distinguish climatic anomalies and climatic crises *stricto sensu*. Anomalies are elementary climatic crises that are insufficiently intense to be recorded worldwide and so of no stratigraphic significance (as with the usual pluriannual droughts in the Sahel). By contrast, climatic crises *stricto sensu* are sufficiently intense to cause perceptible changes in the environment around the world and so are of potential stratigraphic significance (e.g. major events during the Lateglacial). Their actual stratigraphic significance varies with the abundance, the geographical dispersion and the chronological precision of data. It thus appears that the Kanemian maximum of aridity is composed of a series of climatic crises.

Reassessment of Kanemian hyper-aridity (20,000-12,000 years ¹⁴C B.P.) related to the last glacial maximum

Problems with recording aridity - a) Chronological problems. In palustro-lacustrine interdune environments, an arid episode recorded by drying out, and then a gap or possibly deposition of aeolian azoic sands, cannot usually be dated in itself but by reference to the deposits of more humid episodes that enclose

it. The chronology of arid periods is more often than not a gap in the chronology of humid periods. In this way, Servant (1973) first fixed the boundaries of a major arid period at approximately 20,000 and 12,000 years ^{14}C B.P. using datings from the palustro-lacustrine deposits enclosing the aeolian sands observed in sections in the Kanem erg after which the period was named. As it is often impossible to date pre-Holocene aeolian sands in other regions of the Sahel, even indirectly, they were generally ascribed to this Kanemian period. The hypothesis that the Sahara advanced at that time some 500 or even 800 km south of its present-day limit is based on the occurrence of supposedly Kanemian aeolian sands as far as 12° and even 10° N (fig. 28).

b) Lithostratigraphic problems. Our analysis indicates that the accumulation of aeolian sands in the Sahel is a much older phenomenon, as is their maximum southward extension. Aeolian sands seem to have appeared in the central Sahel in the early Quaternary. Ergs that were large enough not to be completely dispersed during later humid phases presumably formed from around 1 Ma. Climatic variations since are thought to have been comparable with those of the last twenty thousand years; humid and arid deposits alternated, were mutually reworked and gradually eroded, resulting in the present-day superficial formations, i.e. provisionally stabilised formations that are readily remobilisable. Thus it is argued that the ancient erg is simply the earliest dune formation that has not been totally erased from the surface, while the Kanemian erg is the last major dune formation. In the Upper Pleistocene alone, we have recognised at least three major arid periods that caused the deposition of aeolian sands. The two episodes preceding the Kanemian had often been mistaken for the Kanemian, especially the one around 30,000 years ^{14}C B.P. (Table 10).

c) Problems of geodynamic and palaeoclimatic interpretation. In the central Sahel where the "substratum" is made up for 95 % of ancient aeolian deposits, the occurrence of aeolised sands in deposits is not significant: the ancient major aeolian phases facilitated the spread of later minor phases by providing ready aeolised and very easily mobilisable material. Furthermore, a large proportion of the sands ascribed to the shift of the Sahara over the Sahel from Senegal to Chad is not aeolian but fluvial or colluvial. Moreover, among those sands that genuinely underwent aeolisation, it seems that deflation and reworking were predominant over accumulation. However, the present-day model shows that accumulation concerns active dunes as far as the Sahara-Sahel boundary (< 150 mm/year) whereas deflation and aeolian reworking may affect fixed and vegetated dunes or even alluvial deposits in the southern Sahel (as far as 350 mm/year) (Mainguet, 1982b & 1983). Other works (Talbot, 1984; Courel & Chamard, 1987a) show that the effectiveness of aeolian action at ground level does not depend exclusively on rainfall but also on temperature and the roughness of the terrain which is related to vegetation cover. For all these reasons evidence of aeolian activity during Kanemian times 500 - 800 km South of the present-day boundary of the Sahara does not necessarily imply a similar shift in isohyets at the time.

Reassessment of Kanemian chronology and aridity - a) No record of hyperaridity. In the Chari "delta" region, aridity is evidenced after $21,800 \pm 1100$ years ^{14}C B.P. by evaporite and aeolian deposits but also by fluvial and palustrine deposits. Contrary to the Kanem or the northern depression of Lake Chad, no generalised aeolian bed occurs in this region indicating complete and prolonged dryness. It is likely that the input of fluvial sediments from the Sudano-Guinean zone never completely ceased and the sedimentation rate increased greatly simply because detrital flows were more concentrated in extent. In the Kazzell, the water table remained high, with the Komadugu Yobe resources apparently sufficing to maintain the level. This enhanced deflation and aeolian accretion, with the formation of sand sheet type deposits. No erg was formed in the Kazzell, unlike in the central Bornu, which though further South was not fed by rivers (fig. 92). In the central Sahel, different types of aeolian processes during Kanemian times (sand accumulation, dust deflation and sand reworking, dust deposits) are distributed on a continental scale (fig. 93), from Kanem sand deposits as South as the loess formations of Cameroon and Nigeria (fig. 92). Water was instrumental in laying down the loess formations (Smith & Whalley, 1981) and unbroken vegetation cover is required for trapping loess (Coudé-Gaussen, 1984). During the Kanemian, the northern boundary of the loess formations indicates rainfall regimes of Sahelo-Sudanian type at least (>400 mm/year) where earlier works had claimed a Saharo-Sahelian zone must have existed (<150 mm/year).

b) A series of relatively short arid periods. We observed a fluvio-aeolian interbedded formation in the Middle-Niger Basin (figs. 79 & 84). It makes up a recent middle terrace built during the transition from the Ghazalian maximum humid period (approximately 24,000 - 21,600 years ^{14}C B.P.) to the Kanemian maximum arid period (approximately 18,900 - 14,800 years ^{14}C B.P.). Discharge of fresh water recorded offshore at the Niger delta (Pastouret *et al.*, 1978) provides a relatively precise chronology for these periods which are poorly recorded on land because of the detrital and azoic nature of the material and the recording thresholds of the geosystems (e.g. Kanem interdunes). Thus the upper Ghazalian maximum of humidity is thought to include three humid periods of less than one thousand years separated by more arid periods (fig. 86). Conversely, the Kanemian maximum of aridity is thought to include three arid periods of less than

one thousand years separated by more humid periods. The alternating pattern of clay minerals recorded off-shore suggests that the more humid phases of the Kanemian maximum of aridity were equivalent to the more arid phases of the late Ghazalian (fig. 87). This leads to a refined view of both late Ghazalian humid conditions and early Kanemian arid conditions. It will be noted that during the maximum arid period, fresh water input from the Niger was comparable with modern input and sufficient to erode the recent middle terrace.

c) **An earlier return of humid conditions.** Sedimentological data indicate a return to increased humidity by about 15,000 years ^{14}C B.P.: palustrine strata in the Chari deltas, soils in Northern Cameroon, aqueous deposits in the southern Saharan massifs (Tibesti and Air) and in the Jebel Marra in Sudan, renewed supply of the water table in the Sahelian zone. But the break in environmental equilibrium had been such that many palaeoenvironments remained below the recording threshold, hence the earlier conclusion of a very long hyperarid period. Thus the Kanem interdunes continued to record aeolian reworking until about 12,000 years ^{14}C B.P. in some cases and even after 10,000 years ^{14}C B.P. in others, before the water table outcropped depending on the topographical and hydrogeological context (figs. 89 & 125). Depending on the environments, the end of the Kanemian may be dated with a discrepancy of more than 5000 years, i.e. more than the total duration of the major humid period of the late Holocene (9500 - 6500 years ^{14}C B.P.). In fact, events seems to have been relatively short-lived. Thus, off-shore the Niger delta, rainfall-related detrital discharge increased substantially between 14,800 and 14,200 years ^{14}C B.P. (Pastouret *et al.*, 1978). At the same time, off the Senegal delta, the flow rate of the Harmattan, linked to the meridian thermal gradient, fell from 35 to 5 m/s after 14,900 years ^{14}C B.P. (Sarnthein *et al.*, 1987). All these climatic changes are related to global warming. They coincide with the advent of glacial meltwater in the North Atlantic (Broecker *et al.*, 1988).

d) **Reassessment of the maximum arid phase.** The Kanemian no longer appears to be a hyperarid period of more than 10,000 years but a series of several periods some of which are thought to have been even more humid than the present. A complex analytical model (Adams & Tetzlaff, 1985) showed that during the Kanemian maximum aridity, with an 80-85 % reduction in inflow from the Chari and with rainfall over Lake Chad itself of 75 mm/year instead of 325 mm/year at the present-day, the lake area would have remained at 1370 km². In 1984-1985, with fluvial water reduced to 17 % of the previous interannual average, Lake Chad still covered some 2000 km². In other words, a 150-300 km southward retreat of the isohyets, a common occurrence in the Sahel over the last 20 years, could go a long way to explaining the rainfall pattern during Kanemian times. Even so, obviously if such climatic conditions observed over only a few decades were sustained over 500 - 1000 years, the consequence on the Sahelian environment would be incommensurate with those of the present time. With regard to climatic mechanisms, we have seen that the southward retreat of rainfall from the Sahel zone naturally went along with a shift in the paths of the anticyclones related to easterly wave disturbances, and shift in both the Intertropical Convergence Zone and the African Easterly Jet (figs. 96 & 97). But we have been unable to confirm the significance accorded by earlier works to Mediterranean rains and advections of northern polar air masses into the Sahel.

Arid-humid transition and Lateglacial crises (14,000 - 9400 ^{14}C B.P.): relevance of the global oceanic context and zonal circulation

Palaeohydrology in the centre of the Chad Basin - a) Lake Palaeochad. Data are still scarce for Lake Palaeochad, itself considered as an indirect indicator of rainfall in the Sudanian and Sudano-Guinean zones. There is no way of telling whether the palaeolake extended into the present-day northern depression. Only the onset and end of the Lateglacial have been clearly identified in the present-day southern depression and Lake Palaeochad apparently never attained very high levels: with topography and hydrography similar to those of the present-day, it would not have exceeded, and probable not reached, the area and average depth of recent times. If so, none of the palustrine and lacustrine deposits recognised to the North East, around Bahr El Ghazal and in the Bas-Pays could be ascribed to surface flow from Lake Palaeochad. Unless, that is, we accept that neotectonic movements have occurred since ...

b) **Sahelian palaeolakes.** However, four positive hydrological fluctuations attributed to local variations in rainfall have been recorded in the Kanem and Manga interdune palaeolakes (fig. 127). The first, whose onset is undated, yielded ages of between about 13,000 and 12,000 years ^{14}C B.P. and included several minor fluctuations. The second is thought to have started before approximately 11,700 years ^{14}C B.P. and ended shortly after 11,200 years ^{14}C B.P. The third between about 10,700 and 10,300 years ^{14}C B.P. is particularly well recorded NW of Lake Chad. Then a major change to humid conditions occurred from about 9600 years ^{14}C B.P. This was the start of a major expansion of lakes throughout NW Africa coinciding with the rise of Saharan Neolithic civilisations.

Correlations - It is no longer possible to situate the maximum arid period of the Kanemian at about 12,000 years ^{14}C B.P., nor to suggest a slow and gradual south-north shift of the monsoon during the

Lateglacial. Palaeohydrological change was swift and sudden. In Greenland where a true annual count can be made, Lateglacial climatic changes seem to have occurred within a few decades (Dansgaard *et al.*, 1989) or even years (Taylor *et al.*, 1993). Furthermore, the palaeohydrological events highlighted in the Sahel are synchronous with climatic change in Europe and the North Atlantic: the cold episodes in Europe corresponding to a fall in the surface temperature of the North Atlantic and also to periods of aridity in the central Sahel (fig. 127). The chronological precision achieved forbids any further palaeoclimatic syntheses over periods of several thousand years, lumping together totally contradictory episodes. However, previously contradictory observations are explained. Positive hydrological fluctuation between about 10,700 and 10,300 years ¹⁴C B.P. allows us to revive the hypothesis of a Younger Dryas that actually included two very cold phases (the Younger Dryas Forerunner from 11,300 to 10,700 years ¹⁴C B.P., and the Main Younger Dryas from 10,300 to 9,800 years ¹⁴C B.P.) separated by slight warming.

Palaeoclimatic interpretation - a) Links between zonal atmospheric circulation and global oceanic circulation. The present-day model provides a new thermodynamic explanation of drought in the Sahel (Janicot, 1990a; Fontaine et Bigot, 1991). Elsewhere, recent data have shown that the input of above average quantities of fresh water into the North Atlantic reduced the formation of North Atlantic Deep Water (NADW) implicated in global thermal regulation (fig. 128-129; Broecker *et al.*, 1985). The sea surface temperature (SST) of the equatorial and southern tropical Atlantic increased while that of the North Atlantic decreased. Such variations are generally associated with high pressure anomalies in the northern Atlantic and low pressure anomalies in the southern Atlantic. As a result, the NE trade winds strengthen while the SE trades become weaker. In West Africa, the northward summer shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is blocked in the South or delayed (fig. 130). In the lower layers of the atmosphere, the African Easterly Jet increases in intensity, in connection with the meridian thermal gradient, whereas the Tropical Easterly Jet in the upper troposphere varies little. This breaks the vertical homogeneity of atmospheric circulation. The rising air currents, necessary for clouds to develop, experience shear and drought hits the Sahel. But the rains blocked south of the African Easterly Jet, i.e. south of about latitude 10° N, intensify. Otherwise uniform drought over all of West Africa corresponds to a simultaneous increase in high pressure in the North and South Atlantic alike. The Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is close to the normal position and the African Easterly Jet varies only slightly. But Walker circulation shifts eastwards and the Tropical Easterly Jet is markedly weaker over Africa. This reduces convection and the intensity of the Hadley cell, causing drought throughout West Africa.

b) Two types of Lateglacial drought. Similar variations are thought to have occurred during Lateglacial times in connection with evolution of the ice sheets on a scale of 10-10² years, superimposed on orbital constraints. For the time being, we shall attribute the positive hydrological fluctuations in the central Sahel to the northward shift of the ITCZ alone because of warming of the North Atlantic. But the negative hydrological fluctuations of the Older Dryas (approximately 12,000 - 11,700 years ¹⁴C B.P.) and the Younger Dryas Forerunner (approximately 11,200 - 10,700 years ¹⁴C B.P.) are held to be specific to the central Sahel. Current data indicate that they are not recorded further south nor indirectly by Lake Palaeochad nor even directly by the crater lakes of the Guinean zone. These fluctuations could be ascribed to an increase in the meridian gradient of the Atlantic SST (cooling in North and warming in South). Conversely, the Main Younger Dryas drought, also recorded by Lake Palaeochad and in the Guinean zone, could be ascribed to a general strengthening of oceanic high pressure related to a large global fall in temperature.

Lessons - The same global climatic signal can cause varied regional atmospheric responses, variously recorded depending on the way local geosystems operate. Thus in the Lateglacial Chad Basin, the Sahelian and Sudano-Guinean zones recorded distinctly different hydroclimatic changes. Changes in Lake Palaeochad do not systematically represent the entire basin. This should be borne in mind in syntheses and models which often ascribe data solely from the Kanem to Lake Palaeochad, the Chad basin and even to all intertropical Africa. Lateglacial hydroclimatic variations in the central Sahel can be fully explained through the understanding of present-day mechanisms within a global thermodynamic framework. Rainfall related to frequent advections of polar air masses flowing towards the equator, as proposed in early hypotheses, is no longer necessary. Signs of cold during the positive hydrological fluctuations are finally not surprising: the warming in the middle of the Younger Dryas is relative and remains distinctly cooler in absolute terms than the Older Dryas cold phase (fig. 127).

The Holocene optimum humid phase: revision of the Megachad of 6000 years ¹⁴C B.P.

Contestable geological arguments - In the centre of the endoreic Lake Chad basin, where the largest and most continuous lacustrine sedimentation could be expected, no deposits were found corresponding to the Holocene Megachad (Schneider, 1967a) which is the starting point of the hypothesis of a 1000 km northward shift of isohyets. Review of earlier works showed that the concept had been postulated for about two centuries in various forms without ever being irrefutably proven. Thus the lake's age varied from the

Recent to the early Cenozoic before being fixed at *ca* 6000 years ¹⁴C B.P. and its altitude ranged from 300 to 400-425 m a.s.l. before being fixed at 325 m a.s.l. for a surface area of 330,000 km² instead of 281.8 m a.s.l. and 23,500 km² for the mean measurements made before the current drought. In fact, no deposit with palaeoecological and topographical characteristics possibly corresponding to such hydrographic characteristics has ever been dated directly to 6000 years B.P. Moreover, estimates concord in ascribing to the Sahel at that time lower rainfall than evaporation rates and no satisfactory explanation has ever been provided as to how such a lake could have been filled. In particular, infiltration into the sandy substrate has never been taken into consideration.

New sedimentological interpretations - The major argument for the existence of such a lake was the presence of a perilacustrine dune ridge that marked its shoreline and the existence of gigantic deltas of the rivers that flowed into it. Sedimentological analysis of these "deltas" showed that for the Chari (fig. 67), they were alluvial deposits that could be ascribed to braided fluvial systems, characteristic of subarid environments. In the Kadzell, deposits were more of the hydro-aeolian type (fig. 106-107). In any case, topographical and palaeoecological data exclude the idea in the present-day lacustrine area of the existence of a lake level in excess of 285-290 m a.s.l. Furthermore, analysis of data shows that the dune ridge is in fact discontinuous, and of extremely variable altitude, morphology and composition. The only common point between different parts of the dune ridge is their often rectilinear disposition and their location over major fault zones in the substratum, which implies a link with the basin structures (fig. 108). The Angamma (fig. 123) in the North of the basin seems to be an exception to this. It contains deposits of a large delta and a series of many perilacustrine dune ridges. Nevertheless, the altitudes of these Lateglacial and Holocene deposits of between 345 and 300 m a.s.l. are a further argument for the occurrence of neotectonic phenomena.

Significance of neotectonics - The Megachad postulate and the supposedly consistent altitude of the "perilacustrine dune ridge" implied a stable basin structure which hardly fits in with what we now know of its specific situation. The Chad Basin lies at the intersection of major structural faults on the continental scale, associated with still partly active volcanism. Thus not only the sections of the "perilacustrine dune ridge" but also the lacustrine shores, the hydrographic pattern, certain hydrogeological features and even some aeolian morphologies can be explained by tectonics (figs. 116 & 120). Many earlier observations relating to neotectonic phenomena which had been consistently dismissed because in contradiction with the Megachad postulate, now take on renewed significance. Vertical movements of several tens of metres are recorded during the Holocene.

Situation and perspectives for the Late Quaternary in the central Sahel

New understanding of the geological framework - a) A geological framework marked by aridity and structural instability. Earlier conclusions about the Upper Quaternary in the centre of the Chad Basin usually stressed the significance of palustro-lacustrine deposits which were markers of a more humid climate and were used as reference levels in a stable structural framework. Our analysis shows the predominance of alluvial and aeolian phenomena in conjunction with a subarid to subhumid climate (100-700 mm per year) in an unstable structural context.

b) A recently established hydrographic system. The occurrence of substantial, until now underestimated, neotectonic processes implies great uncertainty about the sustained character of the geographical setting and of the hydrographic pattern especially. Was the Tafassasset Basin ever connected to Lake Chad, even in the Villafranchian? Since when has the Logone, which makes up 40 % of present-day input by the upstream basin, been a tributary of the Chari? How long has the Komadugu Yobe been flowing into Lake Chad? Finally, and above all, how long has Lake Chad occupied its present position? In other words, does the Lake Chad Basin really exhibit the hydrographic unity that it has always been credited with?

c) A prime area for studying aeolian processes applicable to ancient series. While earlier works focused on the evolution of humidity in now arid zones (<100 mm/year), we have been led to analyse changes in aridity in a still subarid to subhumid zone. Using the present-day model, we have attempted to define the climatic significance of the position of the different types of aeolian action along the trade wind route on the scale of the African continent, trajectories that follow an aridity gradient. The subarid to subhumid zone (100-700 mm/year) records arid events "fossilised" by alluvial phenomena as Saharan "transgressive wedges". But it is important not to confuse the true limit of such a "shoreline" with the Sahara proper: sand is not synonymous with aeolian and aeolian is not synonymous with arid.

d) Perspectives. Understanding of the sedimentary record of aridity now opens new directions of research. A joint study on the evolution of dust deposits on the edge of the Tenere and in the Manga region of Niger over the last 12,000 years is underway (Garba Zibo, thesis in preparation; Garba *et al.*, 1995). Similarly, during the writing this work, and through contacts with the Dijon team, the need to resort to other type of analysis appeared. This applies in particular to the study of sedimentary structures which could not be done because of the sampling technique, based mainly on well constructions. It would be best to seek out

structures characteristic of hydro-aeolian sedimentation, despite unfavourable outcrop conditions (extremely flat surface combined with sand cover generalised by wind and run-off).

New understanding of palaeoclimatic evolution - a) Climatic variations of limited scope. Analysis of climatic processes recorded in Upper Quaternary sediments of the central Sahel fails to show such extreme climatic events as those suggested by some earlier hypotheses. Climatic conditions seem to have remained within the bounds of measurements made since the turn of the century and can be accounted for by atmospheric phenomena known today. We have found no evidence either for a Holocene "inland sea", or for a Kanemian "hyperarid desert" extending as far as the Sudanian zone during the last glacial maximum.

b) A test zone for monitoring global climate change. It is the fragility of the Sahelian environment that makes it amenable to amplifying climatic signals many fold. Accordingly, the Sahel is a good indicator of global climatic changes. Recent observation of a sometimes substantial fall in the water table, drying up of more than 90 % of Lake Chad, even temporary stoppages of flow of a major river like the Niger, the new spatio-temporal distribution pattern of rainfall, the formation of a new erg in the bend of the River Niger in Mali and the southern Manga region of Niger are particularly worrying. Judging from the consequences recorded in sedimentation, the present-day Sahelian drought shares many features in common with Lateglacial climatic crises. It is far more significant than a straightforward pluriannual rainfall anomaly.

c) A tentative palaeoclimatic interpretation of climatic crisis in the Sahel. By analogy with recent droughts, two mechanisms for aridity are identified in Lateglacial times depending on whether the drought affects the whole of West Africa or just the Sahel zone. In both cases, the mechanisms are initially linked to zonal atmospheric circulation which varies with global oceanic circulation patterns. The Lateglacial crises are thought to have been triggered by a slight variation in the salinity of the North Atlantic surface waters. Monitoring this parameter, although far removed from the Sahel, could provide a key to understanding medium term climate change.

d) Mutually informative scales of palaeoclimatic and climatic events. The distinction between the recordable climatic event and the climatic signal actually recorded, once passed through the filter of the recording geosystem, considerably alters our understanding of climate change. It is no longer a matter of slow and gradual evolution but of sudden breaks of equilibrium when thresholds are crossed. Conversely, over the last few years, climatic variations have produced changes in the Sahelian environment that were thought only to have occurred in geological times, involving considerably different intensities and durations from what has been observed since the beginning of this century. Our two-fold palaeoclimatic and climatic approach reveals convergence between these two scales of observation and provides insight into climate change and the significance of related sedimentary discontinuities.

Key words: Central Sahel, Lake Chad basin, Middle - Niger basin; aridity, aeolian sedimentary dynamics, discontinuities, reworking; palaeohydrology, palaeoclimatology; Plio - Quaternary, Upper Pleistocene, Holocene.

INTRODUCTION

Lorsque j'ai entrepris cette étude, les travaux antérieurs avaient abouti à trois conclusions majeures :

- La superficie du lac Tchad qui était récemment de 24000 km² environ avec une profondeur moyenne de 4 m, avait atteint plus de 330000 km² avec une profondeur dépassant localement 160 m à l'Holocène : le **Méga-tchad**.

- Le Sahel avait connu entre 20,000 et 12,000 ans ¹⁴C B.P. environ une période d'**hyperaridité**: le **Kanémien**. Cette période avait vu une extension considérable du Sahara et la mise en place de sables éoliens jusque dans l'actuelle zone soudanienne.

- Les **pluies hivernales** directement liées à la **pénétration d'air polaire** vers l'équateur, aujourd'hui anecdotiques au Sahel, auraient connu à plusieurs reprises un développement très important au Quaternaire supérieur.

Mes premières études sédimentologiques dans les "deltas" du Chari ne montraient ni la trace d'une "mer intérieure", ni l'enregistrement d'une période hyperaride, mais des fluctuations apparemment comparables à celles observées depuis le début du siècle. Ces études se révélaient également incapables d'appréhender l'existence de pénétrations d'air polaire. Quoi de plus déstabilisant pour un chercheur débutant que d'aboutir à des conclusions radicalement différentes de celles de ses aînés, ou d'être obligé d'avouer son incompréhension. Le plan de ce mémoire reflète donc l'itinéraire suivi pour répondre à cette interpellation et reprendre à la base tous ces problèmes, muni cette fois de tous les outils nécessaires.

La **compréhension du modèle actuel** est la base de cette démarche. Après avoir défini le cadre géographique et géologique de cette étude, nous introduisons donc rapidement les concepts et les faits relatifs au climat et au milieu actuel.

Les chapitres suivants reflètent la volonté de **repren­dre à la base deux problèmes majeurs**. Ainsi, l'**hyperaridité** basée essentiellement sur une identité de faciès (sables azoïques) et sur l'importance des lacunes, semblait être essentiellement un problème méthodologique et stratigraphique, à savoir, comment quantifier et dater l'aridité, comment relier aridité et phénomènes éoliens? En fait, pour pouvoir juger de l'importance réelle des sables éoliens à diverses époques du Quaternaire supérieur, compte tenu du caractère cumulatif des actions éoliennes, il convenait de préciser au préalable la part héritée des périodes antérieures. Le problème des critères de reconnaissance de l'aridité ressortait d'autant plus que, ces dernières décennies, on a assisté à l'installation de situations jusque-là non observées et rapportées à l'hyperaridité, selon les critères retenus dans les travaux antérieurs : assèchement du lac Tchad, arrêt complet des écoulements du Niger, et presque complet des écoulements du Chari, mise en place d'un nouvel erg près de Tombouctou, etc...

Par contre, le **problème du Mégatchad holocène** qui caractériserait une période très humide, se révélait être d'un tout autre ordre. Pour qui venait de quitter le monde de la biostratigraphie marine, la réalité des dépôts du Mégatchad et de leur âge semblait peu probante. Par contre l'hypothèse de phénomènes néotectoniques semblait une voie intéressante. Cette hypothèse n'était pas nouvelle au Tchad, mais la lente élaboration de l'hypothèse du Mégatchad en 150 ans, avait progressivement abouti à une opposition formelle à toute suggestion de mouvement récent. Au-delà des faits géologiques, la part historique et conceptuelle n'était-elle pas un élément important qu'il convenait de vérifier?

Les chapitres suivants étudient donc les problèmes posés, à partir des **géosystèmes** les mieux à même d'apporter des **enregistrements sédimentaires explicites de la dynamique climatique**, une fois compris leur fonctionnement. Une grande partie de ces études a déjà été publiée, région par région, mais une nouvelle vue synthétique des régions et des problèmes, permet de revenir sur les conclusions préliminaires. En effet, ce n'est pas le moindre des paradoxes que de constater, *a posteriori*, combien ces conclusions préliminaires restaient malgré tout profondément conditionnées par les conclusions des travaux antérieurs alors qu'elles les réfutaient. Ainsi en est-il, par exemple, de l'interprétation paléogéographique et paléohydrographique des grands deltas successifs du Chari et de la Komadugu Yobe, alors que nous avons abandonné celle des grands lacs qui leur étaient obligatoirement liés. Les difficultés d'analyse et d'interprétation rencontrées à l'échelle de notre région d'étude incitent donc à ne pas chercher à

établir une nouvelle synthèse à l'échelle de l'Afrique nord-équatoriale. Une telle synthèse inclurait beaucoup trop de données d'origines très diverses dont il serait impossible de maîtriser l'analyse et l'interprétation.

On notera également dans ces chapitres la **part privilégiée de l'étude de l'aridité**. La principale raison est que les périodes humides sont minoritaires au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Ceci ne justifierait cependant pas une référence exclusive à l'aridité dans le titre du mémoire. En effet, l'aridité n'a souvent été mise en évidence que de manière relative, par rapport aux périodes plus humides. D'autre part des périodes humides ont aussi été observées et décrites à trois reprises : au Ghazalien, au Tardiglaciaire et à l'Holocène moyen. Mais il est vrai que leur étude a été pour moi l'occasion de mener une réflexion dépassant le cadre de l'humidité: paléogéographie et paléohydrographie pour le Ghazalien, mécanismes de l'aridité pour le Tardiglaciaire, ou phénomènes néotectoniques pour l'Holocène moyen. Ces questions relevaient mieux de mes compétences en géologie sédimentaire que l'étude des périodes humides, plus facilement abordée par les spécialistes des pollens et, surtout, des diatomées. D'ailleurs de telles études existent déjà pour la zone étudiée, et on pourra se reporter aux travaux de Servant-Vildary (1978), Maley (1981) et Gasse (1987) qui complètent mon travail sur ce point. Il en est de même pour la période la plus humide, centrée sur 8500 ans ¹⁴C B.P. environ, et dont je ne parle pratiquement pas. En effet, des dépôts se rapportant avec certitude à cette période n'ont été reconnus qu'exceptionnellement. Ils ne sont vraiment bien représentés et datés que sur deux coupes (Mainé-Soroa et Bougdouma, fig. 109 et 110), ce qui est insuffisant pour une analyse globale à l'échelle du Sahel central. Mais, là encore, on pourra trouver des données complémentaires dans d'autres travaux (Gasse, 1987 ; Téhet *et al.*, 1990).

En définitive, nous montrons donc la **prédominance des phénomènes alluviaux et éoliens dans un cadre structural instable** et non celle des dépôts palustro-lacustres utilisables comme niveaux de référence dans un cadre structural stable.

D'un point de vue méthodologique, la **présentation des questions analytiques est réduite au strict minimum nécessaire pour appuyer les interprétations proposées**. La description des 100 coupes réalisées et des 1600 échantillons qui, entre autres, ont tous fait l'objet d'une granulométrie, aurait alourdi le mémoire sans rien apporter de plus. En outre, de nombreuses coupes relevées dans des puits, se sont révélées à l'analyse être entièrement constituées de sables homogènes et sont donc sans intérêt ici. Par contre, la plus grande partie des 800 analyses minéralogiques et chimiques (minéraux lourds, calcimétrie, diffractométrie,

matière organique, radiocarbone, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) et des 200 analyses paléobiologiques (diatomées, pollens et mollusques) a été présentée dans ce mémoire lorsque cela était nécessaire. Certains résultats ont été présentés de manière plus exhaustive, dans des publications antérieures (par exemple Durand, 1978, ou Durand *et al.*, 1984), ou dans le cadre d'une problématique différente par le collaborateur responsable des analyses (Lesieur, 1982; Icole *et al.*, 1983; Gasse, 1987). Seules quelques dizaines d'analyses n'ont pas été présentées. C'est le cas des analyses polliniques réalisées par E. Schulz et C. Caratini, compte tenu de l'absence de résultats significatifs en raison de l'extrême pauvreté des échantillons. C'est également le cas des échantillons ayant fait l'objet d'une analyse exoscopique en collaboration avec I. Zimmerlin et P. Hommeril, mais en raison cette fois de l'inadéquation des résultats avec l'objectif

recherché. Ces sables sont soumis, en effet, à l'alternance de conditions arides et humides, depuis parfois plus d'un million d'années. Ceci les rend tous beaucoup trop semblables et difficiles à interpréter en termes de marqueurs paléoenvironnementaux ou stratigraphiques.

CADRE GEOGRAPHIQUE

Les zones étudiées sont situées au coeur de l'Afrique, sur les territoires des Républiques du Niger et du Tchad, qui s'étendent approximativement entre 0° et 24° Est et entre 8° et 23° Nord (fig. 1). Ces zones appartiennent à deux grands ensembles géomorphologiques et géologiques : à l'Est le **bassin du Tchad** (par référence au lac Tchad, fig. 2.1) et à l'Ouest le **bassin des Iullemeden** (par référence au groupement

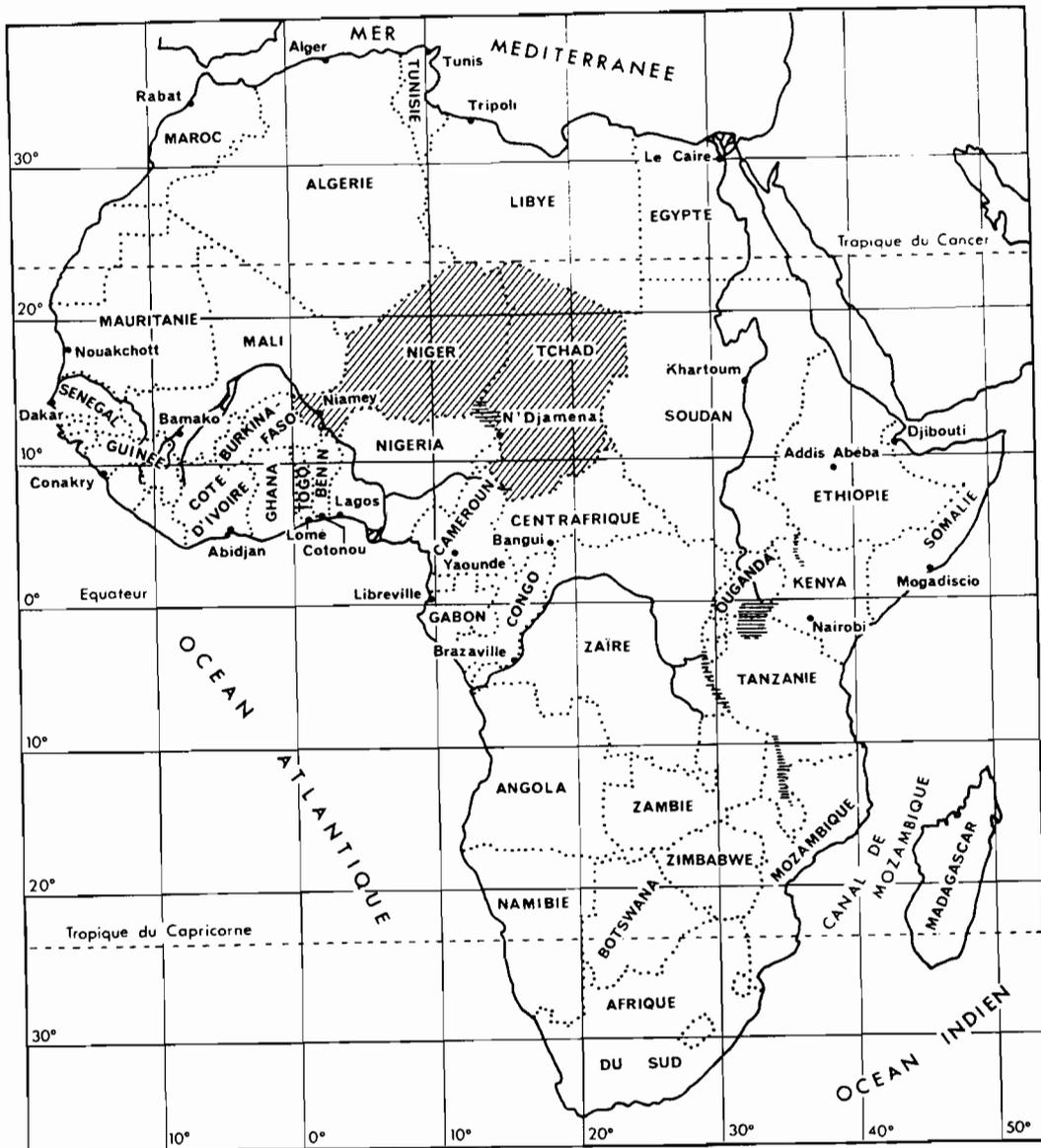


Fig. 1. Carte de situation générale

touareg vivant dans sa partie centrale). A cette dernière dénomination relativement récente (Radier, 1959), nous préférons celle de "bassin oriental du Moyen-Niger" (fig. 2.2.a) (Chudeau, 1910). Le Moyen-Niger s'étend depuis l'exutoire de la cuvette lacustre ou "delta intérieur" du fleuve Niger au Mali (40 km environ au nord de Gao; fig. 2), jusqu'au Nord du Nigeria (ORSTOM, 1970). Le bassin du Moyen-Niger comporte trois parties : un bassin septentrional au Mali (bassin du Tilemsi, fig. 2.2.b) ; un bassin occidental qui concerne surtout le Burkina-Faso et le Bénin avec les affluents de rive droite (fig. 2.2.c) ; un bassin oriental qui comprend la totalité des surfaces potentiellement drainées par les affluents de rive gauche du fleuve du Niger, ainsi que le bassin de la rivière de Sokoto dont la moitié est située au Nigeria (fig. 2.2.a).

CADRE GEOLOGIQUE

1. LE SOCLE

1.1. Les cratons

L'ensemble des zones étudiées est situé entre le craton Ouest-Africain à l'Ouest et un hypothétique craton nilotique à l'Est (Rocci, 1965 ; Louis, 1970). Le craton Ouest-Africain est une vaste zone stabilisée depuis la fin de l'orogénèse éburnéenne, vers 1800-1600 Ma (Bessoles, 1977) qui affleure dans la vallée du Niger (fig. 3). A l'Est du Tchad, Louis (1970) attribue à l'hypothétique craton nilotique les affleurements du Guera et du Ouaddaï (fig. 3) d'âge indéterminé. Ces deux cratons sont bien délimités par deux très importants accidents: le premier, à l'Ouest, correspond approximativement au tracé du fleuve Niger ; le second,

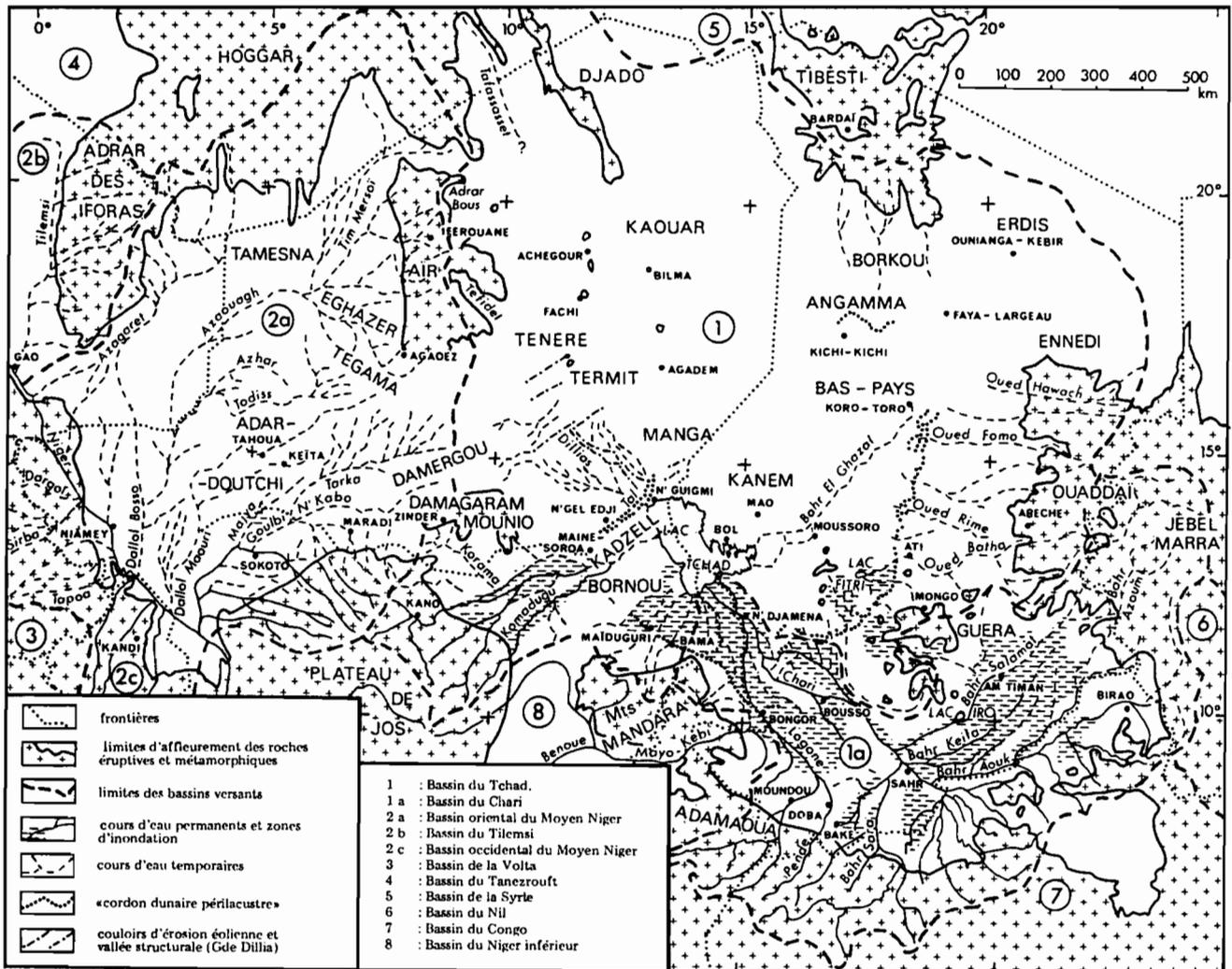


Fig. 2. Cadre géographique et hydrographique, d'après Greigert et Pougnet (1966) et Roche (1973).

à l'Est, reconnu par la géophysique, va de Poli au Nord-Cameroun jusqu'à Ounianga-Kebir près de la frontière libyenne (fig. 3 et Louis, 1970).

1.2. La zone mobile

Entre ces deux accidents s'étend ce que l'on appelle la "zone mobile à l'Est du craton ouest-africain". Cette zone mobile a été affectée au Précambrien supérieur par un événement thermotectonique majeur, qualifié de **Pan-Africain** (Kennedy, 1964). Des études ultérieures (Black, 1978; Black *et al.*, 1979; Ball, 1980) ont établi qu'il s'agissait d'une véritable orogénèse, mettant en oeuvre des mécanismes de tectonique de plaques. C'est à cette orogénèse pan-africaine qu'appartiennent la majorité des roches cristallines et cristalophylliennes délimitant au Nord et au Sud les deux bassins que nous étudions. Il s'agit au Nord, et de l'Est vers l'Ouest, du Tibesti, du socle du Djado et du bouclier touareg. Ce dernier comprend le Hoggar et ses deux prolongements vers le Sud : l'Adrar des Iforas à l'Ouest, qui sépare le bassin du Tilemsi du bassin oriental du Moyen-Niger ; et l'Aïr à l'Est qui sépare ce dernier bassin de celui du Tchad (fig. 2 et 3). Au Sud, le bouclier du Bénin-Nigeria et son prolongement du Damagaram-Mounio au Niger, ainsi que la majeure partie du socle affleurant au Nord-Cameroun (fig. 2 et 3) appartiennent aussi à cette orogénèse.

1.3. Les "Younger Granites"

Ce sont des massifs subvolcaniques à structure annulaire qui se sont mis en place **postérieurement au Pan-Africain**. Ils se trouvent au centre de la zone d'étude, entre 8° et 10° E et entre 8° et 21° N, soit environ sur 200 km de large et 1500 km de long. De l'Aïr au plateau de Jos (fig. 2 et 3), les âges de ces massifs s'échelonnent de l'Ordovicien-Silurien au Jurassique, ceux du Damagaram-Mounio étant carbonifères. Karce et Vachette (1978) voient dans ces massifs le résultat du déplacement de la plaque Afrique vers le Nord en passant au-dessus d'un point chaud. Une autre hypothèse voit dans ces structures subvolcaniques les témoins d'une tentative d'ouverture du Nord au Sud dans une ancienne zone de faiblesse de l'écorce (Moreau, 1982).

2. LES TERRAINS SEDIMENTAIRES

2.1. Les dépôts paléozoïques

Ils sont limités aux régions septentrionales : bordure du Hoggar et de ses prolongements, Djado et Erdis (fig. 3). Ainsi entre le Hoggar et l'Aïr existe alors une plate-forme continentale, siège d'une sédimentation

surtout détritique, épicontinentale, deltaïque ou lagunaire, qu'interrompent des transgressions venues du Nord au Silurien, au Dévonien moyen et au Carbonifère supérieur (Jouliat, 1959). Chacune de ces transgressions déborde la précédente vers le Sud pour reposer directement sur le socle au fur et à mesure de l'enfoncement de la plate-forme. Le Carbonifère inférieur est remarquable par le caractère glaciaire et périglaciaire de certains dépôts (Valsardieu, 1971 ; El Hamet, 1983 ; Lang *et al.*, 1991 ; Yahaya, 1992). D'importantes minéralisations uranifères existent dans le Permo-Carbonifère (Bigotte et Obelliane, 1968). Le bassin du Djado s'étendait sur le Tibesti qui ne sera mis en relief qu'au Secondaire, et se poursuivait vers l'Est dans les Erdis et l'Ennedi (fig. 3). Ce bassin connaissait également une sédimentation à dominante détritique. Seul le Carbonifère supérieur y montre une sédimentation carbonatée de type marin franc (Greigert et Pognet, 1967). Les phases calédoniennes et hercyniennes se traduisent par une tectonique de socle, et les dépôts se moulent par des flexures plus ou moins faillées sur les horsts du socle, fragmenté selon les directions NS et EW héritées du Précambrien (Valsardieu, 1971 ; Clermonté *et al.*, 1991).

2.2. Le Continental Intercalaire

A partir du Westphalien les dépôts sont partout continentaux jusqu'à la transgression cénomano-turonienne : ils forment le Continental Intercalaire (Kilian, 1931). Le bassin du Djado est comblé. Par contre, à l'Ouest de l'Aïr, se développe progressivement, toujours vers le Sud, un bassin continental dont les dépôts fluviaux, palustres et lacustres (fig. 3) sont caractérisés par des bois silicifiés et de nombreux dinosauriens (Taquet, 1976). Des dépôts continentaux discordants sur le socle existent également en Centrafrique et au Nord-Cameroun; certains ont été datés du Crétacé inférieur (Mathieu, 1984). A la fin du Crétacé inférieur une phase de surrection entraîne une reprise générale de l'érosion, et des nappes de sable s'étalent depuis le Mali jusqu'au Tchad (Greigert et Pognet, 1967).

2.3. La transgression cénomaniennne

C'est au Cénomanienn inférieur que la mer apparaît dans le bassin de Bilma au Niger oriental (Faure, 1962). Son origine reste controversée. En effet, dans le bassin du Moyen-Niger la mer n'apparaît qu'au Cénomanienn supérieur et l'existence d'une liaison avec la Mésogée par le "détroit soudanais" ou "fossé de Gao" (fig. 3) n'est certaine qu'à partir du Sénonien supérieur (Furon, 1968; Bellion, 1987 ; Mathey *et al.*, 1991). L'existence d'un

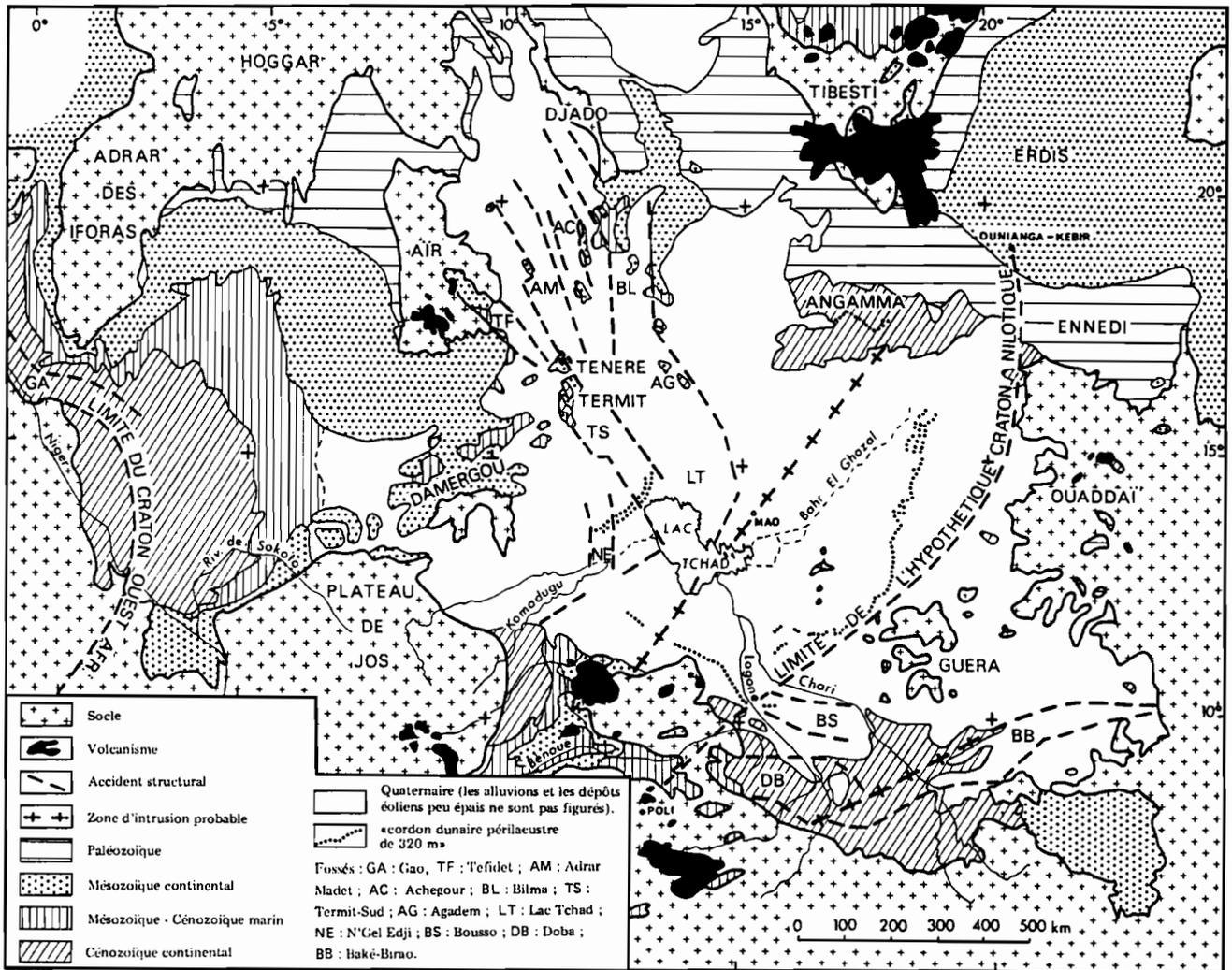


Fig. 3. Cadre géologique et structural, d'après Greigert et Pougnet (1966), Louis (1970), Pouclet et Durand (1983).

passage entre le Hoggar et le Tibesti reste une hypothèse (Faure, 1962). Par contre, la géophysique a mis en évidence une liaison entre le bassin de Bilma et celui de la Bénoué (fig. 3) et donc avec l'Atlantique, par l'intermédiaire d'un fossé passant sous le lac Tchad (Louis, 1970; Cratchley *et al.*, 1984). Mais l'âge de cette liaison est encore indéterminé. Enfin, la solution avancée par Reyment (1984) qui attribue aux dépôts du bassin de Bilma un âge cénoomanien supérieur, ne repose sur aucune observation nouvelle depuis les travaux de Faure (1962). D'une manière générale les dépôts marins enregistrent alors des phénomènes tectoniques. Le Cénomano-turonien du bassin oriental du Moyen-Niger est légèrement ondulé et faillé (Greigert et Pougnet, 1967). Le fossé de Gao orienté NW-SE parallèlement au fleuve Niger, avec plus de 400 km de long pour 35 km de large, contiendrait plus de 1000 m de sédiments (Radier, 1959). Au Niger oriental on reconnaît plusieurs fossés divergeant depuis le lac Tchad vers le NW (Faure, 1962; Louis, 1970; Pouclet et Durand, 1983; et fig. 3). Ils contiennent d'épais dépôts marins créacés

(jusqu'à 15000 m de dépôts avec le Cénozoïque continental, selon Genik, 1991). Par contre au Tchad méridional, des fossés orientés approximativement EW et probablement liés au fossé de la Bénoué (fig. 3), contiennent surtout des dépôts continentaux (jusqu'à 7500 m pour le fossé de Doba). Tous ces fossés résultent probablement de la réactivation au Crétacé de structures précambriennes du socle, en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique (Cratchley *et al.*, 1984). Les mouvements tectoniques expliqueraient donc les oscillations du rivage marin et les intercalations de dépôts continentaux. Ces dernières sont d'autant plus fréquentes que l'on se rapproche des continents : bouclier touareg au Nord, continent djado-tchadien qui occupe la majeure partie du Tchad à l'Est (Faure, 1962), socle du Bénin-Nigéria et du Damagaram-Mounio vers le Sud. Le socle est soumis à une altération notable et il s'y accumule d'importants dépôts détritiques connus sous le nom de "Continental hamadien". Ce sont les équivalents continentaux des dépôts marins postérieurs à la transgression cénoomanienne (Kilian, 1931; Greigert, 1963).

2.4. La fin des dépôts marins

Au Sénonien inférieur on note au Niger oriental une tendance à la régression. C'est l'indice précurseur des grands mouvements tectoniques qui vont modifier la paléogéographie à la fin du Crétacé. On assiste alors à la surrection du Ténére et de l'Aïr, ce qui ferme le seuil du Damergou (fig. 3). Les dépôts marins disparaissent à l'Est de ce seuil (Faure, 1962). Seul subsiste le golfe du Niger occidental relié à la Mésogée par le détroit soudanais, qui connaît deux transgressions. La première va du Campanien terminal au Maestrichtien inférieur ; la seconde débute au Maestrichtien terminal, puis après une petite régression au Paléocène inférieur, connaît son maximum d'extension vers le Sud au Paléocène supérieur (Dubois et Lang, 1981 ; Boudouresque *et al.*, 1982 ; Bellion, 1987 ; Dikouma, 1990). La sédimentation est alors biochimique et témoigne d'une mer chaude et peu profonde, entourée de continents couverts de forêts denses (Boudouresque, 1980 ; Alzouma, 1982). L'altération agit profondément sur le socle. Dans le bassin du Tchad, le Crétacé peut être affecté sur près de 50 m (Faure, 1962).

2.5. Le Continental terminal et le Quaternaire

A l'Yprésien des événements géodynamiques de faible amplitude isolent le Niger occidental du domaine océanique. Désormais les dépôts sont partout continentaux. On désigne par le terme "Continental terminal" les dépôts continentaux postérieurs à l'Eocène moyen et antérieurs au Quaternaire (Kilian, 1931 ; Lang *et al.*, 1986 et 1990). Au Sud-Ouest du bassin du Moyen-Niger se développent alors d'immenses lacs. Ces dépôts sont encore une fois transgressifs vers le Sud, sur le socle de la vallée du Niger et sur le Continental hamadien. Ils contiennent de nombreux niveaux oolithiques ferrugineux rappelant ceux qui se sont formés dans le lac Tchad au cours du dernier millénaire (Dupont et Lemoalle, 1972 ; Mathieu, 1978 ; Dubois, 1979). Les dépôts du Continental terminal atteignent leur maximum d'épaisseur dans le bassin du Tchad : jusqu'à 3000 m avec le Quaternaire dans le fossé de Tefidet-Termit (Mathieu, 1984). Ils affleurent pourtant moins largement : quelques lambeaux à Termit, à Agadem et sur les contreforts du Ouaddaï ; ils sont mieux représentés dans la région de l'Angamma et surtout au Sud où ils sont transgressifs sur le socle, depuis le Nigeria jusqu'en Centrafrique (fig. 3). En dehors de ces dernières régions

méridionales, les affleurements du Continental terminal dans le bassin du Tchad sont liés à des phénomènes tectoniques soulignés par du volcanisme à Termit et au Tibesti (fig. 3). La majeure partie du Continental terminal dans ce bassin est en effet inaccessible, enfouie sous les épais dépôts quaternaires du centre de la cuvette (Servant, 1973). Les traits majeurs des deux bassins étudiés sont marqués dès cette époque et iront en s'accroissant au Quaternaire : à l'Ouest, un bassin exoréique vers l'Atlantique, avec une érosion importante ; à l'Est, une accumulation sédimentaire très importante dans un bassin endoréique. Nous détaillerons les principaux traits du Quaternaire à propos de la mise en place des sables éoliens.

3. STRUCTURES ET VOLCANISME

Il n'est pas dans notre intention de discuter ici des phénomènes tectoniques pour lesquels on se reportera aux synthèses récentes de Bellion (1987) et Guiraud *et al.* (1987). Nous ne traiterons avec plus de précision que les phénomènes néotectoniques dans la dernière partie. Rappelons néanmoins les principaux traits structuraux tels qu'ils se dégagent des deux paragraphes précédents. Nous avons ainsi noté une migration permanente des aires de sédimentation vers le Sud, tant dans le bassin du Moyen-Niger que dans celui du Tchad, ce que Faure (1962) explique par l'existence d'une "onde épirogénique". Au schéma simple du mouvement souple de l'onde épirogénique viendraient se superposer des ruptures de failles avec formation de fossés où la sédimentation serait plus permanente (Faure, 1962). L'importance des structures cassantes ressort en effet également du paragraphe précédent. Nous avons noté des structures précambriennes, surtout N-S, qui ont joué à de nombreuses reprises. Notons aussi les structures NW-SE et NE-SW, qui sont peut-être apparues également au Précambrien, mais dont l'activité majeure semble liée à l'ouverture de l'Atlantique (Furon, 1968 ; Louis, 1970 ; Cratchley *et al.*, 1984). Ces structures ont une importance particulière dans le bassin du lac Tchad. Ce dernier se trouve en effet à l'intersection de deux accidents majeurs : l'un NE-SW va de l'Atlantique au Tibesti, l'autre NW-SE va de l'Aïr au lac Tchad en passant par Termit (Furon, 1968). Ces deux accidents sont soulignés par un volcanisme important (fig. 3), encore actif aujourd'hui pour le premier (Vincent, 1963 ; Deruelle *et al.*, 1983). De même l'accident N-S, Aïr-Nigeria, est souligné par du volcanisme récent (Karche, 1979 ; Morel, 1985).

CADRE CLIMATIQUE

L'étude paléoclimatique passe au préalable par la compréhension des mécanismes actuels. Pour cela, je m'appuierai notamment sur les travaux de Dhonneur (1974), Fontaine (1989), Leroux (1975, 1980), Nicholson (1982) et Pedelaborde (1976). On trouvera une bibliographie pour la zone étudiée dans Leroux (1980), Maley (1981), Janicot et Fontaine (1993).

1. LES GRANDS DOMAINES CLIMATIQUES

Par sa position géographique, l'Afrique appartient presque entièrement au domaine tropical. Seules ses bordures septentrionales et méridionales subissent des influences tempérées pendant l'hiver (fig.4.c). De plus la masse continentale de l'Eurasie a une influence thermique prépondérante sur l'Afrique septentrionale, elle-même de forme massive. Par contre la partie méridionale, plus effilée, est soumise à une plus grande influence océanique. Mais d'une façon générale, il n'existe pas de relief côtier important capable de former une barrière méridienne, comparable à la cordillère des Andes par exemple, et le continent est largement ouvert aux circulations atmosphériques provenant des océans. Compte tenu de la répartition des masses d'air et de leur dynamique (fig. 4.a-c), Leroux (1975) définit en Afrique nord-équatoriale les domaines suivants :

- **Le domaine de l'air polaire**, ou domaine méditerranéen (fig. 4.d, Ia). Il subit en hiver l'intervention directe de l'air polaire qui entraîne un abaissement notable des températures et provoque des pluies, généralement courtes, mais intenses. Les étés y sont chauds et secs.

- **Le domaine de l'alizé continental** (fig. 4.d, II). Il correspond au Sahara qui subit toute l'année l'action de l'alizé continental subsident, de direction initiale N ou NE. Initialement froid et humide, l'alizé continental se transforme rapidement en un vent chaud, très sec et instable et fréquemment chargé de poussières : l'Harmattan. Au Sahara, l'amplitude thermique annuelle est considérable. Les précipitations, rares et irrégulières, sont liées soit aux invasions d'air polaire, soit à l'extrême montée de la mousson atlantique.

- **Le domaine de la mousson atlantique** (fig. 4.d, IV). En Afrique occidentale, la mousson n'affecte en permanence que le littoral. Ce dernier connaît des précipitations abondantes et constantes, sans véritable saison sèche. L'amplitude thermique y est faible. En été la zone de forte pluviosité remonte jusque vers 12°N et la pluviosité diminue sur la côte. Au Nord de la zone littorale alternent donc saison sèche et saison des pluies,

dont la durée et l'ampleur vont en diminuant en s'éloignant du littoral alors que l'amplitude thermique va en augmentant.

2. PLUVIOMETRIE

2.1. Introduction

Outre l'origine des pluies, il convient de bien préciser la qualité, le rythme et la qualité des apports pluviométriques. Ainsi, par exemple, 600 mm/an de précipitations réparties sur deux mois n'auront pas les mêmes effets sur l'érosion et la sédimentation que 600 mm répartis sur 6 mois. De même des pluies fines n'auront pas le même effet que des pluies orageuses à grosses gouttes. Sans négliger les autres facteurs climatiques, et notamment la température dans la mesure où elle intervient dans l'évaporation et par conséquent dans le cycle de l'eau, nous attacherons donc une importance particulière à la répartition de l'eau, d'autant plus qu'elle est le facteur climatique le plus accessible en géologie (Tardy, 1986).

2.2. L'importance des ondes d'Est

Pour Leroux (1980, 1986), de la même façon que les perturbations de la zone tempérée sont expliquées par la confrontation de l'air tropical et de l'air polaire au niveau du Front Polaire, on doit envisager l'action inverse et réciproque de l'air polaire en zone tropicale, nécessaire à une symétrie des échanges. Ce sont ces échanges qui provoqueraient la formation des ondes d'Est, phénomène climatologique majeur de la zone intertropicale. Pour Leroux (1980) les ondes d'Est résultent d'injections d'air polaire vers l'équateur (fig. 5). Ces injections se font au moyen de noyaux anticycloniques mobiles d'air polaire (HK, fig. 5) qui s'écoulent généralement sur les bordures orientales des anticyclones permanents de la zone tropicale (HW, fig. 5). L'expulsion et la progression régulière de ces noyaux d'Est en Ouest, provoquent des variations dans le champ de pression : **une onde d'Est résulte du déplacement d'une zone de basse pression entre deux noyaux anticycloniques mobiles** (ligne de pulsation, fig. 5). Autrement dit, une onde d'Est n'existe pas par elle-même, elle est seulement la manifestation dans le champ de pression d'un phénomène d'origine thermique. On note une injection froide importante en moyenne tous les 5 jours (Leroux, 1980). La réponse à ce phénomène variera essentiellement selon la puissance de la pénétration de l'air polaire, de sa trajectoire et des structures climatiques rencontrées dans la zone tropicale. Leroux (1980) distingue ainsi, par ordre d'importance, **les manifestations polaires directes et**

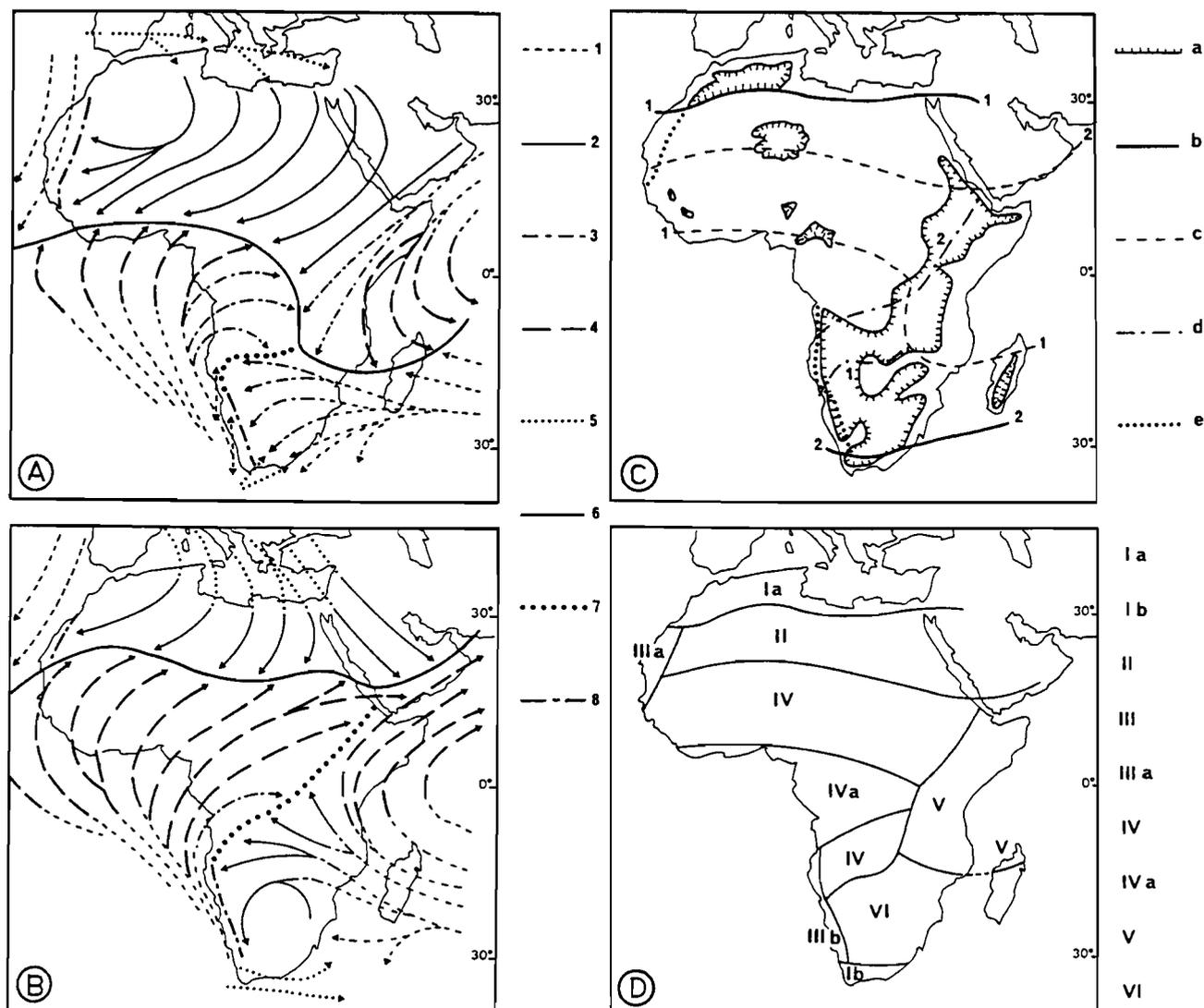


Fig. 4. Les vents et discontinuités sur l'Afrique en janvier-février (A) et en juillet-août (B), et les grands domaines climatiques (D) déduits des facteurs dynamiques (C), d'après Leroux (1975).

A et B: Le FIT (Front Inter-Tropical), qui constitue l'équateur météorologique, est accompagné par les précipitations les plus intenses. La Confluence Inter-Océanique ou CIO, marque la limite des influences de l'Atlantique et de l'Océan Indien. Elle peut être le siège de précipitations lorsque les deux masses d'air confluentes sont humides. Les Fronts des Alizés ou FAL peuvent être parfois le siège de faibles précipitations. 1 : alizés maritimes ; 2 : alizés continentaux ; 3 : alizés maritimes continentalisés et alizés déviés ; 4 : moussons ; 5 : air froid et humide ; 6 : FIT ; 7 : CIO ; 8 : FAL.

C : a : isohypse 1000m très schématisée ; b : limite de pénétration moyenne du Front Polaire en janvier (1) et en juillet (2) ; c : position moyenne de la trace au sol du FIT en janvier (1) et en juillet (2) ; d : position moyenne de la trace au sol de la CIO ; e : position moyenne de la trace au sol du FAL.

D : Ia : domaine de l'air polaire boréal direct (domaine méditerranéen) ; Ib : domaine de l'air polaire austral direct ; II : domaine de l'alizé continental (Sahara) ; III : domaine de l'alizé maritime ; IIIa : désert côtier "froid" ; IV : domaine de la mousson atlantique ; IVa : domaine de la mousson permanente ; V : domaine des moussons d'Afrique orientale ; VI : domaine de l'alizé de l'Océan Indien.

dérivées, dont résulteraient les pluies d'hiver, l'opposition directe de l'air polaire et de la circulation de mousson, dont résulteraient les lignes de grains, les effets conjoints des pénétrations australes et boréales au niveau de l'équateur météorologique actif (ZCIT), et enfin les cyclones dans la genèse desquels les intrusions polaires joueraient encore un rôle déterminant (fig. 5).

Leroux (1980) accorde donc la prépondérance aux phénomènes méridiens et à l'action de l'air polaire en zone intertropicale. Ses hypothèses sont la base théorique des interprétations paléoclimatiques que nous entendons discuter (Servant, 1973 ; Rognon, 1976 et 1987 ; Maley, 1981). On notera cependant que cette présentation est extrêmement simplificatrice et peut devenir parfois abusive (Janicot et Fontaine, 1993).

Ainsi, pour Cadet et Guillot (1991) les ondes d'Est sont liées à l'instabilité du champ de pression provoquée par l'aérojet africain d'Est.

2.3. Les types de pluie, d'après Leroux (1975 et 1980)

a) **Les pluies d'hiver.** Les intrusions polaires se produisent toute l'année, mais en été l'extension de la mousson atlantique vers le Nord modifie leurs effets (cf. la description des "lignes de grains" ci-après). En période "hivernale" (soit d'octobre-novembre à avril-mai), tant que la barrière des hautes pressions tropicales n'est pas largement ouverte, l'anticyclone mobile ne rencontre devant lui que l'Harmattan qui est sec. Les apports méditerranéens sont faibles et ceux de la mousson atlantique également en raison de sa position méridionale (fig. 4.a). L'anticyclone mobile polaire agit alors sur le matériel qu'il trouve devant lui, c'est-à-dire essentiellement du sable, et va ainsi former des lithométéores ou suspensions solides (fig. 6, zone A) : vents de sable et "brumes-sèches".

Il arrive qu'une intrusion polaire plus forte que les autres soit capable de modifier la structure des hautes pressions tropicales dans les couches moyennes. On assiste alors à une "invasion polaire" qui peut être responsable de pluies inhabituelles ("pluies des mangues" ou "petit hivernage"). L'air chaud et humide de mousson remonte le thalweg d'altitude (fig. 5) et vient

se mélanger à l'air froid. Il est ainsi refroidi et un système nuageux apparaît, formant une "perturbation d'altitude" (Drochon, 1971). A l'avant du thalweg se forme un aérojet de SW dont la vitesse s'accroît avec l'altitude et qui entraîne la perturbation vers le Nord-Est. Lors du passage de la perturbation les températures au sol sont fortement abaissées, soit par le contact direct de l'air polaire, soit par l'écran nuageux qui réduit l'insolation et par l'évaporation de la pluie dans les basses couches. En effet, dans la plupart des cas la couche humide se trouve placée au-dessus d'une circulation d'air sec et les précipitations sont évaporées avant d'atteindre le sol. Seules celles provenant de perturbations puissantes peuvent y parvenir après avoir humidifié la couche inférieure. On assiste alors à des pluies ininterrompues et non orageuses ; le ciel est uniformément couvert et les températures sont fraîches. La pluie tombe régulièrement, non perturbée par des rafales de vent, semblable à une pluie dans la zone tempérée. L'importance des précipitations est fonction des quantités d'air humide mises en jeu. Plus l'invasion polaire pénètre vers le Sud où la mousson est plus épaisse et plus les pluies peuvent être fortes : 50 mm vers 10°N au Tchad en mars 1963 (Dorize, 1974). Mais elles sont généralement très faibles.

b) **Les lignes de grains.** Elles débutent comme des orages isolés. Une convection thermique ou orographique, ou encore une pulsation de l'alizé austral peuvent

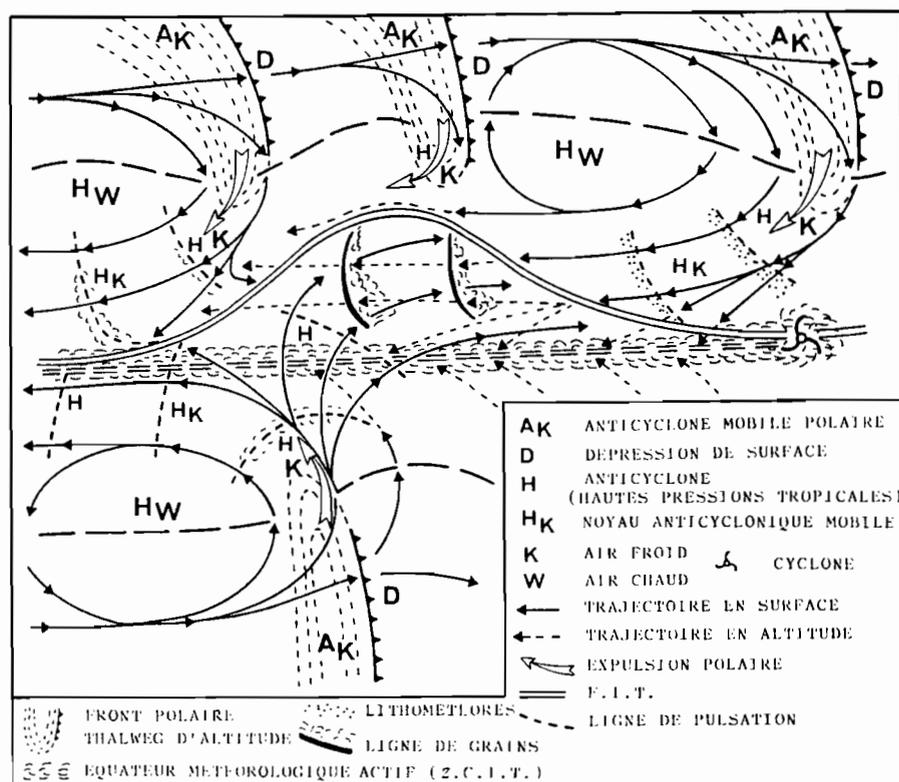


Fig. 5. Schéma du processus général de formation des perturbations sur l'Afrique tropicale, en liaison avec les manifestations polaires (in Leroux, 1980).

intervenir. Mais le facteur déterminant, selon Leroux (1980), est l'affrontement de deux masses d'air, la **ligne de grains pouvant être assimilée à un front froid**. Une onde d'Est provoque une ondulation du FIT ou amplifie une ondulation déjà existante, et introduit de l'air plus frais, venant du Nord, dans la mousson qui est déjà réchauffée par son trajet sur le continent (fig. 5). Le noyau anticyclonique mobile (qui s'est détaché d'un anticyclone mobile polaire, fig. 5) ne provoque d'abord que des lithométéores, puis lorsqu'il rencontre la mousson, il se forme un cumulonimbus ou nuage à fort développement vertical (fig. 6). D'autres cumulonimbus se forment ensuite sur les flancs du premier selon un **alignement N-S** qui peut atteindre 500 voire 1000 km. Cet alignement résulte d'une tentative de débordement latéral du front froid par chacun des deux flux opposés. Le cumulonimbus se développe avec l'air chaud et humide de la mousson qui monte ainsi dans la troposphère. Lorsque le cumulonimbus atteint sa maturité, le flux d'Est est dévié vers le bas ce qui contribue à l'entretien du nuage par le soulèvement de la mousson, et à son déplacement vers l'Ouest (fig. 5). Précédés par des tornades pouvant dépasser 80 km/h, les cumulonimbus se déplacent vers l'avant en raison de leur régénération perpétuelle, tandis qu'ils se résorbent à l'arrière au niveau des couches moyennes après avoir épuisé leur potentiel de pluie. Le phénomène se poursuit tant que le courant ascendant soutient la masse d'eau des nuages. Mais si le flux d'Est s'affaiblit, il se produit une

forte averse et les nuages disparaissent. **Les pluies liées aux lignes de grains ont donc un caractère orageux dominant** (c'est-à-dire brutal et irrégulier). Notons que le passage d'une ligne de grains provoque une forte baisse de température, de 10°C en moyenne mais jusqu'à 22°C mesurés au Tchad selon Dhonneur (1974). Les pluies liées aux lignes de grains représentent plus des trois quarts de la pluviométrie dans la zone étudiée.

Il existe des zones privilégiées pour la naissance et la disparition des lignes de grains. Outre le rôle joué par les reliefs, **il semble que le rôle des aérojets d'Est (fig. 6) soit aussi important** (Cadet et Guillot, 1991). En effet, des phénomènes de décélération ou d'accélération de l'aérojet africain d'Est provoquent de la subsidence forcée ou de la convection dynamique qui s'additionnera à l'action de l'aérojet tropical d'Est. Ces phénomènes sont localisés précisément sur les régions d'affaiblissement ou de naissance des lignes de grains. Dans la zone étudiée (fig. 2), les lignes de grains naissent dans le secteur du Jebel Marra et entre Sokoto au Nigeria et Niamey au Niger occidental ; la région de Zinder est au contraire une zone d'affaiblissement.

c) Les pluies de mousson. Ce sont des perturbations quasi-stationnaires ou zonales liées à l'équateur météorologique actif (ZCIT). Elles ont une extension Est-Ouest. Peu étendues en latitude (200 à 300 km), elles peuvent concerner en longitude toute l'Afrique occidentale (soit 2000 à 3000 km). **Les précipitations ne sont pas orageuses ; elles sont généralement**

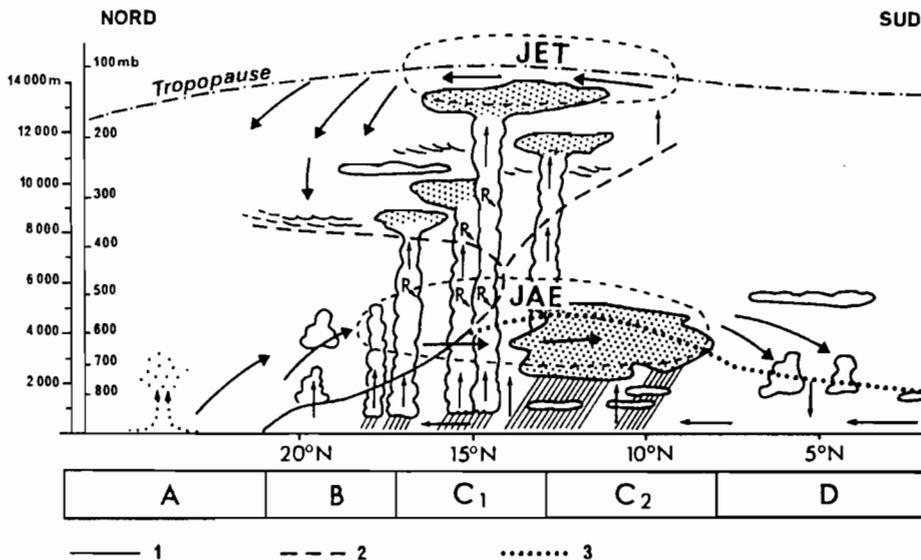


Fig. 6. Schéma de la circulation dans la troposphère en août au-dessus de l'Afrique, vers le méridien 0°, d'après Dettwiller (1965), Burpee (1972), Dhonneur (1974) et Leroux (1975).

1 : FIT ; 2 : limite inférieure de l'air équatorial d'altitude ; 3 : limite supérieure de la mousson ; A : lithométéores ; B : orages isolés ; C1 : lignes de grains ; C2 : pluies continues ; D : pluies faibles ou bruines. Les flèches schématisent les flux et en particulier les mouvements de convection et de subsidence. Ainsi, l'aérojet africain d'Est (JAE) induit une subsidence forcée au Sud de son axe, ce qui correspond à la zone D qui ne connaît que des pluies réduites. Par contre, il provoque de la convection au Nord de son axe, sur la zone C. Cette action est relayée en altitude par l'aérojet tropical d'Est (JET).

continues et abondantes, beaucoup moins intenses que celles des lignes de grains. Leur développement parallèlement à la trace au sol du FIT permet d'envisager l'hypothèse de leur formation en liaison avec la convergence des alizés (Dhonneur, 1974). Plus précisément, Leroux (1980, p. 440) montre que *"au niveau de la ZCIT règnent les conditions optimales de la pluviogénèse : l'Equateur météorologique y représente tout à la fois, l'axe des Basses Pressions Intertropicales, l'axe de confluence des circulations issues des deux hémisphères, l'axe vers lequel s'annulent les mouvements subsidents, et l'axe de concentration de la vapeur d'eau. Les conditions, dynamiques et énergétiques, les plus favorables sont donc réunies pour que se développent sans entrave les mouvements ascendants"*.

2.4. Répartition des apports dans l'espace

On peut assimiler la limite entre Sahara et Sahel à une pluviométrie annuelle de 100 mm environ. De même, on peut définir la zone sahéenne par une pluviométrie comprise entre 100 à 400 mm/an et une saison des pluies de 1 à 3 mois ; la zone sahelo-soudanienne a une pluviométrie de 400 à 700 mm/an et une saison des pluies de 4 mois environ ; la zone soudanienne a une pluviométrie de 700 à 1000 mm/an et une saison des pluies de 5 à 6 mois ; la zone soudano-guinéenne a une pluviométrie de 1000 à 1500 ou même 1700 mm/an et une saison des pluies de 7 à 8 mois. La

carte des isohyètes utilisée ici (fig. 7) a été établie par Leroux (1980) pour la période 1931-1970. Elle n'est donc pas représentative de la période aride postérieure à 1970.

2.5. Répartition des apports saisonniers

Au Sahel, la pluviosité est concentrée sur une partie de l'année. Il s'agit de régimes pluviométriques unimodaux avec un maximum en été, généralement en août. Du Nord au Sud, parallèlement à l'augmentation en intensité de la pluviosité, la durée de la saison des pluies augmente et l'ETP diminue (fig. 8 et 9). Vers l'équateur la pluviosité est régulièrement répartie dans l'année et le maximum se remarque peu (Bangui, fig. 8). Au Sud de l'équateur on enregistre à nouveau un régime unimodal, mais avec un maximum en hiver (Brazzaville, fig. 8). Au Sahara, nous avons vu que les pluies sont liées soit aux avancées de la mousson vers le Nord en été, soit aux descentes d'air polaire vers le Sud en hiver. Mais ces apports sont si minimes qu'il est difficile de parler d'un régime bimodal (Iferouane, fig. 8).

2.6. Répartition des apports journaliers

Le nombre de jours de pluie varie dans de fortes proportions. Cette variation n'est pas forcément liée à la quantité d'eau. Par exemple, à Dedougou (12°28'N) au

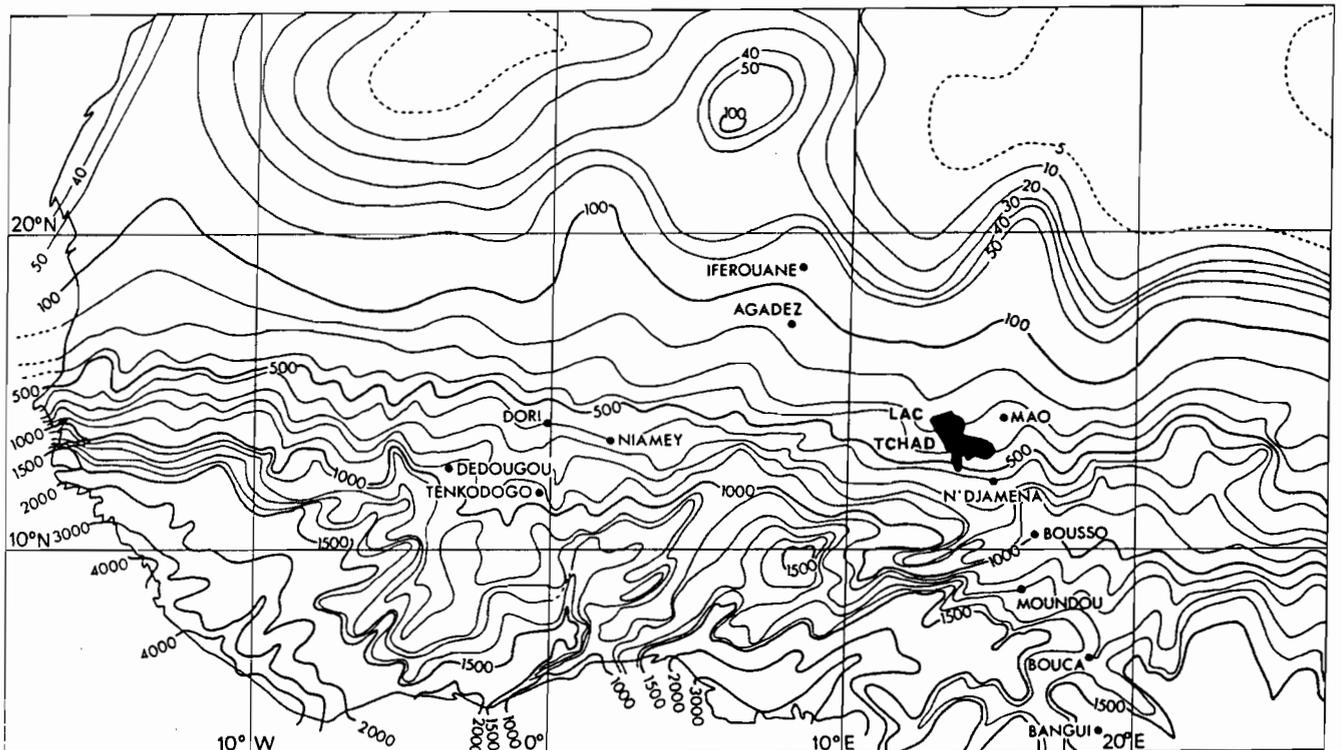


Fig. 7. Précipitations moyennes annuelles (isohyètes en mm) de 1931 à 1970, d'après Leroux (1980).

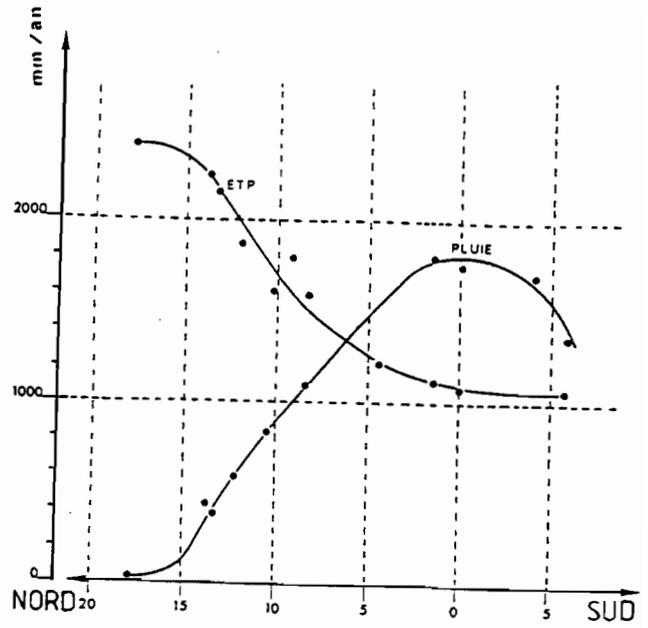
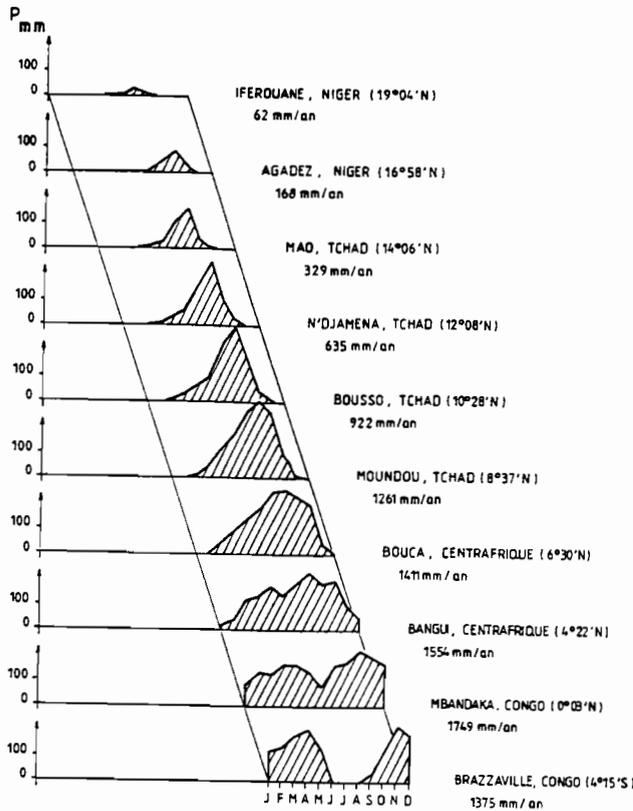


Fig. 9. Variations comparées de l'ETP (évapotranspiration potentielle) et de P (pluviométrie), en moyennes annuelles, selon la latitude, d'après Riou (1975).

Fig. 8. Répartition de la pluviométrie mensuelle selon la latitude, d'après Riou (1975) et Morel (1985).

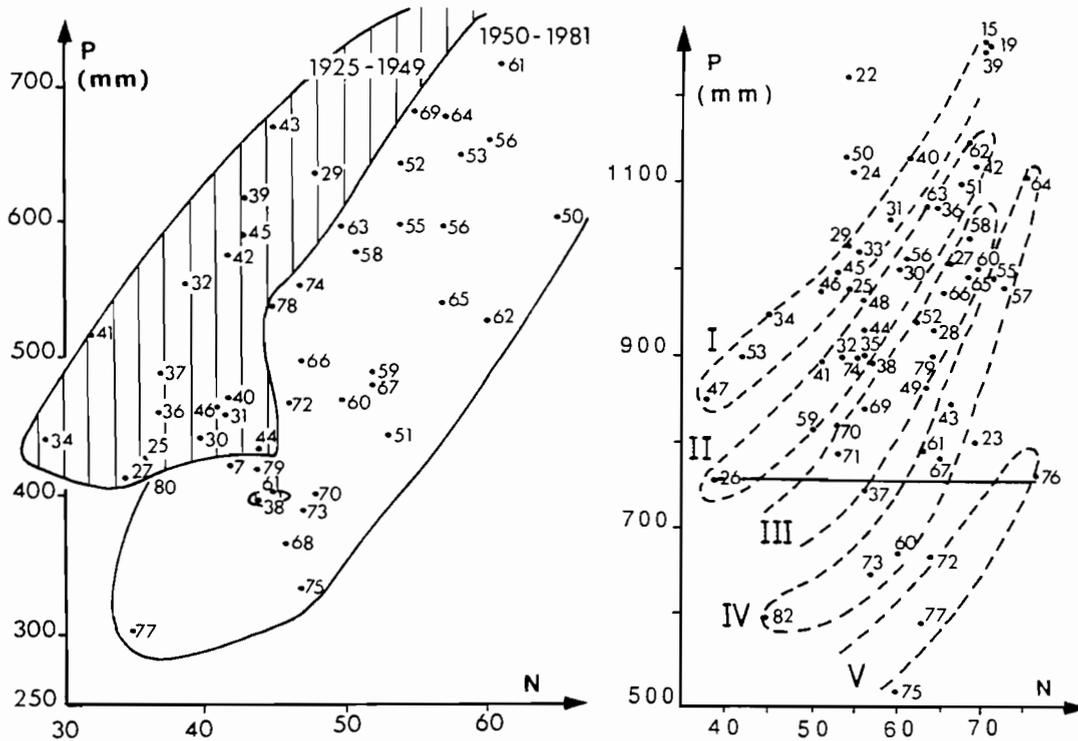


Fig. 10. Distribution de la pluviométrie annuelle (P) au Burkina-Faso par rapport au nombre de jours de pluie (N), d'après Carbonnel (1985).

A Dori (14°02'N et fig. 7) on distingue nettement une augmentation du nombre de jours de pluie après 1950 (A). A Dedougou (12°28'N et fig. 7) le même phénomène est analysé avec plus de précisions (B). Ainsi, à pluviométrie constante, par exemple 750 mm/an, on passe de 39 à 76 jours de pluie entre 1926 (classe II) et 1976 (classe V).

Burkina-Faso (fig. 7), Carbonnel (1985) observe que pour une même quantité de pluie (750 mm/an environ), le nombre de jours de pluie varie de 38 à 75 pour respectivement 1926 et 1976 (fig. 10). D'une façon générale on peut considérer que depuis 60 ans le climat du Sahel a varié avec une diminution de la pluviométrie, mais une augmentation du nombre de jours de pluie (fig. 10). Carbonnel (1985) constate également, "en moyenne", une **diminution de la quantité d'eau déversée par jour de pluie**, voire par pluie puisqu'il ne pleut le plus souvent qu'une fois par jour. Les variations du nombre d'averses et de la quantité d'eau déversée par chacune auront une influence sur l'érosion.

2.7. Analyse quantitative des averses

Une analyse très détaillée de la pluviométrie au Burkina-Faso a permis à Carbonnel (1985) de distinguer trois types d'averses : P1 inférieures à 20 mm, P2 comprises entre 20 et 40 mm et P3 supérieures à 40 mm. Sur la période considérée, soit 60 ans entre 1922 et 1982, les **averses inférieures à 20 mm sont relativement stables**. Elles constituent un "bruit de fond", ou une constante de la pluviométrie totale. Par contre, Carbonnel constate également une **forte diminution des pluies supérieures à 40 mm** qui tendraient même à disparaître. Ces changements dans la répartition des différentes catégories d'averses seraient remarquables surtout au Nord de l'isohyète 500 mm, c'est-à-dire dans la zone sahélienne. Carbonnel et Hubert (1985) en déduisent que la baisse récente de la pluviométrie est liée à une **diminution des pluies provenant des lignes de grains**, "normalement" responsables de 80% des pluies sur la zone sahélienne (Omotosho, 1985).

2.8. Analyse qualitative des averses.

a) Formation des gouttes. D'un point de vue général un nuage se forme lorsqu'une masse d'air humide s'élève sans échange thermique avec l'air qui l'entoure. La pression diminuant avec l'altitude, l'air se refroidit ($PV/T = \text{constante}$) et la vapeur d'eau se condense autour des poussières. Cette condensation ne produit que de très fines gouttelettes d'eau (diamètre $< 10 \mu\text{m}$). Par leur faible poids, elles échappent à la pesanteur et restent en suspension formant ainsi un nuage. Les gouttes de pluie se formeront par la coalescence des gouttelettes lors de collisions entre elles. Ces collisions sont favorisées par des circulations ascendantes qui conditionnent la taille finale des gouttes.

b) Formation des nuages. Dans la zone inter-tropicale on distingue essentiellement deux types de nuages. Les **nuages cumuliformes** présentent de grands développements verticaux pouvant atteindre la

tropopause (fig. 6). Les courants ascendants y sont très rapides, avec des vitesses de 1,5 à 4 m/s à la base pour 30 m/s dans la partie moyenne (Dhonneur, 1974). Au contraire, les **nuages stratiformes** sont beaucoup moins épais. Ils ont de faibles vitesses ascensionnelles qui sont compensées en partie par un temps de formation plus long. Mais les gouttes de pluies y restent néanmoins inférieures en taille à celles des nuages cumuliformes. Ces deux types de nuages correspondent aux deux principaux types de perturbations de l'Afrique nord-équatoriale: les **lignes de grains pour les nuages cumuliformes** et les **perturbations quasi-stationnaires pour les nuages stratiformes**. Ces deux types s'excluent mutuellement (fig. 6 et Tschirhart, 1959).

c) Différents types de pluie. En Afrique, Barat (1957) distingue **des pluies homogènes stables et des pluies hétérogènes instables**. Les premières, liées aux perturbations quasi-stationnaires, ont de petites gouttes ($\varnothing < 2 \text{ mm}$). Elles tombent lentement, régulièrement et pendant des durées très longues. Ce sont des pluies installées, du type des pluies de mousson. Les secondes ont des gouttes de diamètres très hétérogènes mais toujours plus grands que les premières (de 2 à 7 mm). Ce sont des pluies orageuses, variables en durée et en intensité, liées aux lignes de grains.

d) Ces deux types de pluie se traduiront différemment par leur action sur le sol (Barat, 1957 ; Maley, 1981). Les "pluies de mousson", fines et homogènes, peuvent soit s'infiltrer immédiatement, soit s'infiltrer avec un certain retard après un début de ruissellement, mais sans provoquer d'érosion. Ce ruissellement pelliculaire ne s'accompagnera donc que du dépôt de particules fines. La quasi-totalité de l'eau s'infiltrant rapidement échappera à l'évaporation. Stockée dans le sol, elle gagnera lentement les points bas des thalwegs où elle ressortira avec un écoulement à peu près constant toute l'année. Par contre, les pluies hétérogènes à grosses gouttes des lignes de grains ont une action érosive importante. Le ruissellement est intense et provoque des écoulements linéaires avec d'importants déplacements de sédiments grossiers. L'infiltration étant faible, et par conséquent les réserves du sol très réduites, les écoulements sont temporaires.

3. L'ARIDITE DU SAHARA ET DU SAHEL

3.1. Aridité et sécheresse, aridification et désertification

La caractéristique essentielle de la zone étudiée c'est que l'eau y est rare, voire absente. **L'aridité est un fait climatique qui concerne des zones relativement stables à l'échelle humaine**. Elle se caractérise par des précipitations faibles (au plus quelques centaines de

mm/an) et nettement inférieures à l'évaporation potentielle annuelle. Il tombe sur ces zones arides de 10 à 20 fois moins d'eau qu'il pourrait s'en évaporer (fig. 9 et Riou, 1975). L'aridité a donc des conséquences structurelles directes sur les ressources en eau des zones concernées. L'aridité tend vers un état absolu : l'absence totale d'eau.

Par contre, la sécheresse désigne un état relatif par rapport à un autre. La sécheresse est une situation conjoncturelle plus ou moins momentanée ou prolongée, et pouvant survenir dans toutes les zones climatiques, même les plus humides. On parlera de la sécheresse affectant une année ou une région par rapport aux autres, en désignant une baisse dans les apports en eau par rapport à une situation moyenne ou "normale". La sécheresse est donc définie de façon conventionnelle et fréquentielle en termes d'intensité et de durée de l'écart par rapport à la référence (Margat, 1985).

Le désert est d'abord un concept biogéographique qui désigne une région inhabitée. Il se définit donc par rapport à l'Homme, et sa limite, difficilement mesurable en termes physiques, est très discutée depuis longtemps (Chudeau, 1908). Désertique n'est pas synonyme d'aride (il y a des déserts froids et humides) et on ne doit pas confondre désertification et aridification. La désertification est avant tout la conséquence d'activités humaines qui rompent les fragiles équilibres du milieu en bordure du désert. Si la sécheresse contribue à accélérer ces processus, elle n'en est pas le moteur. Par contre, l'aridification traduit un changement structurel et non conjoncturel du climat.

3.2. L'aridité structurelle du Sahara et de sa bordure sahélienne, d'après Pédelaborde (1976)

a) **L'aridité des ceintures de haute pression subtropicale.** Le Sahara fait partie de la ceinture des hautes pressions subtropicales de l'hémisphère nord, entre les 20^e et 30^e parallèles, où règne l'aridité. En effet, dans chaque hémisphère ces zones sont affectées par de l'air subsident provenant des courants de retour convergents des cellules de Hadley et de Ferrel (fig. 11). Ce mouvement subsident provoque la compression de l'air et donc son échauffement ("effet de foehn"). L'aridité de ces zones provient donc essentiellement du fait qu'elles sont soumises à des circulations d'air subsident chaud et sec. Pourtant, si on compare avec d'autres déserts tropicaux, comme celui d'Australie par exemple, on se rend compte que le Sahara constitue une zone anormalement aride. Les précipitations n'y dépassent pas 50 mm/an, alors qu'elles atteignent ailleurs 100, voire plus de 200 mm/an. D'autres facteurs, particuliers au Sahara, interviennent donc.

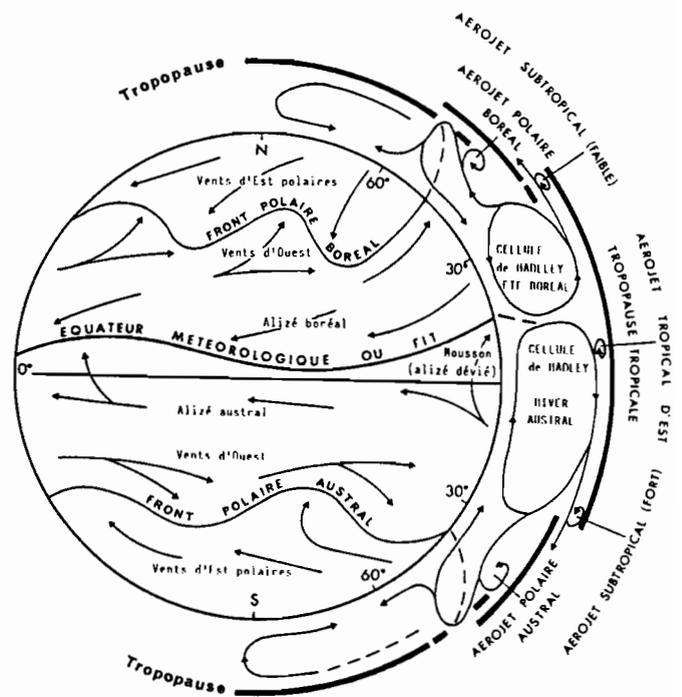


Fig. 11. Vents au sol et coupe schématique de la troposphère pendant l'été boréal, tenant compte de la position des aérojets et des fronts, d'après Dhonneur (1985).

b) **Un renforcement des hautes pressions lié à l'aérojet subtropical d'Ouest.** Les hautes pressions au sol, importantes en hiver sur l'Afrique du Nord se retirent à l'Ouest, vers l'Atlantique, en été. Mais ces hautes pressions demeurent en altitude toute l'année. Ce phénomène est lié au passage de l'aérojet subtropical d'Ouest sur le Nord de l'Afrique (fig. 11) où il subit une accélération en raison du contraste thermique entre l'Atlantique et le continent. Cette accélération provoque une circulation forcée des masses d'air vers le Sud ; elle s'accompagne d'un mouvement de subsidence qui renforce les hautes pressions. Ces dernières contribuent à limiter l'épaisseur de la mousson, et d'une manière générale forment obstacle au brassage méridien qui est nécessaire pour provoquer la pluie.

c) **L'influence du relief.** Il n'existe pas en Afrique de relief côtier important capable d'empêcher la circulation atmosphérique, comme c'est le cas sur la face ouest des Amériques. Mais les reliefs côtiers sont cependant suffisants pour limiter la pluviosité au centre du continent.

Au Nord, les reliefs du Maghreb, empêchent la pénétration d'air humide. Les fronts générateurs de pluie sont épuisés après la traversée des Hauts Plateaux algériens et seul subsiste l'Harmattan. Ces mêmes reliefs limitent aussi la pénétration d'air polaire boréal susceptible de créer des perturbations en altitude.

Au Sud, les faibles reliefs côtiers sont suffisants pour faire obstacle au transfert de l'humidité contenue

dans l'air océanique car elle se trouve concentrée dans les basses couches. De plus, la pente du front de mousson (FIT) s'affaiblit avec la latitude et seule une mince couche humide arrive au coeur du continent. Elle se dessèche rapidement (fig. 6.B) et les véritables pluies ne commencent qu'à 200 km environ en arrière du front au sol (fig. 6.C).

A l'Ouest, paradoxalement, c'est l'absence de reliefs sur le littoral qui est en partie responsable de l'aridité. Elle permet l'installation d'anticyclones maritimes qui pénètrent sur le continent et forment une barrière permanente contre les brassages méridiens susceptibles d'amener de l'air humide. De plus, la présence d'un courant marin froid sur le littoral y supprime toute possibilité d'ascendance d'air humide et donc de précipitations (fig. 4.d, IIIa).

3.3. L'importance des aérojets d'Est, d'après Flohn (1964) et Dhonneur (1974)

a) **La circulation Est-Ouest ou circulation de Walker.** La pluviosité sur le Sahel est soumise principalement au balancement nord-sud de la mousson. Mais, à la circulation méridienne simple de Hadley (fig. 11), se superpose une circulation transverse beaucoup plus compliquée dite circulation de Walker située entre 20°N et 20°S (fig.12). Dans les régions équatoriales, cette circulation aurait pour origine les différences de température entre les régions continentales chaudes et les régions maritimes fraîches où les phénomènes d'"upwelling" renforcent le contraste thermique. Au-dessus de l'Afrique la circulation de Walker est liée aux aérojets d'Est (fig. 12).

b) **Le rôle de l'aérojet africain d'Est (JAE).** En effet, la subsidence provoquée par la décélération de l'aérojet tropical d'Est (fig. 12) qui circule au sommet de la tropopause, devrait aboutir à une absence de pluies au Nord de sa trajectoire (fig. 6). Pourtant les pluies estivales s'étendent normalement jusque vers 18° à

20°N et parfois même 25°N (Dubief, 1963). L'explication tient en l'existence d'un autre aérojet, particulier à l'Afrique, l'aérojet africain d'Est, qui se situe dans les basses couches de la troposphère (fig. 6 et 12). La circulation des basses couches neutralisant la subsidence provoquée par l'aérojet tropical d'Est, permet donc l'extension de la pluviosité vers le Nord (fig. 6). Des modifications dans cette situation très particulière pourraient donc avoir des répercussions importantes sur la pluviosité de l'Afrique nord-équatoriale (Rognon, 1976).

4. LA SECHERESSE, D'APRES NICHOLSON (1982)

Nous avons vu que la sécheresse est une situation conjoncturelle, alors que l'aridité est structurelle. L'analyse des causes de la sécheresse qui sévit au Sahel depuis plus de deux décennies, et de ses liens avec la désertification et l'aridification, permettra de mieux comprendre les variations climatiques quaternaires.

4.1. La sécheresse n'est pas une situation anormale ni exceptionnelle au Sahel

a) **L'extrême variabilité habituelle de la pluviosité.** Outre sa faible importance liée à une aridité structurelle, une seconde caractéristique de la pluviosité est son extrême variabilité dans le temps et dans l'espace (fig. 13). Ainsi à Akjoujt en Mauritanie, au Sud de la zone saharienne, la pluviométrie mesurée a varié de 219 à 7 mm/an ; à Saint-Louis du Sénégal, en zone sahélienne, elle a varié de 691 à 141 mm/an ; à Dakar, en zone sahélo-soudanienne, elle a varié de 960 à 120 mm/an. On constate ainsi une variabilité telle que pour le Sud du Sahara, en zone sahélo-saharienne, qui reçoit de 50 à 100 mm/an, une année sur trois s'éloigne de plus de 50% de la moyenne des pluviosités. Cette variabilité est ramenée de 30 à 50% dans la zone sahélienne, 30 à 20%

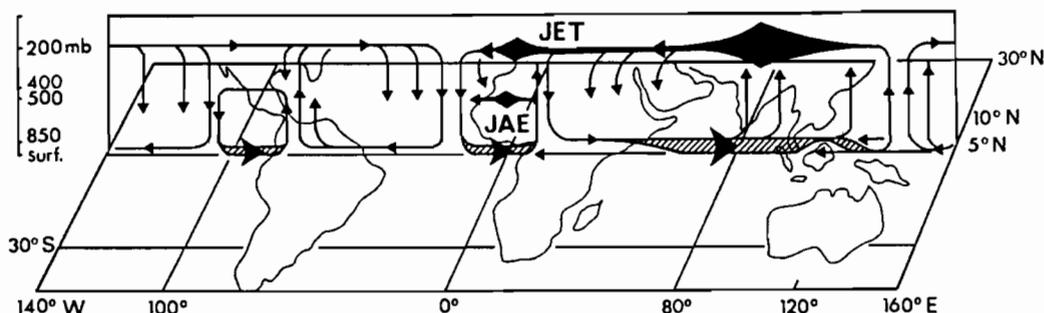


Fig. 12. Schéma de la circulation zonale, dite de Walker, sur les régions équatoriales en juin-juillet-août (*in* Rossignol-Strick, 1985). En noir sont indiquées les accélérations et décélérations de l'Aérojet Tropical d'Est (JET) et de l'Aérojet Africain d'Est (JAE) ; les hachures indiquent les vents d'Ouest équatoriaux du type "mousson".

dans la zone soudanienne et seulement 20 à 15% dans la zone soudano-guinéenne (fig. 13). A cette variabilité dans le temps, s'ajoute une variabilité dans l'espace. Les averses sont très localisées et le plus souvent les précipitations sur le Sahel sont associées aux lignes de grains dont le déplacement est aléatoire. Deux stations distantes de quelques kilomètres peuvent enregistrer des pluviométries différentes de plusieurs centaines de mm. En conséquences, même pendant une année "normale" 40 à 50% des stations d'une région sahélienne reçoivent des pluies inférieures à la moyenne.

Compte tenu de cette variabilité dans le temps et dans l'espace, la notion de pluviosité moyenne ou "normale" doit être maniée avec précaution au Sahel. Quelques années très supérieures aux autres suffisent pour faire remonter considérablement la moyenne. A Gao, au Mali, où la moyenne est de 244 mm/an, le mois d'août qui est pourtant le mois le plus humide de l'année, a reçu des précipitations inférieures à la moyenne des mois d'août 23 années sur 35 ; et 19 totaux annuels étaient inférieurs à la moyenne annuelle.

b) **La fréquence des sécheresses.** Les années "anormales", plus humides ou plus sèches que la moyenne, peuvent persister parfois pendant une ou même deux décennies (fig. 13). Ainsi les années 1950 ont été marquées par des pluies constamment favorables, avec, du Nord vers le Sud, de 30 à 10% d'augmentation par rapport à la moyenne. Par contre, la

sécheresse qui sévit avec plus ou moins d'intensité depuis 1968, a atteint en 1973, du Nord au Sud du Sahel, une baisse de 50 à 20% par rapport à la moyenne. Au cours des derniers siècles de telles variations ont été fréquentes. Des conditions plus favorables que celles des années 1950 ont eu lieu vers 1870-1895. Mais les périodes sèches sont de loin les plus nombreuses : la sécheresse récente au Sahel n'est pas un phénomène unique. Des sécheresses au moins aussi désastreuses ont eu lieu dans les années 1680, 1735 à 1755, 1820 à 1830 et 1910 à 1925, et des épisodes secs sont connus également vers 1640, 1710, 1770, 1790 et 1810 (Nicholson, 1982).

c) **Une grande extension géographique des variations climatiques.** Les variations climatiques ne sont pas limitées à l'Afrique. La sécheresse de 1972, par exemple, a affecté aussi l'Arabie méridionale, la Russie méridionale, le Pakistan, l'Inde, l'Australie et le Brésil oriental. Elle s'est étendue en 1973 aux Antilles et aux côtes du Pérou. Les variations climatiques s'inscrivent dans un contexte mondial, ce qui suppose un mécanisme global au niveau de la circulation générale de l'atmosphère. En Afrique, les fluctuations climatiques les plus importantes ne touchent pas que le Sahel ; elles concernent tout le continent : la période plus humide de 1950 et celle plus aride de 1970 ont affecté de façon synchrone les zones tropicales nord et sud de l'Afrique.

4.2. Les causes de la sécheresse : quelques hypothèses simples

a) **Un déplacement de la zone de convergence intertropicale ou ZCIT.** L'hypothèse avancée le plus fréquemment pour expliquer la sécheresse au Sahel, fait intervenir un glissement vers le Sud des éléments principaux de la circulation générale de l'atmosphère. La ceinture anticyclonique subtropicale, poussée et comprimée par une expansion de la zone des vents d'Ouest (fig. 11), repousserait elle-même la ZCIT. L'action desséchante de la ceinture anticyclonique s'étendrait sur le Sahel, les pluies liées à la mousson au Sud de la ZCIT, s'en éloigneraient. Ces glissements hypothétiques seraient provoqués par un refroidissement de l'hémisphère nord et/ou par une modification de l'amplitude thermique entre pôle et équateur.

Pour Nicholson (1981) il ne semble pas que le déplacement de la ZCIT vers le Sud soit un facteur important de sécheresse. En effet une telle hypothèse impliquerait une pénétration plus importante des cyclones des latitudes moyennes sur le Maghreb et le Nord du Sahara avec une augmentation corrélative de la pluviosité. Le tout se présenterait alors comme une translation du désert vers le Sud, ce qui n'est pas en accord avec ses observations. De plus, un glissement

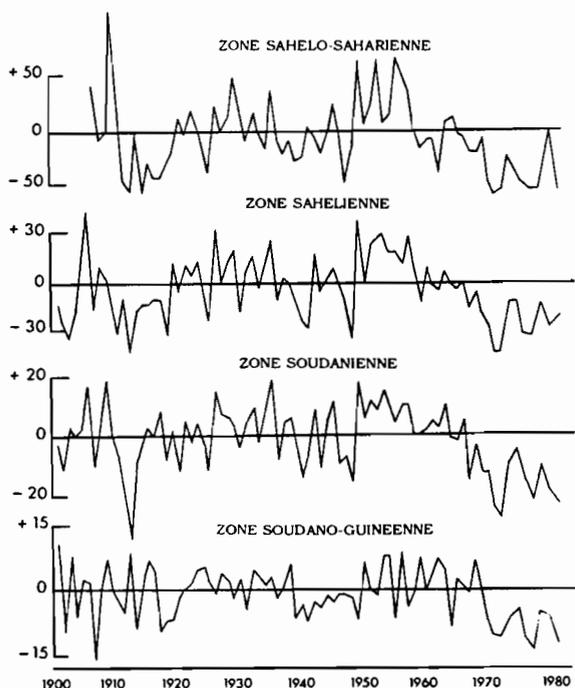


Fig. 13. Variations de la pluviosité sur l'Afrique nord-équatoriale de 1901 à 1980 (in Nicholson, 1982). Les variations sont exprimées en % supérieurs ou inférieurs à la moyenne. Elles vont croissant du Sud au Nord

vers le Sud abrégerait la durée de la saison des pluies au Sahel, ce qui n'est pas non plus le cas, sauf peut-être vers l'extrême Nord du Sahel. Par contre, certaines années humides, avec une durée anormalement longue de la saison des pluies sur le Sahel, pourraient correspondre à un glissement de la ZCIT vers le Nord, provoquant l'apparition d'une saison sèche estivale sur les côtes du golfe de Guinée.

Enfin, des études récentes sur la pluviosité en Afrique de l'Ouest (Janicot, 1985) ont montré que dans plus de 10% des cas, l'antagonisme entre zones à pluviosité excédentaire et à pluviosité déficitaire, n'était pas selon un axe Nord-Sud mais Est-Ouest. Ceci implique l'existence de mécanismes beaucoup plus complexes que la simple translation Nord-Sud de la ZCIT.

b) Une modification des circulations de Hadley et de Walker. Nous avons vu que la circulation Est-Ouest de Walker sur l'Afrique de l'Ouest tend à provoquer la sécheresse sous sa branche descendante sur la bordure occidentale de l'Afrique, alors que sa branche ascendante, à l'Est, connaît une plus forte humidité (fig. 12). On peut supposer qu'un renforcement de cette circulation augmenterait le **contraste entre les zones de sécheresse sous les branches descendantes et les zones humides sous les branches ascendantes.** Une modification de la localisation des zones d'ascendance et de subsidence est également envisageable.

On constate effectivement que la circulation de Hadley était anormalement intense au-dessus de l'Afrique lors de la sécheresse de 1972 (Kanamitsu et Krishnamurti, 1978). De même, une comparaison de la saison des pluies entre une période excédentaire (1953-1962) et une période déficitaire (1968-1975) a mis en évidence des différences notables dans la circulation de Walker. Ceci a conduit Fontaine et Perard (1986) à émettre une hypothèse sur le mécanisme de la sécheresse.

Ainsi, en période sèche, la plus grande énergie radiative reçue sur le Nord du Sahel renforcerait le gradient thermique méridien et donc la composante thermique de l'aérojete africain d'Est (JAE). Ce dernier serait alors plus rapide que l'aérojete tropical d'Est (JET), ce qui favoriserait un cisaillement vertical empêchant la formation d'ascendances nécessaires au développement des nuages. De plus, le flux de mousson serait alors également moins intense.

En période pluvieuse, le JAE serait plus lent. La plus forte homogénéité verticale de la troposphère et une circulation de Walker bien établie, rompraient l'autonomie du JAE. Il y aurait "appel" de la mousson, renforcement du JAE et libération de chaleur latente dans la branche ascendante de la cellule de Walker, ce qui favoriserait l'apparition des nuages.

Outre les variations de vitesse des aérojets, interviendrait aussi l'apparition plus ou moins tardive dans l'année du JAE. En effet le JET, qui est présent toute l'année, provoque une subsidence contrariant la formation des nuages. C'est la présence du JAE qui, en neutralisant cette subsidence, permet la pluviosité. Un passage tardif du JAE sur le Sahel serait donc associé à la sécheresse (Lambergéon *et al.*, 1981 ; Citeau *et al.*, 1986). Ces variations dans les circulations de Hadley et de Walker sont spécifiques à l'Afrique (Fontaine, 1981), nous y reviendrons.

Ces exemples apportent des explications quant au déroulement des variations climatiques mais abordent peu ou pas du tout leur origine: pourquoi, par exemple, une intensification ou une relaxation des flux? En fait, chaque phénomène ainsi reconnu n'est qu'un maillon dans une chaîne de mécanismes complexes. Il convient donc d'essayer de l'appréhender dans un contexte géographique élargi (téléconnexions) ainsi qu'en fonction de ses rapports avec d'autres phénomènes ("effet en retour" ou mécanismes de "feedback").

4.3. Rôle des océans et téléconnexions

a) Une influence directe des variations thermiques des surfaces océaniques sur le climat du Sahel? Des modifications thermiques à la surface des océans auront une influence sur l'évaporation et donc sur le degré hygrométrique de l'atmosphère. Elles affecteront également la stabilité de l'air près de la surface et donc la possibilité d'ascendances nécessaires à la formation des nuages. Mais aucune conclusion définitive n'a encore été tirée quant à l'importance réelle de ces phénomènes et à leur relation directe avec la pluviosité sur le Sahel (Lamb, 1978 ; Kanamitsu et Krishnamurti, 1978 ; Lough, 1981 ; Guillot *et al.*, 1986). Ainsi, il est évident que la présence de vapeur d'eau en quantité suffisante est nécessaire pour produire des nuages puis des précipitations. Or, si pour Kidson (1977) l'humidité pénétrant dans l'atmosphère au-dessus du Sahel est moins importante pendant les années de sécheresse, pour Lamb (1978) il n'y a pas de différence réelle entre les années sèches et les années pluvieuses.

Par contre, l'influence indirecte des variations thermiques des surfaces océaniques est certaine. En effet, dans un cadre global, ces variations influent nécessairement sur d'autres paramètres, parfois en des lieux très éloignés du Sahel mais qui finiront cependant par avoir une influence sur ce dernier. On parle alors de téléconnexions.

b) Un exemple de téléconnexions : L'hypothèse d'un ENSO atlantique, d'après Merle (1980), Quilfen (1987) et Tourre *et al.* (1987). "Le terme de téléconnexion est utilisé depuis quelques dizaines

d'années en météorologie et en climatologie, pour désigner des corrélations statistiques observées entre des paramètres climatologiques de l'interface océan-atmosphère, appartenant à des régions très éloignées les unes des autres, sans qu'un enchaînement clair de cause à effet puisse toujours être invoqué" (Merle, 1982, p. 24).

*** Champs de pression et flux dans l'Atlantique :**

Dans l'hémisphère nord, l'évolution de l'anticyclone des Açores et des alizés associés détermine en grande partie les variations atmosphériques à long terme sur l'Atlantique intertropical. Cet anticyclone est fortement couplé avec le mouvement méridien à long terme de la ZCIT. Il se déplace vers le Nord puis vers le Sud pendant que diminue puis augmente l'intensité des alizés de Nord-Est. Il existe ainsi une grande oscillation du champ de pression couplée avec les circulations méridiennes des latitudes tempérées c'est-à-dire avec une **Oscillation Nord-Atlantique**.

Dans l'hémisphère sud, le cycle saisonnier de l'anticyclone de Sainte-Hélène domine les variations saisonnières de l'atmosphère atlantique intertropicale. Le noyau anticyclonique est quasi-stationnaire mais la superficie affectée s'étend puis se rétracte en même temps que l'intensité des alizés de Sud-Est augmente puis diminue. Il existe ainsi une seconde grande oscillation du champ de pression. Cette **oscillation, quasi-biennale**, est couplée avec les grandes circulations zonales équatoriales, c'est-à-dire essentiellement avec la circulation de Walker. Elle peut donc être liée au phénomène ENSO dans le Pacifique.

***Variabilité du système océan-atmosphère dans l'Atlantique intertropical.** Les deux oscillations précédentes sont partiellement couplées :

En situation ENSO, on observe des anomalies de basse pression dans l'Atlantique nord-tropical. Elles sont associées à une relaxation des alizés de Nord-Est, à un réchauffement local de la surface de la mer, ainsi qu'à une position anormalement haute vers le Nord de la ZCIT. Parallèlement on observe des anomalies de haute pression associées à une intensification des alizés de Sud-Est et au développement d'anomalies négatives de la température de surface de l'Atlantique équatorial et tropical sud. Sur l'Afrique de l'Ouest **la mousson sera alors plus forte**.

En situation anti-ENSO, on observe des anomalies de haute pression dans l'Atlantique nord-tropical. Elles sont associées à une intensification des alizés de Nord-Est, à un refroidissement local de la surface océanique, ainsi qu'à une position anormalement basse vers le Sud de la ZCIT. Dans l'Atlantique équatorial et tropical sud, on observe alors des anomalies de basse pression associées à une relaxation des alizés de Sud-Est et au développement d'anomalies positives de la température

de surface. Sur l'Afrique de l'Ouest **la mousson sera alors plus faible**.

Pour suivre ces différentes situations a été établi un index empirique: le PAOI (Pacific Atlantic Oscillation Index), basé sur les variations de pression à la surface de la mer entre Tahiti et Saint-Pierre et Saint-Paul dans l'Atlantique. Cet index évolue en phase avec la "Southern Oscillation" et anticipe d'environ 11 mois en moyenne l'occurrence d'une anomalie chaude à la surface de l'Atlantique équatorial liée à une relaxation des alizés de Sud-Est. Cette relaxation des alizés signifiant une mousson moins puissante, on pourrait donc améliorer considérablement les prévisions de la pluviosité sur le Sahel grâce à des observations dans le Pacifique.

c) Conclusions. L'hypothèse que les anomalies chaudes de la surface de l'Atlantique équatorial, se développent en réponse au réajustement des masses d'air survenant après un ENSO, par le jeu des interactions océan-atmosphère, est donc vérifiée. Mais elle n'est ni suffisante, ni nécessaire. Des anomalies de température peuvent se développer sans avoir été précédées d'un ENSO. De plus, la nature des ENSO influe sur la réponse de l'Atlantique. Plus les ENSO sont importants, avec des variations brusques, plus la réponse de l'Atlantique équatorial est importante. Enfin, de nombreuses questions restent posées. La principale concerne le rôle exact de l'anticyclone des Açores dont la variabilité détermine en partie la position à long terme de la ZCIT.

Ces exemples de téléconnexions entre des régions très éloignées, et d'interactions entre l'océan et l'atmosphère, montrent bien à nouveau la nécessité d'une approche climatique globale, même si le détail des mécanismes n'est pas encore entièrement compris. Une approche complémentaire consiste à appréhender les liens entre plusieurs paramètres climatiques dont les variations s'influencent mutuellement : ce sont les phénomènes de "feedback".

4.4. Persistance et aggravation de la sécheresse au Sahel : existence de mécanismes de "feed-back" entre l'atmosphère et la surface du sol

a) Définition. D'une manière générale, le "feedback" est un processus dans lequel deux (ou plusieurs) variables sont liées entre elles de telle façon qu'une modification de l'une entraîne une modification de l'autre, qui à son tour exerce un effet sur la première. La traduction de "feedback" par "**réroaction**" ou "**boucle de réroaction**" (Kandel et Courel, 1984) n'est pas vraiment satisfaisante car plutôt que de renvoyer à une action dans le passé il conviendrait d'insister sur le caractère "**auto-alimenté**" de la

réaction. De ce point de vue "effet en retour" (Gasse, 1987a) semble une traduction plus parlante. Mais, n'ayant pas qualité pour trancher ce problème linguistique, nous conserverons le terme originel sans traduction. Le "feedback" est positif si la modification de la première variable est renforcée, et négatif si elle est atténuée. C'est Charney (1975) qui le premier a proposé un exemple de "feedback" positif selon lequel la sécheresse renforcerait l'aridité naturelle et provoquerait sa propre expansion.

b) **Le mécanisme de Charney (1975).** Il concerne l'albédo (pourcentage du rayonnement solaire réfléchi par le sol).

* **Dans une région désertique** le sol est nu et clair, son albédo est élevé et varie de 28 à 52% (Otterman, 1977). Il serait plus précisément de 35% pour le Sahara (Charney, 1975). Recevant beaucoup de chaleur le sol est chaud. Mais, étant sec, il ne peut perdre de la chaleur par évaporation et renvoie donc un rayonnement infrarouge important (fig. 14.A). Au-dessus du Sahara, la surface terrestre et l'atmosphère réunies émettent plus de chaleur qu'elles n'en reçoivent du soleil. Le bilan est équilibré par la chaleur de masses d'air venant d'ailleurs (fig. 14.A : flux de chaleur sensible). Cette advection provoque une subsidence qui dessèche l'air et joue un rôle important dans l'aridité du Sahara.

* **Dans une région couverte de végétation**, la surface du sol est plus sombre, ainsi l'albédo du Sahel ne serait plus que de 14% (Charney, 1975). Le sol absorbe donc une plus grande part du rayonnement solaire ; mais il garde une température modérée grâce à l'énergie qu'il peut transférer au moyen de l'évapotranspiration (fig. 14.B). Le bilan d'énergie est donc équilibré sans apports extérieurs provoquant de la subsidence. Au contraire les mouvements de convection liés à l'évapotranspiration permettent de soulever les masses d'air et de provoquer la condensation nécessaire aux précipitations.

* **En résumé, le mécanisme proposé par Charney (1975) pour expliquer la persistance de la sécheresse, est basé sur l'augmentation de l'albédo du sol provoquée par la disparition de la végétation à la suite d'une sécheresse naturelle et/ou de la désertification d'origine anthropique. Il en résulte une augmentation de l'énergie renvoyée par le sol et donc un renforcement des apports énergétiques extérieurs destinés à compenser cette perte. Ces apports provoquent une subsidence empêchant les précipitations et favorisant l'expansion de la sécheresse. Un modèle numérique faisant passer l'albédo du Sahel de 14 à 35% montre bien une baisse pluviométrique de 30 à 50% (Charney *et al.*, 1977).**

c) **Critique du mécanisme de Charney, d'après Courel (1984, 1986).**

* **Les chiffres de Charney ne correspondent pas à la**

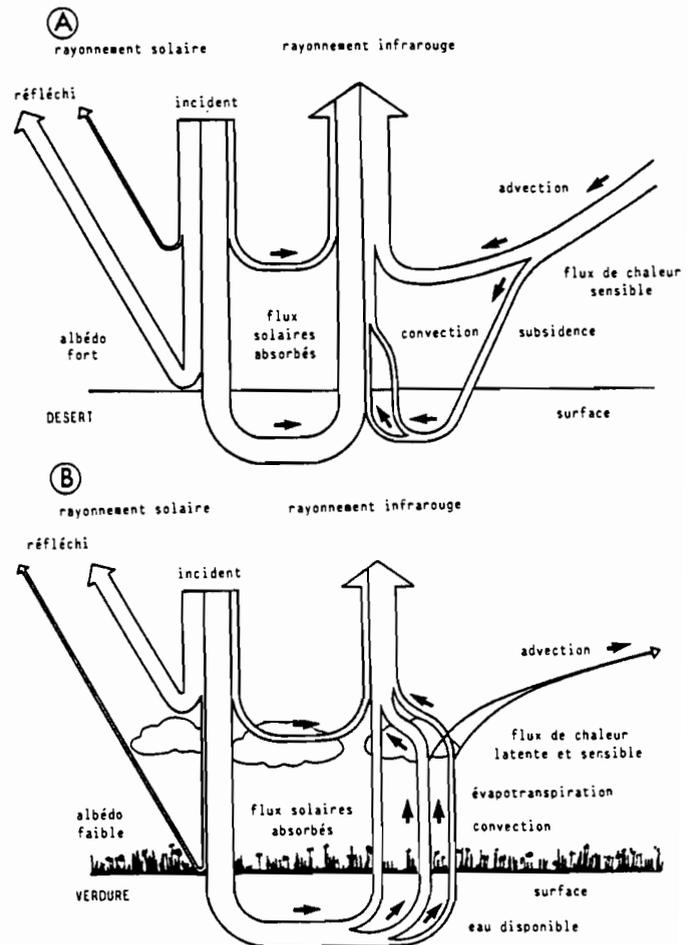


Fig. 14. Bilans d'énergie pour une région désertique (A) et une région couverte de végétation (B) (*in* Kandel et Courel, 1984).

Le sol désertique a un albédo fort. Ne pouvant perdre de chaleur par évapotranspiration, il émet dans l'infrarouge plus d'énergie qu'il n'en reçoit. Le déficit est comblé par des masses d'air chaud venues d'ailleurs. Cette advection provoque une subsidence défavorable à la formation des nuages et donc à la pluie.

Dans une région couverte de végétation, l'évapotranspiration transfère l'énergie du sol vers l'atmosphère. Le bilan est équilibré sans apport extérieur ; au contraire, les mouvements de convection permettent la condensation nécessaire à la pluie.

réalité. Des mesures par satellite sur la période 1967-1984 indiquent que si l'albédo du Sahara peut atteindre 50% pour les zones les plus brillantes, celui du Sahara méridional (18 à 23°N) est en moyenne de $42 \pm 4\%$ et non de 35%. De plus, celui du Sahel est supérieur à 14%. Il a varié de 20 à 30% entre 1967 et 1974, puis de 30 à 20% entre 1974 et 1979, et il est en nette augmentation depuis (fig. 15).

* **Le mécanisme de "feedback" proposé par Charney est mis en défaut. Les variations de l'albédo**

du Sahel comme celles de la pluviosité (fig. 15 et Nicholson, 1982 ; Courel, 1984) passent par des augmentations et des diminutions. Il n'y a pas un renforcement constant des paramètres dans une seule direction. La croissance de l'albédo jusqu'à 30% en 1973-1974 n'a pas eu pour conséquence une diminution croissante de la pluviométrie et une extension de la sécheresse. De même la baisse de l'albédo entre 1974 et 1979 ne peut être mise en corrélation avec une amélioration réelle de la pluviométrie comme l'a montré le retour brutal de la sécheresse en 1982-1983. Certains ont évoqué un "phénomène d'autocorrection" pour expliquer ces variations de l'albédo: la végétation desséchée ne pouvant être consommée par les troupeaux disparus (morts de soif ou ayant migré), elle se serait accumulée sur le sol. L'accumulation de débris sombres aurait alors provoqué une baisse de l'albédo...

*** L'importance de l'humidité dans le sol a été négligée.** L'utilisation de l'évapotranspiration dans le modèle mathématique de Charney (1975) est irréaliste : lorsque les variations affectent un sol sec dès le départ, le sol reste sec quelles que soient les modifications de l'albédo. L'humidité est un paramètre primordial (Walker et Rowntree, 1977), et le fait que cette humidité soit d'origine allochtone implique certainement qu'une part importante des sécheresses du Sahel relève d'anomalies et de variations dans la circulation générale.

*** Le rôle des facteurs anthropiques doit être rediscuté.** Le rôle important attribué à l'Homme sahélien par Charney (1975) dans l'origine de la sécheresse (déboisement, surpâturage) et qui a fait depuis l'objet d'une abondante littérature, essentiellement non scientifique, est certainement minime compte tenu de l'importance des facteurs physiques. Par contre il n'est

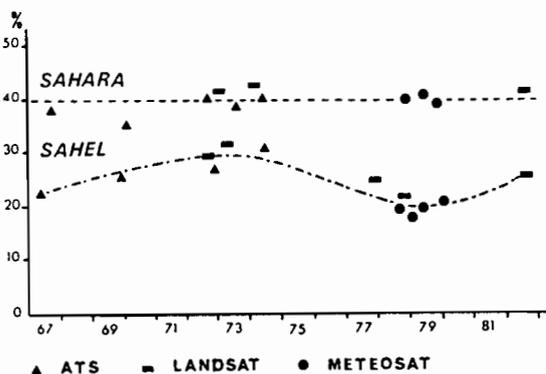


Fig. 15. Variations de l'albédo du Sahara et du Sahel (in Courel, 1986).

Les variations de l'albédo mesurées par satellite depuis 1967, montrent une courbe sinusoïdale pour le Sahel et plate pour le Sahara. Il n'y a pas de renforcement de l'albédo du Sahel lié à la sécheresse de façon systématique, comme le prévoyait le mécanisme de "feedback" imaginé par Charney (1975).

pas exclu que des actions anthropiques extérieures au Sahel y aient des conséquences climatiques. Cela pourrait être le cas du déboisement en zone soudano-guinéenne. En effet, il semble que l'humidité de la mousson sur le Sahel soit issue en partie du "recyclage" par évapotranspiration des pluies sur la zone soudano-guinéenne (Kandel et Courel, 1984). C'est peut-être là que le problème de l'albédo se pose, et non dans le Sahel lui-même.

d) Autres exemples d'hypothèses relatives aux mécanismes de "feedback"

*** Relations entre le couvert végétal et la formation des gouttes de pluie.** Un autre mécanisme très différent, rapporté par Nicholson (1982), met en jeu la formation des nuclei de glace autour desquels se condensent les gouttes de pluie. Selon cette hypothèse la diminution du couvert végétal entraînerait une diminution des nuclei dont le coeur est supposé d'origine organique. Cette hypothèse n'est généralement pas admise par les spécialistes car la majeure partie des coeurs des nuclei n'est pas d'origine organique mais minérale, avec notamment de nombreuses particules argileuses (Bertrand, 1977). Par exemple, les aérosols arrivant sur l'Atlantique nord ne contiennent que 5% de phytolithes et environ 3% de diatomées qui sont d'ailleurs généralement fossiles (Folger, 1970). De plus, la disparition du couvert végétal provoquant une augmentation de l'érosion des sols et donc de la production d'aérosols, on devrait assister au contraire à une augmentation du nombre des nuclei.

*** Relations entre l'intensité de l'aérojet africain d'Est et la pluviosité.** L'aérojet est lié aux conditions thermiques de l'atmosphère en bordure de la zone désertique. Plus l'atmosphère se réchauffe vers le Nord et se refroidit vers le Sud et plus l'aérojet est intense. La sécheresse renforçant ces différences thermiques ne peut qu'augmenter l'intensité de l'aérojet. Si, comme le pense Fontaine (1981), l'augmentation de l'intensité de l'aérojet africain d'Est provoque une diminution des chutes de pluie, un mécanisme de "feedback" peut s'établir.

e) Conclusions. La plupart des mécanismes de "feedback" proposés sont physiquement corrects et ont été vérifiés par des modèles mathématiques. Tous aboutissent à la même conclusion: **les modifications provoquées par la sécheresse au niveau du sol (albédo, humidité, végétation, érosion) affectent à leur tour l'atmosphère.** L'exagération ou l'irréalisme des conditions prévues par certains modèles est manifeste. De même, n'envisager qu'un nombre réduit de paramètres éloigne dangereusement de la réalité. Mais le fait que certains aspects de ces hypothèses décrivent parfaitement des phénomènes réellement observés, montre bien que cette voie de recherche est prometteuse.

AGENTS ET MILIEUX DE SEDIMENTATION ACTUELS : EXEMPLE DU BASSIN DU CHARI

1. INTRODUCTION

Sous la direction du Professeur H. Faure, un programme multidisciplinaire de l'ORSTOM, a étudié l'altération, l'érosion, le transport et la sédimentation dans le bassin du lac Tchad, et plus particulièrement dans le bassin du Chari (Bocquier, 1973 ; Boulvert, 1975 ; Carmouze, 1976 ; Carre, 1972 ; Cheverry, 1974 ; Chouret *et al.*, 1974, 1977 ; Dupont, 1967 à 1970 ; Gac, 1979 ; Lemoalle, 1979 ; Maglione, 1976 ; Maley, 1981 ; Mathieu, 1978 ; Pias, 1970 ; Roche, 1973 ; Rodier, 1975 ; Servant, 1973 ; Servant-Vildary, 1978).

2. EVALUATION DE L'ÉCOULEMENT AU SAHEL CENTRAL D'APRÈS RODIER (1975)

2.1. Un régime marqué par la dégradation hydrographique

Rodier (1975) a réalisé une synthèse des données disponibles pour 1956 à 1974. Il en ressort que la caractéristique principale de cette zone est une dégradation hydrographique qui n'existe pas plus au Sud. Ainsi, pour un cours d'eau à réseau hydrographique normal le lit est bien tracé, chaque affluent vient grossir la rivière principale et la majeure partie des apports en amont du bassin parvient à l'aval sans trop de pertes par évaporation ou infiltration. Par contre, en zone sahélienne la continuité du lit n'est pas évidente et les pertes sont énormes. Dès que la pente diminue l'eau forme des mares où elle s'évapore très vite ; des bras effluents peuvent quitter le lit principal et, en général, il n'y reviennent pas.

Cette dégradation hydrographique se produit d'abord à cause de la longueur de la saison sèche (9 à 11 mois) qui conduit à la disparition du couvert herbacé. Il en résulte une forte érosion favorisée par le sol nu. Intervient ensuite le type des écoulements, avec des crues sporadiques dont la durée totale est très courte. Elles ne permettent pas le transport de tous les matériaux arrachés par l'érosion ni l'entretien d'un lit continu dès que la pente devient faible. De plus, la morphologie des vallées actuelles est inadaptée ; elle correspond à des régimes hydrologiques beaucoup plus abondants qu'aujourd'hui. L'étalement du réseau actuel dans de très larges vallées à faible pente, ou dans les cuvettes peu profondes de grands lacs disparus, favorise la dégradation. Enfin, souvent, il n'y a même pas de réseau. C'est le cas des plaines argileuses où l'eau

s'accumule sans constituer un système d'écoulement organisé (Eghazer, sur le Continental Intercalaire, fig. 2 et 3). C'est aussi le cas des zones de dunes mortes avec des mares très vite à sec dans les dépressions (Kanem ou Manga, fig. 2).

2. 2. Seuils et coefficients d'écoulement

Lorsque la pluviométrie est inférieure à 100 mm/an, dans la zone désertique, l'écoulement est un phénomène exceptionnel dans le temps et dans l'espace. Les écoulements seront aussi irréguliers que la pluviométrie. Lorsqu'on parle d'une crue par an "en moyenne", cela signifie qu'il peut y avoir deux ou trois crues la même année et aucune pendant cinq ou même dix ans de suite. Rodier (1975) considère qu'une pluviométrie inférieure à 5-10 mm/an provoquera une crue tous les dix ans, alors qu'une crue tous les ans "en moyenne" correspond à une pluviométrie supérieure à 25-30 mm/an. En effet toutes les averses ne donnent pas lieu à un écoulement. Il y a un seuil qui varie avec la puissance des averses, la taille du bassin et son aptitude au ruissellement.

Ainsi, en zone sahélienne, il existe un seuil d'écoulement de 25 mm. Le changement climatique récent, avec la diminution de la quantité de pluie par averse (Carbonnel, 1985), devrait donc se traduire par une diminution proportionnellement plus grande des écoulements. Pour des bassins de plus de 1000 km², il est fréquent que seule une petite partie du bassin soit le siège d'un écoulement. En année "moyenne", l'écoulement peut atteindre 5% dans les cas les plus favorables, mais il est le plus souvent de l'ordre de 1%.

En zone sahélo-soudanienne, soit jusque vers 700 mm/an de pluviométrie, l'écoulement ne sera plus limité au seul ruissellement. L'écoulement partiel de l'eau infiltrée interviendra souvent. Pour des petits bassins, avec de bonnes conditions de ruissellement (pente forte et sol imperméable), le coefficient d'écoulement passera de 6 à 13% en année sèche décennale, à 16 à 25% en année moyenne et à plus de 40% en année humide décennale, et même 66 à 97% pour l'année humide centennale. Dans de mauvaises conditions de ruissellement, le coefficient d'écoulement sera de 0,5 à 1,5% en année sèche décennale, 2,5 à 4% en année "moyenne", 8 à 12% en année humide décennale et 20 à 27% en année humide centennale. Comme précédemment, le coefficient d'écoulement baisse avec la taille du bassin. Pour des bassins moyens et grands il sera généralement de 1 à 5%, rarement plus de 10%, souvent moins de 1%. Dans les très grands bassins (plus de 10000 km²) on constate fréquemment un plafonnement des écoulements dans la partie aval, lorsque la pluviométrie augmente. Il s'agit de rivières qui

débouchent dans des zones plates et très perméables où se perd la majorité des apports au-dessus d'un certain seuil. Ainsi, la Komadugu Yobe arrivant dans la plaine du Kadzell, perd en quelques dizaines de km, $2,2 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ en année moyenne.

3. BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN DU CHARI, D'APRES GAC (1979)

Nous avons repris la synthèse de Gac en la modifiant sur deux points (Durand, 1993). D'une part, nous avons toujours pris en compte la totalité de la superficie des bassins secondaires, car elle est susceptible de participer aux écoulements lors des périodes géologiques les plus humides. D'autre part, nous avons utilisé des données pluviométriques plus précises et plus récentes.

3.1. Hydrographie

Le bassin du Chari (630000 km^2) et le bassin de la Komadugu Yobe (170000 km^2 environ) sont actuellement les seules régions de l'immense bassin endoréique tchadien (2300000 km^2 environ, fig. 2) qui participent à l'alimentation fluviale du lac Tchad, mais à raison de

99,5% pour le Chari et seulement 0,5% pour la Komadugu Yobe. On peut donc négliger cette dernière et considérer que le bassin actif du lac Tchad correspond au bassin du Chari. Nous y distinguerons trois parties : le bassin amont du Chari, le bassin aval du Chari et le lac Tchad lui-même (fig. 16).

3. 2. Bilan hydrologique en année moyenne

L'ensemble du bassin du Chari reçoit $636,15 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ de pluie et apporte au lac Tchad $38,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ (tabl. 1), soit un coefficient d'écoulement moyen de 6,1%. Outre les apports du Chari, le lac Tchad reçoit $0,2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ de la Komadugu Yobe et $7,65 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ de pluie. Au total, les fleuves représentent 84% des apports.

3. 3. Bilan hydrologique d'une période humide

En valeur relative, par rapport à la moyenne, l'augmentation pluviométrique est évidemment plus importante au Nord (150 mm d'augmentation représentent 10% de plus par rapport à 1500 mm , mais 50% par rapport à 300 mm). On passe ainsi d'une augmentation pluviométrique de 8,3% pour le bassin amont à

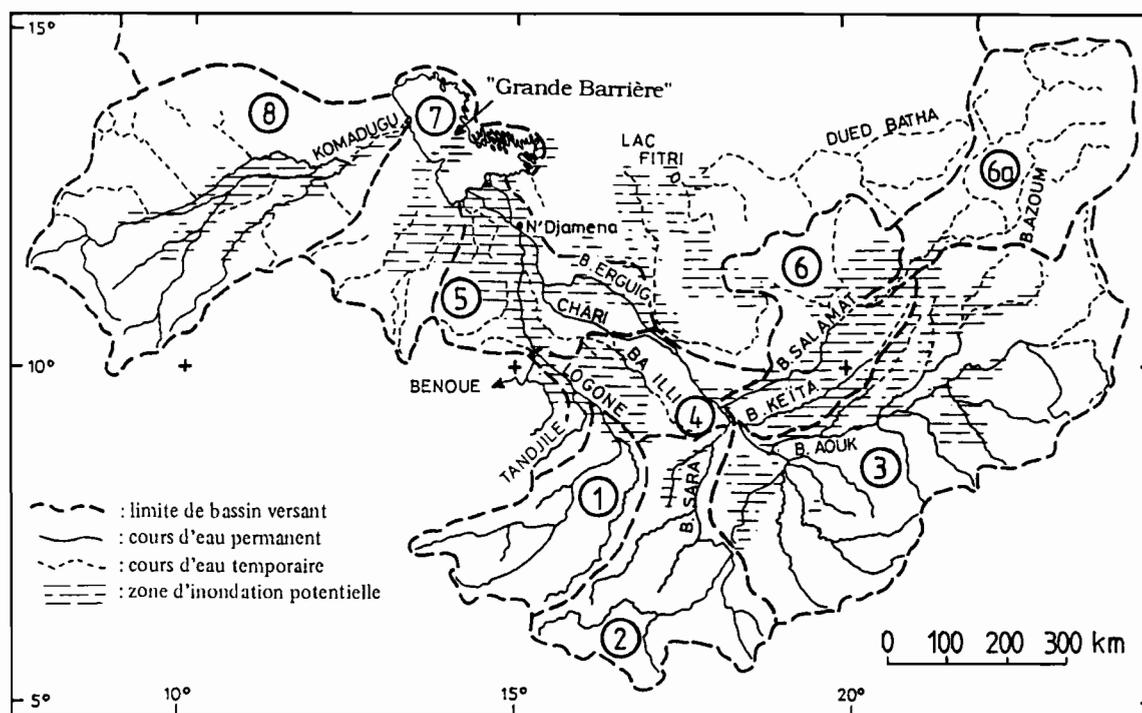


Fig. 16. Hydrographie du bassin du lac Tchad, d'après Roche (1973) et localisation des bassins secondaires. Ne sont représentés que les bassins secondaires participant actuellement à l'alimentation fluviale du lac Tchad. En négligeant le bassin de la Komadugu Yobe (8) qui ne participe que pour 0,5% des apports, on peut considérer que le bassin actif du lac Tchad correspond au bassin du Chari. On y distingue trois parties : le bassin amont qui comprend le bassin supérieur du Logone (1), le bassin du Bahr Sara (2) et le bassin supérieur du Chari (3) ; le bassin aval qui comprend le bassin des plaines méridionales (4), le bassin des plaines d'inondation (5) et le bassin des affluents de rive droite du Chari : Bahr Salamat et Bahr Keïta (6) et Bahr Azoum (6a) ; le lac Tchad et sa bordure de mares interdunaires (7). Une zone de hauts-fonds riches en végétation, la "grande barrière", sépare le lac en deux cuvettes.

12,3% pour le bassin aval et 38,6% pour le lac Tchad (tabl. 1). Les variations des écoulements sont beaucoup plus régulières: 36,7% pour le bassin amont et 40,8% pour le bassin aval. Il y a une disproportion entre le bassin dans son entier qui reçoit 10% de pluies en plus (tabl. 1: $708,1.10^9$ m³ au lieu de $643,8.10^9$ m³) et le lac qui reçoit 40,4% d'apports fluviaux en plus (tabl. 1: $64,8.10^9$ m³ au lieu de $46,15.10^9$ m³).

3.4. Bilan hydrologique d'une période aride

On note une diminution de la pluviométrie de 20,1% pour le bassin amont, 23,8% pour le bassin aval et 61,4% pour le lac Tchad (tabl. 1). La diminution des écoulements est à la fois plus régulière et plus importante: 55,8% pour le bassin amont et 54,5% pour le bassin aval. Il y a à nouveau une disproportion entre le bassin dans son entier qui reçoit 21,8% de pluie en moins (tabl. 1: $503,25.10^9$ m³ au lieu de $643,8.10^9$ m³) et le lac Tchad qui reçoit 55,7% d'apports en moins (tabl. 1: $20,45.10^9$ m³ au lieu de $46,15.10^9$ m³).

3. 5. Seuils d'écoulement et seuils d'inondation

De faibles variations dans les apports pluviométriques ont donc des conséquences amplifiées sur les variations des écoulements. Nous expliquons ceci par l'existence de seuils. Nous avons déjà noté l'existence d'un "seuil d'écoulement" pour chaque bassin élémentaire (Rodier, 1975). Ce seuil est lié à la nature et à l'importance de chaque averse, à la durée séparant deux averses, à la nature du sol, à sa pente, à son couvert végétal, etc... Tant que ces seuils ne sont pas franchis pour la totalité des bassins élémentaires, l'écoulement de chaque bassin secondaire varie peu. Par contre, une faible augmentation de la pluviosité, permettant que le seuil d'écoulement d'un grand nombre de ces bassins élémentaires soit franchi simultanément, augmentera aussitôt considérablement le débit du bassin secondaire regroupant tous ces bassins élémentaires.

Par ailleurs, l'écoulement maximal de chaque bassin secondaire semble limité par un "seuil d'inondation". En effet, chaque bassin secondaire

Tableau 1. Variations du bilan hydrologique du bassin du Chari et du lac Tchad (d'après les données de Gac, 1979, modifiées in Durand, 1993). 1 à 7: localisation des bassins secondaires (fig. 16). H: année humide (moyenne de 1961-1962 et 1962-1963); M: année moyenne (moyenne de 1972-1973 et 1973-1974). Les données d'une année très humide (TH) correspondent à une pluviométrie centennale humide et à une crue centennale haute. Ces données sont indiquées entre parenthèses car elles ont été calculées et non observées comme les autres. Les débits du Bahr Azoum et du bassin du Bahr Salamat ont été estimés à partir de la courbe de distribution de l'écoulement du Bahr Azoum (Rodier, 1975). La superficie du lac Tchad a été estimée constante et égale à 23500 km², alors qu'elle varie selon le climat (fig. 20).

UNITÉS GÉOGRAPHIQUES	BASSIN AMONT DU CHARI				BASSIN AVAL DU CHARI					LAC TCHAD (7)	TOTAL
	LOGONE (1) SUPERIEUR	BAHR SARA (2)	CHARI (3) SUPERIEUR	TOTAL	PLAINES (4) MÉRIDIONALES	BAHR (6) SALAMAT	BAHR (6a) AZOUM	PLAINES (5) D'INONDATION	TOTAL		
SUPERFICIES (km ²)	57 000	80 000	213 000	350 000	46 000	74 000	95 000	65 000	280 000	23 500	653 500
TH	(1650)	(1625)	(1325)	(+ 225 à + 250)	(1275)	(1150)	(775)	(925)	(+ 225 à + 250)	(550)	(+ 225)
H PLUVIOMETRIE (mm/an)	1550	1550	1150	+ 75 à + 150	1100	1025	650	800	+ 75 à + 125	450	+ 75 à + 150
M	1425	1400	1075		1025	900	575	700		325	
S	1200	1100	850	- 225 à - 300	825	800	350	500	- 100 à - 225	125	- 100 à - 300
H DUREE DE LA SAISON SECHE (mois / an)	3	3	3		5	5,5	7	6		7	
M	5	5	5		6	6,5	8	7		9	
S	5	5	6		7	7,5	9	8		11	
TH	(94)	(130)	(282,25)	(506,25) (+ 19,9%)	(58,65)	(85,1)	(73,6)	(60,1)	(227,45) (+ 29,7%)	(12,9) (+68,6%)	(796,6) (+23,7%)
H VOLUME DES PLUIES (10 ⁹ m ³ /an)	88,35	124	244,95	457,3 (+ 8,3%)	50,6	75,85	61,75	52	240,2 (+ 12,3%)	10,6 (+38,6%)	708,1 (+10%)
M	81,25	112	229	422,25	47,15	66,6	54,65	45,5	213,9	7,65	643,8
S	68,35	88	181,05	337,4 (-20,1%)	37,95	59,2	33,25	32,5	162,9 (-23,8%)	2,95 (-61,4%)	503,25 (-21,8%)
TH	(23,5)	(28,5)	(18,5)	(68,5) (+ 71%)	(71,5)	(4)	(2,3)	(61)	(61) (+ 58,4%)	(72,75)	(72,75) (+57,6%)
H DÉBIT DES FLEUVES (10 ⁹ m ³ /an)	17,55	22,75	14,45	54,75 (+ 36,7%)	61 (+40,9%)	(3,2)	(1,9)	54,2	54,2 (+40,8%)	64,8	64,8 (+40,4%)
M	15,8	15,55	8,7	40,05	43,3	2	1,25	38,5	38,5	46,15	46,15
S	7,9	6,1	3,7	17,7 (-55,8%)	16,9 (-61%)	(0,3)	(0,2)	17,5	17,5 (-54,5%)	20,45	20,45 (-55,7%)

étudié ici possède d'importantes zones plates et perméables, peu favorables à l'écoulement (Rodier, 1975). Dès qu'un "seuil d'inondation" est franchi, les eaux se répandent dans ces plaines adjacentes qu'elles transforment en marécages (exemples de la Komadugu Yobe, fig. 16, et des Yaérés, fig. 17). Le réseau hydrographique devient alors une gigantesque éponge, pompée par l'évapotranspiration et la recharge des nappes phréatiques ; seule une quantité d'eau limitée peut s'écouler par le lit des fleuves (exemple de la dépression de Massenya, entre le Chari et le Bahr Erguig, fig. 16). Ces plaines d'inondation ont aussi une grande influence sur la sédimentation dans le lac Tchad : elles régularisent les apports et servent de relais aux transferts des matières solides.

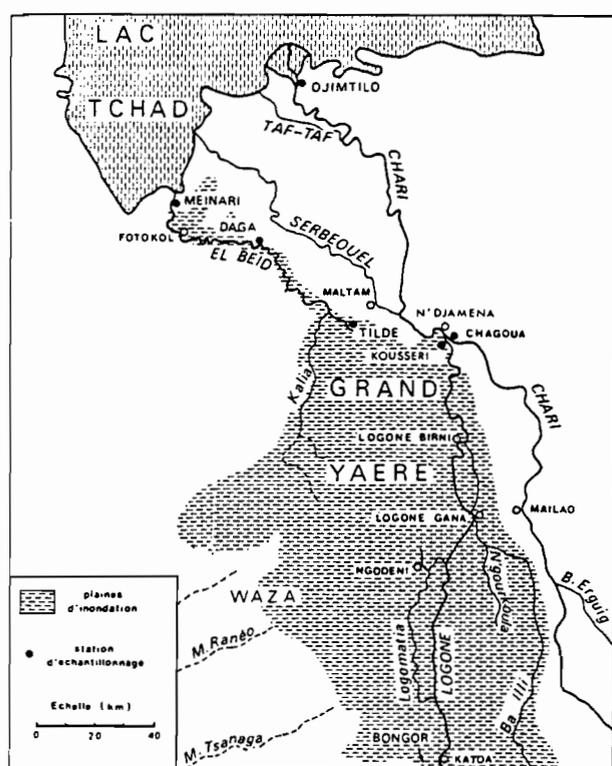


Fig. 17. Hydrographie des plaines d'inondation (in Roche, 1973).

4. LES TRANSFERTS DE MATIERE DANS LE BASSIN DU CHARI

4.1. Mécanismes hydroclimatiques, d'après Gac (1979)

Les phénomènes régissant les transferts de matière ne se produisent pas de façon continue. Ils sont liés aux écoulements et sont donc assujettis au rythme climatique.

a) Dans le bassin amont, Gac (p. 212) distingue :
 - "Une phase d'érosion des versants, au moment des pluies précoces, le sol n'est pas encore recouvert de

végétation mais il est déjà humide. C'est la période de la montée des eaux dans les aires de drainage.

- Une phase d'érosion des berges, correspondant à un fléchissement de l'érosion des versants et aux vives eaux dans les collecteurs. Le ruissellement est faible mais les berges sont fortement érodées.

- Une phase de décrue et de tarissement qui peut correspondre soit à une atténuation de l'érosion des lits, soit à un alluvionnement".

b) Dans les plaines méridionales, les écoulements s'effectuent essentiellement dans les lits majeurs du Chari et du Logone peu affectés par l'évaporation. En année moyenne, on peut considérer que la totalité des apports fluviaux ressort du bassin et qu'une faible partie de l'écoulement (2,9%) est issue des apports pluviométriques. La charge en solution varie donc peu, mais la charge en suspension est augmentée par l'érosion des berges (Gac, 1979).

c) Dans les plaines d'inondation, par contre, interviennent trois importantes dépressions inondables : la dépression des Yaérés, la dépression entre le Chari et le Logone, et la dépression de Massenya (fig. 16). La durée de l'inondation est de six mois en année humide, quatre mois en année moyenne et deux mois en année sèche. Gac (1979, p. 215) estime que le volume des eaux de débordement est de $3,5 \cdot 10^9$ m³/an pour une crue centennale basse, de $18,9 \cdot 10^9$ m³/an pour une crue moyenne et de $42,8 \cdot 10^9$ m³/an pour une crue centennale haute.

d) Apports au lac Tchad. On peut considérer que la totalité de la charge solide des eaux de débordement reste piégée dans les plaines d'inondation. L'apport en suspension au lac Tchad sera donc égal à l'apport de l'amont, diminué des pertes dans les plaines d'inondation et augmenté par l'érosion des berges. Par contre l'apport en solution issu de l'amont varie peu lors de son trajet jusqu'au lac Tchad. Il y a peu de pertes dans le bassin aval et la diminution du volume des eaux par l'évaporation est compensée par l'augmentation de leur concentration (tabl. 2 et infra).

4.2. Transferts

a) Les apports en solution au lac sont quatre fois plus importants en période humide qu'aride (Gac, 1979 et tabl. 2).

b) Transferts en suspension. Pour calculer les concentrations des apports en suspension, Gac (1979, p.52-53 et tabl. 2) n'a utilisé que des données d'années moyennes à sèches qu'il a pondérées. Nous avons préféré utiliser la relation existant entre les débits et les concentrations réellement mesurées (Durand, 1993 et tabl. 2). Dans les deux cas on note que la concentration des matières en suspension décroît avec l'augmentation

Tableau 2. Variations des apports en suspension et en solution au lac Tchad en fonction du climat (d'après les données de Gac, 1979, modifiées in Durand, 1993). Les quantités sont exprimées en tonnes et les concentrations en mg/l. Les données entre parenthèses ont été fournies par Gac (1979) sans être explicitées. La ligne supérieure des apports au lac concerne le Chari et la ligne inférieure l'El Beid. Pour les apports en suspension il convient d'ajouter les apports charriés sur le fond, estimés à 6% du total.

			APPORTS DU BASSIN AMONT		RETENUES PAR LES PLAINES D'INONDATION		APPORTS APRES LES PLAINES D'INONDATION	APPORTS DES BERGES ET APPORTS LATÉRAUX	APPORTS AU LAC TCHAD		
			concentrations	quantités	concentrations	quantités			concentrations	quantités	
GAC (1979, p. 219 - 222)	MATIÈRES EN SOLUTION	TH	57	3905 000	55,8	155 000	3750 000	(350 000)		(4100 000)	
		M	58,6	2350 000	57,2	160 000	2190 000	390 000	65	2430 000	2580 000
		S	63,5	1125 000	56,1	195 000	930 000	0	131	150 000	930 000
	MATIÈRES EN SUSPENSION	TH	61	4180 000	58	2480 000	1700 000	(1200 000)		(2900 000)	
		M	81	3245 000	82	1550 000	1695 000	1170 000	76	2838 500	2865 000
		S	101	1790 000	95	330 000	1460 000	(1200 000)	23	26 500	(2660 000)
GAC (1979) modifié	MATIÈRES EN SUSPENSION	TH	58	3975 000	58	2480 000	1495 000	1585 000	53	3040 000	3080 000
		M	76	3045 000	76	1435 000	1610 000	995 000	11	40 000	2605 000
		S	114	2020 000	114	400 000	1620 000	80 000	69	2578 500	2605 000
								23	26 500		
								97		1700 000	

de l'humidité (tabl. 2). Ceci traduit une diminution de l'intensité de l'érosion mécanique (Gac, 1979, p. 219). Dans les deux cas également, on note que les plaines d'inondation régularisent les apports en suspension: les tonnages annuels de matières en suspension qui échappent au piège des plaines d'inondation sont du même ordre de grandeur, quelque soit le régime climatique et hydrologique. Par contre, l'estimation des apports au lac Tchad varie considérablement (tabl.2). En accord avec Carmouze (1976) et contrairement à Gac (1979) nous pensons, en effet, que l'érosion des berges varie considérablement (Durand, 1993 et tabl. 2). De plus, seule une partie de cette érosion parvient jusqu'au lac (26% en année moyenne), le reste sédimentant le long du trajet (Gac (1979)). En année sèche où les fleuves ont encore plus de difficultés à maintenir leurs cours, la perte est encore plus grande.

4. 3. Variations de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin du Chari, en fonction du climat

Les raisonnements rapportés ici proviennent du travail de Gac (1979). Néanmoins nous avons été amenés à nuancer ses conclusions en raison des modifications précédemment évoquées pour certaines données : superficies des bassins secondaires, pluviométrie, concentrations des eaux en matières solides, et d'une manière plus générale pour ce qui concerne l'année de crue centennale haute qui n'a pu être observée réellement (Durand, 1993).

a) **Vitesses d'altération.** L'approfondissement des profils sera de 0,94 m avec les conditions de l'année moyenne pendant 100000 ans. Elle sera de 1,53 m pour les conditions de l'année de crue centennale haute, et de 0,42 m pour celles de l'année de crue centennale basse (fig. 18).

b) **Erosion chimique.** Compte tenu des surfaces affectées, l'érosion chimique du bassin amont du Chari serait donc de 1605 kg/km² en année de crue centennale basse, 3590 kg/km² en année moyenne et 5645 kg/km² en année de crue centennale haute.

c) **Erosion mécanique.** Les quantités érodées sont celles que nous avons déjà indiquées pour les exportations en suspension (tabl. 2), auxquelles il convient d'ajouter les quantités charriées sur le fond et que Gac

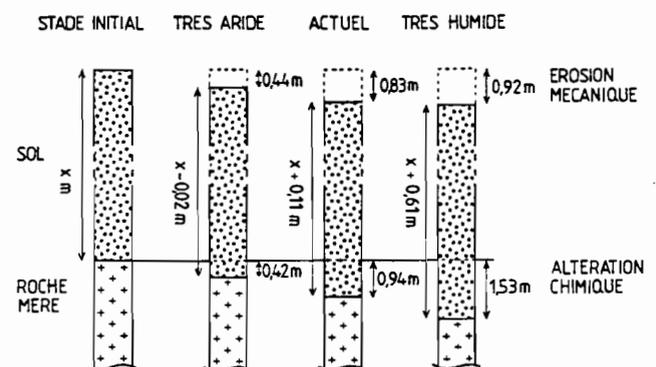


Fig. 18. Variations de l'érosion mécanique et de l'altération chimique dans le bassin amont du Chari en fonction du climat, sur une période de 100000 ans (d'après Gac, 1979, modifié in Durand, 1993).

(1979) estime à 6%. L'érosion mécanique enlève donc au bassin amont du Chari 2140000 tonnes soit 6485 kg/km² en année de crue centennale basse, 3230000 tonnes soit 9790 kg/km² en année moyenne et 4215000 tonnes soit 12045 kg/km² en année de crue centennale haute.

d) Vitesses d'érosion des sols. En année moyenne la quantité de kaolinite érodée ne correspond qu'à 88% de la quantité formée par altération. La hauteur du sol érodé serait donc 88% de 0,94m, soit 0,83m en 100000 ans. Pour une année centennale aride ce rapport serait de 105%, soit 0,44m en 100000 ans. Pour une année centennale humide ce rapport serait de 60%, soit 0,92m en 100000 ans (fig. 18).

4.4. Conclusion

En conclusion, même si les résultats présentent quelques variations selon les auteurs, **la connaissance du modèle actuel facilitera ultérieurement notre interprétation de l'évolution des deltas du Chari et des rives du lac Tchad au Quaternaire.** Néanmoins, malgré la somme considérable de données accumulées par l'ORSTOM, des observations seraient encore nécessaires. En particulier, la plupart des études ayant commencé vers 1965 alors que la sécheresse s'installait sur le Sahel, **il manque l'observation de tous les paramètres d'une année vraiment humide**, comme 1954 par exemple. De plus, même si nous ne pouvons en déterminer l'importance, il ne faut pas oublier que **le modèle actuel enregistre des actions anthropiques** : déboisement et culture du coton au Sud, surpâturage au Nord du bassin.

5. SEDIMENTATION DANS LE BASSIN DU CHARI, D'APRES GAC (1979)

5.1. Apports du bassin amont

L'altération du socle du bassin amont (fig. 2 et 16) produit essentiellement de la kaolinite. Les eaux issues du bassin amont (tabl. 3) sont relativement riches en silice (33,2 % de la charge en solution en année moyenne) et chargées en kaolinite, illite, interstratifiés et quartz. Au point de vue granulométrique, la charge en suspension comprend 65 % d'argiles, 23 % de silts et seulement 12 % de sables (Gac, 1979, p. 59). Les feldspaths qui ne représentent que 0,35 % de la charge solide sont apportés presque exclusivement par charriage sur le fond des cours d'eau. Il en est de même pour les micas et les minéraux lourds (0,05 % chacun). Ces minéraux lourds sont essentiellement de l'épidote (25 à 40 %), de la homblende (15 à 50 %), du disthène (4 à 25 %), du zircon (10 à 15 %). Staurodite, sillimanite, tourmaline et rutile réunis représentent au plus 10 % (Gac, 1979,

p. 66). Tous ces pourcentages varient en cas de changement climatique. En allant de l'humide vers l'aride, les concentrations en Na, K, Ca et Mg augmentent et celles en SiO₂ diminuent. Par ailleurs, en plus de la kaolinite, en période humide il y a néoformation de gibbsite en surface, et en période aride il y a néoformation de montmorillonite à la base des profils d'altération (Gac, 1979, p. 80, 105 et 221-226).

5.2. Erosion et sédimentation dans les plaines méridionales

Le bassin aval se décompose en plaines méridionales et plaines d'inondation, les affluents de rive droite du Chari n'intervenant pratiquement pas (fig. 16). Dans les plaines méridionales, les écoulements s'effectuent essentiellement dans les lits majeurs du Chari et du Logone. Les seules zones d'inondation localisées autour du Ba Illi voient disparaître 0,1.10⁹ m³ (Gac, 1979), ce qui est négligeable par rapport au total des écoulements parvenant aux plaines d'inondation, soit 43,3.10⁹ m³ (tabl. 1). *"Il n'y a pas de modifications significatives des apports en sels dissous, ni de la charge totale en solution, ni de la concentration de chacun des éléments qui la constitue, entre l'entrée et la sortie des plaines méridionales... Les apports latéraux sont négligeables. Ces plaines méridionales constituent, en année moyenne, un milieu hydrochimique inerte..."* (Gac, 1979, p. 198-120). Par contre ces plaines méridionales alimentent la charge solide par l'érosion des berges. Gac (1979, p. 149) estime cette érosion à partir de la différence entre le tonnage issu des plaines méridionales et celui issu du bassin amont, en négligeant les apports latéraux. Soit en année moyenne, à partir des chiffres que nous avons retenus (tabl. 1 et 2) : (76 mg/l x 43,3.10⁹ m³) - (76 mg/l x 40,05.10⁹ m³) = 245000 tonnes.

En années de crue centennale haute l'érosion des berges fournirait 175000 tonnes. En année de crue centennale basse, le bilan serait négatif de 90000 tonnes, c'est-à-dire que le matériel érodé resterait dans le lit des cours d'eau des plaines méridionales où sédimenteraient également 90000 tonnes provenant de l'amont.

5.3. Erosion et sédimentation dans les plaines d'inondation

a) Apports en solution. En totalisant apports fluviaux et pluviométriques, on constate qu'il disparaît par évapotranspiration en année moyenne un total de 24,1.10⁹ m³ dans la dépression de Massenya, les Yaérés et la dépression entre le Chari et le Logone (fig. 16). Sur 6,9.10⁹ m³ d'apports fluviaux annuels qui se

répandent dans les plaines d'inondation, seuls $2,85 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ en ressortent. Les solutions s'y concentrent donc 2,4 fois en moyenne. Ainsi, entre Bongor à la sortie des plaines méridionales et Meïnari, exutoire des Yaérés (fig. 17) la charge soluble passe de 57,7 à 131 mg/l. De plus, si 185000 tonnes de substances dissoutes entrent dans les Yaérés, il n'en ressort que 151000 tonnes. Les Yaérés seraient donc le siège d'une sédimentation chimique de 34000 tonnes environ en année moyenne. En réalité, il y a un dépôt plus important pendant la saison sèche, mais il est en grande partie redissout au moment de l'arrivée des premières pluies. Ainsi, les premières eaux issues des Yaérés arrivant au lac en juin et juillet sont très concentrées avec 200 à 250 mg/l (Gac, 1979, p. 120-122).

Mais il est extrêmement difficile de chercher à déterminer quantitativement les échanges de matières en solution réalisés dans les plaines d'inondation. L'estimation de Gac (1979) que nous avons reprise (tabl. 2) n'est qu'une estimation parmi de nombreuses autres (par exemple Roche, 1973, ou Carmouze, 1976), car les données sont encore trop peu nombreuses pour qu'un bilan quantitatif précis puisse être définitivement établi. Qualitativement, globalement en année moyenne, on ne constate que peu de différences dans les concentrations des différents constituants dissouts entre l'amont et l'aval (Gac, 1979, p. 123 ; et tabl. 3). Par contre des fluctuations saisonnières notables peuvent être décelées (Gac, 1979, p. 124-131), notamment pour les éléments qui entrent préférentiellement dans les constituants minéralogiques des sols des plaines d'inondation (calcium, bicarbonate, silice et magnésium). *"Lorsque les débits sont forts, l'inondation des plaines se traduit par un apport (au lac) de substances dissoutes. Lorsque les débits sont faibles, mais cependant suffisants pour provoquer des débordements, les plaines riveraines ne participent pas à l'alimentation du lac. Elles constituent au contraire... autant de pièges favorables au dépôt des éléments en solution. Lorsque les débits sont très faibles le maintien de la totalité des volumes d'eau entre les berges des grands axes de drainage, isole les plaines d'inondation..."* (Gac, 1979, p. 131).

b) Apports en suspension. Les plaines d'inondation, riches en végétation, constituent un **filtre efficace**. Elles régularisent les apports de l'amont qui ne peuvent passer que par les lits des fleuves et ne varient donc pratiquement pas quel que soit le débit (tabl. 2). Ainsi, le Logone avant son confluent avec le Chari contient en moyenne 123 mg/l de charge solide. Par contre, les eaux issues des Yaérés, et qui proviennent du débordement du Logone, ne contiennent plus que 23 mg/l (Gac, 1979). Inversement l'érosion des berges participe activement aux apports vers le lac Tchad. Ainsi le Chari avant son confluent avec le Logone, contient en année

moyenne 54 mg/l, alors qu'à l'issue du bassin amont il n'en contenait plus que 43 mg/l (Gac, 1979, p. 135-136). Au total, en année moyenne et selon les chiffres que nous avons retenus (tabl. 2), les berges des plaines d'inondation fourniraient 750000 tonnes de matière en suspension, qui s'ajoutent aux 245000 tonnes issues des berges des plaines méridionales. Ces chiffres n'ont qu'une valeur indicative ; nous avons déjà mentionné deux hypothèses de calcul (tabl. 2) et il en existe d'autres (Carre, 1972 ; Chouret, 1975 ; Carmouze, 1976 ; Gac, 1979). Ainsi, l'hypothèse formulée par Gac (1979), basée sur la composition minéralogique des berges et des suspensions, éclaire le problème des transferts de matière dans le bassin aval.

5.4. Transferts de matière dans le bassin aval

Les matières en suspension issues des plaines d'inondation contiennent 10,5% de montmorillonite et 5,2% de feldspaths (tabl. 3). Absents des matières en suspension issues du bassin amont, ces minéraux ne peuvent provenir que de l'érosion des berges (Gac, 1979, p. 143). Connaissant la composition minéralogique moyenne de la fraction argileuse des berges (kaolinite 34%, montmorillonite 30%, interstratifiés 25% et illite 11% ; Gac, 1979, p. 147), il est possible d'évaluer à partir de la quantité de montmorillonite, la quantité d'argile issue des berges. Ainsi à 275000 tonnes de montmorillonite en année moyenne, correspondraient 310000 tonnes de kaolinite, 230000 tonnes d'interstratifiés et 100000 tonnes d'illite ; soit au total 915000 tonnes. L'augmentation du quartz et du feldspath en suspension (170000 tonnes, tabl. 3) proviendrait également des berges (Gac, 1979, p. 146), qui fourniraient donc au total 1085000 tonnes, chiffre très comparable à celui obtenu précédemment compte tenu de l'imprécision des données et des approximations successives (995000 tonnes, tabl. 2). En se basant sur une répartition du matériel des berges de 25% pour la fraction argileuse et 75% pour la fraction silto-sableuse (Gac, 1979, p. 146), l'érosion totale des berges serait donc de 3660000 tonnes (915000 tonnes d'argiles x 4) dont 1085000 migreraient en suspension et 2585000 seraient accumulées dans le lit des fleuves.

Inversement, les variations dans la composition minéralogique des suspensions (tabl. 3) montrent le **dépôt dans les plaines d'inondation** de 865000 tonnes de kaolinite, 520000 tonnes d'illite et d'interstratifiés, 95000 tonnes d'hydroxydes (essentiellement de la goethite) et 45000 tonnes de produits amorphes, soit au total 1525000 tonnes, chiffre comparable à celui calculé auparavant (1435000 tonnes, tabl. 2). Par ailleurs, on peut supposer que de la montmorillonite est formée dans les plaines d'inondation à partir des matériaux

Tableau 3. Variations de la composition chimique et minéralogique des apports fluviaux de l'amont à l'aval du bassin du Chari en année moyenne (% d'après Gac, 1979 ; tonnages cf. tabl. 2).

SORTIE DU BASSIN AMONT				SORTIE DU BASSIN AVAL			
APPORTS EN SOLUTION	Ca	5,9 %	140 000 tonnes	Ca	6,1 %	160 000 tonnes	
	Na	4,5	105 000	Na	4,3	110 000	
	Mg	3,0	70 000	Mg	2,8	72 000	
	K	3,0	70 000	K	2,8	72 000	
	HCO ₃	47,2	1105 000	HCO ₃	48,1	1240 000	
	SiO ₂	33,2	790 000	SiO ₂	32,5	840 000	
	Cl	0,8	20 000	Autres	3,4	86 000	
	SO ₄	0,7	16 000				
	PO ₄	0,2	5 000				
	Fe	1,2	28 000				
	Al	0,3	7 000				
	Autres	0,2	4 000				
			2350 000 tonnes			2580 000 tonnes	
APPORTS EN SUSPENSION	Kaolinite	59,7%	1820 000 tonnes	Kaolinite	48,5 %	1265 000	
	Illite	13,2	400 000	Illite			
	Interstratifiés	8,1	245 000	Interstratifiés	17,5	455 000	
	Quartz	8,8	270 000	Quartz	11,7	305 000	
	Hydroxydes	5,7	175 000	Hydroxydes	3,1	80 000	
	Amorphes	4,5	135 000	Amorphes	3,5	90 000	
	Montmorillonite	0	0	Montmorillonite	10,5	275 000	
	Feldspath	0	0	Feldspath	5,2	135 000	
			3045 000 tonnes			2605 000 tonnes	

abandonnés par les crues. Kaolinite et goethite provenant des apports en suspension, associées à du calcium, du sodium et de la silice provenant des apports en solution, peuvent effectivement former de la montmorillonite et de la calcite (Gac, 1979, p. 155). Par contre l'origine des feldspaths des plaines d'inondation n'est pas bien établie. Ils ne peuvent pas provenir du socle altéré du bassin amont où ils sont complètement hydrolysés. Mais ils peuvent avoir été repris par l'érosion des dépôts gréseux du Continental Terminal, beaucoup moins altérés, et qui contiennent de 10 à 16% de feldspaths (Gac, 1979, p. 154). Les transferts de matériel vont se poursuivre dans le lac Tchad.

6. SEDIMENTATION DANS LE LAC TCHAD

6.1. Cadre géographique

a) **Cadre topographique.** Le lac Tchad est situé sur le flanc SW du bassin, et atteignait un niveau moyen de 281,8 m environ avant la sécheresse actuelle. Le lac Tchad n'occupe pas la zone la plus basse du bassin du Tchad. Ses eaux peuvent s'écouler vers le NE par une vallée fossile, le Bahr El Ghazal (fig. 2), vers les Bas-Pays du Tchad dont le point le plus bas se situe vers 165 m seulement. Cet écoulement est possible grâce à deux émissaires qui se rejoignent dans la région de Moussoro (fig. 2). Le plus important de ces émissaires, et le plus méridional, franchit un seuil de 286 m environ à la hauteur de Moussoro (IGN, 1958). Le plus septentrional, moins bien marqué, correspondrait à un seuil de

286-288 m environ (IGN, 1960) et non 284 m (Maley, 1981).

Le lac est divisé en deux cuvettes, individualisées par un resserrement du pourtour côtier et un net décalage de l'altitude des fonds. Ces derniers sont généralement compris entre 280 et 278,5 m au Sud et 277,5 à 275,5 m au Nord, et le seuil qui les sépare est de 279,5 m (Carmouze, 1976 ; fig. 19.B). La profondeur moyenne du lac est donc faible, généralement moins de 4 m. Elle peut atteindre exceptionnellement 11 m près du rivage nord. En effet, plus on se rapproche du rivage septentrional et plus la topographie est marquée par une ancienne morphologie dunaire qui correspond à l'erg du Kanem et qui donne son aspect indenté très particulier au rivage (fig. 19.A). Les dunes côtières, généralement orientées NW-SE, sont plus allongées (5-10 km contre 3-6 km) et plus hautes (10-15 m contre 7-9 m) dans la cuvette sud que dans la cuvette nord. "...Les sommets de dune d'altitude inférieure à 285 m sont généralement arasés. Cette usure est probablement due à l'action érosive des crues du lac au cours des époques de transgression lacustre. En définitive, le fond de la cuvette sud est plus plat et plus élevé que celui de la cuvette nord... L'alluvionnement du lac, qui a été beaucoup plus important au Sud qu'au Nord, en est peut-être la cause..." (Carmouze, 1976, p. 26).

b) **Paysages du lac Tchad.** En bordure de l'erg du Kanem, les sommets des dunes exondées forment un "archipel" (fig. 19.A). Lorsque les sommets sont immergés de 0,25 à 1,5 m, ils sont généralement colonisés par des macrophytes et forment des îles de

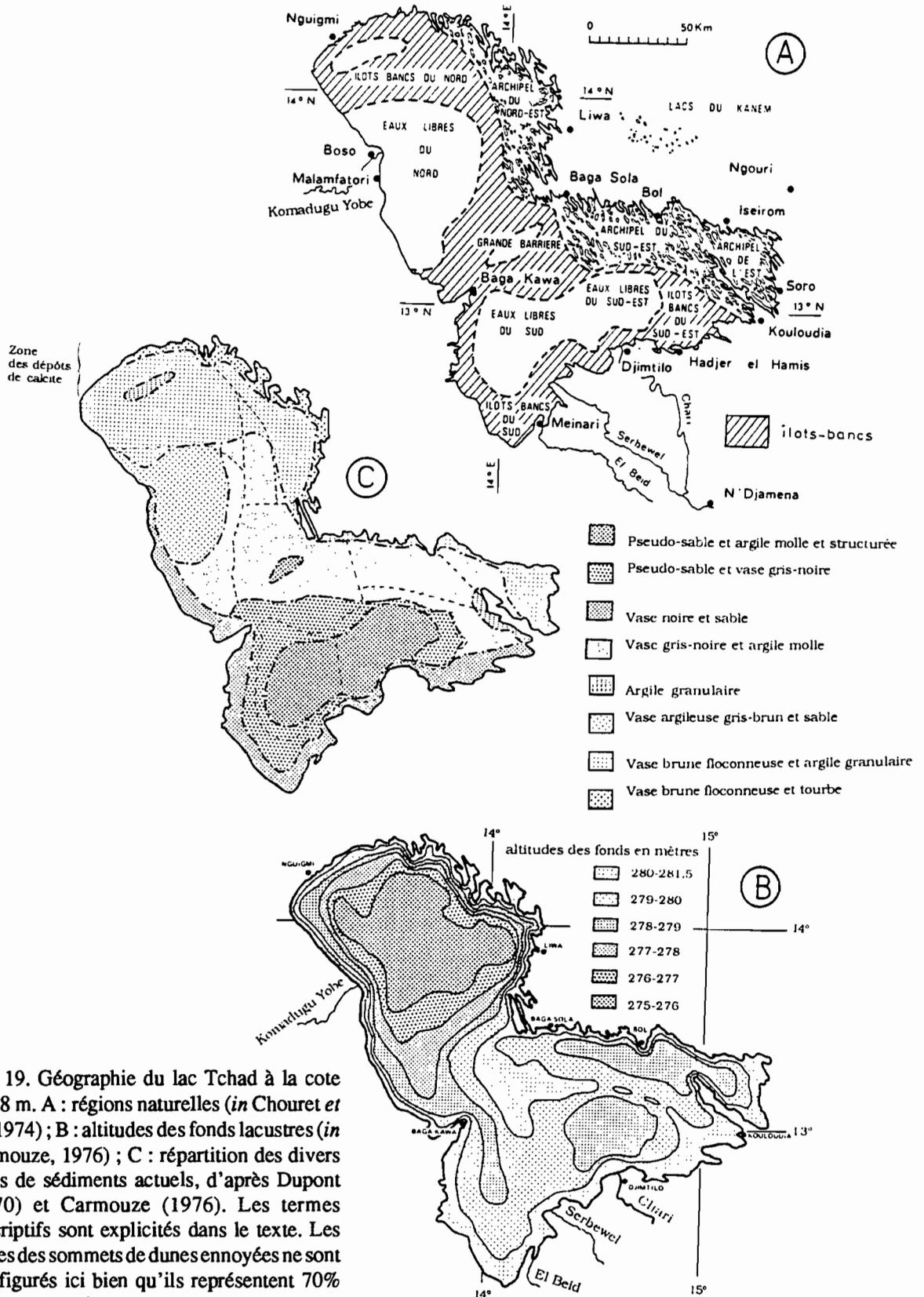


Fig. 19. Géographie du lac Tchad à la cote 281,8 m. A : régions naturelles (in Chouret *et al.*, 1974) ; B : altitudes des fonds lacustres (in Carmouze, 1976) ; C : répartition des divers types de sédiments actuels, d'après Dupont (1970) et Carmouze (1976). Les termes descriptifs sont explicités dans le texte. Les sables des sommets de dunes ennoyées ne sont pas figurés ici bien qu'ils représentent 70% environ des affleurements de sable.

végétation ou "îlots-bancs" (fig. 19.A). On rattache à cette catégorie les zones marécageuses développées surtout autour du delta du Chari. Lorsque la profondeur empêche le maintien en surface d'une végétation fixée au sol, on parle d'"eaux-libres" (fig. 19.A). La "Grande-Barrière" est une zone relativement élevée et riche en végétation, qui contrarie les échanges d'eaux entre les 2 cuvettes (fig. 19.A).

c) **Variations du niveau lacustre et évolution des paysages.** Compte tenu de sa grande superficie et de sa faible profondeur, le lac Tchad peut subir des modifications importantes dans la répartition des paysages pour de faibles variations du niveau lacustre. Les paysages que nous avons décrits (fig. 19.A) sont ceux du niveau moyen 281,8 m. La profondeur moyenne est alors de 3,8 m et le volume des eaux lacustres de 72.10^9 m³ (Carmouze, 1976 et fig. 20). Les "eaux-libres" représentent alors 38% de la superficie totale (21350 km²), les "îlots-bancs" 39% et les "archipels" 23%. Lorsque le niveau monte de 1,5 m (cote 283,3 m en janvier 1963 ; fig. 20), la surface des "eaux-libres" augmente aux dépens de celle des "îlots-bancs" (respectivement 52 et 21%). Par contre celle des "archipels" augmente aux dépens de l'erg du Kanem (27%). Le volume des eaux lacustres atteint alors probablement 110.10^9 m³ environ (fig. 20).

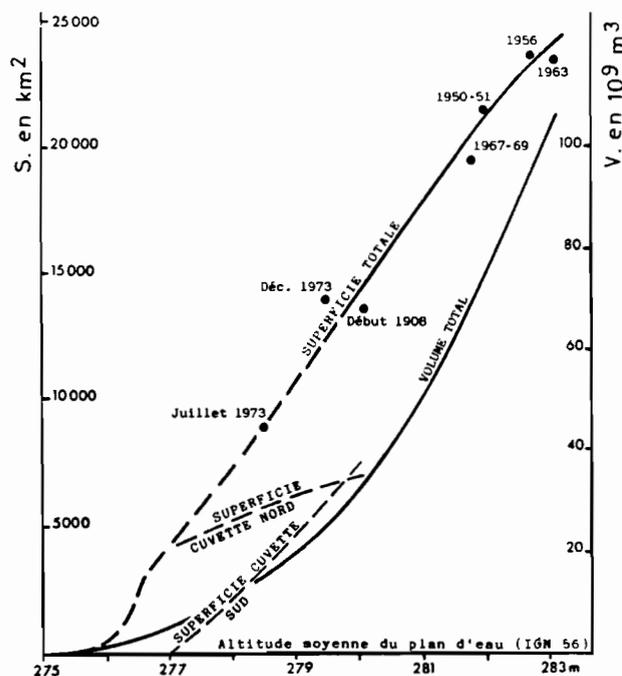


Fig. 20. Superficie et volume des eaux du lac Tchad en fonction de l'altitude du plan d'eau, d'après Carmouze *et al.* (1973), Chouret (1977) et Sircoulon (1984-1985). A partir de 279,5 à 279m, le lac se scinde en deux cuvettes. La courbe de la superficie totale représente donc alors un maximum potentiel qui ne sera plus atteint dès que la cuvette sud ne participera plus saisonnièrement à l'alimentation de la cuvette nord (exemple fig. 21 e).

Les variations sont surtout sensibles dans le cas d'une baisse du niveau lacustre (fig. 21. b à f). En effet, la majeure partie des eaux de la cuvette nord provient de la cuvette sud. Aussi, lorsque le seuil de la "Grande-Barrière" est exondé et que la cuvette sud ne participe plus à l'alimentation de la cuvette nord, celle-ci qui ne reçoit plus que les faibles apports saisonniers de la pluie et de la Komadugu Yobe, s'assèche totalement chaque année (fig. 21.f.). L'assèchement affecte également la cuvette sud. Ainsi, en mai-juin 1985 le lac Tchad s'est réduit à une seule poche de 2000 km² environ d'"eaux-libres" face au delta du Chari (Sircoulon, 1984-1985). Le volume était alors inférieur à 2.10^9 m³ (fig. 20). Cette baisse est liée directement à la diminution massive des apports du Chari qui n'ont été en 1984 que de 200 m³/s contre 1183 m³/s en moyenne (Sircoulon, 1984-1985). Il s'agit là de conditions encore plus défavorables que celles que nous avons retenues pour l'année centennale sèche (moyenne entre 1972-1973 et 1973-1974) où les apports du Chari étaient encore de 555 m³/s.

6.2. Types de dépôts lacustres

L'épaisseur des dépôts au-dessus du paléo-relief dunaire est estimée à 4 m en moyenne pour l'ensemble du lac (Gac, 1979).

* **Les sables** (Dupont, 1970). Pauvres en matière organique (au plus 1%) ainsi qu'en argiles et silts (exceptionnellement 10%), il s'agit essentiellement de sables fins, avec des médianes comprises entre 0,280 et 0,110 mm : 10% de sables moyens (0,500 à 0,250 mm), 80% de sables fins (0,250 à 0,125 mm), 10% de sables très fins (0,125 à 0,063 mm). Pour 80% ils sont bien à très bien classés (sorting-index de Trask supérieur à 0,80). Ils proviennent en effet en majeure partie de l'erg du Kanem que recouvre le lac. Ces sables éoliens qui ont une moyenne proche de 0,250 mm, dominent dans près de 70% des échantillons. Un deuxième stock, souvent mêlé au premier, de moyenne proche de 0,160 mm, correspond aux apports fluviaux, car il est géographiquement limité aux abords des deltas du Chari et de ses effluents, de la Komadugu Yobe et des cours d'eau temporaires du Nigeria (fig. 19.C). Un troisième stock peut apparaître, toujours mélangé aux précédents (14% du total au maximum), avec une moyenne proche de 0,400 mm. Ces sables, qui sont les mieux classés, correspondraient aux plages lacustres (Dupont, 1970, p. 25).

Les sables sont généralement pauvres en minéraux lourds, comme les sables de l'erg du Kanem, et il s'agit à plus de 80% de minéraux résistants ubiquistes (zircon, tourmaline et rutile). Par contre, à l'embouchure même des fleuves, les sables sont riches en minéraux d'altéra-

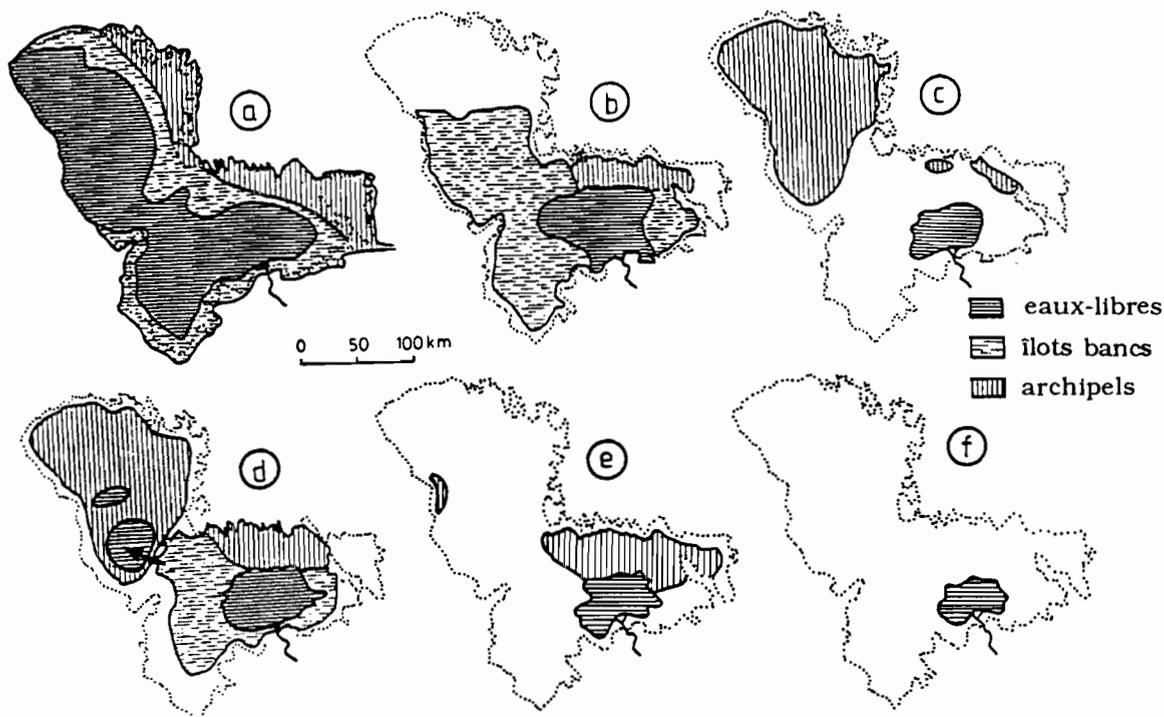


Fig. 21. Evolution des paysages du lac Tchad en fonction du niveau lacustre, d'après Carmouze (1976), Chouret (1977), Sircoulon (1984-1985) et Vuillaume (1981). La ligne pointillée figure le rivage lacustre à la cote 281,8 m. Les surfaces marécageuses et les variations de densité de végétation des surfaces exondées ne sont pas figurées ici. a : cote 283,3 m (janvier 1963) ; b : cote 280 m environ (fin 1907-début 1908) ; c : cote 278,8 m (juin 1973) ; d : cote 279,7 m (décembre 1973) ; e : cote 280,8 m (octobre-novembre 1975) ; f : cote 278 m environ (mai-juin 1985).

tion (jusqu'à 57% d'épidote, zoïsite et hornblende verte) qui ne représentent ailleurs que quelques pourcents. Cette différence confirme la localisation très étroite des apports sableux à l'embouchure même des fleuves.

* Les "pseudo-sables" (Dupont, 1970 ; Dupont et Lemoalle, 1971 ; Carmouze, 1976 ; Mathieu, 1978). Ce terme est utilisé localement pour désigner des grains ferrugineux à structure cortiquée (Guichard, 1957). Ce sont des granules présentant un noyau de smectite avec des traces de kaolinite, et un cortex ayant soit une structure pelliculaire concentrique soit une structure irrégulière, et qui contient de la goethite incorporée dans une trame siliceuse poreuse. Ils sont très bien classés avec une médiane variant de 0,205 à 0,285 mm. Les mieux formés, qui sont aussi les plus gros (jusqu'à 0,4 mm) ne représentent que 5% du total. Des oolithes ferrugineuses existent dans le Continental terminal du bassin amont (Wolff, 1964), et la localisation des "pseudo-sables" uniquement dans la cuvette sud avec une concentration maximale dans les régions adjacentes au delta du Chari (fig. 19.C), amènerait naturellement à penser qu'ils proviennent des apports solides du Chari. Or, ils n'ont jamais été observés ni dans les suspensions, ni dans le lit de ce fleuve. De plus, Dupont (1970) fait remarquer que leur taille et leur densité sont supérieures à celles des apports fluviaux (respectivement 0,240 mm en moyenne et 2,80 de densité, contre

0,160 mm et 2,65), ce qui laisse penser que le Chari serait dans l'impossibilité mécanique de fournir de tels dépôts. De fait, on distingue nettement, géographiquement, les sables fins déposés par le Chari à l'extrémité de son delta, et les "pseudo-sables" qui ne se rencontrent qu'au-delà. L'hypothèse de l'autochtonie, et donc de la néoformation, est de loin la plus probable (Dupont, 1970). Les "pseudo-sables" deviennent moins nombreux, plus friables et plus irréguliers, et ils présentent de plus en plus de traces d'usage, lorsqu'on s'éloigne des abords immédiats du delta du Chari. On peut donc penser à une dispersion et à une évolution postérieure au dépôt (Carmouze, 1976).

* La vase (Dupont, 1970). Elle constitue les dépôts les plus abondants dans le lac (fig. 19.C). C'est un matériau sans aucune structure, gris à noir, qui se présente sous forme de gros flocons. Cette vase est très riche en eau ainsi qu'en matière organique (10 à 16% du poids sec), et la fraction minérale se répartit équitablement entre les argiles (essentiellement de la montmorillonite), les silts et les sables. Sur le littoral nord la matière organique peut atteindre 30% et la vase prend alors un caractère tourbeux (fig. 19.C).

* L'"argile". Sous ce terme, Dupont (1970) et Carmouze (1976) regroupent des dépôts fins de consistance supérieure à celle de la vase. Il s'agit en fait d'argilites silto-sableuses. Le matériau sec contient

55 à 85% d'argiles, 10 à 35% de silts et seulement 2 à 20% de sables. La fraction organique ne dépasse pas 5%. Ces dépôts se présentent sous trois faciès (fig. 19.C) que Dupont (1970) interprète comme liés à l'importance du réseau racinaire. Ainsi, dans les zones les plus profondes, où la végétation émergente n'a pu s'implanter, on trouve de l'"argile molle" où la phase aqueuse représente entre 120 et 320% du poids sec. Dans les zones moins profondes où des macrophytes ont pu s'implanter occasionnellement, on trouve de l'"argile structurée" par le développement du réseau racinaire qui isole des polyèdres et abaisse la teneur en eau. Enfin, dans les zones venues à l'émergence on trouve de l'"argile granulaire". La dessiccation subie par le matériau exondé en cours de saison sèche isole les polyèdres qui se comportent ensuite comme un matériau détritique soumis à l'action des vagues et des courants (Dupont, 1970).

6.3. Minéralogie des sédiments palustro-lacustres, d'après Carmouze (1976)

Les concentrations moyennes en feldspaths, quartz, illite et interstratifiés des sédiments palustro-lacustres sont peu différentes de celles des apports du Chari. Par contre de grands changements interviennent pour la kaolinite qui décroît de 48,5 à 34,1%, alors que la montmorillonite passe de 14,2 à 26,7%. De même la silice amorphe croît de 0,4 à 6,1% et la calcite de 0 à 4,7%. Ces chiffres recouvrent de grandes disparités régionales qui nous renseignent sur l'évolution des apports du Chari.

* **Les feldspaths** sont très inégalement répartis (fig. 22.A). Comme ils sont très faiblement présents dans les sables éoliens sous-jacents, leur répartition permet de suivre le trajet des apports détritiques grossiers dans le lac. Leur concentration est la plus faible dans les "archipels" ce qui est logique compte tenu de la morphologie sinueuse de ces zones et de leur richesse en végétation. Leur concentration est également faible au centre de la cuvette nord ce qui est conforme à la répartition des courants lacustres. Les concentrations maximales sont situées dans les "eaux libres" face aux deltas du Chari et de la Komadugu Yobe (fig. 22.A), qui sont donc les zones préférentielles de la sédimentation détritico silto-sableuse.

* **La calcite** est présente uniquement à l'extrémité septentrionale de la cuvette nord (fig. 22.B) où elle peut atteindre 38% du sédiment. Elle témoigne de la concentration des eaux au cours de leur cheminement dans le lac.

* **La kaolinite** (fig. 22.C). Comme l'ensemble des argiles détritiques apportées par les fleuves (fig. 22.H) elle a une répartition contraire à celle des feldspaths. Elle ne sédimente pas dans les zones où les courants sont

trop forts ; c'est-à-dire face aux deltas du Chari et de la Komadugu Yobe et au Sud de la "Grande-Barrière" par où s'effectuent les déversements les plus importants de la cuvette sud vers la cuvette nord (fig. 19.A-22.H).

* **Les smectites** sont présentes dans le lac dans des proportions bien supérieures à celle des apports du Chari (26,7% contre 10,5%), ce qui indique une néoformation dans le lac (Dupont, 1970 ; Carmouze, 1976). En supposant que la totalité des apports fluviaux de kaolinite et d'illite sédimente dans le lac, on peut estimer l'importance des smectites néoformées (Carmouze, 1976). Ainsi, au total 35,5% des smectites des sédiments palustro-lacustres seraient allochtones, et 64,5% seraient néoformées. Les smectites néoformées se répartissent différemment des argiles détritiques (fig. 22.F et H). Elles sont plus abondantes (75% environ du total des smectites) dans les zones adjacentes au delta du Chari. Elles participent en effet à la formation des "pseudo-sables". Au contraire, elles sont moins abondantes vers le rivage septentrional de la cuvette nord (fig. 22.F). A partir des analyses chimiques, Carmouze (1976, p. 207) a estimé qu'elles ne représentaient plus que 56% environ des smectites de cette zone. Outre ces variations quantitatives des smectites dans les sédiments palustro-lacustres, on note d'importantes variations dans leur composition chimique :

- **face au delta du Chari**, les granules de "pseudo-sable" contiennent une montmorillonite ferrifère et légèrement magnésienne, la **nontronite**. Elle est néoformée à partir de la goethite et de la kaolinite en suspension, ainsi qu'à partir du calcium, du magnésium et de la silice en solution. Elle se forme dans un milieu agité, dilué et faiblement alcalin (Lemoalle et Dupont, 1972). Gac (1979, p. 175) pense que la formation de la nontronite est "accidentelle" et a lieu en période de régression lacustre. En effet l'abaissement du niveau lacustre favorise le développement des macrophytes dans la zone deltaïque. Ces végétaux vont constituer une "barrière d'oxydo-réduction", permettant de libérer en solution le fer des minéraux en suspension. Puis ce fer sera à nouveau oxydé dans la zone agitée face au delta, où il participera à la formation de la nontronite.

- **au-delà des "eaux-libres" de la cuvette sud**, dans des milieux plus concentrés et plus alcalins, et lorsque le support détritico hérité est important (kaolinite et goethite), il y a néoformation de **beidellites ferrifères** (Carmouze, 1976 ; Gac, 1979). Notons que ces conditions étant celles des plaines d'inondation, les smectites néoformées y sont du même type. Les smectites détritiques, enlevées aux berges des plaines d'inondation et apportées au lac Tchad par le Chari sont également des beidellites ferrifères.

- **en s'éloignant encore plus vers le Nord**, dans la

cuvette septentrionale, lors des mouvements d'eau d'un cycle annuel, la quantité de matière en suspension diminue, les eaux du lac se concentrent et deviennent carbonatées sodiques et alcalines. Il y a alors néoformation d'une smectite de plus en plus magnésienne et siliceuse au fur et à mesure qu'on progresse vers le Nord : la stévensite. Cette smectite coexiste avec la calcite et la silice amorphe sur le littoral septentrional (fig. 22.B et I) où elle ne représente que de faibles quantités (moins de 14,7%, fig. 22.F). La formation de stévensite provoquant une importante diminution de la concentration des eaux en magnésium, le carbonate qui précipite reste calcique. La calcite magnésienne et la dolomite sont absentes des dépôts palustro-lacustres (Carmouze, 1976 ; Gac, 1979). La succession observée : nontronite, beïdellite ferrifère et stévensite, est conforme à la séquence des argiles sédimentaires de Trauth (1977). Cette séquence est, en effet, ordonnée en fonction du rapport entre la silice en solution et le magnésium disponible et en fonction des mécanismes de formation : héritage, recristallisation et néoformation.

6.4. Sédimentation biochimique

* **Les mollusques.** Les besoins annuels en calcium des mollusques sont largement supérieurs aux apports fluviaux (Lévêque, 1972). Il y a donc un **recyclage permanent du calcium**. En effet, les coquilles mortes sont très rapidement dissoutes dans la cuvette sud et la moitié méridionale de la cuvette nord. Par contre, elles participent à la sédimentation dans la moitié septentrionale de la cuvette nord. Le stock de calcium ainsi soustrait aux eaux lacustres est certainement minime. D'une part parce que la biomasse de mollusques est relativement faible dans cette zone. D'autre part, parce que les coquilles enfouies peuvent être dissoutes par les solutions interstitielles. Aussi, en situation pluviométrique habituelle ou moyenne, seules les zones souvent exondées, comme les plages, pourront conserver une quantité notable de coquilles mortes. **La biomasse de mollusques est susceptible de varier très rapidement et de façon importante en fonction des oscillations du niveau lacustre.** Ainsi, de 1968 à 1970,

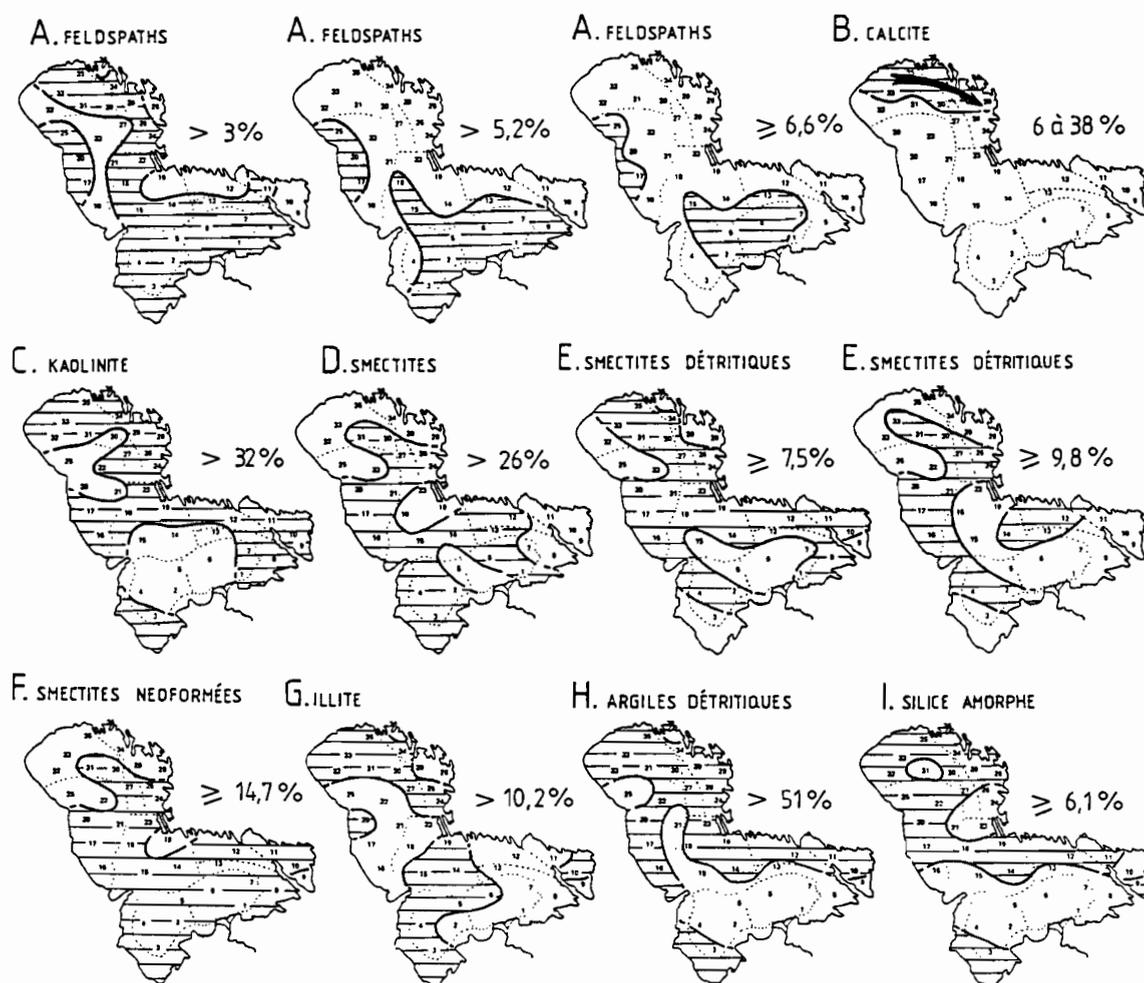


Fig. 22. Répartition des minéraux dans les sédiments du lac Tchad, interprétée d'après les données de Carmouze (1976).

une baisse du niveau de 281,8 à 281,1 m, a provoqué une augmentation de la biomasse de mollusques de 33% environ. Cette augmentation était probablement liée au développement de la végétation en relation avec la diminution des "eaux-libres". Puis la poursuite de la baisse de 281,1 à 280,7 m entre 1970 et 1972 a vu au contraire une chute de la biomasse de 5 à 10 fois par rapport à celle de 1970 (Lévêque, 1972 ; Carmouze, 1976). Une grande quantité de coquilles s'est ainsi trouvée rapidement exondée et à l'abri d'une dissolution rapide. Ainsi, par analogie avec la situation actuelle, la présence de coquilles dans les dépôts quaternaires pourrait correspondre à trois situations : des dépôts de plage ; des dépôts de la zone septentrionale où le calcaire empêche la dissolution ; des thanatocénoses liées à une brusque variation du niveau lacustre.

* **Les macrophytes**, en année moyenne, stockent l'équivalent de 27% des apports annuels en silice dissoute et 192 % des apports en potassium (Carmouze, 1976 ; Gac, 1979). Mais, après la mort des végétaux, quelques jours d'immersion suffisent pour que plus de la moitié des éléments minéraux soient remis en solution (Lemoalle, 1979). Le stock minéral finalement enfoui annuellement et définitivement soustrait aux eaux lacustres, est donc faible. De plus, il varie en fonction des oscillations lacustres. Ainsi, en période de bas niveau lacustre, lorsque la biomasse végétale augmente considérablement, elle se développe d'abord en puisant les éléments minéraux des sédiments (Lemoalle, 1979). Inversement, en période de haut niveau, la biomasse se réduit et les végétaux noyés pourrissent rapidement reconstituant le stock dissout. De plus le

stock enfoui peu profondément dans les sédiments meubles peut alors être en grande partie redissout (Carmouze, 1976).

* **Les Diatomées** utilisent la silice dissoute pour fabriquer leur test. Il y a donc une relation étroite entre la concentration en silice amorphe des sédiments (fig. 22.I) et les zones palustro-lacustres riches en Diatomées. Notons que là aussi se pose le problème du devenir du stock minéral après la mort des organismes. La dissolution des tests est facile ; pourtant de nombreux dépôts quaternaires de la région sont riches en Diatomées. Il est possible que la fixation d'hydroxydes de fer au moment de la disparition de la membrane organique protège les tests de la dissolution (*in* Carmouze, 1976).

7. PROBLEME DE LA REGULATION SALINE DU LAC TCHAD, D'APRES ROCHE (1973), CARMOUZE (1976) et FONTES (1976)

7.1. Mise en évidence

Nous avons déjà noté (tabl. 3) que de grandes quantités de matières en solution sont déversées par le Chari dans le lac en année moyenne. Compte tenu de l'importante évaporation qui l'affecte, le lac devrait se transformer rapidement en saline. Or, tel n'est pas le cas : les eaux du lac Tchad restent peu salées. Le Chari apporte 65 mg/l en solution (tabl. 2) alors que le lac ne contient en moyenne que 450 mg/l, ce qui, compte tenu du volume lacustre, ne représente que 10 années d'apports seulement (Roche, 1970 et 1973). Il y a bien

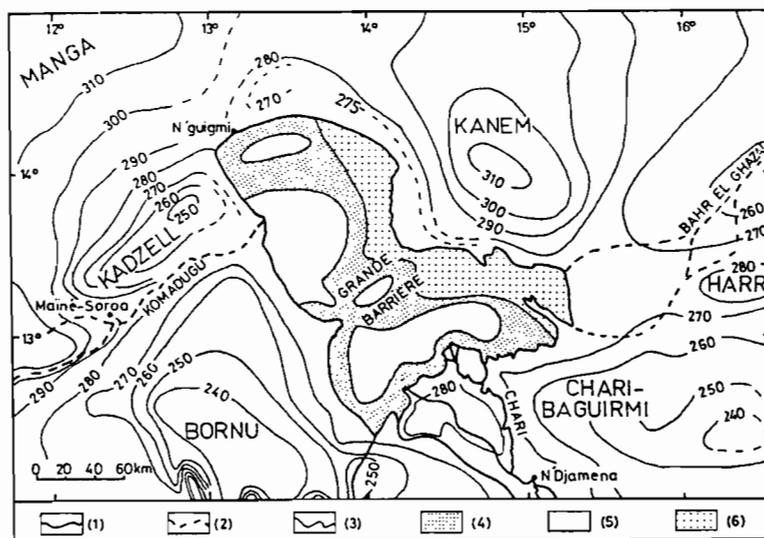


Fig. 23. Piézométrie de la nappe phréatique dans la région du lac Tchad, d'après Roche (1973), Chouret *et al.* (1974) et Pirard (1964c). 1 : cours d'eau permanents ; 2 : cours d'eau temporaires ; 3 : courbes piézométriques en mètres ; 4 : îlots-bancs ; 5 : "eaux-libres" ; 6 : archipels.

une gradation zonale de la salure des eaux qui est généralement 15 à 20 fois plus importante sur la bordure septentrionale qu'au débouché du delta du Chari, mais la situation est stable d'une année à l'autre. **La concentration n'augmente pas avec le temps. Il existe donc une régulation saline naturelle.** Les néoformation argileuses et la précipitation de calcite ne soustraient que 50% des apports en solutions, et il est probable que la sédimentation biochimique intervient peu. Il faut donc chercher un autre mécanisme.

7.2. Hypothèse de l'abandon des sels en surface

L'ensemble du littoral nord-est du lac, formé par l'erg du Kanem, présente un aspect indenté, avec de nombreuses circonvolutions et des seuils (fig. 19.A). Aussi, dès 1903, Dubois supposait qu'à chaque cycle annuel les eaux les plus minéralisées y étaient abandonnées, puis évaporées. Cependant il ne peut s'agir que d'une perte temporaire, car ces sels seront redissouts lors de la crue suivante. Les oscillations lacustres provoquent donc à long terme un rejet des sels vers l'extérieur, mais cela ne règle pas le problème d'une année à l'autre (Roche, 1970).

7.3. Hypothèse d'une infiltration massive dans la nappe phréatique

Les études hydrogéologiques (*in* Roche, 1973) ayant montré que le lac Tchad est entouré de dépressions piézométriques (fig. 23) il était tentant d'envisager une régulation saline par infiltration dans la nappe phréatique. Le rivage sud et ouest, régulier et riche en niveaux argileux, se prête mal à une telle hypothèse. Par contre, le rivage nord-est, irrégulier et constitué essentiellement par les sables de l'erg du Kanem, pourrait effectivement donner lieu à des infiltrations importantes. Cette hypothèse est appuyée par l'existence sur tout ce littoral, d'une gouttière piézométrique qui peut servir de drain (fig. 23) et où les salines sont très nombreuses. Pourtant, dans cette zone, des analyses ont indiqué que la nappe peut être localement moins salée que les eaux littorales du lac (Roche, 1973). Seule la géochimie isotopique a permis de comprendre le mécanisme régulateur.

7.4. Mécanisme de la régulation saline du lac Tchad, d'après Roche (1973) et Fontes (1976)

L'analyse des teneurs en ^{18}O permet de distinguer les eaux lacustres des eaux pluviales. Les premières, qui ont été soumises à l'évaporation pendant leur séjour

dans le lac, se sont enrichies en ^{18}O . Ainsi les teneurs moyennes annuelles passent de $-2,8\text{‰}$ à l'embouchure du Chari, à 0‰ dans les "eaux-libres" de la cuvette sud, à $+4,5\text{‰}$ dans la "Grande-Barrière", et jusqu'à $+9,5\text{‰}$ sur le littoral septentrional de la cuvette nord (Roche, 1973, p. 188-192). Au contraire, les eaux pluviales qui se sont peu évaporées au cours de leur infiltration rapide dans le sable, ont des concentrations en ^{18}O de -5 à $-5,5\text{‰}$ seulement. Ainsi, l'analyse isotopique a montré que l'essentiel de l'alimentation actuelle de la nappe phréatique au NE du lac Tchad est constitué d'eaux de pluie. Ces eaux pluviales se mélangent progressivement par le haut à d'anciennes eaux lacustres et pluviales infiltrées lors d'épisodes humides antérieurs. Les eaux lacustres actuelles imprègnent les dunes littorales, mais alimentent très peu la nappe phréatique. En effet, au cours de leur cheminement depuis le lac, les eaux lacustres sont rapidement évaporées dans les creux interdunaires proches du littoral en même temps que leurs sels s'y déposent (fig. 24). Ces sels sont ensuite redissouts, puis transportés par l'eau pluviale vers l'aquifère.

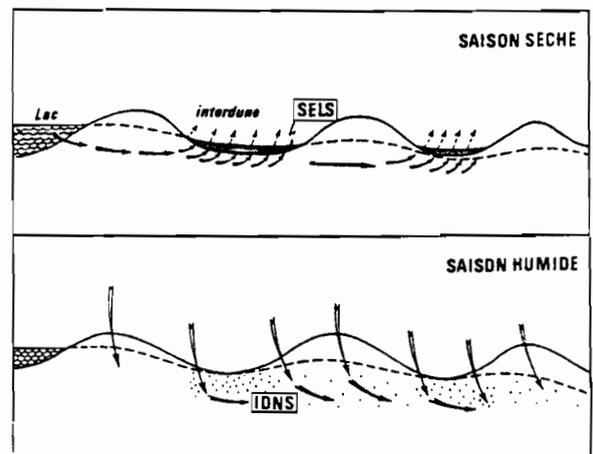


Fig. 24. Schéma hypothétique expliquant le mécanisme qui permet au lac Tchad de conserver des eaux peu salées (*in* Fontes, 1976). "Le gradient général de la nappe engendre un écoulement centripète. Les eaux lacustres infiltrées sont entraînées sous les dunes, mais sont reprises par l'évaporation au niveau des interdunes où le niveau piézométrique se rapproche de la surface du sol et où les sédiments plus fins sont propices à l'évaporation capillaire. A l'issue de quelques passages par de telles zones évaporatoires, l'eau lacustre est pratiquement éliminée du système. Les sels sont repris par un autre vecteur, l'eau météorique de la saison humide qui lave les franges des interdunes ainsi que les rives du lac découvertes par la décrue, et véhicule les sels vers la nappe. D'interdune en interdune et de relais à sec en relais à sec, les sels sont exportés hors du domaine lacustre" (Fontes, 1976, p. 140).

8. LES EVAPORITES

Dernier terme de l'évolution des eaux lacustres, **elles ne se forment donc pas dans le domaine du lac**. Roche (1973, p. 234-239) a calculé que 63 à 47% des ions et 17 à 13% de la silice apportés par le Chari sont évacués du lac Tchad par l'infiltration, soit en année moyenne de $0,93$ à $1,24 \cdot 10^6$ tonnes (tabl. 3). Une autre estimation (Carmouze et Pedro, 1977) qui admet une évacuation de 50% de la silice, aboutit au total de $1,5 \cdot 10^6$ tonnes. Ces pertes représenteraient donc de 37 à 58% des apports en solution du Chari en année moyenne (tabl. 3). Les infiltrations concernent des eaux très concentrées en sodium, potassium et bicarbonate, et qui contiennent encore de grandes quantités de magnésium et de silice (Maglione, 1976). Leur évaporation hors du lac (fig. 24) donne lieu à **deux types de paragenèses salines**. Dans les milieux confinés et réducteurs, qui sont de loin les plus nombreux, la paragenèse est dominée par le sodium qui s'associe aux carbonates et aux silicates ; parfois, dans des milieux drainés et oxydants, le sodium s'associe aux chlorures et aux sulfates (Maglione, 1976). Dans le premier cas la genèse de la calcite sera suivie de celle des carbonates de sodium (gaylussite, nahcolite, trona, natron puis thermonatrite). Eventuellement, on trouvera également des silicates de sodium (magadiite, kanemite et mordénite) et de la silice amorphe. Dans le second cas, la halite, la northupite ($\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$), puis le gypse seront suivis de sulfates de sodium (bloedite, mirabilite et thénardite). Certains de ces minéraux sont très instables et il n'est donc pas étonnant qu'on ne les rencontre pas dans les formations quaternaires. Mais, en général les formations quaternaires du bassin du Tchad contiennent peu d'évaporites (Servant, 1973). Pourtant des associations de diatomées fossiles, caractéristiques de milieux carbonatés sodiques ou chloro-sulfatés sodiques, indiquent souvent l'existence de salines comparables aux actuelles et dont les sels ont disparu (Servant-Vildary, 1978). Cette disparition des évaporites est expliquée par l'érosion éolienne en période aride et par la dissolution, puis l'infiltration dans l'aquifère en période humide (Roche, 1973).

9. TAUX DE SEDIMENTATION

9.1. Bilan global

En année moyenne, le lac Tchad reçoit donc 2605000 tonnes d'apports en suspension du Chari, auxquels s'ajoutent les particules chariées sur le fond (6% du total), soit 155000 tonnes. Il reçoit également 2580000 tonnes d'apports en solution, dont 1240000 tonnes

(hypothèse haute de Roche, 1973) sont évacuées par infiltration sur la bordure nord-orientale. Enfin, il reçoit 110 t/km^2 d'apports éoliens (Dupont, 1967), soit 2350000 tonnes. Au total, le lac Tchad reçoit donc 6450000 tonnes. Compte tenu de l'insuffisance des données sur la densité des différents types de dépôts et sur leur évolution avec la compaction, nous utiliserons comme Gac (1979, p. 149, 208 et 223) une densité moyenne et constante de 1,6. **Le caractère hypothétique du taux de sédimentation moyen** ainsi calculé est évident. Ainsi, le dépôt de 6450000 tonnes correspondrait à un volume de 4037500 m^3 . En supposant que ces dépôts soient également répartis sur la totalité de la surface du lac (21350 km^2), l'épaisseur des dépôts serait de 1,9 m en 10,000 ans. Mais la morphologie des fonds lacustres, héritée de l'erg du Kanem et constituée par une alternance de zones hautes (dunes) et basses (interdunes), fait qu'en réalité seule une moitié de la superficie du lac peut recevoir et conserver des dépôts: l'épaisseur des dépôts serait nulle dans les zones hautes soumises à l'émersion ou aux courants lacustres et double dans les zones basses, soit 3,8 m en moyenne. Cette épaisseur théorique est très proche de l'épaisseur réelle. En effet, pour l'Holocène, les variations maximales observées sont de 0 à 15 m et le plus souvent de 2 à 6 m, la moyenne étant de 4 m (Bouchardeau et Lefevre, 1957). La différence entre ces deux chiffres (3,8 et 4m) peut venir de la matière organique dont nous n'avons pas tenu compte. Ces chiffres restent néanmoins très faibles comparés à ceux de la première estimation (Tilho, 1927 et 1928). Ainsi les apports éoliens étaient évalués à 1 m par siècle sur l'ensemble du lac (8 m dans l'archipel), les apports fluviaux entre 2 et 3 m par siècle, et la matière organique à 5 m par siècle, et encore en ne considérant que les seuls végétaux et "... *en négligeant les restes des poissons innombrables, mollusques, caïmans, serpents, batraciens, hippopotames, oiseaux d'eau, insectes, etc, qui peuplent le lac...*" (Tilho, 1928, p. 246).

9.2. Variations des taux de sédimentation selon le climat

a) **En période aride**, correspondant à une succession d'années de crue centennale basse comme 1972-1974, la surface du lac se stabiliserait entre 6610 à 7190 km^2 selon les valeurs retenues pour l'infiltration (Durand, 1993). Connaissant la topographie des fonds du lac (fig. 19.B), nous pouvons penser que la cuvette sud n'alimentera plus la cuvette nord (fig. 20). La situation de la cuvette sud se rapprochera de celle observée en octobre-novembre 1975 (fig. 21.e). La surface du lac serait alors centrée sur les "eaux libres" du Sud-Est et l'"archipel" du Sud-Est. Le lac Tchad recevrait du Chari (tabl. 2) 1700000 tonnes d'apports en

suspension et 930000 tonnes en solution. En supposant que la régulation saline porte sur le même pourcentage qu'en année moyenne (48% environ), 445000 tonnes des apports en solution seraient évacuées hors du domaine lacustre. Par ailleurs, en admettant comme sur la marge continentale atlantique, une augmentation de 100% des apports éoliens, ce qui est probablement un maximum (Sarnthein *et al.* 1981), le lac recevrait alors 1100000 t/an de poussières. Ainsi, au total le lac Tchad recevrait 3285000 t/an sur 6610 km². En supposant une répartition homogène, cela représenterait 497 t/km²/an, soit 0,310 mm/an, toujours selon l'hypothèse d'une densité moyenne et constante de 1,6. En tenant compte de la morphologie dunaire sous-jacente, la sédimentation en période aride serait donc de 6,2m en 10,000 ans.

b) En période humide correspondant à une succession d'années de crue centennale haute, il n'existe pas d'observations. L'hypothèse formulée par Gac (1979) d'une surface de 53000 km² nous semble irréaliste. En retenant une infiltration de 8,2% des apports fluviaux, comme en période moyenne, et en tenant compte du seuil du Bahr El Ghazal vers 285 m nous retiendrons une surface d'environ 27000 km² (fig. 20 et Durand, 1993). Un tel lac recevrait alors du Chari (tabl. 2) 3080000 tonnes en suspension et 4100000 tonnes en solution, par an. En supposant que la régulation saline s'effectue comme en année moyenne, 1970000 tonnes en solution seraient évacuées par l'infiltration. Par ailleurs, en admettant une réduction de 75% des apports éoliens (Sarnthein et Koopmann, 1980), le lac ne recevrait plus que 740000 tonnes de poussières. Au total, le lac Tchad recevrait 5950000 t/an, soit 220 t/km²/an, ou encore 0,275 mm/an en tenant compte de la morphologie dunaire.

10. LES EAUX SOUTERRAINES

10.1. Importance des eaux souterraines dans les processus sédimentaires

Nous avons vu que l'eau apportée par la pluie a une action directe et immédiate sur le sol. Puis cette eau agit lors du ruissellement et des écoulements fluviaux, avant de s'accumuler éventuellement dans les zones déprimées de la topographie où elle permettra une sédimentation palustre, éventuellement lacustre, ou évaporitique. A tous les stades de cette circulation une partie de cette eau retourne rapidement dans l'atmosphère par évaporation et évapotranspiration. Mais une autre partie s'infiltre dans le sol et pourra jouer encore un rôle important dans les processus sédimentaires. En effet, ces eaux souterraines peuvent constituer des réserves importantes, susceptibles dans

certaines conditions de réapparaître en surface. C'est le cas des sources, et surtout de la nappe phréatique qui joue un rôle important dans la zone étudiée, car elle se trouve fréquemment à faible profondeur (quelques mètres) et peut intervenir de différentes façons :

- sans affleurer, elle peut permettre le maintien d'une végétation suffisante pour diminuer l'érosion par la déflation éolienne et le ruissellement (fig. 25.E).
- en affleurant, de façon permanente (fig. 25.C) ou saisonnière (fig. 25.D) dans les points bas de la topographie, elle peut permettre l'installation de mares, voire de lacs.

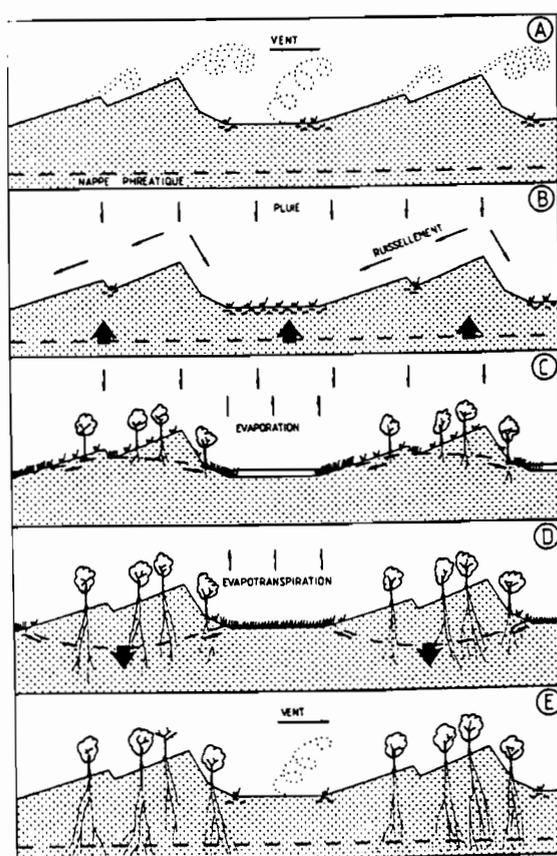


Fig. 25. Evolution schématique de la nappe phréatique en fonction du climat, dans un milieu dunaire. A : la nappe phréatique n'affleure pas ; il n'y a pas d'apports pluviométriques et la déflation éolienne est importante. B : montée de la nappe alimentée par la pluie ; faible accumulation de l'eau dans les points bas du paysage par le ruissellement, ce qui permet le développement d'une végétation herbacée. C : la nappe affleure dans les points bas du paysage, favorisant une évaporation importante. La nappe, proche de la surface, permet l'installation d'un couvert végétal important. D : arrêt de l'alimentation par la pluie; la nappe baisse mais reste à l'affleurement un certain temps encore dans les points bas du paysage où elle permet une évapotranspiration intense. E : une végétation a pu survivre à la baisse de la pluviométrie en développant son réseau racinaire au fur et à mesure de l'enfoncement de la nappe. Cette végétation freine la déflation éolienne.

10.2. Mécanismes hydroclimatiques régissant l'évolution de la nappe phréatique en zone aride et semi-aride

a) **Cadre Général.** Les synthèses les plus récentes (Archambault, 1987 ; Dieng et Ledoux, 1987) admettent qu'en région sud-saharienne l'alimentation de la nappe par la pluie implique le dépassement d'un seuil pluviométrique moyen de 400 mm/an. Il convient cependant de préciser : "... La règle des 400 mm n'a rien d'absolu. On sait que, plus la moyenne annuelle est faible, plus les écarts interannuels sont importants, et donc les pluies différentes d'une année à l'autre. Par ailleurs, les pluies fines et prolongées, les seules à pénétrer, sont rares, mais se produisent parfois (malgré une pluviométrie annuelle faible). Il y a donc des années où en dépit de la moyenne annuelle, une alimentation restreinte peut se produire. Mais l'absence d'alimentation directe par les pluies ne signifie nullement absence d'alimentation. Dans ces régions, le maître mot de l'alimentation des nappes s'appelle ruissellement. ... Pour peu que la nappe d'eau demeure, l'infiltration se produit..." (Archambault, 1987).

A l'inverse, l'eau de la nappe phréatique subit l'action de l'évaporation. Dans la région de St-Louis au Sénégal (fig. 1), pour une pluviométrie de 400 mm/an environ, répartie sur moins de 30 jours, il ne s'infiltré que 30 mm et la nappe n'en reçoit que 2,7 mm ; les 27,3 mm restant sont repris par l'évaporation avant d'arriver à la nappe (Dieng, 1987). D'une manière générale, on considère que la dessiccation du sol en zone sud-saharienne se poursuit en saison sèche sur des profondeurs au moins égales à 4 m (Dieng et Ledoux, 1987). Mais l'évaporation affecte également les eaux plus profondes. Plus précisément, Dieng et Ledoux (1987) ont modélisé la reprise par évaporation dans la nappe du Ferlo au Sénégal. En extrapolant des données expérimentales (Fontes *et al.*, 1986) ils ont calculé une évaporation de 1,53 mm/an à 10 m de profondeur, 0,65 mm/an à 20 m, 0,26 mm/an à 40 m, 0,14 mm/an à 60 m et 0,08 mm/an à 80 m. Ces variations minimales à l'échelle annuelle peuvent aboutir à des variations considérables à l'échelle géologique.

b) Le cas particulier des milieux dunaires

* **Une question controversée.** En raison de leur porosité homogène et de l'absence fréquente d'un sol et d'un couvert végétal, la question de l'infiltration et de l'évaporation en milieu dunaire a été longtemps controversée (Mazor, 1982). "... Pour certains auteurs, les dunes des pays arides et semi-arides représentent des châteaux d'eau privilégiés en soustrayant à l'évaporation la moindre goutte qui parvient à la surface du sable.

Pour d'autres, au contraire, les ergs ne sont que des machines évaporantes efficaces où la restitution de l'eau vers l'atmosphère est presque aussi importante que l'évapotranspiration dans les zones à forte couverture végétale..." (Fontes, 1976, p. 141-143).

* **Une évaporation importante.** Aujourd'hui nous savons qu'à faible profondeur une évaporation très importante affecte la nappe phréatique dans une formation dunaire. C'est le cas de la nappe de l'erg du Kanem (fig. 24) pour sa partie située à la périphérie immédiate du lac Tchad et dont le toit est à une profondeur moyenne de 2 mètres (de 0 à 4 mètres). Elle est alimentée essentiellement par des infiltrations lors des crues du lac. Ces eaux subissent ensuite une évaporation pouvant atteindre 75% du volume infiltré annuellement (Fontes, 1976). Roche (1973) estime que le volume d'eau du lac Tchad concerné par l'infiltration représente au maximum 4 à 5% des apports totaux au lac (soit 1,85 à 2,30.10⁹ m³ en année moyenne) ; il estime également que la surface des bordures lacustres concernées par l'évapotranspiration représente 5 à 10% de la surface lacustre (soit 1067 à 2135 km² en année moyenne). L'évapotranspiration affectant les infiltrations sur la bordure lacustre de l'erg du Kanem serait donc comprise entre 1300 et 1077 mm en année moyenne, pour une ETP que Riou (1975) estime à 2146 mm/an.

L'évaporation diminue fortement avec l'enfoncement de la nappe phréatique. En bordure du Grand erg occidental (Sahara septentrional ; fig. 31.E) où l'ETP est de 3000 mm/an environ, Fontes *et al.* (1986) ont calculé une évaporation de 2,2 mm/an à 9,70 mètres de profondeur. Dans la même région, divers autres profils ont montré une évaporation de 1 à 7 mm/an (Colin Kaczala, 1986). Bien que nettement inférieures à celles du Kanem, ces valeurs de l'évaporation annuelle ne sont pas négligeables à l'échelle du Quaternaire supérieur (2,2 mm/an représentent 14,3 m en 6500 ans).

* **Une infiltration facilitée.** Une étude récente au Burkina-Faso (Carlier *et al.*, 1986) a montré que l'infiltration de la pluie dans les aquifères du socle est plus efficace (36% contre 25%) en zone sahélo-soudanienne que soudanienne, contrairement à ce qui était attendu. Or, la zone sahélo-soudanienne étudiée, proche des frontières du Mali et du Niger (0 à 1°W et 14 à 14°30'N, fig. 1), est large de 30 km environ et est comprise entre deux cordons dunaires E-W d'un erg ancien. Ces cordons sont larges de 5 km environ et leur épaisseur peut atteindre 20 m. Ils sont soumis à une érosion dont les produits se répartissent sur la zone étudiée. Il en résulte d'une part des recouvrements éoliens superficiels, peu épais, mais très étendus, et d'autre part des accumulations sableuses dans les zones

déprimées, ce qui favorise l'engorgement des cours d'eau temporaires qui ont, de plus, beaucoup de difficultés à franchir les grands cordons dunaires (Hotin et Ouedraogo, 1975 ; Boulet, 1976 ; Courel, 1977). Ces sables éoliens, en freinant le ruissellement, voire en le bloquant, contribuent à une meilleure infiltration.

Mais en dehors de cette influence sur l'hydrodynamisme superficiel, les sables éoliens ont par eux-mêmes des caractéristiques particulières. En effet, alors que nous avons retenu la limite pluviométrique de 400 mm/an en moyenne, pour une alimentation de la nappe en zone sub-aride (Archambault, 1987), cette limite peut être très nettement inférieure dans le cas de sables éoliens. Ainsi, au centre de l'erg du Kanem (fig. 2), une pluviométrie de 250 à 300 mm/an seulement contribue fortement à l'alimentation de la nappe (Roche, 1973). Au Sahara septentrional où la pluviométrie moyenne n'est que de 30 à 40 mm/an, la nappe reçoit encore des apports pluviométriques (Roche, 1968 ; Conrad *et al.*, 1975 ; Fontes, 1976).

Les caractéristiques granulométriques du sable ont une grande importance (Smith, 1980). Ainsi, au centre de l'Arabie Saoudite, où l'ETP est d'environ 3000 mm/an pour une pluviométrie de 100 mm/an en moyenne, Dincer *et al.* (1974) ont montré que l'infiltration dépend du diamètre moyen des sables. Plus le sable est fin, moins l'infiltration est rapide et plus la reprise évaporatoire au cours de l'infiltration est importante. Par exemple, pour une averse de 50 mm, la profondeur de l'infiltration est de 350 mm si le diamètre moyen des sables est inférieur à 150 μm , et de 1000 mm si le diamètre moyen est supérieur à 300 μm . Ainsi, le seuil pluviométrique pour la recharge de la nappe est de 70 mm/an pour un diamètre de 300-400 μm , mais de 150 mm/an pour un diamètre de 200 μm .

10.3. Problèmes d'interprétation des dépôts liés à la nappe phréatique

a) **L'origine des eaux de la nappe pose un premier problème ("effet d'oasis")**. En effet, ces eaux peuvent résulter de la pluviosité sur une région éloignée de leur position actuelle (**allochtonie spatiale**). Elles peuvent aussi provenir de pluies survenues dans la région, mais lors d'épisodes humides antérieurs (**allochtonie temporelle**).

* **Premier exemple : la nappe de l'Eghazer** (fig. 2). Elle est alimentée principalement par les eaux de pluie drainées par le massif de l'Air à quelques dizaines de kilomètres de là (fig. 2). On peut donc considérer qu'il s'agit d'une alimentation reflétant les conditions climatiques locales. Mais la recharge actuelle est faible, et l'essentiel du stock de la nappe a

été constitué au cours d'au moins quatre épisodes humides anciens : avant 40,000 ans BP, entre 32,500 et 23,500 ans BP, entre 18,000 et 5300 ans BP et entre 2800 et 2500 ans BP (Joseph, 1987).

* **Deuxième exemple : Le cas du Grand erg occidental**. La recharge contemporaine est très limitée (Conrad et Olive, 1972 ; Fontes, 1976 ; Colin Kaczala, 1986). Ceci en raison non seulement de la faible pluviométrie annuelle, mais surtout de la faiblesse de chaque averse qui ne permet pas l'infiltration (à Béni-Abbés, sur le bord occidental de l'erg, on a compté jusqu'à 6 ans et 10 mois sans qu'aucune averse ne dépasse le seuil de 10 mm). L'étude géochimique a indiqué que la dernière recharge notable de la nappe remonte à 1800 ans ; or la dernière période humide dans le Sahara septentrional est antérieure à 3000 ans BP (Fontes *et al.*, 1983, 1985). Pour expliquer ce décalage, on peut noter l'existence de pluies vers 1800 ans BP sur les Hauts-Plateaux de l'Atlas. Ces derniers, situés à 300 km environ au Nord de l'erg, sur le trajet des alizés, sont beaucoup plus arrosés que l'erg en raison de leur altitude. L'eau aurait été amenée ensuite par le réseau temporaire de l'oued Saoura (Colin Kaczala, 1986).

* **Troisième exemple : l'Est du Ténéré** (fig. 2). Sur les bords des fossés d'Achegour et de Bilma (fig. 3) l'eau est souvent à faible profondeur et les sources sont nombreuses. Comme pour l'Eghazer il s'agit d'une eau ancienne dont la dernière recharge est également datée de 2800 ans BP (Joseph, 1987). On trouve cette eau dans des formations superficielles, mais elle provient d'une nappe captive située dans le Crétacé, dont elle s'échappe grâce à une importante fracturation. En raison du toit imperméable de cette nappe, c'est à la périphérie de ces bassins qu'il faudrait rechercher ses zones de recharge (Faure, 1961).

* **Quatrième exemple : au centre du bassin du Tchad**. La nappe phréatique enregistre des apports importants au Sud du lac, dans la zone des plaines d'inondation par l'infiltration des eaux stagnantes, et le long des cours d'eau par celle des eaux fluviales (Chouret *et al.*, 1977). Ces eaux lacustres et fluviales dépendent principalement de la pluviosité sur le bassin amont du Chari situé à 600 km, la recharge de la nappe phréatique du centre du bassin du lac Tchad subit donc des influences climatiques allochtones.

b) **La chronologie des événements pose un second problème**. Dans la plupart des cas, la nappe phréatique n'affleure pas naturellement. Sa remontée en surface dépend d'un apport hydrique supplémentaire, généralement par la pluviosité locale. Dans ce cas interviendra un "effet d'inertie" : la nappe phréatique amortit les effets des changements climatiques, son niveau variant plus lentement que le climat. Ainsi, à

Ouagadougou au centre du Burkina-Faso (fig. 1), alors que la sécheresse dure depuis 15 ans environ, Martin et Thiery (1987) ont calculé que le retour à une pluviométrie moyenne ne permettrait pas un retour de la nappe à un niveau moyen avant 7 à 10 ans. De même le retour à un débit du fleuve Sénégal au moins égal à la moyenne (718 m³/s sur 84 années d'observation) suppose au préalable la recharge des nappes phréatiques qui participent à son alimentation (cf. exemple du Chari). C'est pourquoi, selon Gac et Faure (1987), malgré l'amélioration des deux dernières années, il faudrait encore au moins 5 ans de pluviométrie supérieure à la moyenne pour que la probabilité d'arriver à un débit moyen du fleuve soit de 52%. Inversement, au centre du bassin du lac Tchad, où l'essentiel des eaux de la nappe est d'origine ancienne (Roche, 1973), la diminution récente de la pluviométrie n'a eu qu'un impact relativement restreint sur le niveau de la nappe. Par comparaison avec la période de maximum humide observée autour de 1964 (Schneider, 1968), les observations réalisées en 1975 n'ont montré que des baisses comprises entre 0,1 et 1,5 m (Chouret *et al.*, 1977). Avec la poursuite de la sécheresse, les baisses maximales varient maintenant entre 0,8 et 2,6 m selon les régions (Bichara *et al.*, 1989).

Ces variations récentes et brèves sont donc minimes et les décalages enregistrés seraient très largement recouverts par la marge d'erreur des datations par le radiocarbone qui est généralement de plusieurs siècles. Par contre, à l'échelle géologique la durée des phénomènes peut être suffisante pour que des différences dans le contexte géomorphologique, structural et hydrogéologique interviennent. Par exemple, au Sahara malien, dans des lacs liés à la nappe phréatique et distants de quelques kilomètres seulement, l'enregistrement du maximum de remontée de la nappe à l'Holocène varie de 9380 ± 200 ans BP à 8310 ± 145 ans BP (Hillaire-Marcel, 1983).

c) L'interprétation climatique des dépôts liés à la nappe posera un troisième problème. On devra tenir compte d'un "effet de seuil". L'apparition ou la

disparition de la nappe phréatique en surface ne traduit pas un niveau pluviométrique zéro, mais un minimum variable selon les conditions locales. Dans le cas d'une infiltration liée uniquement à la pluie, ce seuil est estimé à 400 mm/an, mais peut descendre à 250-300 mm/an pour un substratum de sables éoliens. De plus, la diminution pluviométrique peut entraîner une baisse de la nappe insuffisante pour que les mares interdunaires disparaissent complètement. Sans affleurer, la nappe peut rester suffisamment proche de la surface dans les points bas pour permettre le maintien d'une végétation importante grâce aux remontées capillaires, et favoriser l'existence de mares saisonnières (fig. 25.D). Ce phénomène est aujourd'hui fréquent au Manga méridional (fig. 2).

10.4. Conclusions : applications aux dépôts du Quaternaire supérieur

Même sans apports de surface par le ruissellement où un réseau fluvial important, l'évolution des mares et des lacs liés à la nappe phréatique ne reflétera pas forcément uniquement l'enregistrement du rapport local Pluviosité/Evaporation ("effet d'oasis"). Cet enregistrement ne sera pas instantané: pour que les mares et les lacs apparaissent il faudra le temps que la pluviométrie alimente la nappe jusqu'à ce qu'elle affleure. A l'inverse, la baisse de la pluviométrie au-dessous du seuil d'alimentation de la nappe, ne se traduira pas immédiatement par la disparition des plans d'eau en surface ("effet d'inertie"). Enfin, le seuil d'apparition ou de disparition de la nappe en surface se situant vers la limite pluviométrique supérieure de la zone sahélienne (400 mm/an), il nous sera vraisemblablement impossible de distinguer par ce seul paramètre les périodes à climat sahélien de celles à climat saharien : la disparition des dépôts palustres et lacustres liés à la nappe pourra signifier aussi bien l'apparition d'un climat sahélien sub-aride que d'un climat saharien hyper-aride (Durand et Lang, 1986) ("effet de seuil").

L'HERITAGE EOLIEN ET L'ARIDITE : IMPORTANCE GEOMORPHOLOGIQUE, LITHOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES SABLES EOLIENS PLIO-QUATERNAIRES

1. INTRODUCTION

Les mots "aridité", "désert" et "Sahara" sont généralement intimement liés dans notre esprit où ils appellent immédiatement l'image de dunes de sable éolien. C'est rappeler une évidence que d'insister sur l'importance du vent et des sables éoliens dans la zone étudiée. Et, bien que notre étude concerne essentiellement les phénomènes et les dépôts liés à l'eau, les phénomènes et les dépôts liés au vent seront constamment présents. Parler de "bruit de fond" serait bien au-dessous de la vérité : **des sables éoliens existent depuis très longtemps dans la région étudiée, et ils constituent généralement le "substratum", le cadre géomorphologique et une grande partie de la matière première de nos dépôts non-éoliens.** Nous examinerons d'abord brièvement les modalités d'action du vent en tant qu'agent géodynamique, actuellement, en Afrique nord-équatoriale. Pour de plus amples informations, on se reportera à la synthèse bibliographique de Busche *et al.* (1984) et au manuel de Pye et Tsoar (1990).

Par ailleurs, ces sables ont été très peu étudiés d'un point de vue géologique et notamment stratigraphique. En particulier, l'âge de leur première mise en place au Sahel reste très mal défini, pour des raisons essentiellement méthodologiques. En effet, dans ce matériel azoïque et "mouvant", car aisément et très fréquemment (voire perpétuellement) remanié, il est difficile de dater et de distinguer le dépôt originel et les remaniements postérieurs. Mais, en raison de ces difficultés, n'a-t-on pas accordé trop d'importance à la première période aride qui a pu être datée avec précision, c'est-à-dire au Pléistocène terminal (Michel, 1973 ; Servant, 1973) ? Notamment, n'y a-t-il pas un risque d'avoir ensuite attribué à cette période des dépôts éoliens antérieurs mal connus, car mal datés ? Pour juger de l'importance réelle des sables éoliens au Quaternaire supérieur, il convient donc de préciser au préalable ce qui revient aux périodes plus anciennes. De plus, Sahara et Sahel constituant une seule unité fonctionnelle du point de vue des phénomènes éoliens, c'est dans ce cadre élargi que nous appréhenderons le problème à partir de quelques exemples régionaux.

2. LES PHENOMENES EOLIENS

2.1. Les modalités d'action du vent au sol

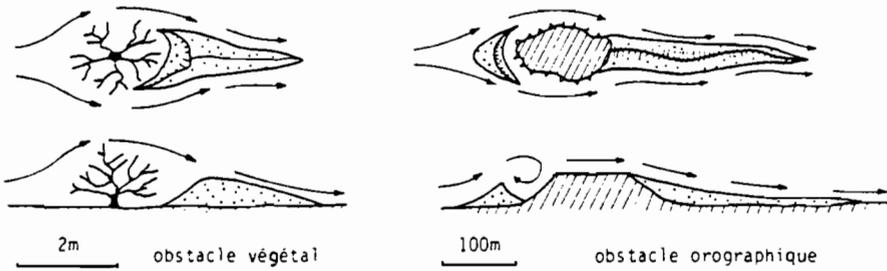
Le vent est un agent géodynamique particulièrement efficace lorsqu'il peut agir sur une surface non protégée par la végétation. Ses effets s'expriment de trois manières : par enlèvement de matériel ou **déflation**, par sculpture ou **corrasion**, par dépôt ou **accumulation** (Mainguet *et al.*, 1980a). Sa compétence dépend de sa vitesse, un minimum de 4 à 6 m/s étant nécessaire pour qu'il puisse transporter du sable (Mainguet *et al.*, 1980b). Le vent peut ainsi mobiliser les lutites et les arenites, abandonnant les éléments plus grossiers qui constitueront des regs (R, fig. 26.6). Il opère un autre tri par vannage en entraînant en suspension, parfois fort loin, les éléments les plus fins, alors qu'il déplace les sables par roulement et saltation sur de courtes distances (fig. 26.2).

Ces phénomènes ne sont pas continus, ni dans le temps ni dans l'espace. Les vents peuvent se décharger, ou se recharger en matériel local déjà éolisé ou non (Mainguet et Chemin, 1983). On distinguera ainsi des zones où le **bilan en sable** est positif et où apparaissent des **formes d'accumulation** (fig. 26.1-4), et des zones à bilan négatif où apparaissent des **formes d'érosion** (fig. 26.5-7) (Mainguet, 1976, 1982, 1983). Les formes d'érosion peuvent concerner, individuellement, d'anciennes formes d'accumulation qu'on peut alors considérer comme des dunes érodées: c'est le cas par exemple des "dunes paraboliques" (fig. 26.5). Elles peuvent concerner aussi, collectivement, des nappes sableuses alluviales ou d'anciens ergs: c'est le cas des "sandridges" caractérisés par une succession périodique de crêtes et de couloirs (fig. 26.6-7). Enfin, dans les zones de transport peuvent apparaître des formes de corrasion du substratum dues à l'exploitation périodique des diaclases grossièrement parallèles au vent résultant moyen annuel (Mainguet et Canon, 1976). L'ensemble des formes d'érosion, de transport et de dépôt éoliens permet de tracer des trajectoires qui correspondent à celles des vents au sol (Mainguet et Canon, 1976).

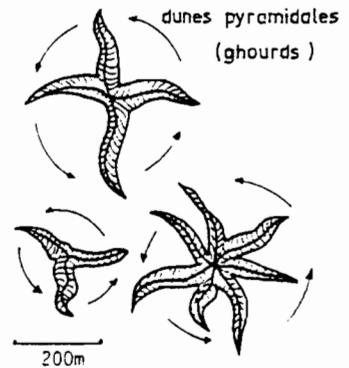
2.2. Enregistrement au sol de la circulation atmosphérique générale

Le lien entre les ergs et la circulation atmosphérique générale a pu être définitivement démontré depuis que les photographies à partir des satellites ont permis d'obtenir une échelle d'observation suffisante. Ainsi, Mainguet et Guy (1974 et 1975) ont montré que le Sahara et le Sahel constituent une seule unité fonction-

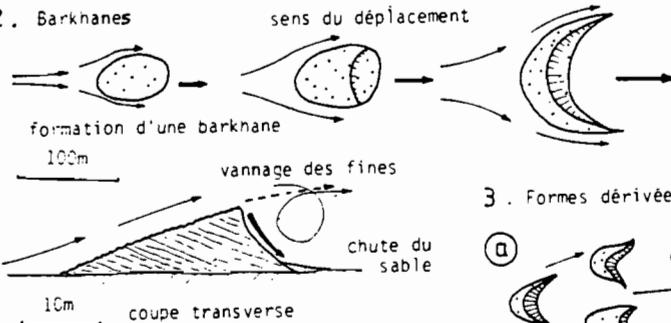
1. Dunes d'obstacle linéaires



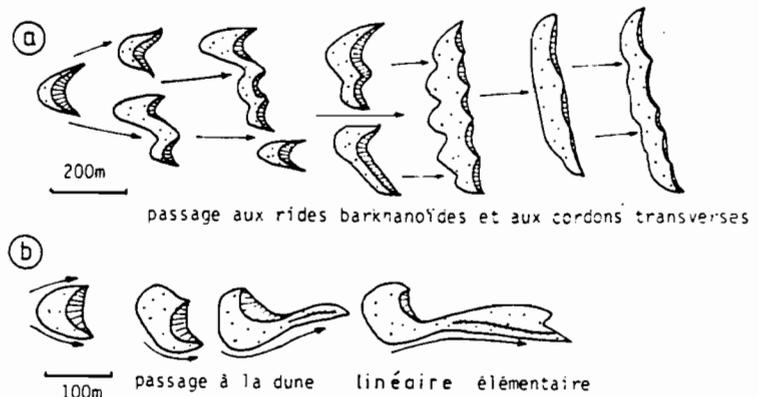
4. Formes complexes à vent tourbillonnaire



2. Barkhanes



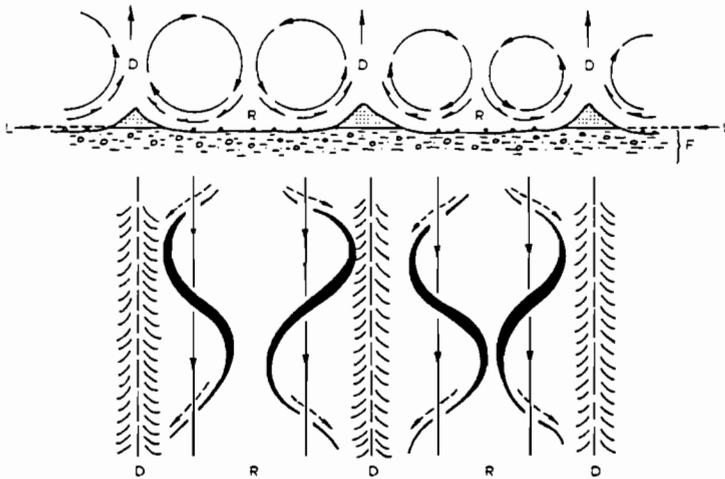
3. Formes dérivées de la barkhane



5. Dune parabolique



6. Formation de "sandridges" dans une plaine alluviale selon FOLK (1971)



7. Types de crêtes périodiques

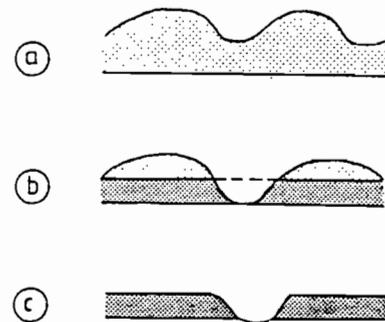


Fig. 26. Formes éoliennes, d'après Folk (1971), Mainguet (1976 et 1983), Rognon et Coudé-Gaussen (1987).

Formes d'accumulation : au régime à vent dominant monodirectionnel répondent les barkhanes et les cordons transverses (2 et 3a). Un régime à vent dominant perturbé par des irrégularités topographiques ou à vents bidirectionnels, donne naissance à la famille des dunes linéaires dont l'alimentation s'effectue obliquement à l'édifice (1 et 3b). A un régime sans vent dominant correspondent les dunes en pyramide (4) où les mouvements de sable ont une composante verticale préférentielle.

Formes d'érosion : l'érosion procède par étapes. Apparaissent d'abord des formes en creux à dessin en croissant ("barkhanes négatives") et/ou des "dunes paraboliques" (5), parfaitement alignées sur le vent dominant. Elles peuvent évoluer en formes d'érosion longitudinales et constituer des systèmes de crêtes périodiques (6 et 7). Des couloirs sont ainsi creusés dans les formations superficielles, généralement sableuses, mettant en relief des crêtes sableuses ou "sandridges". Il est possible qu'une partie du matériel érodé dans les couloirs (6.R) participe à la formation des crêtes (6.D). L'érosion peut également affecter le substratum rocheux (7b) et aboutir à un système crêtes-couloirs qui a perdu son sable (7c).

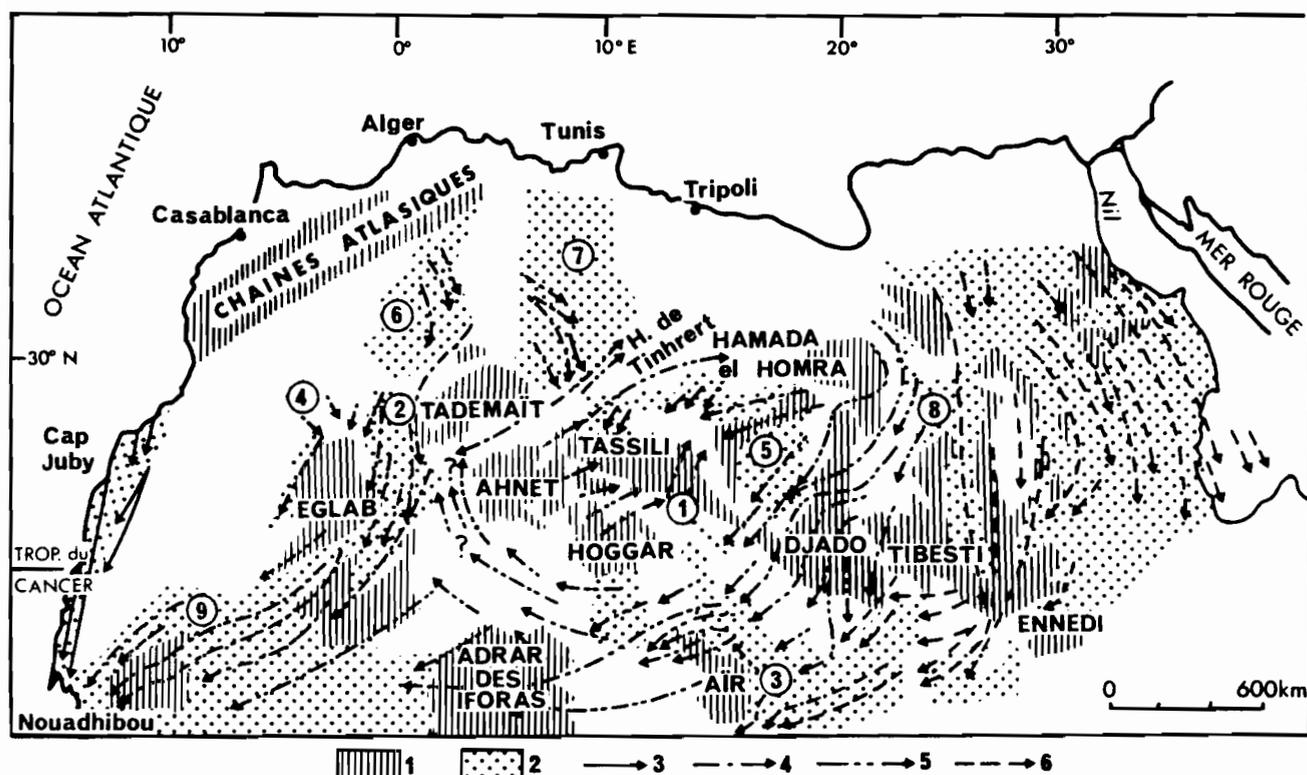


Fig. 27. Courants de matériel éolien et relations de dépendance entre les ergs du Sahara, d'après Mainguet et Guy (1974) et Mainguet et Canon (1976). 1 : reliefs ou zones sans dépôts sableux ; 2 : ergs ou surfaces à nappage sableux ; 3 : courant sableux atlantique ; 4 : courant sableux occidental ; 5 : circulation cellulaire du Sahara central ; 6 : courant sableux oriental. 1 : Erg Admer ; 2 : Erg Chech ; 3 : Erg de Fachi-Bilma et du Ténéré ; 4 : Erg Iguidi ; 5 : Erg de Mourzouk ; 6 : Grand Erg Occidental ; 7 : Grand Erg Oriental ; 8 : Erg Rebiana ; 9 : Erg Makteir.

nelle du point de vue des phénomènes éoliens : les ergs du Sahara et du Sahel ne sont pas indépendants, ils sont reliés par des "courants de matériel éolien"* à l'échelle continentale, dont les alizés sont responsables. Les différences par rapport à la direction générale des alizés (NE-SW, fig. 4) sont dues à des déviations provoquées par les obstacles que constituent les reliefs trop importants, comme c'est le cas au centre du Sahara. Ces déviations sont parfois considérables, susceptibles même d'aboutir à des trajectoires de retour, inverses de la direction générale des alizés (Mainguet et Canon, 1976 ; fig. 27). Cette circulation correspond à la carte des vents au sol en hiver, ce qui indiquerait que c'est alors que la dynamique sédimentaire éolienne est la plus importante (Mainguet et Canon, 1976).

*Remarque : l'expression "courants de matériel éolien" pour désigner des trajectoires d'actions éoliennes est ambiguë. Elle peut laisser penser que du sable est transporté actuellement très rapidement d'un bout à l'autre de la trajectoire, ce qui ne nous semble pas prouvé. A notre avis, il s'agit d'un phénomène qui ne peut être appréciable qu'à l'échelle géologique.

2.3. Signification climatique des sables actuels

a) L'accumulation des sables éoliens. L'arrêt de la circulation sableuse peut survenir pour des raisons topographiques. C'est le cas de l'erg du bassin de Mourzouk en Libye (fig. 27.5). Cet erg est le plus épais du Sahara, car il est situé dans un synclinorium dont le bord relevé fait obstacle à l'écoulement du sable (Mainguet, 1982a). Mais, d'une manière générale, l'erg lui-même est un obstacle à la circulation sableuse. En effet, sa surface absorbe mieux les chocs des grains de sable en déplacement qu'une surface caillouteuse (Mainguet, 1983). De plus, lorsque l'action éolienne aura enlevé par vannage les particules les plus fines, la surface des dunes sera recouverte d'un pavage de grains dont la taille dépasse la compétence du vent. On parlera alors de dunes fixées, par opposition aux dunes vives dont le matériel superficiel est encore mobilisable par le vent (Mainguet, 1983). Actuellement la limite entre dunes vives et dunes fixées correspond à peu près à l'isohyète 150 mm/an (Grove, 1958 ; Lancaster, 1981, et fig. 28). Plus au Sud, l'augmentation de la

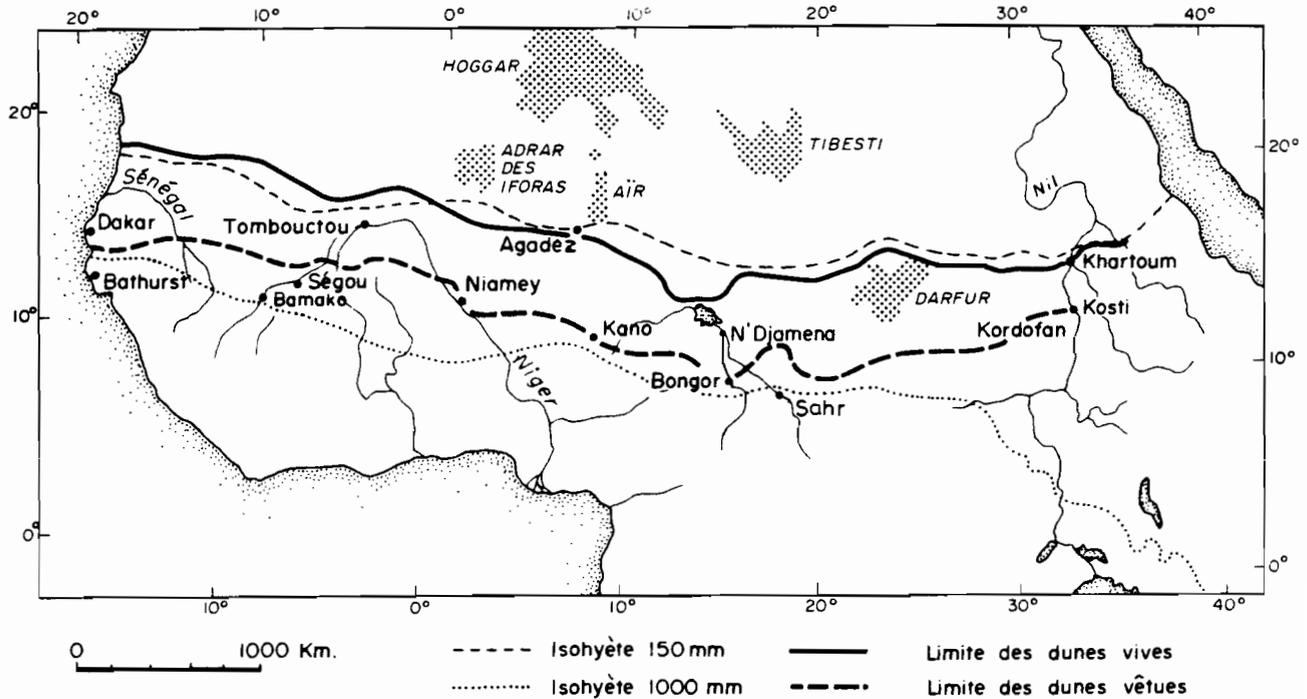


Fig. 28. Répartition actuelle des édifices sableux au Sud du Sahara, d'après Mainguet *et al.*, 1980, modifié.

pluviométrie provoque l'accroissement du couvert végétal qui joue un rôle climatique important (Leroux, 1980). En effet, outre sa participation au cycle de l'eau et au bilan énergétique le couvert végétal, en augmentant la rugosité du sol, participe à la diminution de la vitesse du vent au sol. Au Niger, la vitesse moyenne annuelle passe de 4 m/s vers l'isohyète 150 mm/an à 2 m/s vers 700 mm/an environ (Chamard et Courel, 1981). Cette diminution de vitesse force le vent à déposer sa charge, même en particules fines. Ces dernières, entraînées par le ruissellement, vont constituer des horizons silto-argileux qui favoriseront le développement de la végétation (Rognon et Coudé-Gaussen, 1987). On parlera alors de dunes vêtues.

b) Erosion et remaniements éoliens

*Au Sahara, d'un erg à l'autre, le rapport entre la largeur des couloirs d'érosion et des cordons (R et D, fig. 26.6) varie énormément. Plus l'érosion est importante en intensité et/ou en durée, et plus la largeur du couloir est grande par rapport à celle du cordon. C'est le cas de l'Erg Chech (fig. 27.2) où le rapport est de 1/10, alors qu'il n'est que de 1/3 à 1/7 dans l'erg de Fachi-Bilma plus au Sud (fig. 27.3). Ainsi, les ergs du Sahara central semblent se vider au profit du Sahara méridional et du Sahel, comme si leur propre source d'alimentation avait disparu (Mainguet, 1983, p. 281-282). L'explication de ce phénomène est paléoclimatique. En effet, les sables éoliens sont façonnés essentiellement à partir du matériel des épandages alluviaux et des couvertures d'altérites produits pendant les périodes humides. Aussi, lorsqu'au cours d'une période aride suffisamment intense et/ou longue, le vent a éolisé

puis exporté tout ce matériel facilement mobilisable, le cœur de la zone aride est débarrassé de toute formation superficielle et donc des sables éoliens (Wilson, 1971 ; Millot, 1980). Contrairement à l'idée reçue, l'épaisseur des dépôts de sable éolien n'est donc pas un indicateur de l'aridité du Sahara (Mainguet, 1982 a et b).

*Le Sahel reçoit la quasi-totalité de ce sable, notamment sur sa bordure nord. Actuellement, les "courants de transport éolien" traversent tout le Sahel, et des phénomènes de remaniement éolien ont été observés jusque vers l'isohyète 625 mm en zone sahelosoudanienne (Mainguet, 1977). L'érosion éolienne est maximale entre les isohyètes 150 et 350 à 400 mm/an, car elle s'y combine avec l'érosion hydrique qui est là aussi maximale en l'absence d'une protection efficace par le couvert végétal (Mainguet et Chemin, 1987). Selon Mainguet (1976 et 1982 b) des systèmes périodiques de formes d'érosion sont en formation au Sahel actuellement. Achevées dans le secteur de Termit (fig. 2 - 150 mm/an), on reconnaîtrait les ébauches de ces formes près de Zinder (fig. 2 - 250 à 350 mm/an) au Sud du Niger (Mainguet, 1982 b). Or ces phénomènes d'érosion et de remaniements éoliens concernent un matériel qui n'est que partiellement éolien. Au Sahel, il est fréquent que l'on puisse reconnaître l'origine fluviale locale d'un matériel sableux qui n'est que partiellement ou faiblement éolisé (Capot-Rey, 1970 ; Warren, 1972 ; Barbey, 1982 ; Mainguet *et al.*, 1983). Enfin, il ne faut pas oublier que les processus éoliens actuels au Sahel sont liés à l'action anthropique qui peut les déclencher et/ou les amplifier (Mainguet *et al.*, 1980b ; Chamard, 1993).

2.4. Enseignements à tirer pour l'interprétation paléogéographique et paléoclimatique

a) **Le problème est complexe.** Un même type morphologique comme les "sandridges" par exemple, a été interprété comme caractérisant une diminution de l'aridité au Sahel (Mainguet, 1976, p. 291) et, au contraire, une augmentation de l'aridité au Sahara (Mainguet, 1982 b, p. 84-85). En fait, il est évident qu'il faut appréhender simultanément l'ensemble de la zone saharo-sahélienne et distinguer un cadre climatique stable d'un cadre climatique variant au cours du Quaternaire (Mainguet, 1983, p. 284).

b) **Répartition géographique des phénomènes éoliens dans un cadre climatique stable.**

*Dans la zone saharienne le vent produit des sables éoliens à partir des épandages alluviaux et des altérites issus de périodes humides antérieures et les exporte vers le Sahel. Les formes d'accumulation résultant de la mobilité du sable coexistent avec les formes d'érosion liées à l'écoulement du sable vers le Sahel. Les formations superficielles de cette zone sont donc caractérisées par un matériel éolien et une morphologie éolienne, largement dominants.

*Dans la zone sahéenne prédominant, au Nord, des formes d'accumulation éolienne alimentées depuis le Sahara, et au Sud, des formes d'érosion et de remaniement éoliens. Ces dernières s'ajoutent à l'érosion et au remaniement par l'eau, et aboutissent au mélange des sables éoliens avec les matériaux des formations superficielles locales, éoliennes ou alluviales. Cette zone est donc caractérisée par une morphologie et un matériel sableux mixtes, éolien et alluvial.

*Dans la zone sahélo-soudanienne les actions liées à l'eau dominent les remaniements éoliens et achèvent de disperser les sables éoliens. Cette zone est donc caractérisée par une morphologie dominante liée à l'eau et par des sables où la part éolisée est de plus en plus faible vers le Sud.

c) **Répartition géographique des phénomènes éoliens lors des variations climatiques.**

*Dans la zone saharienne le façonnement des sables éoliens puis leur exportation verront successivement la prépondérance des formes éoliennes d'accumulation, puis d'érosion, puis une disparition des sables par déflation. Au Sahara, la prépondérance des formes d'érosion éolienne sur les formes d'accumulation est un indice de maturité (Mainguet, 1983).

*La zone sahéenne est marquée par la prépondérance de l'accumulation éolienne au Nord et de l'érosion au Sud, ce qui reflète bien la diminution de l'aridité du Nord vers le Sud. Une évolution de la zone

sahélienne vers l'aridité verrait donc une progression de l'accumulation éolienne vers le Sud, mais elle devrait logiquement être précédée par une progression de l'érosion éolienne dans une couverture superficielle non éolisée ayant perdu sa protection végétale (Mainguet et Chemin, 1983). Inversement, une évolution vers l'humidité verrait un recul vers le Nord de la zone d'érosion éolienne qui affecterait alors la couverture superficielle précédemment éolisée.

***La limite entre les formes éoliennes d'accumulation d'un matériel sableux strictement éolien, et les formes éoliennes d'érosion et de remaniement d'un matériel sableux partiellement éolien, est donc un indicateur paléogéographique et paléoclimatique intéressant.** Actuellement cette limite serait proche de l'isohyète 150 mm/an.

2.5. Les poussières éoliennes

a) **Introduction.** Les phénomènes sédimentaires éoliens ne concernent pas que les sables roulés ou déplacés par saltation à la surface du sol. Un vent au sol de 5 m/s peut soulever et transporter en suspension toutes les particules inférieures à 200 microns (Mainguet *et al.*, 1980b). Ces particules peuvent donc comprendre, selon l'intensité du vent, des argiles, des silts, des sables très fins et fins, sans compter les fragments organiques. Nous nous limiterons ici à quelques rappels. Pour de plus amples développements on se reportera à Morales (1979), Pewe (1981), Coude-Gaussen (1984), Busche *et al.* (1984) et Pye (1987).

b) **Origine et formation.** Des intrusions de masses d'air polaire boréal se produisent toute l'année. En "période hivernale" (novembre à mai environ) les vents au sol qui résultent de ces intrusions agissent sur le substratum saharo-sahélien qui est sec. Ils provoquent la formation de lithométéores dans l'air sec (fig. 5 et 6). Ces lithométéores se concentrent en altitude et peuvent alors être entraînés par le courant général d'Est (fig. 5) sur le Golfe de Guinée puis au centre de l'Atlantique (fig. 30.A). "En période estivale" (juin à septembre) les pénétrations d'air polaire boréal sont limitées au Sud par l'avancée de la mousson. Les lithométéores ont donc alors une origine plus septentrionale, (Sahara occidental, fig. 29.B), alors qu'en période hivernale ils proviennent surtout du bassin du Tchad (fig. 29.A). Par contre, en altitude, il n'est pas rare que les lithométéores, pris en relais par les ondes d'Est, atteignent les Caraïbes (fig. 30.B).

c) **Importance des dépôts de poussières éoliennes.** On estime qu'actuellement 260.10⁶ tonnes de poussières (diamètre inférieur à 63 microns) quittent annuellement le Sahara en allant vers l'Ouest (*in* Mainguet *et*

al., 1980). Les plus fines peuvent atteindre l'Amérique (fig. 86), mais les plus grosses particules retombent rapidement. Dans le bassin du Tchad, dans la région de Kano (fig. 2) Mac Tainsh et Walker (1982) ont mesuré entre 1976 et 1979 de 140 à 180 tonnes/km²/an de dépôts de ce type. Pour le lac Tchad lui-même, en extrapolant leurs résultats, ils ont estimé les dépôts éoliens à 136 tonnes/km²/an. Dupont (1967a) estime ces dépôts à 110 tonnes/km²/an sur la base de mesures réalisées à N'Djamena en 1966-1967. S'agissant d'une année de crue moyenne (Gac, 1979), le lac Tchad aurait reçu cette année là environ 250 tonnes/km² d'apports fluviaux. Ce chiffre de 110 tonnes/km² est donc considérable. Mais il ne faut pas oublier qu'en raison de leur nature même ces dépôts éoliens ne sont pas destinés à rester à leur point de chute. Même fixés temporairement sur un substrat humide, ils repartiront dès le prochain assèchement. Les deux chiffres ne sont donc pas comparables: 250 tonnes/km² d'apports fluviaux est une moyenne, alors que 110 tonnes/km² d'apports éoliens est un maximum temporaire. Ainsi, à Kano (fig. 2) Mac Tainsh (1980) a montré que, jusque vers janvier, la végétation résultant de la dernière saison des pluies protège le substratum d'une remobilisation éolienne. Les poussières déposées alors à Kano proviennent du Nord du bassin du Tchad. Puis de janvier à avril, après la disparition du couvert végétal, une grande partie des dépôts de poussières éoliennes provient alors de remaniements locaux. Il a évalué ces derniers à 40% environ de l'apport total de l'année 1978-1979.

d) Incidence des variations climatiques. Il est difficile d'estimer les variations des dépôts de pou-

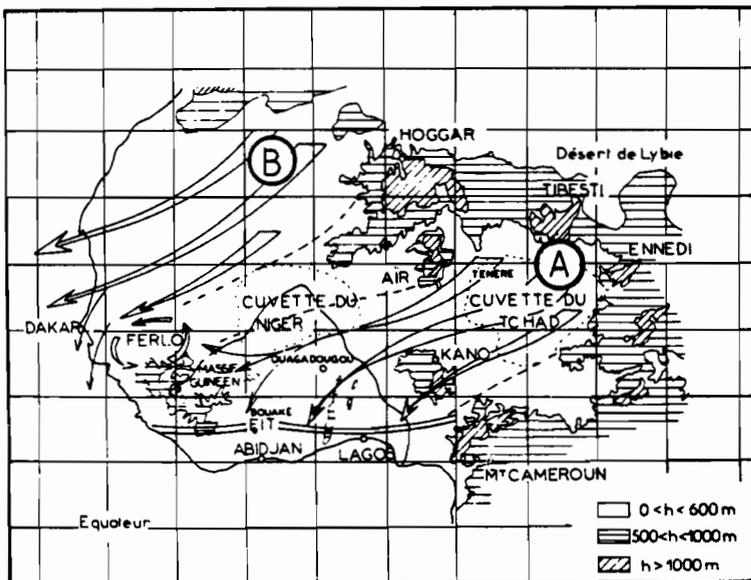


Fig. 29. Origine géographique des poussières éoliennes en Afrique nord-équatoriale (in Bertrand, 1977). A : période "hivernale" ; B : période "estivale".

sières éoliennes liées à l'évolution récente du climat, car ce phénomène n'a été mesuré que ponctuellement et depuis peu de temps. Quelques indications nous sont néanmoins fournies par les poussières arrivant jusqu'aux Caraïbes. Leur quantité aurait triplé entre 1965-1968, années proches de la moyenne pluviométrique au Sahel, et 1973-1974, années sèches (Prospero et Nees, 1977). A l'échelle géologique, une estimation est possible à partir des données recueillies en mer à proximité du continent africain (fig. 30). Elle est basée sur l'évolution de la fraction détritique quartzeuse supérieure à 6 microns, comprenant des silts et un peu de sables très fins, et qui provient principalement des poussières éoliennes (Sarnthein *et al.*, 1981). Ainsi, ponctuellement, vers 18°N et 18°W, par rapport au dernier millénaire, cette fraction détritique double vers 18,000 ans BP, période réputée hyperaride ; par contre elle diminue de 75% vers 6000 ans BP, période réputée très humide (Sarnthein et Koopmann, 1980). Si on examine non plus un point particulier, mais la totalité de la zone comprise entre 17°30'W à 27°30'W et 10°N à 27°30'N, qui reçoit aujourd'hui l'essentiel de ces poussières, on remarque que la fraction détritique supérieure à 6 microns augmente d'un tiers vers 18,000 ans BP et diminue d'un sixième vers 6000 ans BP (d'après les données de Sarnthein et Koopmann, 1980).

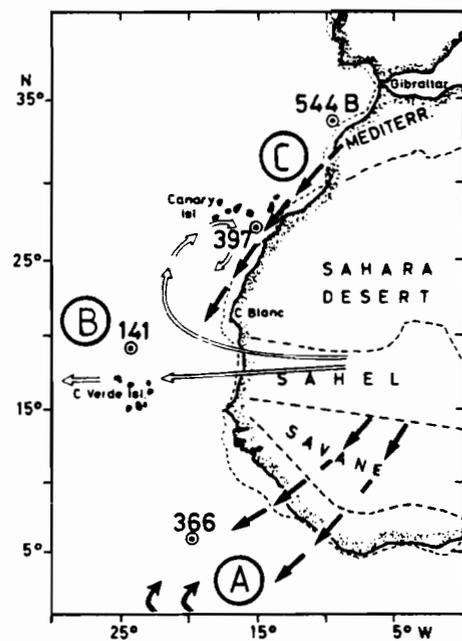


Fig. 30. Mode de mise en place des dépôts éoliens sur la marge atlantique (in Stein et Sarnthein, 1984). A : dépôts liés à l'Harmattan en "période hivernale" (fig. 4.A.2) ; B : dépôts liés aux ondes d'Est et dont une partie (branche E-W) bénéficie de la présence de l'aérojete africain d'Est en "période estivale" (fig. 5 et 6) ; C : dépôts liés à l'alizé maritime (fig. 6.A.1).

3. ANCIENNETE DES SABLES EOLIENS ET DE L'ARIDITE AU SAHARA

3.1. Exemple du Sahara algérien

Dans les régions du Sahara algérien situées entre les Chaînes Atlasiques et le Hoggar (fig. 31. A à E), existent de grandes quantités de sables éoliens anciens (Conrad, 1969).

a) **Formations cénozoïques antérieures au "Plio-Villafranchien"**. Au Cénozoïque, on note l'existence de sables dunaires non consolidés, à la base du "Néogène". Ce terme désigne ici des dépôts supposés postérieurs à l'Oligocène et antérieurs au "Plio-Villafranchien" ; ce dernier terme correspondrait ici approximativement au Pliocène inférieur (Conrad, 1969, p. 70-71). Les sables du "Néogène" sont souvent éolisés, et le climat de cette période est considéré comme chaud et semi-aride (Conrad, 1969, p. 441). Entre le "Néogène" et le "Plio-villafranchien" existe une phase d'érosion qui est peut-être liée à une phase climatique chaude et aride (Conrad, 1969, p. 439). Cette hypothèse est appuyée par l'attribution au début du Pliocène de sables éoliens conservés au Sahara oriental, en Egypte (Butzer et Hansen, 1968).

b) **Formation du "Plio-Villafranchien"**. Elle débute par une sédimentation fluvio-lacustre importante, sous un climat tropical assez humide et chaud (Conrad, 1969, p. 183). Puis, après une phase d'érosion se sont déposés des sables fluviaux ou fluvio-lacustres, passant latéralement à des lumachelles à Ostracodes (dont des espèces d'eau saumâtre) et recouverts par une dalle de calcaires lacustres à Charophytes. Conrad (1969, p. 183 et 441) note le faible degré d'altération des feldspaths dans les dépôts détritiques ainsi que la présence dans la région de l'Erg Chech (fig. 31.B) de dépôts évaporitiques et de sables éoliens. Il conclut à l'existence, à cette époque, d'un climat semi-aride : "... ces lacs d'eau douce ou saumâtre devaient être vastes mais peu profonds, et leur existence restait par conséquent soumise aux vicissitudes du climat semi-aride malgré le pouvoir régulateur des grandes nappes aquifères... qui devaient largement contribuer au maintien du régime lacustre..." (Conrad, 1969, p. 183). Nous reviendrons sur cette interprétation paléoclimatique.

c) **Formations postérieures au "Plio-Villafranchien"**. Au "Villafranchien supérieur" (Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur?) s'organise un grand réseau hydrographique, descendant de l'Atlas pour alimenter au Sud des grands lacs à *Cardium*, en même temps que se formaient sur tout le Sahara nord-occidental des

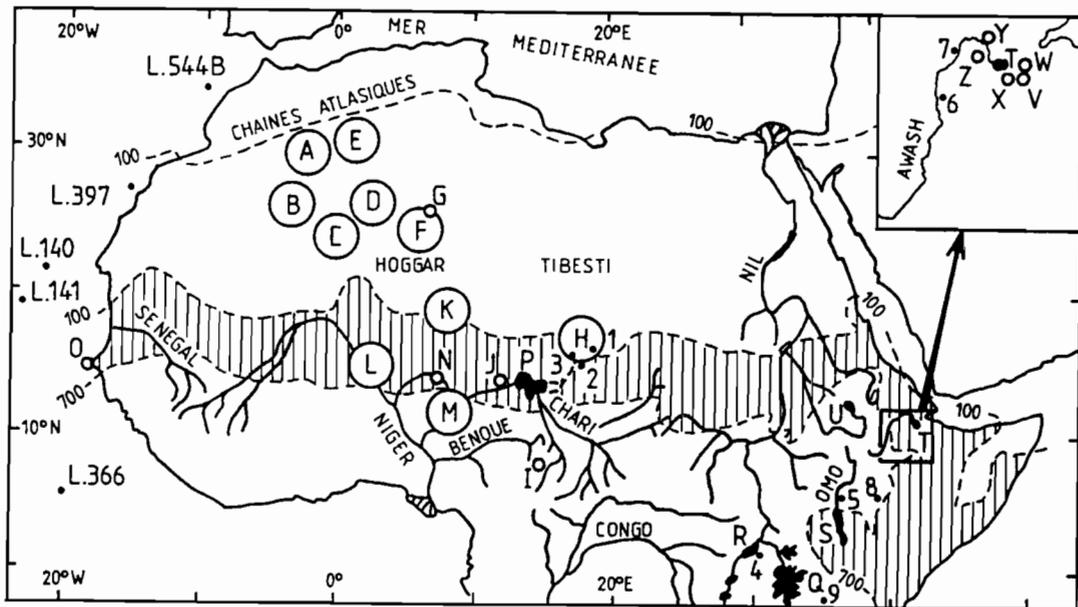


Fig. 31. Localisation des formations plio-quaternaires. La zone sahélienne (100 - 400 mm/an) et la zone sahelosoudanienne (400 - 700mm/an) sont représentées par les hachures. Régions et localités citées dans le texte : 1 : Koro-Toro ; 2 : Morouo ; 3 : Alandjaga ; 4 : Kaiso ; 5 : Mursi ; 6 : Bodo ; 7 : Hadar ; 8 : Gadeb ; 9 : Olduvaï ; L. 140 à L. 544. B : carottages DSDP ; A : Bassin de la Saoura ; B : Erg Chech ; C : Tanezrouft ; D : Ahnet-Mouydir ; E : Grand Erg Occidental ; F : Atakor ; G : Erg de Tihodaine ; H : Bas-Pays ; I : Adamaoua ; J : Kadzell ; K : Massif de l'Aïr ; L : Vallée du Moyen-Niger ; M : Plateau de Jos ; N : Vallée de Maradi ; O : Presqu'île de Dakar ; P : Lac Tchad ; Q : Lac Victoria ; R : Lac Albert ; S : Lac Turkana ; T : Lac Abhé ; U : Lac Tana ; V : Bassin de Sankal ; W : Bassin de Dikhil ; X : Plaine du Gobaad ; Y : Plaine d'Assaïta ; Z : Fossé de Garadak.

croûte calcaires attribuées à un climat méditerranéen (Conrad, 1969, p. 224). C'est seulement après le "Villafranchien supérieur" que se seraient mis en place les sables éoliens du grand erg occidental et de l'Erg Chech (Conrad, 1969 et fig. 31.E et B).

3.2. Exemple du Hoggar (Sahara central)

a) Au "Villafranchien". Au centre du Hoggar, dans le massif de l'Atakor (fig. 31.F) se forment des dépôts lacustres contenant des Diatomées dont *Stephanodiscus carconensis* et *St. astrea* var. *transylvanica* (Rognon, 1967, p. 461). Nous verrons plus loin que, dans le bassin du Tchad, ces Diatomées caractérisent des dépôts lacustres du Pliocène terminal. Conrad (1969, p. 449) propose de mettre en corrélation cet épisode lacustre à Diatomées avec les grands lacs à *Cardium* du "Villafranchien supérieur". Il suppose l'existence à cette époque d'un climat tropical sur le Sahara central, responsable de cuirassements ferrugineux, et contemporain du climat méditerranéen responsable des encroûtements calcaires au Sahara nord-occidental (Conrad, 1969, p. 224).

Par ailleurs, ces diatomites contiennent des pollens où la présence d'*Artemisia* est remarquable (in Maley, 1980b). Il en est de même des dépôts du Sahara nord-occidental (Beucher, 1975). Nous verrons ultérieurement qu'*Artemisia* est caractéristique des formations steppiques qui se développent sur la bordure méditerranéenne à chaque avancée glaciaire (Suc, 1982 ; Combourieu-Nebout, 1987). De plus, au Pliocène les taxons sahéliens sont totalement absents du Hoggar au profit de taxons tropicaux plus humides (Maley, 1980b).

b) Postérieurement au "Villafranchien". Survient alors une période froide, caractérisée sur les reliefs de l'Atakor par de la solifluxion et de la gélifraction (Rognon, 1967, p. 530). De tels phénomènes sont remarquables, car ils produisent de grandes quantités de matériaux détritiques meubles, susceptibles d'être ensuite repris par le vent. On assiste ensuite à un comblement généralisé des vallées, attribué à une phase aride chaude antérieure à 1,5 Ma (Rognon *et al.*, 1981). Cette phase aride pourrait être également responsable du premier erg de Tihodaine au Nord du Hoggar (Rognon, 1967 ; Conrad, 1969 ; fig. 31.G). Il s'agit de sables éoliens interstratifiés dans des argiles lacustres riches en Vertébrés tropicaux. Devillers (1948) et Arambourg (1952) y ont identifié notamment l'Eléphant, dont *Elephas recki*, qui caractérise le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (Beden, 1985), et le Rhinocéros, qui apparaît en Afrique orientale vers 2 Ma (Cooke, 1985).

3.3. Indices de l'aridité du Sahara enregistrés en Afrique du Nord

Au bord de la Mésogée, les forêts denses et humides de l'Oligocène vont régresser et disparaître pour faire place à une flore plus sèche au Miocène inférieur, depuis le Sahara atlantique jusqu'en Egypte (Boureau *et al.*, 1983). L'analyse des cernes de certains bois a montré une saison sèche accentuée en Tunisie dès le Miocène basal (in Koeniguer, 1985). La végétation se diversifie au cours du Miocène et une végétation sahélienne tend à s'y développer. On trouve ainsi une végétation à caractère subaride dans le Miocène moyen de Tunisie (in Koeniguer, 1985), et on note également un climat à saison sèche prononcée sur le Nord de la Libye au Miocène supérieur (in Maley, 1980b). Par contre, une flore de la fin du Pliocène de Tunisie a livré des espèces du domaine boréal, voire même du domaine eurosibérien (Boureau *et al.*, 1983). L'étude des Rongeurs a montré également l'apparition de phases arides au Maghreb dès le Miocène moyen (Jaeger, 1975). De plus, ces faunes présentent des caractères endémiques expliqués par la barrière de la Téthys au Nord et la barrière climatique du Sahara au Sud (Jaeger, 1975). Les périodes d'aridité enregistrées en Afrique du Nord vont donc probablement de pair avec la mise en place ou le remaniement de sables éoliens au Sahara.

3.4. Une échelle climatostratigraphique de référence: la Méditerranée nord-occidentale

a) La nomenclature stratigraphique crée des problèmes de corrélation. On constate en effet un mélange de termes peu précis d'usage local, avec des termes ayant une signification globale ou encore avec des datations radiochronologiques. Il nous semble donc indispensable de rappeler l'état des connaissances sur les stratotypes marins qui serviront de références. Une stratigraphie précise a été établie sur la bordure nord-occidentale de la Méditerranée grâce à la palynologie (Suc, 1984 ; Zagwijn et Suc, 1984 ; Combourieu-Nebout, 1987 ; tabl. 4).

b) Le Pliocène

*Le Pliocène inférieur (zone palynologique PI, entre 5,2 - 5,3 et 3,2 Ma environ, tabl. 4) présente un climat tempéré chaud, assez fortement humide, avec des précipitations bien réparties sur l'année. Néanmoins, on remarque une légère baisse de l'humidité entre 4,2 et 3,8 Ma (tabl.4).

* La base du Pliocène supérieur (zone palynologique PII, entre 3,2 et 2,4 Ma environ, tabl. 4) se distingue par une évolution dans la répartition des pluies. Dans un

premier temps les précipitations estivales diminuent progressivement, ce qui provoque l'apparition d'un rythme saisonnier contrasté. Puis les précipitations estivales disparaissent et un rythme climatique méditerranéen est acquis vers 2,8 Ma. On peut y voir la conséquence du refroidissement de l'hémisphère nord à partir de 3,2 Ma (Shackleton et Opdyke, 1977).

***Le milieu du Pliocène supérieur** (zone PIII, entre 2,4 et 2 Ma) indique, avec des oscillations secondaires, une baisse continue de la température et de l'humidité: **c'est le premier épisode glaciaire européen**. Les formations steppiques méditerranéennes à *Artemisia* dominant à partir de 2,2 Ma.

***La fin du Pliocène supérieur** (zone PIV, entre 2 et 1,66 Ma environ) connaît une hausse continue de la température et l'humidité y est nettement plus importante que précédemment.

c) Le Pléistocène inférieur

***La base du Pléistocène inférieur** (zone Pl. I, entre 1,66 et 1,5 Ma environ) correspond à une forte baisse de la température et de l'humidité. Cette baisse se marque à nouveau par le développement des formations steppiques: **c'est le deuxième épisode glaciaire européen**.

***Le Pléistocène inférieur** connaît d'abord une courte phase plus humide et plus chaude (base de la zone Pl. II, entre 1,5 et 1,4 Ma probablement). Mais le climat devient rapidement moins chaud et moins humide (sommet de la zone Pl. II, entre 1,4 et 1,3 Ma environ), puis s'installe un **troisième épisode glaciaire européen** (zone Pl. III, à partir de 1,3 Ma environ; tabl. 4).

3.5. Essai de corrélations

a) **La limite Pliocène inférieur-Pliocène supérieur** en Méditerranée nord-occidentale se marque donc essentiellement par une modification de la répartition des pluies dans l'année. Conséquence des variations du bilan thermique global, cette modification peut être considérée comme un événement paléoclimatique ayant certainement affecté le Sahara. L'apparition d'un rythme saisonnier contrasté se traduisant normalement par une croissance de l'érosion liée aux écoulements, il semble logique de la mettre en corrélation avec le début de la mise en place du réseau hydrographique actuel (tabl. 4). Ceci confirme l'hypothèse de Conrad (1969) qui parlait de "révolution climatique du Villafranchien supérieur" et en situait le début à la base du Pliocène supérieur.

b) **La fin du "Villafranchien supérieur" du Sahara algérien** reste mal définie. La présence de pollens d'*Artemisia* dans les dépôts lacustres du "Villafranchien supérieur", incite à mettre ces derniers en corrélation avec le développement des formations steppiques

sur la bordure méditerranéenne lors du premier épisode glaciaire européen. Mais il est pour l'instant impossible de savoir si ces dépôts lacustres ne se poursuivent pas pendant l'équivalent du premier interglaciaire européen, ou même au-delà?

c) **La limite Plio-Pléistocène**. L'équivalent du second épisode glaciaire européen se prolonge dans l'Atakor par une phase aride, ce qui le différencie nettement du premier. Ainsi, **après un Pliocène relativement humide, cette apparition d'une aridité, peut-être assez intense pour produire des sables éoliens, marquerait nettement la différence entre Pliocène supérieur et Pléistocène inférieur au Sahara**. Les données sur le Sahel vont nous permettre de préciser ces différents points et notamment la relation entre les phases glaciaires de l'hémisphère nord et les phases d'aridité au Sahara.

4. APPARITION DES SABLES EOLIENS ET DE L'ARIDITE AU SAHEL

4.1. Bassin du Tchad

Au centre du bassin endoréique du lac Tchad (fig. 2.1.), les dépôts continentaux tertiaires et quaternaires peuvent atteindre plus de 600 mètres d'épaisseur (fig. 32). Ces dépôts sont divisés en quatre séries (tabl. 4), définies à l'affleurement au Nord du bassin (Servant, 1973) et retrouvées par sondages au centre du bassin (Servant-Vildary, 1978).

a) **La série du Bodelé**. C'est la plus ancienne. Elle est essentiellement constituée de dépôts fluviatiles, parfois interrompus par des paléosols (Servant, 1973). La partie inférieure de la série contient localement des oolithes ferrugineuses. Elles sont semblables à celles du Continental terminal décrites au Niger (Greigert, 1963; Faure, 1962; Dubois, 1979; Lang *et al.*, 1986). Par ailleurs, aux Bas-Pays du Tchad (fig. 31.H et 32) cette série a fourni des Vertébrés (dont *Nyanzachoerus* et *Merycopotamus*) qui, par comparaison avec l'Afrique orientale, indiquent un âge immédiatement antérieur à 5 Ma environ (Coppens, 1967 et 1972). Ceci permet d'attribuer au moins une partie de cette série au Miocène supérieur. Les rares données paléobotaniques indiquent alors, la juxtaposition de forêts denses, de forêts galeries et de savanes (Coppens et Koeniguer, 1976).

b) **La série du Bahr El Ghazal**. Elle comprend 50 à 100 mètres de dépôts lacustres et palustres, argileux ou diatomitiques, passant latéralement à des dépôts fluviatiles (Servant, 1973).

***La formation de Koro-Toro** est située à la base (fig. 31.1 et 32). Elle contient des dépôts lacustres

caractérisés par la Diatomée archaïque *Melosira praegrnulata* à ocelles (Servant-Vildary, 1978). Dans les Bas-Pays (fig. 31.H), elle est surmontée latéralement par des sables à Vertébrés (dont *Anancus osiris*, un Mastodonte). Cette faune permet des corrélations avec un niveau daté de $4,5 \pm 0,5$ Ma en Afrique orientale (formation de Kaiso 1, in Coppens, 1972 ; Butzer, 1976 ; Pickford *et al.*, 1988 ; fig. 31.4). Coppens et Koeniguer (1976) indiquent à cette époque au Tchad septentrional, un paysage de steppe arborée passant à des forêts denses autour des rivières et des lacs.

*La formation d'Alandjaga-Oyounga (fig. 31.3 et 32) vient ensuite, après une lacune d'observation probable (Servant, 1973). Il s'agit de dépôts lacustres et palustres, essentiellement argileux à niveaux diatomitiques intercalés, et avec quelques couches de gypse, surtout vers le sommet. Les Diatomées permettent de définir plusieurs stades (Servant-Vildary, 1978) :

- dans le premier, les Diatomées sont très rares et très fragmentées. La plupart se rattachent à *Melosira islandica curvata* ;

- les Diatomées du second stade indiquent un paléomilieu lacustre soumis à des variations de profondeur et de salinité, voire même à des assèchements périodiques. On y a reconnu de nombreuses espèces archaïques ou éteintes, en particulier des *Stephanodiscus*, dont *S. carconensis* au sommet.

-avec le troisième stade, les espèces archaïques ou éteintes sont moins abondantes. La flore planctonique, bien représentée, indique un milieu de sédimentation plus profond que précédemment, sans périodes d'assèchement ou de concentration saline. Sont particulièrement abondantes *Melosira granulata* archaïque,

Stephanodiscus niagarae, *Melosira granulata islandica* et *Stephanodiscus astrea*. Pour Servant-Vildary (1978), le sommet de ce stade contient une microflore à cachet moderne, et la présence d'espèces nord-alpines y évoque un changement climatique important marqué par un lent refroidissement qui nous rappelle l'apparition de végétaux du domaine eurosibérien en Tunisie à la fin du Pliocène (*cf. supra*). Nous serions en effet ici proche de la limite Pliocène-Pléistocène (tabl. 4). Au Tchad, l'un des gisements qui correspond par ses Diatomées au sommet du deuxième stade (Servant-Vildary, 1978), contient une association de Vertébrés dont l'âge est estimé entre 2,5 et 1,9 Ma en Afrique orientale (formation de l'Omo 2 in Coppens, 1972 ; Coppens et Howell, 1976 ; Beden, 1979 ; fig. 31). Par ailleurs, les dépôts du delta du Niger, liés aux apports de la Bénoué (fig. 31), montrent l'apparition brutale à la fin du Pliocène (après 2,3 à 2,2 Ma environ) de grandes quantités d'un pollen de gymnosperme montagnard *Podocarpus milanjanus* (in Maley, 1980b). La grande expansion de cet arbre, actuellement présent sur plusieurs sommets de l'Adamaoua (fig. 2 et fig. 31.I), correspondrait à l'apparition d'une longue saison sèche liée à la diminution de la mousson, en raison du refroidissement de l'hémisphère nord (Maley, 1980b).

*La formation de Morouo (Servant, 1973) confirme ce changement majeur. Troisième et dernière formation de la série du Bahr El Ghazal, elle contient en effet des calcaires, rares précédemment, et surtout des sables éoliens. Les calcaires, sous forme de nodules et de dalles discontinues de calcite rayonnante (Servant, 1973), pourraient être secondaires. Par contre l'apparition des sables éoliens traduit un phénomène

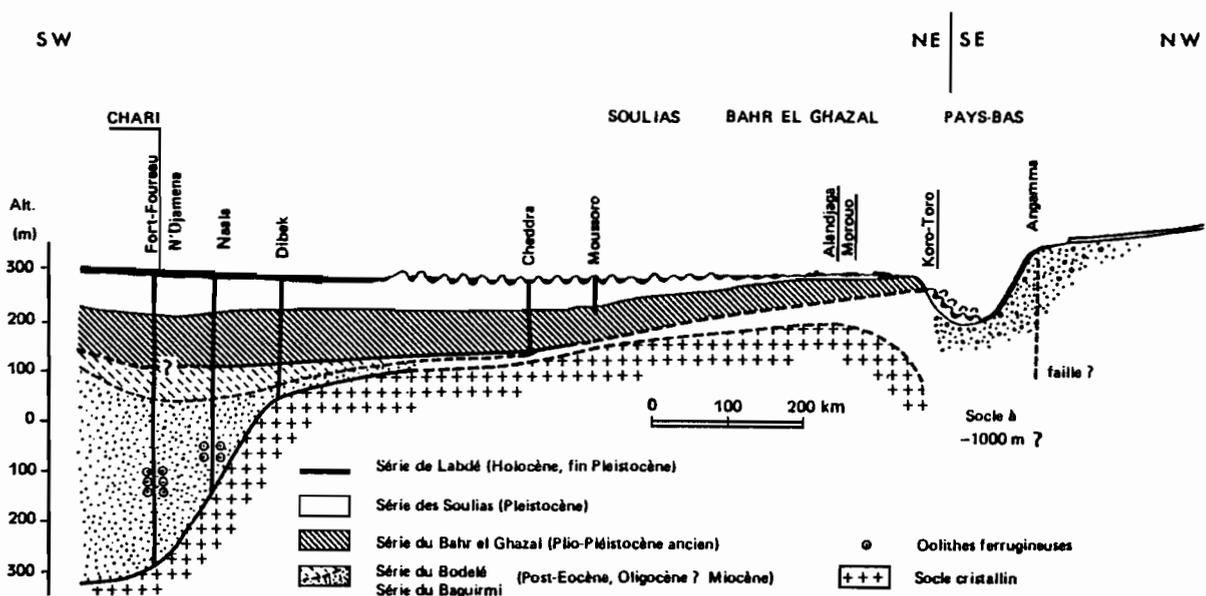


Fig. 32. Coupe transversale schématique du bassin du Lac Tchad, de N'Djamena aux Bas-Pays en suivant l'axe du Bahr El Ghazal (in Servant-Vildary, 1978). Les localités types sont soulignées.

climatique nouveau dans le bassin. De plus, la base de cette formation est constituée par une couche de diatomite constituée à 90% par des *Melosira granulata* archaïques très brisées, en raison d'un important remaniement des formations antérieures. Ce niveau diatomitique particulier a une très grande extension, car nous l'avons retrouvé sous le Kadzell (fig. 2 et 31. J ; Durand *et al.*, 1984). Nous sommes donc tentés de voir là le début du Pléistocène.

c) **La série des Soulias.** Au centre du bassin, elle comporte jusqu'à 60 mètres de sables éoliens où s'intercalent au moins trois épisodes lacustres lenticulaires (Servant, 1973). Les sables éoliens proviennent du remaniement de sables fluviatiles que l'on retrouve en profondeur et à la périphérie du bassin (Schneider, 1966 a et b ; Pirard, 1967 ; Pias, 1970). L'éolisation est importante jusque vers 13°N (Pias, 1970 ; Sieffermann, 1970 et fig. 28). Le sommet de cette série marque approximativement la fin du Pléistocène, puisqu'il peut être recouvert de dépôts lenticulaires palustres, voire lacustres, dont l'âge varie de 13,000 à 9000 ans B.P., en fonction du contexte paléohydrologique.

d) **La série de Labdé** qui débute donc vers 13.000 ans B.P. est peu épaisse et ne dépasse généralement pas une dizaine de mètres. Elle est constituée de sables éoliens où peuvent s'intercaler des dépôts lacustres ou palustres, comme dans les interdunes situées au Nord du Lac Tchad (Servant, 1973), ou des dépôts fluviatiles, comme au Sud du Lac Tchad (Pias, 1970 ; Durand et Mathieu, 1979-1980).

e) **A la périphérie du bassin** de nombreuses observations (topographiques, géomorphologiques, géophysiques, lithologiques, pédologiques) ont été réalisées sur le Plio-Quaternaire ancien (Barbeau, 1956 et 1961 ; Faure, 1962 ; Pirard, 1965 et 1967 ; Schneider, 1966 à 1968 ; Gavaud, 1970 et 1977 ; Hervieu, 1970 ; Pias, 1970 ; Sieffermann, 1970). Ainsi ont été distingués de nombreux épisodes de cuirassement, de creusement, d'alluvionnement et différents niveaux lacustres dont l'âge reste très imprécis. Leur éventuelle corrélation avec le centre du bassin est très délicate, les observations étant difficilement comparables. Par contre, des formations équivalentes dans le bassin du Moyen-Niger, sont mieux situées grâce à la radiochronologie.

4.2. Bassin du Moyen-Niger

a) **Massif de l'Air** (fig. 2 et 31.K).

*Une haute surface d'aplanissement a été datée comme antérieure à $3,78 \pm 0,19$ Ma (Morel, 1985). Elle est assimilée à la surface "fini-Ct" (fin du Continental terminal) ou "surface intermédiaire", connue dans une grande partie de l'Afrique occidentale (Vogt, 1959).

C'est ensuite qu'a été réalisée en plusieurs étapes l'entaille de cette surface par le réseau hydrographique, traduisant l'apparition d'un rythme climatique contrasté et d'une pluviosité plus irrégulièrement répartie. Ainsi, des phases d'érosion mécanique entraînant des blocs (jusqu'à 1,5 mètres de diamètre), parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres, ont alterné avec des phases d'altération. Un glacis en cours de réalisation a été daté comme antérieur à $2,62 \pm 0,25$ Ma (Morel, 1985). Cette datation nous permet donc de situer le début de l'entaille du réseau hydrographique entre 3,8 et 2,65 Ma. Nous proposons de le mettre en corrélation, comme au Sahara, avec l'apparition d'un rythme saisonnier contrasté sur la Méditerranée nord-occidentale à la base du Pliocène supérieur soit vers 3,2 Ma (tabl. 4).

***Deux glacis anciens étagés ont été reconnus sur une même coupe** (T1 et T2, fig. 33), mais il n'est pas exclu que d'autres glacis, maintenant complètement érodés, aient pu exister. Des datations absolues sur des coulées basaltiques indiquent pour ces glacis anciens des âges antérieurs à 2 Ma, 1,8 Ma, 1,2 Ma et 0,3 Ma, sans que leur limite supérieure puisse être précisée (Morel, 1985). Mais on remarque que la profondeur des entailles et des niveaux d'altération diminue avec le temps. Les coulées de basalte ont été très peu altérées après 1,2 Ma environ, alors que sous les glacis plus anciens le socle peut être recouvert de 8 mètres d'altérites (Morel, 1985). Ainsi, un climat humide hydrolysant aurait alterné avec un climat semi-aride à crues violentes jusque vers 1,2 Ma, puis le climat serait devenu plus aride (Morel, 1985).

***Des terrasses récentes** sont emboîtées dans ces vieux glacis. Elles sont constituées d'un matériel plus fin et datées par la préhistoire du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (Morel, 1985 ; et T3, T4, T5, fig. 33). Il n'existe pratiquement pas de sables éoliens à l'intérieur du massif de l'Air. Par contre sur les piémonts orientaux de ce massif (dans le bassin du Tchad) des phases de dépôts éoliens sont intercalées entre des dépôts fluvio-torrentiels et palustres à différents niveaux du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Ces dépôts forment des terrasses qui pourraient être équivalentes aux terrasses récentes de l'Air central (Durand *et al.*, 1983).

b) **Vallée du Moyen-Niger**

* Une surface d'aplanissement qui affecte les dépôts du Continental terminal dans les environs de Niamey (fig. 2 et 31.L) est indurée par les oxydes de fer (Dubois *et al.*, 1984). On observe une cuirasse "pseudonodulaire" qui peut atteindre 0,5 mètre d'épaisseur, la ferruginisation sous-jacente allant jusqu'à 2 mètres (Dubois, 1979). La surface d'aplanissement qui est antérieure au début du creusement du réseau hydro-

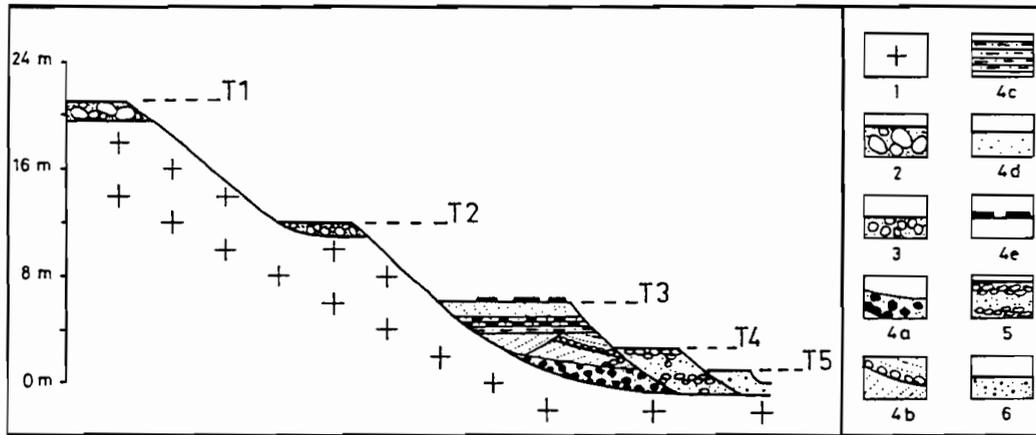


Fig. 33. Coupe synthétique des terrasses de l'Aïr central (*in* Durand *et al.*, 1983). 1 : socle ; 2 : glacis T1 avec conglomérat très grossier ; 3 : glacis T2 avec conglomérat ; 4 : terrasse graveleuse rose ; 4a : conglomérat de base ; 4b : dépôts fluvio-torrentiels à stratifications entrecroisées ; 4c : sables argilo-silteux grisâtres ; 4d : sables fluviaux ; 4e : encroûtement ferrugineux en voie de démantèlement ; 5 : basse terrasse avec sable, graviers et galets ; 6 : dépôts récents sableux. La haute surface tertiaire n'est pas figurée ici.

graphique, serait donc analogue à la haute surface de l'Aïr, bien que cette dernière ne soit pas cuirassée. Morel (1985) émet l'hypothèse qu'un cuirassement aurait existé dans l'Aïr, puis aurait disparu en raison de l'importance de l'érosion sur ces reliefs (localement jusqu'à 100 mètres d'érosion postérieurement à 3,8 Ma). Morel (1985) remarque une similitude avec l'Atakor où l'altération et la rubéfaction sont également importantes, alors que les cuirasses n'ont été observées que dans les régions périphériques de l'Ahnet-Mouydir au NW (fig. 31.D) ou des Tassilis au N (Birod *et al.*, 1955 ; Bonnet, 1961 ; Rognon, 1967 ; Conrad, 1969). Ces régions, plus basses et plus plates, auraient été moins érodées par les écoulements fluvio-torrentiels. Cette explication topographique peut être complétée par une explication paléoclimatique. En effet les modi-

fications climatiques pliocènes se sont étalées dans le temps selon un gradient N-S (Samthein *et al.*, 1982) ne serait-ce qu'en raison du déplacement de l'Afrique vers le Nord (Scotese *et al.*, 1988). La vallée du Moyen-Niger serait donc restée soumise à des conditions climatiques favorables au cuirassement plus longtemps que le Sahara central (tabl. 4), c'est-à-dire soumis à un climat tropical humide à saison sèche marquée tel le climat soudano-guinéen (*in* Dubois, 1979).

*Les formations anciennes ferruginisées. En contrebas de la cuirasse, on observe deux terrasses étagées. Elles reposent sur des conglomérats fluviaux peu épais (quelques mètres généralement) et indurés par les oxydes de fer, surtout pour la plus haute. Elles occupent une position similaire à celle des glacis anciens de l'Aïr (Dubois *et al.*, 1984, fig. 34, T1 et T2).

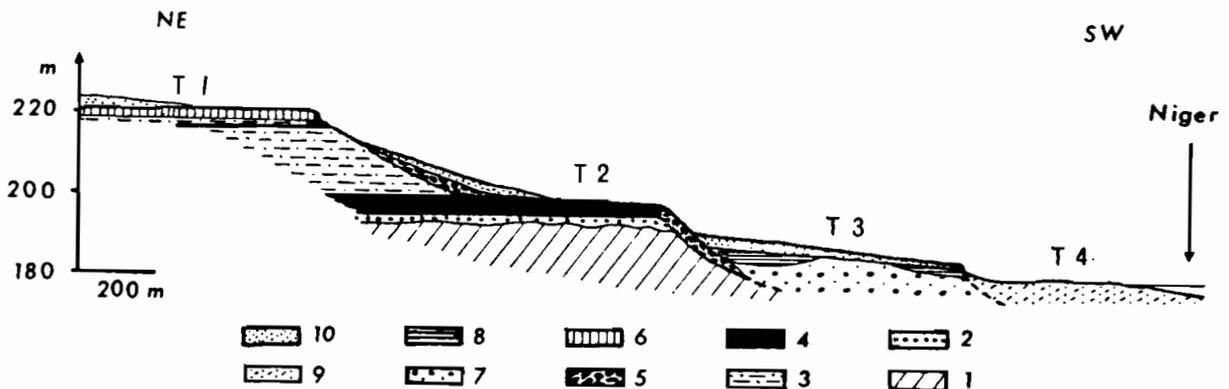


Fig. 34. Coupe géologique schématique en rive gauche du Niger aux environs de Niamey (*in* Dubois *et al.*, 1984). 1 : lithomarge ; 2 : sables et argiles (base du Ct) ; 3 : grès argileux Ct ; 4 : formation à ovides ferrugineux ; 5 : colluvions ; 6 cailloutis alluvial induré par le fer ; 7 : sables et graviers à stratifications obliques ; 8 : argiles gris-vert finement bariolées (limons noirs) ; 9 : sables et argiles jaunâtres ; 10 : recouvrement sableux ocre-rouge. La haute surface ou surface "fini Ct", n'est pas figurée ici.

***Les formations récentes.** Emboîtées dans les formations anciennes, on trouve deux terrasses constituées de matériaux fins où les concentrations en fer sont très discrètes; elles sont interprétées comme équivalentes des terrasses récentes de l'Aïr (Dubois *et al.*, 1984 ; fig. 34, T3 et T4). **Les sables éoliens occupent là encore une position mal déterminée.** Ils apparaissent entre les terrasses étagées anciennes et les terrasses emboîtées récentes qui les remanient (Courel, 1977 ; Dubois *et al.*, 1984 ; Ousseini et Morel, 1989).

c) **La vallée de Maradi** (les observations détaillées seront présentées ultérieurement).

***Formations anciennes.** Dans la vallée de cet affluent méridional du Moyen-Niger, on retrouve sur le Continental hamadien une haute surface ferruginisée (Durand *et al.*, 1981-1982). Mais il ne s'agit plus là que d'épandages fluviaux en placages peu épais, témoins du début de la chenalisation des écoulements superficiels. Vient ensuite une nappe alluviale de 20 mètres d'épaisseur environ. Elle constitue une haute terrasse, bordant le tracé des vallées actuelles; la ferruginisation y est plus modeste que précédemment, les cuirassements étant presque inexistantes (Durand *et al.*, 1981-1982 ; fig. 35, T1). Cette plus grande épaisseur des dépôts et cette ferruginisation nettement moindre distinguent cette terrasse ancienne de celles de la vallée du Niger (*cf. supra*). Ces deux vallées étant sensiblement à la même latitude et à la même altitude, on peut seulement expliquer ces différences par la nature des roches encaissantes : le Continental terminal de la vallée du Moyen-Niger est riche en oxydes de fer, alors que le Continental hamadien de la région de Maradi est peu ou pas du tout ferrugineux (Durand *et al.*, 1981-1982).

Vient ensuite une autre terrasse (T2), emboîtée, constituée de dépôts fluvio-torrentiels conglomérati-

ques. La matrice sableuse est assez peu abondante ; elle est d'une couleur ocre-olive assez terne, manifestant une moindre richesse en fer (Durand *et al.*, 1981-1982; fig. 35, T2). Antérieure aux terrasses récentes (fig. 35), la terrasse T2 pourrait être équivalente à la dernière des terrasses anciennes de l'Aïr Central et de la vallée du Moyen-Niger (T2, fig. 33 et 34). Mais elle en diffère par sa position ; en effet elle est emboîtée comme les terrasses récentes, et non étagée comme les terrasses anciennes. Son âge pose donc un problème encore non résolu, nous y reviendrons.

***Formations récentes.** Emboîtés dans la terrasse T2, on observe 30 mètres environ de dépôts fluviaux, palustres et éoliens, qui constituent des terrasses récentes équivalentes à celles du Niger et de l'Aïr (fig. 35, T3 et T4).

d) **L'apparition des sables éoliens dans le bassin du Moyen-Niger reste mal datée.** Ainsi, dans la région de Maradi, les sables éoliens existent en surface, sur les plateaux et les terrasses, indifférents au substratum ; ils sont remaniés dans les dépôts des terrasses récentes (T3 et T4, fig. 35). Leur première apparition dans la région pourrait s'être produite après la formation de T2. Mais on peut aussi supposer l'existence de **dépôts et remaniements éoliens sur les plateaux pendant le creusement des vallées.** En effet, en zone semi-aride, les phénomènes éoliens coexistent avec des crues brutales. De telles crues expliqueraient également l'absence de dépôts éoliens conservés dans les vallées (Durand *et al.*, 1981-1982). Pour le moment, on peut donc dire que **la mise en place des sables éoliens dans la région de Maradi est certainement antérieure aux terrasses récentes, et peut-être contemporaine de l'entaille de T2 ou même de T1.** Le même raisonnement peut s'appliquer à la vallée du Moyen-Niger et à l'Aïr.

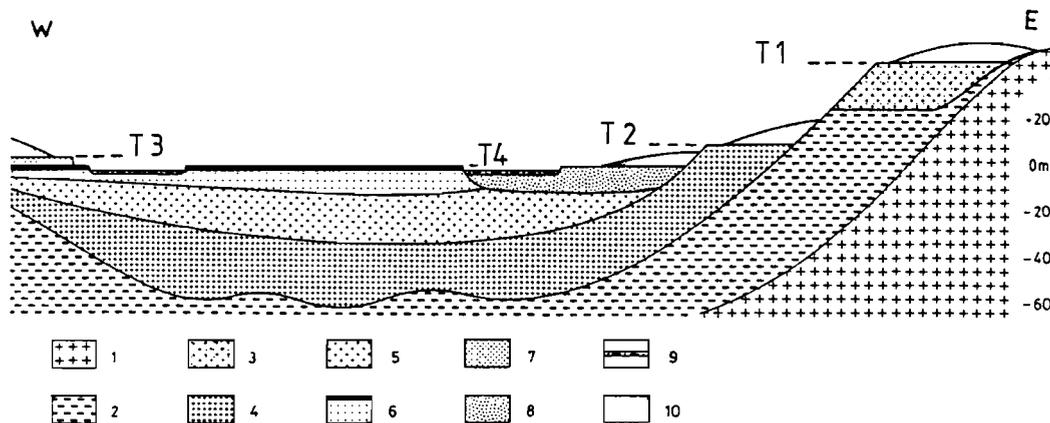


Fig. 35. Coupe géologique schématique de la vallée de Maradi, en amont de Maradi (*in* Durand *et al.*, 1981 - 1982). 1 : socle précambrien éruptif et métamorphique ; 2 : Continental hamadien ; 3 : dépôts de la haute terrasse ancienne ; 4 : dépôts de la moyenne terrasse ancienne ; 5 : formation fluvio-torrentielle inférieure ; 6 : formation fluvio-palustre inférieure ; 7 : formation fluvio-éolienne intercalaire ; 8 : formation fluvio-palustre supérieure ; 9 : alluvions du lit mineur ; 10 : dunes. Les alluvions anciennes des plateaux et la différenciation des dépôts de sables éoliens ne sont pas représentées.

4.3. Comparaison entre les bassins du Moyen-Niger et du lac Tchad

Au total, le Quaternaire du bassin du lac Tchad peut comporter jusqu'à 100 mètres environ de sables éoliens. La conservation d'une telle épaisseur d'un matériel très mobile par nature, s'explique par le caractère endoréique du bassin et une importante subsidence en son centre (Faure, 1962 et fig. 32). Dans le bassin du Moyen-Niger, où les formations quaternaires sont moins puissantes (fig. 3), la couverture éolienne n'est pas généralisée et son épaisseur ne dépasse généralement pas 30 mètres (Greigert, 1963). Elle est également moins étendue en latitude et ne dépasse pas 11°30'N (Sombroek et Zonneveld, 1971). Ceci peut s'expliquer par l'absence d'une subsidence quaternaire, une morphologie de plateaux facilitant la déflation éolienne en période aride (Greigert, 1963 et fig. 3) et le caractère exoréique du bassin, souligné par un important réseau fluvial (fig. 2) qui facilite l'évacuation du matériel érodé en période humide. En l'absence d'indications contraires, on peut supposer une zonation climatique analogue à l'actuelle et admettre un âge équivalent pour le début des dépôts éoliens dans le bassin du Moyen-Niger et dans celui du lac Tchad. Mais la question de l'âge exact du début de ces dépôts éoliens reste posée ? Il est tentant de le faire coïncider avec le changement climatique et géodynamique majeur qui s'est produit au début du Pléistocène. Mais les preuves indiscutables manquent, en raison de la rareté des datations absolues. De telles datations existent au Sahel occidental et surtout oriental.

4.4. Sahel occidental

Dans le bassin du Sénégal Michel (1973) estimait que les premiers ergs s'étaient mis en place à la fin du Pléistocène inférieur (1 à 0,75 Ma environ). Depuis, de nombreuses datations absolues ont été réalisées. Ainsi, des sables reposent sur une cuirasse postérieure à des basaltes datés de 13,2 à 6,9 Ma environ (Cantagrel *et al.*, 1976). Sur le littoral, dans la région de Dakar (fig. 31.0), ces sables sont interstratifiés dans d'autres coulées basaltiques (Hebrard, 1974). Les plus anciens, ou sables inférieurs (10 à 60 mètres d'épaisseur), sont antérieurs à 1,5 Ma environ ; les sables moyens (25 à 30 mètres d'épaisseur) sont compris entre 1,5 et 1 à 0,8 Ma environ ; les plus récents ou sables supérieurs sont actuels ou subactuels (Barusseau et Gaye, 1983). Les sables inférieurs et moyens, azoïques, se sont déposés dans un milieu marin littoral. Mais ils ont subi avant ce dépôt définitif une éolisation précédée d'une altération pédologique (Barusseau et Gaye, 1983). Un erg ancien

aurait donc alimenté les dunes littorales, comme aujourd'hui. Les sables inférieurs sont recouverts localement par des cinérites à la base desquelles ont été reconnues des empreintes rapportées à 14 familles de végétaux (Hebrard, 1974). Ces végétaux donnent l'image d'un paysage steppique sur un substratum sableux où les points bas, plus humides, sont entourés d'une végétation plus haute, plus dense et plus variée. Il y aurait eu alors un climat tropical à courte saison des pluies (Hebrard, 1974), par exemple sahélien au lieu de sahélo-soudanien aujourd'hui (soit 100 à 400 mm/an sur 1 à 3 mois au lieu de 400 à 700 mm/an sur 4 mois environ). En résumé, nous retiendrons pour la région de Dakar après 6,9 Ma et avant 1,5 Ma, la succession suivante : altération et ferruginisation importante, puis mise en place de sables éoliens et enfin reprise marine de ces sables dans un environnement sahélien. Le climat aurait donc évolué de l'humide à l'aride puis au semi-aride.

4.5. Sahel oriental

Le Cénozoïque supérieur a été mieux étudié ici en raison de son intérêt pour l'évolution des Hominidés, mais il s'agit souvent de bassins indépendants entre lesquels les corrélations sont difficiles.

a) Exemple de l'Afar (fig. 31).

*La formation de Bodo (Williams *et al.*, 1986 ; fig. 31.6). Située dans la moyenne vallée de l'Awash (Afar méridional), cette formation est constituée de diatomites et d'argiles lacustres, datées par un niveau de cendres de 3,8-4,0 Ma. Les Diatomées sont planctoniques et indiquent une eau probablement douce. Il s'agit d'un important épisode lacustre franc.

*La formation de Hadar (Gasse *et al.*, 1980a ; fig. 31.7). D'abord datée de 3,3 à 2,6 Ma environ (Aronson *et al.*, 1977), elle est maintenant considérée comme comprise entre plus de 3,65 Ma et moins de 2,9 Ma environ (Walter et Aronson, 1982). Elle comprend 150 à 300 mètres environ de dépôts riches en Vertébrés dont des Hominidés. Il s'agit de dépôts fluvio-deltaïques, lacustres et palustres, ayant enregistré des oscillations lacustres dans un environnement de savane ou de forêt claire. Cette vaste bordure lacustre était proche d'une forêt montagnarde qui a disparu à deux reprises en même temps que se développait la couverture herbacée (Bonnefille et Vincens, 1985).

*La formation de Sankal (Gasse *et al.*, 1980 a et b ; fig. 31.V). Nous y distinguerons deux parties. La partie inférieure comporte essentiellement des dépôts détritiques fins à dominance argileuse. Ces dépôts correspondraient à une plaine alluviale à sédimentation calme ou à une bordure palustro-lacustre. Ils sont antérieurs à des basaltes datés de 2,1 à 2,05 Ma. La partie supérieure ("grès de Sankal"), postérieure à ces basaltes, comporte

à sa base des dépôts identiques aux précédents. Ils sont suivis par plusieurs dizaines de mètres de dépôts détritiques grossiers à dominance sableuse. Ces dépôts de type fluviatile peuvent passer latéralement à des faciès palustres.

***Les lacs "Villafranchiens"** (Gasse, 1975 ; Gasse *et al.*, 1980b). Il s'agit de dépôts lacustres riches en Diatomées archaïques caractéristiques du "Villafranchien". Nombre d'entre elles indiqueraient un net refroidissement du climat. Gasse (1977) y voit l'enregistrement d'un climat humide et frais à pluies fines et/ou à couvert végétal dense sur le bassin versant. Elle distingue trois associations successives. Un premier épisode lacustre (ST1) est compris entre des basaltes datés de 2,5 à 2,3 Ma environ (Gasse *et al.*, 1988). Il pourrait être équivalent des diatomites du Gadeb (plateau éthiopien oriental ; fig. 31.8) datées de 2,7 à 2,35 Ma. Localement (formation de Dikhil ; fig. 31.W) cet épisode se termine par une phase évaporitique marquée par le dépôt d'une dalle de gypse. Un deuxième épisode lacustre (ST2), daté par des basaltes entre 2,3 et 1,5 Ma, pourrait correspondre à un épisode lacustre daté de 2,0 à 1,8 Ma au lac Turkana (Gasse *et al.*, 1980b ; fig. 31.S). Le troisième épisode lacustre (ST3) qui précède ou comprend vers le haut des niveaux de sables éoliens est postérieur à la formation de Dikhil et antérieur à des basaltes datés de 0,75 Ma.

***Les sables du bassin du Gobaad, de la plaine d'Assaïta et du fossé de Garadak** (Gasse, 1975 ; Gasse *et al.*, 1980b ; fig. 31.X,Y,Z). La formation de Dikhil peut être ravinée à son sommet et recouverte de dépôts détritiques. Il s'agit souvent de conglomérats, puis de sables grossiers fluviatiles, peu épais, qui alternent ensuite avec des sables fins éoliens. Bien que des figures sédimentaires typiques n'aient pu être observées, le classement et la granulométrie indiquent incontestablement des sables éoliens, probablement remaniés ensuite par un épisode aquatique. Ces sables deviennent en effet souvent plus grossiers à leur sommet où ils contiennent des ossements de Vertébrés indiquant nettement un retour à des conditions plus humides et tropicales (Hippopotames, Antilope palustre, Tortue aquatique, Phacochères, Rhinocéros, Oryx). On peut noter plus précisément la présence de *Elephas recki* et surtout *Hippopotamus gorgops* et *Phacochoerus* sp. Ces deux derniers apparaissent en effet en Afrique orientale vers 2 Ma (Cooke, 1985 ; Geze, 1985). Ces sables sont datés indirectement en un point comme postérieurs à 1,4 Ma et la faune mammalienne aurait un âge de 0,8 Ma environ dans le secteur de Dikhil. Mais ces dépôts se sont poursuivis pendant tout le Pléistocène moyen, aucune formation franchement lacustre n'est ensuite recensée avant le Pléistocène supérieur.

b) La vallée de l'Omo. Au SW de l'Afar (fig. 31), dans la basse vallée de l'Omo, le paysage végétal n'est pas fondamentalement différent de l'actuel dès la limite Miocène-Pliocène (Bonfille et Vincent, 1985 ; Dechamps et Maes, 1985). L'environnement proche comportait des zones de savane, de savane arborée, de forêt de montagne et de galerie forestière. **Vers 3,3 Ma apparaît une saison sèche sévère**, mais sans diminution notable de la pluviosité totale annuelle. Il s'ensuit une diminution de la forêt et un développement des savanes humides. **Vers 2,5 Ma on note l'apparition de conditions froides très accentuées** sur les plateaux éthiopiens et d'oscillations vers l'aridité dans la vallée de l'Omo où se développent des savanes sèches. De 2,05 à 1,8 Ma environ, le climat s'améliore provisoirement. Puis, plus au Sud, à Olduvaï (fig. 31.9) la palynologie indique une régression de la forêt, et donc de la pluie, entre 1,8 et 1,7 Ma. **A partir de 1,7 Ma intervient un climat plus chaud et nettement sub-désertique.** Une savane boisée s'installe à partir de 1,66 Ma. Dans la basse vallée de l'Omo, **le climat est considéré comme chaud et très sec de 1,6 à 0,95 Ma.** Les oscillations de la pluviosité ayant entraîné des variations rapides de la végétation, ne laissent subsister que les espèces de Proboscidiens adaptées aux savanes sèches (Beden, 1985). Les Rongeurs permettent également de préciser la limite Tertiaire-Quaternaire en Afrique de l'Est (Jaeger, 1979). En effet, bien que les genres modernes existent depuis au moins 4 Ma, les communautés de type moderne ne sont reconnues qu'après 2 Ma. Compte tenu également de l'absence après 2 Ma de toute forme relique du Tertiaire, on peut envisager un renouvellement majeur coïncidant avec les oscillations climatiques aride entre 2,5 et 2 Ma (Jaeger, 1979).

c) Conclusion partielle. Les études, plus nombreuses et plus détaillées ici qu'au Sahara et au Sahel central, mettent nettement en corrélation les phases glaciaires de l'hémisphère nord avec des épisodes d'aridité marquée. **Par contre la traduction de cette aridité par des dépôts de sables éoliens, n'est datée avec certitude qu'après 1,4 Ma.** D'autres renseignements vont nous être apportés en comparant les résultats précédemment exposés avec ceux d'études réalisées sur le plateau continental de l'Afrique nord-occidentale.

5. VARIATIONS CLIMATIQUES ENREGISTRÉES DANS L'ATLANTIQUE

5.1. Problèmes de corrélations stratigraphiques

La stratigraphie est bien mieux établie en mer qu'à terre. D'une part, parce que la succession des événements est observée en mer pour une très longue

période au même endroit, alors qu'à terre il s'agit le plus souvent de la collation d'observations géographiquement dispersées. D'autre part, parce que la stratigraphie y est essentiellement basée sur une zonation fine à partir de la microfauve planctonique. Mais cet avantage a aussi son revers. Cette biozonation évolue rapidement au fur et à mesure de la progression des connaissances, afin de distinguer les événements paléoclimatiques régionaux des événements stratigraphiques globaux. Il convient donc de s'assurer de l'homogénéité des échelles stratigraphiques utilisées. Dans le cas présent l'échelle biostratigraphique et magnétostratigraphique établie en mer (Mazzei *et al.*, 1979) correspond exactement à celle que nous avons prise comme référence (Combourieu-Nebout, 1987 ; et tabl. 4). Néanmoins les sédimentologues marins ne semblent pas toujours la suivre rigoureusement, sans pourtant exprimer clairement les raisons de leur choix. Nous avons ainsi noté des aménagements pour la limite entre Pliocène et Miocène (Chamley et Diester-Haass, 1979) ou la limite entre Pliocène inférieur et supérieur (Arthur et Von Rad, 1979 ; Arthur *et al.*, 1979).

5.2. Problèmes des interprétations paléoclimatiques

Contrairement à notre attente, il est apparu que l'interprétation paléoclimatique est souvent plus facile à terre qu'en mer. En effet, le passage de dépôts lacustres contenant des ossements d'Hippopotames à des sables éoliens azoïques, nous semble plus significatif que des variations généralement inférieures à 5% dans les proportions relatives des constituants argileux des dépôts marins (Chamley et Diester-Haass, 1979, fig. 1). Nous avons ainsi pu remarquer des interprétations très divergentes pour une même série d'échantillons. Par exemple, Diester-Haass (1979) assimile les périodes interglaciaires à des périodes arides avec un transport éolien important, alors que Arthur *et al.* (1979) sont beaucoup plus nuancés et que Lutze *et al.* (1979) montrent qu'au contraire les périodes d'activité éolienne indicatrices d'aridité sont des périodes froides. C'est, en effet, ce que nous avons noté sur le continent. De même, l'attribution d'un climat aride au Pliocène dans son entier (Chamley et Giroud d'Argoud, 1979 ; Chamley et Diester-Haass, 1979) ou même au seul Pliocène inférieur (Robert et Chamley, 1987) ne peut que surprendre ceux qui connaissent les épais dépôts lacustres pliocènes du Tchad ou d'Ethiopie (*cf. supra*). De telles controverses ne sont pas closes, bien que d'importants progrès aient été faits dans la connaissance des dépôts marins d'origine éolienne (Chamley, 1988).

5.3. Les critères sédimentologiques de l'aridité

a) **L'utilisation des quartz colorés.** Dans un premier temps une grande importance a été donnée aux quartz colorés en surface par les oxydes de fer, considérés comme des marqueurs de l'activité éolienne et donc d'un climat désertique sur le continent (Samthein et Diester-Haass, 1977). Ensuite, les chercheurs se sont rendu compte, à la lumière du modèle actuel, qu'il fallait nuancer cette interprétation. Ainsi, Lutze *et al.* (1979) font remarquer que les mêmes quartz colorés peuvent être apportés par le vent en période aride et par le réseau fluvial en période humide, ou simultanément comme aujourd'hui par le vent du Sahara et par les fleuves du Sahel. Ainsi, actuellement, les sables éoliens très fins (63 à 125 μm) déposés en mer, comportent seulement de 3,5 à 8,5 % de quartz colorés à la latitude de 21°N qui est pourtant proche de celle du centre du Sahara. Par contre vers 16°N, les apports de sables éoliens comportent près de 75 % de quartz colorés et les apports du fleuve Sénégal en comportent de 35 à 55 %.

b) **Classification des apports éoliens en mer selon leur mode de mise en place.** Samthein *et al.* (1982) distinguent cinq types de dépôts de matériel éolien en mer.

* Les plus grandes quantités sont fournies par des turbidites ("aeolian-sand turbidites") (premier type). En effet, Samthein et Diester-Haass (1977) supposent que lors des périodes glaciaires, le niveau marin baissant, le plateau continental est envahi par des édifices dunaires de sables éoliens alimentés depuis le continent par l'Harmattan. Soit en raison de leur progression vers l'Ouest, soit en raison d'oscillations secondaires du niveau marin, les sables éoliens qui forment des rides dunaires littorales sont entraînés sur le talus continental et vont former des turbidites. Ces dépôts ne sont donc qu'un indicateur indirect et différé de l'activité éolienne sur le continent.

* Ces turbidites peuvent être remaniées et "étalées" par des courants sous-marins plus ou moins parallèles au talus continental et aller ainsi former des contourites (deuxième type). Elles se distinguent des turbidites essentiellement par un meilleur classement, par la présentation de figures de courant et par un mélange allochtone et autochtone (Chamley, 1987). De tels dépôts peuvent donc être sans rapport avec le climat sur le continent.

* Enfin, le matériel éolien peut être apporté par les rivières ou par les vents. Sur la base d'un grand nombre de caractères (quantité et nature des argiles ; quantité, taille et aspect des quartz ; quantités de micas, feld-

spaths et carbonates détritiques ; fibres végétales, etc...). Samthein *et al.* (1982) proposent de distinguer l'origine géographique du matériel et son mode de dépôt. Ainsi les **apports fluviaux** (troisième type) se remarqueraient par un supplément de minéraux argileux lié à l'érosion hydrique et par une abondance des pelotes fécales traduisant l'augmentation des substances nutritives en solution. Parmi les apports éoliens, Samthein *et al.* (1982) distinguent d'une part les **apports des alizés maritimes** (quatrième type) qui pénètrent peu sur le continent (fig. 30.C), et d'autre part les **apports liés à l'Harmattan** (cinquième type) en période estivale (fig. 30.B) et qui viennent du centre du continent. Les premiers, qui ne font qu'effleurer le littoral du Maroc et de Mauritanie, amènent surtout des sables fins dont une proportion notable présente une surface colorée. Les seconds amènent surtout des silts dont le mode principal est de 24 μm . On note d'ailleurs dans la zone qui reçoit l'essentiel des poussières éoliennes (entre 18 et 26°N environ) une correspondance entre les maxima d'apports détritiques non argileux (supérieurs à 6 μm), ceux des apports de silts de mode 24 μm , et ceux des apports de kaolinite et de quartz (Samthein *et al.*, 1981).

c) Recherche de marqueurs minéralogiques. D'autres auteurs attachent une plus grande importance à la nature des particules qu'à leur taille. Ainsi, les poussières éoliennes issues du Sahara se distinguent par l'abondance de l'illite, de la kaolinite et des argiles fibreuses, notamment la palygorskite qui peut servir de traceur (Paquet *et al.*, 1984 ; Coudé-Gaussen et Blanc, 1985 ; Chamley, 1988). Naturellement les interprétations sont compliquées par le fait qu'il y a souvent des apports simultanés de plusieurs origines. En cas de désaccord entre l'interprétation climatique des données en mer (Samthein *et al.*, 1982) et l'interprétation des données sur le continent (*cf. supra*) nous nous reportons aux données analytiques originelles (Stein et Samthein, 1984).

5.4. Variations climatiques

a) A l'Oligocène et au Miocène. A l'Oligocène inférieur, des turbidites de sables éoliens ont été découvertes vers 21°30'N. Elles ont été interprétées comme la marque d'un climat aride sur le continent (Chamley et Diester-Haass, 1982). Après un climat plus humide à l'Oligocène moyen et supérieur, une seconde aridification apparaît à la base du Miocène inférieur. Au moins quatre autres périodes de dégradation climatique vers l'aridité sont enregistrées au Miocène, dont une dernière juste à son sommet (entre 6 et 5,3 Ma environ), simultanément avec un très net refroidissement des

eaux marines (Samthein *et al.*, 1982). Ceci est en accord avec les observations de Conrad (1969) sur le Sahara nord-occidental: les différentes phases arides enregistrées en mer correspondraient aux différents niveaux de sables éoliens du "Néogène". De plus, la limite miopliocène correspond à une période d'activité éolienne enregistrée en mer. Ceci appuie notre proposition de corrélation entre la phase aride responsable d'une érosion importante entre le "Néogène" et le "Plio-Villafranchien" du Sahara nord-occidental, avec les premiers sables éoliens du Sahara égyptien attribués à la base du Pliocène. Les dépôts éoliens correspondant n'auraient pas été conservés (ou identifiés) au Sahara nord-occidental.

b) Au Pliocène inférieur. On ne trouve pas en mer la trace d'un épisode aride important au Pliocène inférieur (Samthein *et al.*, 1982). Nous avons vu qu'il en est de même pour la zone sahélienne. Ceci pose le problème des conditions de mise en place des sables éoliens du "Plio-Villafranchien" du Sahara algérien. Conrad (1969) les avait attribués à un climat semi-aride. S'agirait-il alors d'un épisode extrêmement bref qui n'aurait été enregistré et conservé que localement ? Une autre explication peut être avancée. En effet, compte tenu du fait que ces sables passent latéralement à des dépôts palustro-lacustres et fluviaux, il est vraisemblable que ce sont ces derniers dépôts qui témoignent réellement du climat local (Alimen, 1976a). Actuellement la présence de mares permanentes au Niger nécessite une pluviométrie supérieure à 400 mm/an, soit au moins un climat sahélo-soudanien. Nous supposons donc que les sables éoliens déposés au "Plio-Villafranchien" dans la région de l'Erg Chech (fig. 31.B) proviennent du remaniement d'un dépôt éolien antérieur (base du Pliocène ?), tel qu'il peut s'en produire actuellement au Sahel. Ces sables marqueraient donc une baisse de la pluviosité, mais non l'installation de conditions désertiques. Cet événement peut être synchrone de la légère baisse de la pluviosité observée au milieu du Pliocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale (tabl. 4, PIb).

c) Pliocène supérieur. Le problème est inverse. En effet, Samthein *et al.* (1982) concluent à une augmentation d'intensité des phénomènes éoliens vers 3,2 Ma et surtout à partir de 2,5 Ma. Ils concluent notamment à une extension des conditions désertiques vers le Sud à partir de 2,5 Ma, caractérisée par la formation de champs de dunes jusqu'au Sud du Sahel actuel ! On peut naturellement penser à une lacune d'érosion ou d'observation sur le continent, mais une autre explication est possible. Il semble en effet que Samthein *et al.* (1982) ont été influencés dans leur interprétation par une connaissance incomplète de la stratigraphie des événements sédi-

mentaires et climatiques sur le continent. Ainsi, ils considèrent (p. 593) que cette aridité est marquée au Sahara par "...des croûtes carbonatées et évaporitiques associées à des sables dunaires qui recouvrent les dépôts d'eau douce du Plio-Villafranchien...". Il s'agit vraisemblablement des dépôts localisés de l'Erg Chech que nous avons interprétés comme formés sous un climat non-désertique et qui sont de plus inclus dans le "Plio-Villafranchien" et non postérieurs. En fait, les données originelles détaillées (Stein et Samthein, 1984) conduisent à une interprétation plus nuancée et cohérente avec les observations sur le continent. Ainsi, l'augmentation de la fraction détritique supérieure à $6\ \mu\text{m}$, qui traduirait l'augmentation des apports éoliens, n'est pas simultanée sur toute la bordure atlantique. On l'observe d'abord vers 3,5-3,2 Ma au large du Maroc uniquement (L.544.B et L.397 de la fig. 31) ; mais encore faut-il noter l'intercalation de ces apports éoliens avec de très importants apports fluviaux (Stein et Samthein, 1984 : fig. 6). L'augmentation des apports éoliens au large du Maroc pourrait correspondre seulement à une action éolienne sur le plateau continental émergé. Les apports de poussières éoliennes susceptibles de provenir réellement du continent, ne se remarquent vraiment qu'après 2,4 Ma au large de la Mauritanie (L.141, fig. 31) et après 1,55 Ma environ au large de la Sierra Leone (L.366, fig. 31) (Stein et Samthein, 1984 : fig. 6). Compte tenu de l'origine des matériaux éoliens arrivant sur ces sites (fig. 30.B et A) ces âges sont cohérents avec ceux indiqués par l'extension d'*Artemisia* au Sahara, d'une part, et ceux des sables éoliens de la formation de Morouo au Tchad, d'autre part. (tabl. 4).

d) Pléistocène. Samthein *et al.* (1982) concluent à un arrêt de l'aridification tout au long du Pléistocène inférieur. Mais à nouveau nous distinguerons les données originales des interprétations qui en ont été faites. En effet, Samthein *et al.*, (1982) appuient leur démonstration sur les dépôts lacustres villafranchiens et les ferruginisations du Sahara. Or, nous avons vu que ces dépôts sont antérieurs au Pléistocène (*cf. supra*). En fait les apports détritiques supérieurs à $6\ \mu\text{m}$ enregistrés en mer, sont partout très élevés de 1,55 à 0,75 Ma environ (Stein et Samthein, 1984, fig. 6), même si de nombreuses fluctuations permettent d'envisager de relativement brèves périodes plus humides. Enfin, le Pléistocène moyen et supérieur montre de nombreuses oscillations climatiques de grande ampleur, comparables à celles des 20,000 dernières années (Stein et Samthein, 1984).

6. CONCLUSIONS SUR L'HERITAGE EOLIEN

6.1. L'installation du désert au Sahara

Une synthèse antérieure (Maley, 1980b) concluait à l'apparition de conditions désertiques au Sahara central et méridional, au début du Pliocène. En fait, nous avons vu qu'au moins 5 épisodes d'activité éolienne importante, indicatrice d'aridité, sont enregistrées au Miocène (Conrad, 1969, Samthein *et al.*, 1982). **L'existence d'une zone aride saharienne est bien établie à plusieurs reprises au Miocène, et son influence s'exerçait au Nord sur la faune et la flore du Maghreb. Au Sud, par contre, on ne remarque pas l'existence d'une zone sahélienne sub-aride à cette même époque ; le climat y semble alors beaucoup plus humide qu'actuellement. Mais l'installation de l'aridité au Sahara n'a pas été définitive au Miocène supérieur : le Pliocène inférieur est globalement humide au Sahara comme au Sahel (tabl. 4). On ne peut donc plus opposer à cette époque un Sahara désertique et un Sahel humide (Maley, 1980b).**

6.2. L'apparition du couple Sahara-Sahel/aride-subaride

a) Une première dégradation du climat vers l'aridité, commune à l'ensemble du Sahara et du Sahel, semble se produire à la limite entre Pliocène inférieur et Pliocène supérieur (tabl. 4). Le début du refroidissement de l'hémisphère nord, qui voit l'apparition d'un rythme saisonnier contrasté sur la bordure méditerranéenne vers 3,2 Ma, coïnciderait avec le début de la mise en place du réseau hydrographique actuel au Sahara et au Sahel central. Simultanément les lacs du Tchad septentrional subissaient d'importantes variations de niveau, allant peut-être jusqu'à l'assèchement temporaire ; des savanes se développaient au détriment de la forêt en Afrique orientale, en liaison avec l'apparition d'une saison sèche sévère ; on note également une augmentation de l'intensité de l'action éolienne sur le littoral atlantique.

b) Au Pliocène supérieur on assiste à une aridification du climat de l'Afrique nord-équatoriale. Cette aridification semble liée au refroidissement global. Ainsi, lors de la première glaciation européenne (2,4 à 2 Ma environ), le développement des formations steppiques à *Artemisia*, indice d'aridité, est observé sur le littoral méditerranéen et également au Sahara. Le développement de *Podocarpus milanjanus* au Sud du bassin du Tchad, marque un déplacement des isohyètes vers le Sud et donc une diminution de la pluviosité au Sahel (tabl. 4). Simultanément, la palynologie

enregistre un climat aride et froid sur les plateaux éthiopiens. Des indices de froid sont également fournis par le développement de Diatomées "nord-alpines" dans les lacs du Hoggar, du Tchad et d'Afrique orientale

6.3. L'apparition des sables éoliens au Sahel

a) Degré de l'aridité au Pliocène supérieur ?
L'existence de lacs nous conduit à nous interroger sur le degré d'aridité atteint à cette époque. Nous pouvons supposer que le froid, et donc la baisse de l'évaporation ont permis le maintien des niveaux lacustres, mais il est quand même nécessaire d'envisager aussi l'existence d'une pluviosité pour alimenter ces lacs. L'aridité déduite par la palynologie est donc relative. Il n'existait pas alors de désert saharien hyper-aride, comme aujourd'hui. Effectivement, si on note sur le plateau continental une augmentation des poussières éoliennes originaires du Sahara central et méridional à partir de 2,4 Ma, on n'enregistre pas sur le continent la formation de sables éoliens. De plus, comme nous l'avons déjà noté le vent ne produit pas lui-même des sables, mais il façonne des stocks constitués antérieurement. Ainsi, la production de silts par cryoclastie peut expliquer l'augmentation des poussières éoliennes, sans qu'apparaisse simultanément des sables éoliens. Par contre, nous pouvons supposer que l'action conjuguée du froid et des écoulements probablement temporaires, a dû alors produire de grandes quantités de dépôts superficiels, repris ensuite par le vent.

b) L'apparition des sables éoliens au début du Quaternaire. C'est en effet au début du Pléistocène que sont attribués les premiers sables éoliens du Grand Erg occidental, de l'Erg Chech et de l'erg de Tihodaine (Conrad, 1969 et tabl. 4). Et, bien que nous n'en ayons toujours pas la preuve incontestable, de nombreux indices convergent pour indiquer que la formation des couvertures superficielles de sables éoliens au Sahel pourrait commencer également au début du Pléistocène.

***Au Sénégal, dans la région de Dakar, vers 1,5 Ma** des dunes littorales sont constituées par des sables éoliens remaniés, provenant d'un ancien erg. La mise en place de ces dunes littorales s'est faite dans un paysage steppique et sous un climat de type sahélien.

***Le plateau continental atlantique** enregistre une forte augmentation des poussières éoliennes après 1,9 Ma, et notamment de celles originaires du Sahel après 1,55 Ma environ.

***Dans le bassin du Tchad,** les premiers sables éoliens sont postérieurs à des Vertébrés datés de 2,5 à 1,9 Ma. Mais la limite supérieure de ces dépôts reste mal définie. Compte tenu de lacunes possibles, ces sables éoliens pourraient être de loin postérieurs à cette

datation. Néanmoins, le fait qu'ils appartiennent à la série sédimentaire du Bahr El Ghazal, ne permet pas d'envisager un trop grand éloignement du Pliocène.

***En Afrique orientale,** les premiers sables éoliens de l'Afar sont postérieurs à 1,4 Ma et antérieurs à 0,75 Ma. Notons cependant l'existence d'une phase subdésertique à Olduvaï vers 1,7 Ma.

La zonation Sahara-Sahel, mise en parallèle avec la production et l'accumulation de sables éoliens, semble donc postérieure au Pliocène ; elle pourrait marquer la base du Quaternaire. La transformation de l'Afrique nord-tropicale a été radicale. Malgré les nombreuses oscillations vers l'humidité survenues depuis, un retour aux conditions humides antérieures ne s'est plus produit : les dépôts lacustres du Quaternaire supérieur au Sahel n'ont aucune commune mesure avec ceux du Pliocène, comme nous le verrons ultérieurement.

6.4. Essai d'interprétation

a) Un refroidissement global. Pour expliquer les variations climatiques observées, outre une variation de la position de l'équateur, Maley (1980b) met en avant l'évolution du gradient thermique Pôle-Equateur. Compte tenu d'études déjà anciennes sur les océans de l'hémisphère sud (Kennett, 1972), il supposait l'apparition des glaciations sur l'Antarctique dès l'Eocène. Il en serait résulté aussitôt une remontée de la mousson très au Nord du continent africain, poussée par le front polaire austral (cf. fig. 4), ce qui expliquait les indications de climat tropical humide au Sahara et au Sahel, à l'Oligocène et au Miocène (cf. Continental terminal), mais pas les épisodes arides producteurs de sables éoliens... Maley (1980b) supposait que le refroidissement de l'hémisphère nord avait ensuite rétabli l'équilibre thermique : une première glaciation était notée en Alaska au Miocène, le refroidissement atteignant la Méditerranée occidentale vers la limite Mio-Pliocène, puis l'Afrique au Pliocène, le front polaire boréal repoussant progressivement la mousson vers le Sud...

Pour notre part, nous supposons également l'existence d'un mécanisme thermique global, mais plus complexe que celui d'un simple mouvement de balancement continu de l'équateur thermique. En effet, des données récentes montrent qu'en fait un climat tempéré régnait sur l'Antarctique à l'Eocène ; ce n'est qu'à l'Oligocène que des glaces sont attestées sur l'Antarctique Est (Barker *et al.*, 1988), la première grande expansion de la glace étant située au milieu de l'Oligocène, vers 28 Ma (Robin, 1988). De plus, la glaciation antarctique s'est étendue très progressivement : un fort refroidissement n'a atteint l'Antarctique Ouest qu'au Miocène moyen et la calotte glaciaire

Ouest-Antarctique n'est apparue qu'au Miocène supérieur (Barker *et al.*, 1988). Cette calotte Ouest-Antarctique était alors instable et ne s'est installée définitivement qu'au Pliocène inférieur vers 4,8 Ma (Barker *et al.*, 1988). Un nouveau refroidissement est enregistré ensuite vers 2,4 Ma (Barker *et al.*, 1988). Il semble donc qu'il y ait eu un refroidissement global, peut-être un peu plus précoce dans l'hémisphère sud, mais sans qu'apparaisse un déséquilibre thermique aussi important que le supposait Maley (1980b). Mais il est vrai qu'il n'est pas nécessaire que ce déséquilibre ait été très important pour être efficace du point de vue de la dynamique climatique.

b) Des événements géodynamiques majeurs. Ruddiman et Raymo (1988) font remarquer que deux types d'événements géodynamiques majeurs correspondent précisément aux changements climatiques radicaux. D'une part la fermeture de l'isthme de Panama et l'ouverture du détroit de Bering vers 3,5 à 3 Ma, ont impliqué des changements de circulations océaniques qui pourraient avoir joué un rôle décisif dans le refroidissement de l'hémisphère boréal à partir de 3,2 Ma environ. D'autre part, le soulèvement plio-pléistocène du Tibet, de l'Himalaya et des reliefs à l'Ouest de l'Amérique du Nord a certainement modifié à la fois l'albedo, le rythme saisonnier, et la circulation atmosphérique générale. Pour Ruddiman et Raymo (1988) ce dernier facteur aurait joué un rôle décisif dans le déclenchement des différents épisodes glaciaires de l'hémisphère nord.

6.5. Problèmes liés à l'héritage éolien

a) Aridité et sables éoliens ne sont pas synonymes. A l'exemple du modèle actuel, en Afrique nord-tropicale, une grande variété de situations a été rencontrée :

- une phase aride peut produire des sables éoliens qui ne sont pas conservés sur place. Ce serait le cas vers la limite mio-pliocène au Sahara nord-occidental.
- une phase aride peut ne pas produire de sables éoliens, ce qui semble le cas entre 2,4 et 2,0 Ma.
- la production de sables éoliens dépend probablement du contexte géologique et notamment de l'existence de stocks fluviatiles et éoliens antérieurs disponibles, ce qui pourrait expliquer leur apparition plus tardive dans les petits bassins de l'Afar où le substratum basaltique n'est pas propice.
- des sables "éoliens" peuvent ne correspondre qu'au remaniement d'un dépôt antérieur dans un contexte subaride seulement, comme au Sahara nord-occidental au Pliocène inférieur. Ce problème de remaniement est fondamental.

b) Difficulté de distinguer les caractères éoliens hérités des caractères éoliens acquis. Malgré des différences régionales importantes, on doit d'abord souligner l'accumulation d'une quantité fantastique de sables éoliens quaternaires au Sahel central. Or, cette zone semble avoir été tout au long du Quaternaire une zone de transition oscillant entre le Sahara et le Sahel (Stein et Samthein, 1984). C'est ce qui en fait son intérêt, mais c'est aussi ce qui rend son étude particulièrement difficile. En effet, cette succession de conditions humides et arides va être d'autant plus difficile à analyser qu'elle se déroule dans un **contexte sédimentologique caractérisant l'aridité**. Dans quelle mesure ce contexte ne jouera-t-il pas en camouflant les signaux de l'humidité et en amplifiant ceux de l'aridité ? Ainsi, inversement aux environnements glaciaires où la phase majeure efface les phases antérieures en détruisant leurs moraines (Campy, 1982), on peut penser que la phase éolienne majeure facilite l'extension des phases mineures postérieures en mettant à leur disposition un matériel déjà éolisé et très facilement remobilisable. Il faudra donc essayer de distinguer éolisation, et remaniement éolien d'un matériel déjà éolisé.

c) Subjectivité de l'aridité. La présence d'une telle masse de sables éoliens dans la zone étudiée ne peut manquer d'influencer chaque chercheur dans son appréciation personnelle des variations de l'aridité. A l'image de la bouteille à moitié vide, la masse des sables éoliens ne peut-elle occulter les indicateurs d'humidité (bouteille à moitié pleine) selon l'optimisme du chercheur ? Ce problème a été posé depuis longtemps par Alimen (1976a, p. 339) : "*... nous conservons l'interprétation de H. Faure qui voit, dans les successions de niveaux lacustres du Pléistocène, la marque d'une période humide, tandis que M. Servant, donnant plus d'importance aux sables dunaires au sein desquels s'intercalent les bancs lacustres, considère cette série comme caractéristique d'une période aride, coupée d'épisodes humides qui n'interromperaient que momentanément les conditions arides. Or, dans une zone aujourd'hui aride, ce qui nous paraît fondamentalement significatif c'est l'existence, plusieurs fois manifestée d'un grand lac Tchad. Ne faut-il pas, en outre, penser qu'un "Pluvial", dans une contrée aujourd'hui aride pouvait ne correspondre qu'à une relative humidité ? Il nous a paru intéressant de souligner ces divergences qui témoignent de la difficulté des interprétations climatiques...*". Ainsi, aux réelles difficultés d'analyse risquent de se surimposer des difficultés propres au tempérament de chaque chercheur et qui conditionneront son interprétation lorsque celle-ci ne peut être basée sur des données quantitatives.

L'EVOLUTION DU LAC TCHAD TEMOIN DE L'HUMIDITE : ANALYSE EPISTEMOLOGIQUE

L'importance des phénomènes éoliens et des sables plio-quaternaires doit servir de point de comparaison pour juger de l'importance des remaniements postérieurs et donc de l'intensité et de l'extension réelle dans le temps et dans l'espace des périodes arides récentes. Inversement, l'importance des périodes humides au Sahel central est estimée au regard de l'ampleur du lac Tchad. Nous rappellerons donc au préalable l'évolution des connaissances à ce sujet.

1. LES PRECURSEURS

Le lac Tchad est figuré sur les cartes des géographes arabes depuis le XIII^e siècle au moins, sous le nom de lac Kuri (Lange, 1980). En ce qui concerne les géographes européens, un grand lac nommé "*Borno Lacus*" (cf. Bornou fig. 2), alimenté par un fleuve venant du Sud, et situé à peu près à l'emplacement du lac Tchad actuel, figure sur la carte du continent africain dressée en 1632 par le Hollandais Blauew (*in* Tilho, 1910a). La première mention du nom "Tchad" est due à Homemann qui, voyageant en 1798 dans le bassin de Mourzouk, en Libye, rapporta l'existence au centre de l'Afrique d'un grand fleuve appelé "Zâd", affluent du Nil. A la même époque, un géographe, Ali Bey, postulait l'existence au centre de l'Afrique d'un vaste bassin endoréique, occupé par un immense lac (Bahr Soudan, c'est-à-dire Mer des Noirs), ou "Caspienne africaine", relique d'une mer saharienne (*in* Tilho, 1910a). En 1819, un autre voyageur dans le bassin de Mourzouk, Lyon, apprit que le "Zâd" était bien un lac et non un fleuve. Et le 4 février 1823, venant de Lybie, l'expédition de l'anglais Denham arriva à N'Guigmi (fig. 2 et 36) et aperçut le lac qui fut dénommé "lac Waterloo" (*in* Tilho, 1910a). Mais il ne put le traverser, ni même en faire le tour. Par contre, il rapporta le récit d'écoulements des eaux du lac dans le Bahr El Ghazal (fig. 2) quelques générations auparavant, ce qui indiquait d'importantes variations à une époque récente (*in* Maley, 1981). Le grand explorateur Barth passa deux années dans la région du lac, essentiellement au Bornou, entre 1851 et 1855. Il rétablit le nom de "Tsad ou Tsade", mais il ne put faire le tour complet du lac, ni le traverser. Seul son compagnon, le géologue Overweg, put en visiter la partie centrale pendant quelques semaines, avant de mourir prématurément. Par contre, Barth fut le premier à remarquer l'existence d'une communication entre le bassin du Logone et la Bénoué (fig. 16). Par ailleurs, à plusieurs reprises, Barth rapporta des récits indiquant une aridification récente. Il

était donc logique d'envisager une ancienne extension plus importante du lac Tchad. Il en fixait la limite ouest dans la plaine de la Komadugu Yobe, vers 11°E (fig. 16). Mais il n'avait d'autre argument qu'une similitude de la morphologie dunaire et de la végétation de cette région avec celles de la périphérie immédiate du lac actuel (Barth, 1860-1863, t. II, p. 67). D'autres explorateurs atteignirent le lac Tchad dans la deuxième moitié du 19^e siècle : Vogel et von Beurmann, Rohlf, Nachtigal, Monteil, Gentil (Tilho, 1910a). Mais aucun ne put le traverser, ni l'observer suffisamment pour apporter des informations vraiment nouvelles depuis celles de Barth.

2. LES PREMIERS TRAVAUX SCIENTIFIQUES

L'étude du lac ne commença réellement qu'au début du siècle, et d'une manière assez confuse. Les hypothèses et opinions les plus diverses, parfois contradictoires, furent émises en quelques années.

2.1. Hydrographie, endoréisme et salinité

A cette époque, la plus importante discussion concernait trois problèmes liés entre eux : l'endoréisme, la salinité des eaux du Tchad et le sens d'écoulement du Bahr El Ghazal (fig. 2). Depuis Nachtigal (1881-1883), on connaissait le paradoxe d'un lac aux eaux douces "*autant que peut l'être eau du monde*", alors que ses rives et ses îles sont riches en natron. Le premier, Dubois (1903) fournit une solution : "*... pendant la saison sèche dans la zone qui constitue la marge sud-orientale et orientale du Tchad, on rencontre des étangs isolés dont l'eau a une saveur généralement saline... Lorsque les eaux du Tchad se retirent dans la cuvette principale, les lagunes restées isolées se dessèchent et laissent sur le sol un dépôt salin. La concentration qui s'opère dans le grand lac, par suite de l'évaporation, finirait par donner à toute la masse liquide un goût salin très prononcé, si le lac ne purgeait annuellement ses eaux d'une notable quantité de sel, équivalente à celle qu'il reçoit du Chari pendant la même période. Le Tchad se dénatronise automatiquement par le seul jeu de ses crues et de ses décrues*". Cette hypothèse fut contredite par Truffert (1903) qui proposa un mécanisme proche de celui finalement établi par la géochimie isotopique (cf. *supra*) : "*Une certaine partie de l'eau s'infiltré dans les sables du Kanem et coule souterrainement dans l'ancien bras du Bahr El Ghazal... L'eau, en se filtrant dans les sables de la côte, dépose constamment des sels natronés qui finissent par saturer le sol et saler fortement les lagunes... Le natron reste surtout dans les sables de la rive et son influence se fait peu sentir sur les eaux de l'intérieur du lac. Le*

même phénomène se reproduit à terre. Les puits deviennent de moins en moins natronés, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la côte...". Il est dommage que cette explication ait été aussitôt oubliée. Ainsi, pour Freydenberg (1907), qui considérait le Bahr El Ghazal comme un affluent du lac, l'explication venait des apports fluviaux pauvres en sels : "... Le Chari traverse des régions peu natronées, et, comme ses crues sont sensiblement constantes, les parties qu'il inonde ont été lavées depuis longtemps ; de ce fait le natron qui s'y trouvait a été déjà entraîné et aucun apport ne se fait de ce côté. Le Bahr El Ghazal et ses affluents traversent des régions natronées, mais il faut remarquer que la zone qu'ils parcourent étant absolument sèche et désertique, le ruissellement ne lui apporte rien ; de plus, le lit des cours d'eau a été aussi lavé depuis longtemps et les puits situés au milieu du lit donnent une eau douce... Il n'y a donc de ce fait qu'une très petite quantité de natron entraînée par les eaux et la salure du lac ne peut changer que dans des proportions inappréciables". Inversement, Chudeau (1907) se basait sur les mêmes arguments pour affirmer que le Bahr El Ghazal devait être un effluent du lac : "... si les bassins du Chari et du Bahr El Ghazal ont été lavés depuis longtemps, les sels solubles qu'ils contenaient doivent se retrouver et dans l'hypothèse où le Tchad est un bassin fermé, ils ne peuvent se retrouver que dans le Tchad, dont les eaux seraient franchement imbuables, ce qui n'est pas le cas. Nous sommes donc amenés à conclure que les eaux du Tchad ont dû avoir un débouché qui ne peut être que le Bahr El Ghazal..." Chudeau (1907) calcula d'ailleurs que, dans le cas contraire, les eaux du lac arriveraient à la concentration des eaux de mer en 1200 ans au plus tard. Enfin, pour Tilho (1910b) il n'y avait pas de problème de régulation saline, car le lac était salé : "Nos calculs ont montré que le Bahr El Ghazal situé au niveau même du lac ne saurait servir d'effluent à ses eaux. D'autre part, l'eau du Tchad n'est vraiment douce qu'à l'embouchure des tributaires ; sa salinité devient appréciable au goût à mesure que l'on s'éloigne de ces embouchures ; dans les canaux lagunaires l'eau est parfois tellement chargée de sels et d'impureté, qu'elle est absolument inutilisable".

2.2. Les phénomènes éoliens

Aussi surprenant que cela puisse paraître aujourd'hui, on a d'abord pensé que les îles se formaient dans le lac sous l'action conjuguée du Chari et du vent. Ainsi, les îlots-bancs (fig. 19.A) qui sont d'anciennes dunes submergées, étaient considérées comme des îles en formation : "Les apports alluvionnaires du Chari n'ont jamais cessé de former des bancs de vase... Les

bancs ont successivement émergé et se sont exhaussés au fur et à mesure que la végétation herbacée les a aidés à se solidifier. C'est à ce moment que s'est produite l'action des grands vents du nord-est... Les sables chassés des dunes du Kanem viennent recouvrir l'humus des îles, augmentant sans cesse leur relief..." (Destenave, 1903). "Quand le banc aura émergé définitivement, les matières pulvérulentes seront entraînées par le vent ; les parties plus lourdes de sable siliceux seules subsisteront..." (Audoin, 1905). Ainsi, la similitude entre les fonds lacustres et le Kanem aboutissait à la conclusion paradoxale que les dunes du Kanem s'étaient formées dans un ancien lac : "... tout le Kanem se présente, même aux yeux les moins avertis, sous l'apparence d'un ancien archipel d'un plus grand Tchad" (Tilho, 1910b). Le premier à contester cette hypothèse fut Freydenberg (1908) : si les îles étaient formées par l'arrivée de sables éoliens dans le lac, on devrait observer l'arrivée de ces mêmes sables entre les îles, or ce n'était pas le cas. Et en 1911, le géologue Garde établit nettement que la morphologie du fond du lac résultait du recouvrement d'un erg ancien.

2.3. L'origine des variations du niveau lacustre

Dans l'hypothèse d'une formation des îles dans le lac, les variations du niveau lacustre furent d'abord interprétées comme résultant de cet alluvionnement, les rives se déplaçant d'Est en Ouest au fur et à mesure du comblement : "... (tandis que) le lac mange sa rive occidentale, il s'éloigne de plus en plus de sa rive orientale... S'il est permis de conjecturer l'avenir... on est fondé à penser que la partie sud-orientale du lac continuera à se dessécher, que l'archipel, émergeant de plus en plus, continuera à se souder à la rive du Kanem, avec laquelle il présente des caractères identiques..." (Destenave, 1903). Cette hypothèse fut contestée très rapidement en raison de l'observation d'une diminution du lac sur toute sa périphérie (Tilho, 1906). "... Il faut simplement admettre que la régression est produite par une diminution du volume des eaux déversées dans le lac..." (Freydenberg, 1908). A l'évidence, un tel phénomène ne pouvait être que d'origine climatique et le lac Tchad devait être considéré comme un indicateur privilégié des variations climatiques : "Sa situation aux confins de deux zones climatiques distinctes, l'une très humide, l'autre très sèche, l'amène à en devenir la résultante et à marquer par d'amples oscillations l'action alternativement prépondérante de ces directrices..." (d'Huart, 1904). L'hypothèse d'importants changements climatiques fut rapidement confortée par la découverte de nombreux dépôts lacustres récents dans la partie maintenant désertique et aride du bassin. Ces découvertes relancèrent également

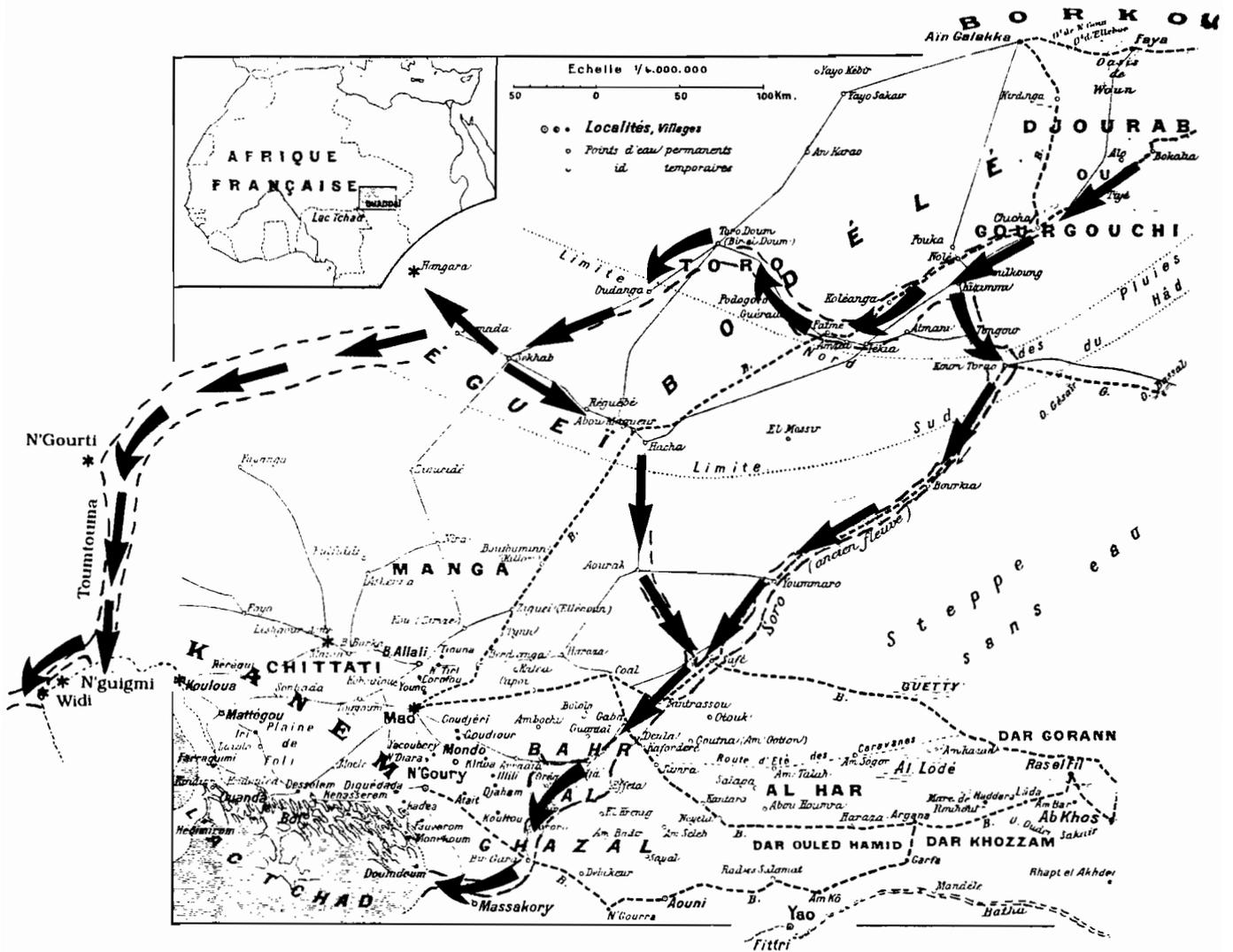


Fig. 36. Hydrographie au N et au NE du lac Tchad, d'après Bordeaux (1908) et Freydenberg (1908).

➔ : sens d'écoulement présumé
 * : localités citées dans le texte

les discussions sur l'existence, jusqu'à une époque récente, d'un gigantesque lac unique.

3. LE POSTULAT D'UN PLUS GRAND LAC TCHAD

En 1903 Destenave écrivait : "... ces vastes territoires s'étendant du Tchad au Borkou (piémont sud du Tibesti), y compris le Kanem, avec les larges dépressions de l'Egueï, du Bodélé et du Bahr El Ghazal (cf. fig. 2 et 36), semblent n'avoir été autrefois qu'une immense lagune, d'où émergeaient les îles et les surfaces habitées et que le Bahr El Ghazal alimentait..." Mais en fait il ne connaissait pas les régions situées au Nord du Kanem et il ne disposait d'aucune autre information que ce qu'en avait écrit Nachtigal (1881-1883), c'est-à-dire vraiment très peu de choses.

L'impression générale qui se dégage de la lecture des écrits de l'époque, est que l'existence antérieure d'un très grand lac Tchad était admise avant même d'avoir été démontrée. Cela apparaît d'autant plus nettement que les observateurs avaient été particulièrement déçus par le lac. Ainsi, pour le Général Reibell (1931), membre de la mission Foureau-Lamy, qui fut un des premiers français à voir le lac en janvier 1900 : "... ce n'est pas là le paysage de nos rêves ! Où est la végétation luxuriante, les herbes gigantesques, au milieu desquelles paissent les éléphants, les hippotames, les girafes et les antilopes ? La terre est grise, d'aspect blanchâtre, absolument sèche et aride... Nous sommes loin du spectacle fantastique et grandiose dont notre imagination se berçait aux jours heureux de notre enfance, loin des Cinq semaines en ballon, de Jules Verne...". De même, pour Tilho (1906) "... de ce qui fut autrefois

la grande mer centre-africaine, il ne reste plus qu'un immense marécage pestilentiel quelque chose comme un cadavre de lac en pleine corruption... L'impression la plus persistante que j'ai rapportée de mes quatre mois de voyages autour du Tchad est que Nachtigal a présenté ces parages sous un aspect trop agréable : presque à chaque page il emploie les mots riche, richesse, beau, magnifique, superbe, fertile, etc, qui ont dans toutes les langues européennes un sens bien défini, et qui, appliqués aux terres du centre de l'Afrique, donnent au lecteur une idée inexacte de leur valeur réelle. Beaucoup d'explorateurs de cette partie de l'Afrique sont tombés dans le même lyrisme... Le public qui lit sa relation de voyage... croit à de vraies richesses, et une légende s'établit..."

Notons, par ailleurs, que la dénomination fréquente de "plus grand Tchad" peut être mise en parallèle avec celle de "plus grande France" qui désignait alors l'empire colonial (Rioux, 1990). Il semble bien en effet que le partage colonial de l'Afrique centrale fut en partie réalisé dans la perspective d'une "Caspienne africaine", d'où l'amertume des désillusions et du net sentiment d'un partage désavantageux : "...Le Tchad n'est plus la mer intérieure, la vaste nappe d'eau sur laquelle on se plait, dans le silence du cabinet, à faire mouvoir des flottes imaginaires, transportant d'une rive à l'autre des produits d'échange et de trafic. Il s'évapore tous les ans et se rétrécit progressivement... Barth a fait du Bornou une description attrayante ; en outre plusieurs personnes s'étaient persuadées que nous possédions au Tchad des territoires fructueux. A mon avis, il n'en est rien... Nos terres du Tchad sont à peu près stériles... On objectera peut-être que les îles de l'ex-grand lac produisent du mil, du coton (mais) son rendement est maigre... Lorsque nous sommes redescendus par la Bénoué, ces choses nous ont encore plus vivement frappés... par la différence énorme que présentent les postes britanniques des Nigerias avec les nôtres du Chari. Aussi nous sommes-nous demandé quel est le but de notre occupation sur ces terres du Tchad. Qu'y faisons-nous ? ..." (Lenfant, 1904). C'est d'ailleurs sans hésiter que l'on céda d'énormes territoires au Cameroun allemand contre des avantages au Maroc (Gentil, 1970).

En outre, de nombreux explorateurs agrémentaient leurs descriptions géographiques et géologiques, de récits légendaires. Tout en accréditant une vision pour le moins catastrophiste de l'évolution du lac Tchad, ces légendes nous semblent également particulièrement représentatives de l'état d'esprit de ceux qui les rapportèrent. La plus fréquente, déjà relatée par Denham (1826), est celle du déluge biblique : l'arche de Noé se serait arrêtée sur les pointements rhyolitiques d'Hadjer el Hamis, sur le bord sud du lac actuel (Dubois,

1903 ; Chevalier, 1904). Une étymologie fantaisiste où "Bornou signifierait précisément Pays de Noé" est prêtée, faussement, à Barth par Chevalier (1904). Ce dernier rapporte même, sans s'être rendu compte de la similitude, une version locale de la submersion d'Ys (Chevalier, 1904, p. 363)... L'existence d'un plus grand lac Tchad était donc reportée à un passé plus ou moins lointain, légendaire mais aussi géologique.

4. L'APPLICATION DU POSTULAT PAR FREYDENBERG (1907 ET 1908)

4.1. L'héritage d'une mer intérieure

Freydenberg soutint la première thèse sur le bassin du Tchad (1908). D'emblée il se plaça dans le cadre d'un gigantesque lac Tchad prenant le relais d'une mer intérieure. Comme Monteil (1895), il reprenait ainsi le postulat formulé par Ali Bey un siècle plus tôt, et que nous avons évoqué précédemment. Ce postulat connaissait alors un nouvel essor avec l'hypothèse de la "Mer quaternaire de Tombouctou" (Chevalier, 1901 ; Chudeau, 1909) qui se développa pendant plusieurs décennies (Chevalier, 1932 ; Germain, 1933 ; fig. 37). N'oublions pas qu'à cette époque l'Atlantide faisait l'objet d'études scientifiques et que des géologues préféraient cette hypothèse à celle de Wegener (Termier, 1912, 1920 et 1924). Freydenberg attribuait à cette mer intérieure les très rares affleurements de calcaire et de gypse alors connus dans la région : "... Le Chari devait se jeter dans cette grande mer qui couvrait le centre africain et dont on rencontre les dépôts calcaires... au Damergou et au sud de Bilma (fig. 2)... (De même aux Bas-Pays) existe un affleurement de gypse très bien cristallisé... preuve absolue de la présence d'une mer salée dans cette région..." (Freydenberg, 1907). Par la suite, l'attribution des dépôts

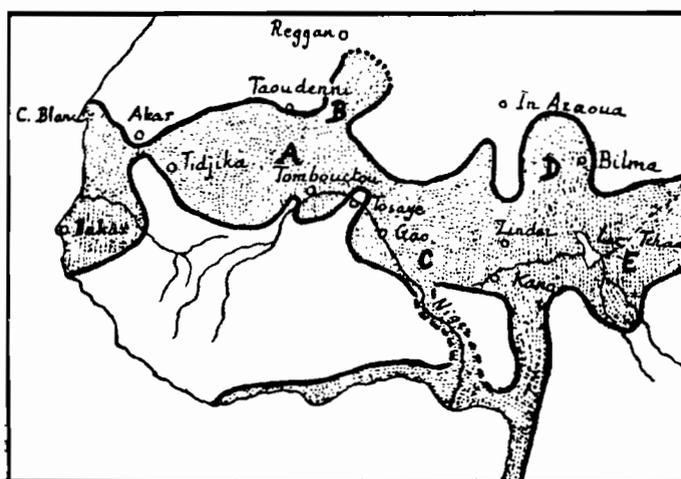


Fig. 37. "La Mer Quaternaire de Tombouctou" (in Germain, 1933).

de gypse, et surtout de sels, à une mer intérieure, fut fréquemment reprise (par exemple Tilho, 1926b, p. 12) malgré les conclusions contraires des géologues (Garde, 1911, p. 228 et Falconer, 1911, p. 217). Un militaire découvrit même des bélemnites et ammonites qui se révélèrent être des Limnées, Planorbis, Bulins et autres gastéropodes d'eau douce (*in* Dalloni, 1934). Nous savons maintenant que les calcaires décrits par Freydenberg sont effectivement marins mais crétacés, alors que le gypse est continental et plio-quatenaire, et qu'il ne peut être question d'une mer intérieure cénozoïque (fig. 3). C'est pourtant de cette seule argumentation que découlait le postulat d'un plus grand lac Tchad, à la lumière duquel Freydenberg interpréta ensuite toutes ses observations. Le premier chapitre de sa thèse (1908) commence d'ailleurs sans ambiguïté : "... *Le Tchad se trouve à la limite d'une région argileuse, provenant de dépôts lacustres ou lagunaires d'un plus grand Tchad et d'une zone sablonneuse due aux sables dunaires amenés par les vents...*".

4.2. Observations et interprétations géologiques

a) **Corrélations lithostratigraphiques.** Freydenberg ne connaissait en fait que le Manga méridional et le Kanem méridional (fig. 2 et 36). Il y avait constaté la présence très fréquente de dépôts limoneux, blancs ou gris (probablement des dépôts diatomitiques), à quelques mètres de profondeur dans les puits creusés dans les dépressions interdunaires. Ainsi à Kokareï, à environ 100 km à l'Est du Mounio (fig. 2) : "... *on trouve pour la première fois une argile blanche limoneuse qui forme la caractéristique de toute la région occupée jadis par le Tchad...*" (Freydenberg, 1908, p. 8). "... *Les formations limoneuses se rencontrent dans tout le Tchad actuel et ancien et on peut les considérer comme indiquant très exactement les points jusqu'où le (lac) Tchad s'est étendu primitivement*" (*id.*, p. 62). "*Entre N'Gourti (environ 100 km au Nord de Nguigmi, fig. 104) et le Tchad s'étend une vaste région de dunes, surmontant des dépôts d'argile limoneuse comme dans le Kanem. Il y a probablement lieu de donner comme limite à la plus grande extension du Tchad le point de N'Gourti...*" (*id.*, p. 49).

b) **Corrélations topographiques et stabilité structurale.** A Mao, au centre du Kanem (fig. 36), Freydenberg avait fait creuser deux puits, un dans le centre de la cuvette et l'autre sur la pente sableuse. Ayant observé la même succession lithologique aux mêmes altitudes, il en avait conclu que ces dépôts étaient horizontaux et donc que les mêmes couches lacustres se retrouvaient dans tout le Kanem, sous les sables (Freydenberg, 1908, p. 68-70). Ces corrélations topographiques expliquent probablement son refus, abrupt

et non argumenté, de tout phénomène néotectonique : "... *Barth émet l'hypothèse d'une flexion des couches ouest du Tchad (hypothèse erronée)...*" (*id.*, p. 19).

c) **Chronologie.** Au Kanem, dans le puits de Leshgour-Asfor (NW de Mao, fig. 36), Freydenberg (1908, p. 62) observa à 6 m de profondeur des dépôts qu'il attribua au début de la transgression du plus grand Tchad. Or "... *dans la partie la plus chargée de matières organiques on remarque quelques empreintes et des débris de feuilles. Certaines présentent encore le pétiole qui a pris une teinte noire mais qui est encore souple : ce fait tendrait à indiquer que ces couches sont récentes...*". Comme nous allons le voir, Freydenberg utilisait par ailleurs des témoignages oraux en leur accordant la même importance qu'à ses propres observations. Bien qu'il ne propose aucun âge précis, l'impression du lecteur est donc que ces phénomènes qu'il qualifie de récents, sont pour lui historiques. De plus, les couches contenant des feuilles étant, selon lui, recouvertes par l'erg du Kanem, c'est donc en très peu de temps qu'il envisageait la formation du plus grand lac Tchad, puis son assèchement et son recouvrement par les sables du désert.

4.3. Observations et interprétations hydrographiques

Freydenberg (1908) inclut dans sa synthèse les régions septentrionales, entre le Kanem et le Tibesti (fig. 2), qu'il n'avait pas vues lui-même. En plus des écrits de Nachtigal (1881-1883), il disposait de quelques observations nouvelles faites par Mangin (1907) et Bordeaux (1908). Ces auteurs confirmaient l'existence de nombreux fossiles aquatiques dispersés en surface, ainsi que la présence de lambeaux de dépôts lacustres peu anciens que Freydenberg attribua au plus grand lac Tchad, sans discussion. Par contre, leurs conclusions hydrographiques étaient radicalement différentes l'une de l'autre. Pour Mangin (1907) le Bahr El Ghazal était un ancien affluent du lac Tchad, et l'Egueï comme le Bodélé (fig. 36) étaient d'anciennes cuvettes lacustres plus basses que le Tchad. Mangin (1907) s'appuyait essentiellement sur des mesures d'altitude barométriques dont les résultats, analogues à ceux de Nachtigal (1881-1883), reflètent bien les variations topographiques réelles dans ces régions. Bordeaux (1908) s'appuyait partiellement sur des observations rapides réalisées lors de contre-rezzous, dans des conditions extrêmement difficiles. Il s'appuyait surtout sur des témoignages oraux pour conclure que ces régions étaient constituées par un lavis de vallées fluviales, bifurquant à plusieurs reprises, et qui seraient d'anciens affluents du lac Tchad, contournant le Kanem tant par l'Est que par l'Ouest (fig. 36). Ainsi Cornet (1910,

p. 97) qui accompagnait Bordeaux dans son expédition, fait état du témoignage de Toubous affirmant qu'il y a cent cinquante ans le Bahr El Ghazal coulait de l'Ennedi jusque dans le Tchad.

Freydenberg, après avoir dénigré la valeur des mesures barométriques (1908, p. 1-2), adopta les conclusions de Bordeaux. En effet, ces conclusions confortaient son opinion que le lac Tchad était le point le plus bas du bassin. De plus, il pensait avoir lui-même découvert l'équivalent occidental du Bahr El Ghazal : le **Bahr Toumtouma** qui aurait débouché dans la cuvette nord du lac par deux émissaires distants d'environ 50 km (fig. 36). "*... En direction ce bahr court parallèlement au Tchad au travers de la palmeraie de N'Guigmi, se poursuit vers le Nord... puis s'infléchit ensuite brusquement vers l'Est..., sa terminaison mal définie dans l'Egueï se fait aux environs de Hangara... c'est, comme aspect, une zone herbeuse parcourue par des tribus nomades ... Ces arabes ont conservé le souvenir de villages qui s'y trouvaient alors si rapprochés qu'en allant de l'Egueï au (lac) Tchad on entendait toujours le coq chanter. Les habitants de N'Guigmi ont aussi gardé le souvenir qu'autrefois il était possible d'aller en pirogue du Tchad à l'Egueï par le Toumtouma. On trouve enfin dans le lit de ce bahr des coquilles semblables à celles du Tchad et de l'Egueï. Le lieutenant Ayasse a rapporté d'un endroit situé près de N'Gourti (route de N'Guigmi à Agadem) une vertèbre de poisson identique à celle que l'on trouve dans l'Egueï et dans le Tchad. Widi, un des débouchés du Toumtouma dans le Tchad, marque un des rares endroits où l'eau des puits ne soit pas natronée...*" (Freydenberg, 1908, p. 23-24).

4.4. Remarque méthodologique

Avec le travail de Garde (1909-1911) nous allons pouvoir réexaminer dans le détail l'argumentation de Freydenberg, mais une remarque générale s'impose auparavant. En effet, l'étude de Freydenberg est souvent déroutante pour le géologue en raison d'un fréquent mélange d'échelles temporelles et spatiales. A l'évidence, Freydenberg n'était pas familiarisé avec le "temps géologique" comme le montre son manque de recul vis-à-vis de la mer intérieure. De même, il nous semble particulièrement caractéristique de relever qu'il a pu attribuer des apports d'eau actuels à un Bahr Toumtouma qu'il estimait asséché depuis plusieurs générations 20 pages auparavant : "*... on est frappé par la coïncidence que la partie inondée (du NW du lac) se trouve précisément finir à Widi, débouché du Toumtouma dans le (lac) Tchad ; il est donc permis d'émettre l'hypothèse que ces mares, fondrières et bahrs plein d'eau sont formés par les apports de ce*

bahr..." (Freydenberg, 1908, p. 41). Par ailleurs, les limites du plus grand lac Tchad qu'il propose, résultent de corrélations géométriquement impossibles. En effet, il met en corrélation les dépôts observés en surface au Nord du bassin par Mangin (1907) et Bordeaux (1908) avec ceux qu'il a trouvés sous les sables du Manga méridional et du Kanem. Or, il situe les premiers en connexion avec un réseau hydrographique subactuel qu'il fait aboutir au lac Tchad actuel, donc en passant au-dessus des seconds...

5. L'ETUDE GEOLOGIQUE DE GARDE (1909 A 1911)

"Le géologue Garde" selon la terminologie militaire de l'époque, avait, en plus des régions visitées par Freydenberg, également exploré en personne le Nord du Manga et du Kanem, le Sud des Bas-Pays et la partie centrale du Bahr El Ghazal. Il rectifia donc rapidement les conclusions de son prédécesseur.

5.1. Observations et interprétations

a) Le lac Tchad n'est pas le point le plus bas du bassin ; toutes les mesures nouvelles confirment celles de Nachtigal (1881-1883) et Mangin (1907). On notera que l'hypothèse du Bahr El Ghazal affluent du lac Tchad était pourtant encore reprise récemment (Nagy et al., 1976).

b) Le réseau hydrographique décrit au Nord du Kanem n'existe pas. Les vallées alluviales (fig. 36) ne sont que des dépressions actuellement isolées, plus basses que le lac de 10 à 95 m.

c) Rien n'autorise à penser que ces zones basses ont fait partie d'un unique plus grand lac Tchad. "*... Dans l'Egueï, le Toro et le Koro (fig. 36)... les sables, qui constituent toute la masse du sol et du sous-sol, sont surmontés en maints endroits par des lambeaux de dépôts argilo-calcaires ou sablo-calcaires, d'origine sédimentaire, et ordinairement coquillifères... L'envahissement par les eaux (de ces régions) à une époque relativement récente est donc un fait certain. D'où venaient ces eaux ? Provenaient-elles du trop-plein du Tchad, ou bien étaient-elles amenées par d'anciens cours d'eau venant du Nord et de l'Est, du Tibesti et du Borkou ? ...*" (Garde, 1909b).

d) Le Bahr El Ghazal n'est pas un affluent du lac, mais il n'est pas certain qu'il soit un effluent, car toutes les mesures faites dans sa moitié méridionale lui donnent une altitude supérieure au lac, parfois de 10 à 15 m. "*... Quant à la portion du Bahr El Ghazal que j'ai visitée, elle ne possède aucun des caractères d'une vallée..., ce sillon du Bahr El Ghazal resta longtemps*

submergé, car dans sa partie centrale... j'ai observé dans son fond et dans les dépressions qui l'avoisinent de puissantes formations argilo-calcaires, parfois coquillifères, ayant une allure nettement sédimentaire et non alluvionnaire..." (Garde, 1909b). De plus, "... avec son allure générale, ici élargi, là rétréci, avec ses berges de sables que les eaux léchaient et contournaient sans les démolir... ce sillon ne peut pas être pris pour le lit d'un ancien cours d'eau" ... (Garde, 1911, p. 222).

e) Les dépôts lacustres du Kanem et du Manga n'appartiennent pas à une même couche horizontale. Il s'agit de dépôts interdunaires caractérisés par une géométrie "en fond de bateau" (Garde, 1911). Dans ces dépôts, Garde (1911, p. 176) fut le premier à mettre en évidence une grande abondance de "carapaces de diatomées".

f) Il fut également le premier à mettre en évidence des failles dans le bassin du Tchad et à envisager une origine structurale des Bas-Pays. Ainsi, entre le Toro et l'Egueï (fig. 36), il décrit une faille WNW-ESE, affectant des grès ferrugineux avec un rejeu vertical d'une dizaine de mètres "... Ce serait sans doute à des cassures de même direction, suivies de dénivellation, qu'il faudrait attribuer l'origine des régions déprimées, en échelon, de l'Egueï, du Toro et du Djourab (fig. 36)..." (Garde, 1911, p. 202).

5.2. Des conclusions nuancées

Comme ses prédécesseurs, Garde (1911) n'envisageait pas la possibilité d'alimentation de lacs interdunaires indépendants par la seule augmentation de la pluviosité liée à une forte diminution de l'évaporation. Il concluait donc à des apports de surface et à une transgression lacustre d'âge quaternaire. Mais sa conclusion restait nuancée. Ainsi, il n'excluait pas le fait que le plus grand Tchad et les Bas-Pays soient restés distincts, le rôle exact du Bahr El Ghazal restant à définir. Notons qu'à la même époque, et de manière totalement indépendante, Falconer (1911), qui était également géologue, étudiait le Bornou (fig. 2). Il concluait (p. 217-219) à l'existence, au Quaternaire supérieur, de marécages réunis occasionnellement seulement pour former un lac peu profond. De même, l'estimation d'un niveau lacustre maximum, que Garde fut le premier à proposer, était très mesurée. Il se basait sur un niveau de mollusques fossiles trouvés sur une île du Tchad (Kouloa, 14°15'N et 13°53'E environ, fig. 36) pour envisager un niveau de 288-290 mètres au moins. En fait, compte tenu des indications relativement précises qu'il fournit (1911, p. 135-136) et des connaissances actuelles sur cette région, nous pouvons estimer l'altitude des coquilles entre 283 et 286 m et le

niveau lacustre correspondant entre 283 et 287,5 m. Un niveau coquillier a été signalé également par Pias (1962) vers 286,8 mètres, au NW de la cuvette sud et dans l'embouchure du Bahr El Ghazal. Ces altitudes sont à rapprocher de celle que Carmouze (1976) attribuait à une transgression ayant arasé les sommets des îles au-dessus de 285 m, ou encore à l'estimation du seuil du Bahr El Ghazal à 286 m par Rodier (*in* Maley, 1981).

6. LES SYNTHÈSES DE TILHO (1906 A 1947)

6.1. Les premières synthèses

Le Capitaine Tilho, d'abord responsable français de la commission de délimitation de la frontière franco-anglaise du Niger au lac Tchad (1906-1909), fut ensuite Commandant du Kanem (1912-1913) ; puis il participa à la conquête du Borkou et de l'Ennedi et à l'exploration du Tibesti (1913-1917). Enfin, devenu Général, il se consacra au bassin du Logone à partir de 1935. Son activité scientifique fut essentiellement tournée vers la cartographie (géodésie, astronomie, hydrographie, topographie). Ses écrits sur le Tchad reflètent les hypothèses successivement avancées à cette époque.

Sa première synthèse (1906), contemporaine de l'activité de Freydenberg, reprit le postulat de la grande mer centre-africaine. Mais les travaux de Garde, dont il adopta l'essentiel des conclusions, le conduisirent à une deuxième synthèse beaucoup plus prudente quant aux preuves géologiques d'un plus grand lac Tchad (Tilho, 1910b). Son argumentation se développa alors essentiellement à partir de la topographie et de l'hydrographie. En effet, la découverte d'un abaissement topographique progressif vers le NE jetait le doute sur le caractère endoréique du bassin. Il était nécessaire de connaître la hauteur du seuil topographique vers le bassin du Nil, avant de se prononcer définitivement sur l'altitude maximale possible du plus grand Tchad (Tilho, 1910b). De plus, les similitudes entre les faunes aquatiques du Tchad et du Nil, et notamment le caractère nilotique de plus en plus marqué de la malacofaune vers le NE, redonnaient alors du poids à l'hypothèse d'un Tchad autrefois affluent du Nil (Chudeau, 1908 ; Germain, 1911), hypothèse qu'il retint dans sa troisième synthèse (Sollaud et Tilho, 1911).

Puis le caractère endoréique du bassin du Tchad fut définitivement démontré : l'altitude du lac était fixée à 240 m, le minimum des Bas-Pays à 169 m et le seuil vers le bassin du Nil, entre le Tibesti et l'Ennedi (fig. 2), au-dessus de 400 m (Tilho, 1916-1917, 1919, 1921 ; Lacroix et Tilho, 1919). A la même époque, des changements hydrographiques et paléobiogéographi-

ques étaient mis en évidence dans toute l'Afrique nord-équatoriale et replacés dans le cadre des variations climatiques à l'échelle du Quaternaire, dépassant largement le problème d'une éventuelle liaison hydrographique récente entre le Tchad et le Nil (Chudeau, 1921). Il était alors possible de reprendre le postulat d'un plus grand Tchad en liaison avec une phase humide quaternaire.

6.2. La "mer paléotchadienne"

Tilho (1925b) présenta donc une nouvelle synthèse dont nous reproduisons ici l'essentiel : *"Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléotchadienne :*

A 800 km au nord-est du Tchad, en plein désert, existent de grandes cuvettes, dont l'altitude est de 80 m inférieure à celle du lac, et dont on sait qu'elles étaient encore submergées vers la fin du XVIII^e siècle. L'hypothèse avait été envisagée que la pente descendante pût se continuer... peut-être jusqu'au Nil... je n'ai trouvé entre l'Erdi et le Tibesti aucune trouée par où aurait pu se déverser dans le bassin du Nil le trop-plein des eaux des cuvettes infra-tchadiennes. Ayant ainsi établi l'incontestable autonomie du bassin hydrographique dont le lac Tchad constitue le dernier vestige, j'ai recherché quelles furent les lignes de rivage de cette ancienne Caspienne africaine lors de sa plus grande extension et par quels tributaires elle était approvisionnée. Quatre groupes de cuvettes allongés dans le sens ESE-WNW, chacun servant ou ayant servi de déversoir à un ou plusieurs systèmes hydrographiques distincts, occupent le fond de la zone déprimée de l'Afrique centrale ; ce sont, en allant du Sud-Ouest au Nord-Est : la cuvette tchadienne (alt. 240 m), submergée en permanence sur la moitié environ de son étendue ; l'Egueï (alt. 210 m), desséchée depuis un temps relativement long ; les cuvettes du Djourab, Toro, Koro, Kiri (alt. 180 à 160 m), desséchées depuis un siècle et demi environ ; la cuvette borkouane d'Aïn-Galakka à Faya (alt. 210 m), dont le dessèchement est un peu antérieur à celui du groupe précédent... on y trouve soit des vertèbres éparses, soit des squelettes entiers, bien conservés, de grands poissons d'eau douce... La submersion totale, jusqu'à une époque relativement récente, de cette zone déprimée, ressort nettement de l'aspect général du terrain : des dépôts argileux horizontaux, souvent parsemés de coquilles de mollusques lacustres, s'y rencontrent partout ; la tradition indigène a conservé le souvenir d'une époque imprécise où la plus grande partie du Bornou (SW du lac) était sous les eaux (des indigènes du Bornou nous ont donné comme étymologie du nom de leur pays : "Bouroum nouï"

signifiant nappe d'eau disparue) ; on trouve des amas de coquilles lacustres à plus de 10 m au-dessus du niveau du Tchad, au flanc de certaines dunes fixées du Manga, de la falaise de bordure de la cuvette du Kiri, et jusqu'au sommet de nombreux rochers du Borkou. Les lignes de rivage de l'extension maxima de cette zone submergée sont malaisées à déterminer, en raison des lacunes de la carte et de l'insuffisance des observations géologiques ; en généralisant les constatations faites au cours de mon dernier voyage et des précédents, je serais porté à fixer provisoirement les limites de l'aire d'extension maxima de la mer paléotchadienne au contour dessiné par la courbe hypsométrique fermée d'altitude 260 m, celle du Tchad étant 240 m... cette mer se trouvait ainsi divisée en deux lacs : celui du Sud-Ouest, peu profond (maxi 25 m env.), présentait, dans le Sud des rives marécageuses et instables de vastes deltas et de grands golfes parsemés de hauts-fonds couverts de végétation palustre, tandis que ses côtes septentrionales se ramifiaient en lacis de canaux lagunaires serpentant parmi des îles et des presque îles sablonneuses. Le lac du Nord-Est, au contraire, où les profondeurs de 60 m à 100 m n'étaient pas rares, avait des contours plus francs ; les oscillations cycliques et saisonnières du niveau n'y déterminaient que de faibles déplacements des lignes de rivage ; aucune île ne surgissait dans l'intérieur du lac. L'ensemble de ces deux lacs couvrait une superficie d'environ 200 000 km², représentant près des deux tiers de la mer Caspienne actuelle".

6.3. Discussion

Le raisonnement de Tilho peut donc être schématisé ainsi : le bassin étant endoréique il y a un volume disponible ; jusqu'où peut-il être rempli ? Les arguments sont de quatre types : ethnologiques, topographiques, géologiques et hydrographiques.

a) Les témoignages oraux et la "tradition indigène" sont la seule "preuve" de l'âge récent de cette mer paléotchadienne. Nous avons vu avec le Bahr Toumtouma de Freydenberg (1908) les limites de ces arguments.

b) La topographie était du ressort personnel de Tilho. Or, à part le point le plus bas du bassin vers 160 m dans les Bas-Pays, toutes les autres altitudes sont souvent très éloignées de la réalité ; c'est notamment le cas du niveau du lac Tchad déterminé à 240 m alors qu'il se situait à 280,5 m environ à l'époque (Chouret, 1977). Pourtant une première série de mesures barométriques avait indiqué précisément 283 m (Tilho, 1906) et une autre série 294 m (Tilho, 1911) alors que Mangin (1907) admettait un niveau lacustre à 275 m. Comment et pour quelles raisons Tilho (1910 et 1911) adopta-t-il alors ce

chiffre de 240 m résultant d'une troisième série de mesures ? Le fait que le chiffre originel de 247 m pour cette troisième série de mesures, ait été arrondi au décimètre près, mais à 240 m au lieu de 250 m (Tilho, 1910a), nous semble représentatif des diverses corrections apportées aux mesures, qui ont systématiquement favorisé les chiffres les plus bas pour le niveau du lac Tchad. Ainsi, les corrections des résultats altimétriques s'appuyaient d'abord sur l'existence d'une anomalie barométrique : le lac Tchad aurait été un centre très accentué de basses pressions (Tilho, 1909 et 1911). Or, la mise en évidence de cette anomalie résultait elle-même du choix d'une basse altitude pour le niveau du lac : "... *L'existence de ce dernier (le centre de basse pression) ne nous paraît pas douteuse; mais nous ne devons pas oublier, cependant, que son caractère plus ou moins accentué est entièrement lié à la précision de la valeur adoptée pour l'altitude du Tchad, d'après nos mesures altimétriques. C'est ainsi, par exemple, qu'un écart de 25 m en moins sur l'altitude vraie, en rendant trop faibles de 2 mm environ les... pressions réduites (au niveau de la mer) atténuerait notablement l'intérêt du fait qui nous a paru résulter de nos observations...*" (Tilho, 1910a, p. 308).

Il est par ailleurs évident que cette altitude de 240 m était pour lui un maximum : "... *si l'erreur systématique résultant de l'existence présumée d'une aire de basses pressions dans la région du Tchad, n'a pas été entièrement éliminée, ce chiffre de 240 mètres doit être lui-même encore un peu trop fort...*" (Tilho, 1911, p. 127). En fait, il semble que les résultats ont été choisis, consciemment ou non (Gould, 1983), en fonction d'un *a-priori*. Ainsi, les nombreuses mesures sur l'altitude de la nappe phréatique sous le Kanem et le Bahr El Ghazal méridional, qui variaient de -28 m à +19 m par rapport au niveau du lac Tchad, n'ont finalement pas été retenues. Tilho (1911) a attribué sans discussion la valeur de 240 m au toit de la nappe dans toute cette région, alors qu'elle est pourtant le siège d'importantes anomalies piézométriques (Schneider, 1966a et b ; Roche, 1970 ; fig. 23). Notons par ailleurs que tous les résultats altimétriques étaient à l'origine présentés avec une marge d'erreur comprise entre ± 16 et ± 72 mètres (Tilho, 1911, p. 145), alors que la marge d'erreur disparaît ensuite totalement (Tilho, 1919 et 1925b). Il n'est donc pas étonnant que Tilho (1911, p. 120) mentionne "... *des coïncidences, trop nombreuses pour être purement fortuites...*" dans la convergence de ses différents résultats, même si lui y voit "... *un argument en faveur de l'exactitude probable des chiffres les plus faibles trouvés pour l'altitude du lac...*" (id., p. 125). Mais si les modalités de détermination de cette altitude trop basse paraissent résulter d'un choix, les raisons de ce choix nous échappent.

c) Les arguments géologiques de Tilho (1925b) sont peu nombreux. Ils se limitent en effet à l'existence de dépôts argileux horizontaux souvent parsemés de coquilles lacustres. Nous avons vu que Garde (1911) avait réfuté le caractère horizontal de ces dépôts interdunaires. Sa thèse fournit aussi la liste détaillée des mollusques trouvés. Or, à part les cas où la très ubiquiste, car très résistante, *Melania tuberculata* est rencontrée seule, ces populations de mollusques sont généralement riches en Pulmonés (Planorbis, Limnées et Bulins). Ces Gastéropodes ne vivent que sur un support végétal ou parfois dans la vase sous une très faible tranche d'eau (Lévêque, 1967, 1972, 1980). Comment donc envisager sérieusement leur présence sous une tranche d'eau de 100 m ? D'ailleurs, Germain (1911 et 1914) qui avait déterminé ces faunes, supposait la présence d'îles dans les Bas-Pays, comme dans la partie méridionale. N'est-ce pas là une des raisons ayant déterminé le choix de l'altitude la plus basse possible pour le niveau du lac Tchad ? En effet, un niveau lacustre à 280 m aurait entraîné un niveau de 300 m pour la mer paléotchadienne et donc une tranche d'eau atteignant jusqu'à 140 m dans les Bas-Pays, ce qui aurait été encore plus incompatible avec la présence des Pulmonés...

d) Arguments hydrographiques. Contrairement à ce qui est annoncé dans l'introduction, Tilho (1925b) n'apporte aucune information ni sur le réseau hydrographique alimentant la mer paléotchadienne, ni sur son rivage qu'il ne semble avoir jamais réellement observé. Dans les articles suivants (1926b, 1927 et 1928) il n'y fit que de brèves allusions qui suscitent néanmoins de nombreux problèmes. Ainsi, la seule esquisse qu'il ait tracée de la mer paléotchadienne (Tilho, 1926b) montre un rivage qui ne tient pas compte des constructions deltaïques (fig. 38). Ce rivage coupe perpendiculairement les cours du Chari et de ses effluents (fig. 38), alors que Tilho (1928, p. 245) évaluait entre 5 et 10 km par siècle la progression du delta. Par ailleurs, il figura les autres tributaires, comme la Komadugu Yobe, débouchant dans le lac par de larges baies, ce qui est impossible compte-tenu de la faiblesse de la pente et donc du peu d'importance de la tranche d'eau à l'embouchure. Enfin, il reprit l'hypothèse du Bahr Toumtouma de Freydenberg (1908) reliant l'Egueï à N'Guigmi (fig. 36 et 38) et recevant en outre les eaux de deux fleuves venant de l'Air (fig. 38) ce qui était alors une hypothèse purement théorique compte-tenu du manque total d'informations sur cette région. En outre, le premier, il proposa l'existence d'un fleuve venant du Hoggar jusqu'aux Bas-Pays en passant par Bilma (fig. 38 et Tilho, 1927). A l'évidence, il s'agit de l'Oued Tafassasset (Kilian et Petit-Lagrange, 1933 ; Lhote, 1936), qui sera plus tard considéré comme le cours

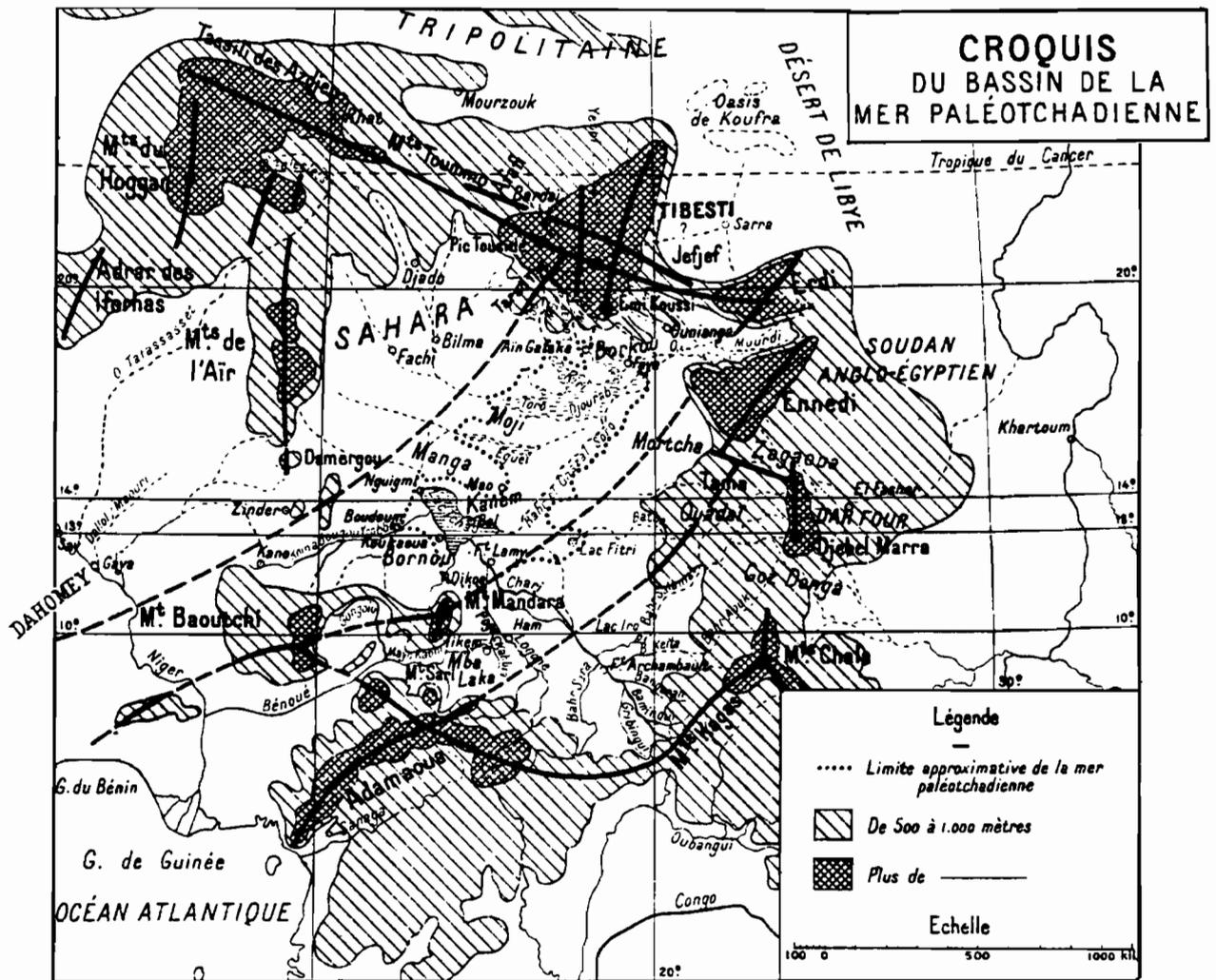


Fig. 38. Le bassin du Tchad et la mer paléotchadienne (in Tilho, 1926b).

amont de la Grande Dillia, dépression située entre Termit et le lac Tchad (fig. 2 ; Feyler, 1935 ; Faure, 1961 ; Lhote, 1962 ; Mainguet *et al.*, 1980a).

e) Par la suite, Tilho replaça ce postulat dans un cadre climatique. Chudeau (1921b) avait déjà proposé l'hypothèse dynamique d'un balancement de la zone aride suivant l'évolution des glaciers européens au Quaternaire. Au contraire, Tilho (1927 et 1928) émit l'hypothèse thermique d'une contraction de la zone aride pendant les périodes glaciaires : "...A cette époque, en effet, où de vastes calottes de glace recouvraient la plus grande partie des mers et des continents de la moitié nord de l'hémisphère boréal... en Afrique tropicale la température était fortement rafraîchie et l'atmosphère souvent saturée de vapeur d'eau. Il en résultait des pluies... qui entretenaient un ruissellement à peu près continu dans toute l'étendue du bassin paléotchadien... En Afrique, les périodes de réchauffement se traduisaient par des températures torrides, entraînant une évaporation très active ; l'atmosphère devenant de plus en plus sèche, les pluies diminuaient ou étaient

supprimées : les rivières sahariennes se desséchaient, les fleuves soudanais languissaient et la mer paléotchadienne, rétrécie, morcelée, s'évaporait peu à peu. Il est probable que le Tchad lui-même se réduisait à quelques flaques discontinues éparses parmi des marais plus ou moins asséchés. Puis s'amorçait une nouvelle période de fraîcheur et d'humidité et le cycle recommençait..." (Tilho, 1927, p. 456-457). Tilho expliquait ainsi l'alternance des sables éoliens et des argiles, observée en coupe par Freydenberg (1908) et Garde (1911). Ce n'est pas le moindre des paradoxes, qu'avec une compréhension des mécanismes climatiques aussi éloignée de la réalité, Tilho (1928, p. 244) ait pu prédire l'évolution du lac Tchad jusqu'à la fin du siècle, avec justesse pour le moment... Tilho se basait sur une concordance entre les oscillations du lac Tchad et celles des glaciers alpins depuis la fin du 18^e siècle. Compte tenu du caractère supposé cyclique des oscillations des glaciers, il envisageait des périodes "humides" au Sahel vers 1952-1957 et 1993-1997, et des périodes "arides" vers 1940-1950 et 1975-1985. Ces prévisions se sont

pour le moment à peu près réalisées (fig. 13), bien qu'elles associaient le froid en Europe avec l'humidité en Afrique, alors que c'est l'inverse qui se produit !

6.4. Conclusions

Alors qu'on considère l'article de Tilho (1925b) comme la première mise en évidence d'un plus grand lac Tchad, relativement récent, il ne s'agissait en fait que d'une nouvelle version du très ancien postulat de la mer centre-africaine (Ali Bey, 1814 in Tilho, 1910a). Ce postulat ne nous semble toujours pas démontré. L'argumentation de Tilho (1925b à 1928) ne s'appuie que sur des arguments que nous savons maintenant être inexacts, notamment la topographie, ou même qui étaient déjà en contradiction avec les conclusions de Garde et Germain. Puis toutes ces questions ne furent plus abordées pendant 20 ans. Tilho lui-même les délaissa pour se consacrer uniquement au problème de la capture du Logone par la Bénoué, qu'il jugeait imminente et qui aurait eu des conséquences économiques et humaines considérables (Tilho, 1926a-1947).

7. UN CADRE STRATIGRAPHIQUE PLIO-QUATERNAIRE (1947 A 1961)

7.1. La synthèse de Jacques-Félix (1947)

Après une longue interruption, les recherches sur l'évolution du lac Tchad prirent un nouveau départ. Elles débutèrent par une synthèse critique des travaux antérieurs qui, partant des mêmes faits que Tilho (1925b), aboutit à des conclusions très différentes. En particulier, la chronologie établie par comparaison avec l'Europe, assimilait les phases glaciaires européennes aux phases arides sahéliennes, par déplacement du Sahara vers le Sud :

a) **Le premier grand lac Tchad serait fini-Tertiaire et limité à la zone la plus déprimée du bassin, au pied du Tibesti.** Ce lac aurait reçu le Bahr El Ghazal rassemblant les eaux du Sud (Chari et Logone), de l'Est (Ouedis du Ouaddaï, fig. 2) et du Nord-Ouest (Oued Tafassasset et Grande Dillia). Ce lac aurait connu plusieurs oscillations en raison de phases d'aridité marquées par une érosion intense, mais non par la formation de sables éoliens (fig. 39.A et B).

b) **Les premiers sables éoliens seraient apparus au paléolithique récent seulement** (fig. 39.C), lors de la dernière glaciation. Ils seraient en grande partie responsables des comblements et des seuils qui entraînerent d'importantes modifications du réseau hydrographique.

c) **Le dernier grand lac Tchad serait néolithique** (fig. 39.D). Mais il serait beaucoup plus bas que ce qu'envisageait Tilho (1925b), dont les erreurs topographiques venaient alors d'être remarquées. Jacques-Félix (1947) envisageait l'existence de deux lacs reliés par le Bahr El Ghazal et qui n'étaient donc pas forcément au même niveau, les lacs du Ténére restant indépendants. Pour Jacques-Félix (1947, p. 77), le lac Tchad ne serait apparu à son emplacement actuel qu'à cette époque seulement, en raison d'un colmatage du Bahr El Ghazal par les sables éoliens de la phase aride précédente (fig. 39.E). Bloqué derrière ce seuil, le lac Tchad serait toujours resté une zone d'inondation saisonnière et de décantation, seul le lac des Bas-Pays étant profond et atteignant plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

d) **Le climat se serait modifié ensuite très progressivement**, le lien entre les deux lacs n'étant rompu que depuis quelques siècles, selon la tradition orale...

7.2. **On peut noter une similitude entre les conclusions de Jacques-Félix (1947) et celles des géologues travaillant au Nigéria** (Falconer, 1911 ; Migeod, 1924 ; Raeburn et Brynmor Jones, 1934 ; Brynmor Jones, 1938) qui commençaient à être connues en A.E.F. Ainsi, "... it is often stated that the present lake Chad is a shrunken relic of a much greater body of water and that the shrinkage has been caused by desiccation. This view appears to be based on a merely superficial knowledge of this part of Central Africa. It is true that the chad basin formerly contained a vast inland sea, but there are no grounds for concluding that there was any continuity between this sea and the present lake. The old basin became partly or completely infilled with sediments (now known as the Chad Group) and was then subjected to gentle earth movements leading to the depression of the Bodeli region, north-west of the present lake. The land was then drained by streams running eastward across the present site of Chad. The Bahr-el-Ghazal, a depression running north-eastwards from the south-east corner of lake Chad, is a portion of a drainage line dating from this period. The next event was severe desiccation. French observers who have examined the islands in lake Chad regard them as old sand dunes, so that desiccation must have reached an advanced stage. This period of desiccation may have been that during which dunes were formed in the thorn forest belt. During this period the Bahr-el-Ghazal was blocked by sand, and this interruption of the drainage led to the formation of lake Chad when humid conditions returned..." (Brynmor Jones, 1938, p. 418-419).

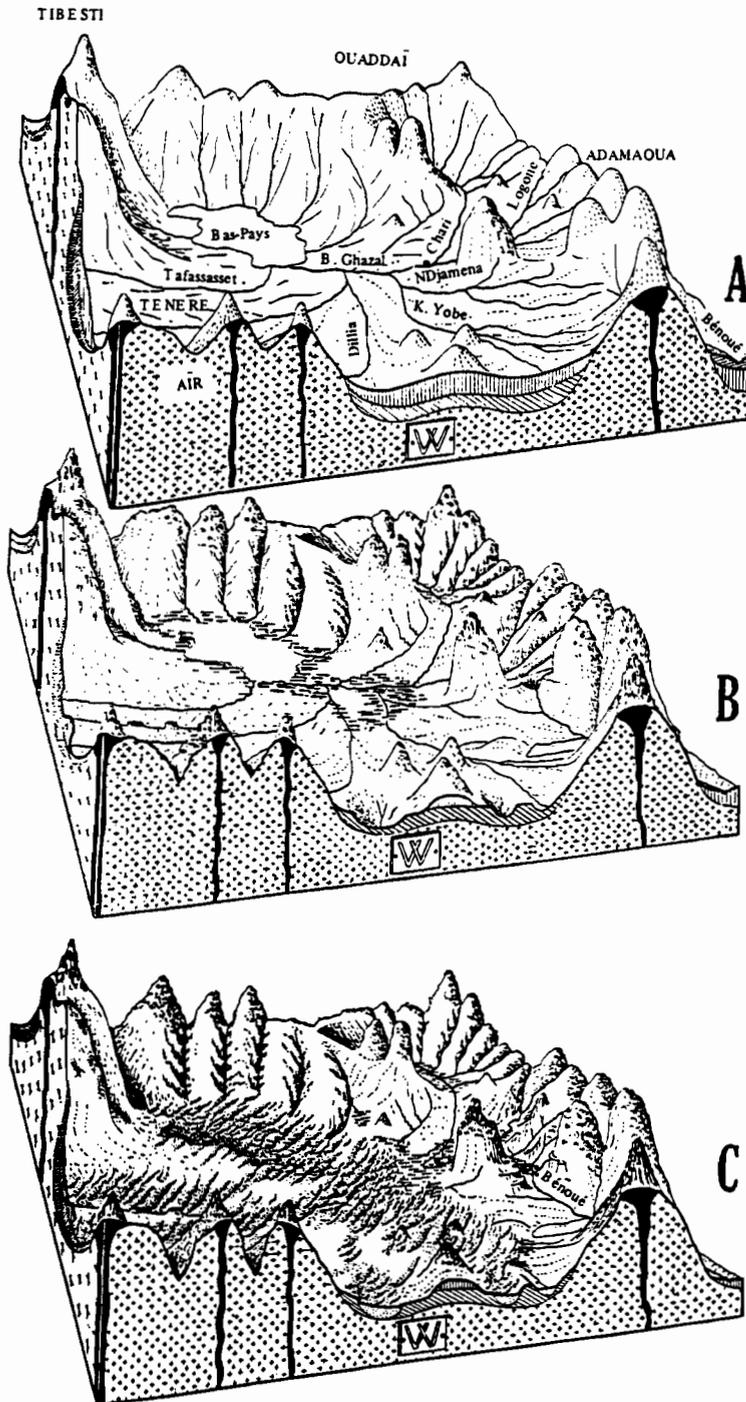


Fig. 39. Evolution du lac Tchad (in Jacques-Felix, 1947). Nous n'avons pas modifié les dessins et les légendes de Jacques-Félix, représentatifs de l'état des connaissances à cette époque. Seule la toponymie de la fig. A a été complétée.

A: Miopliocène. Relief rajeuni et bassin individualisé par l'alpin. Au SW les contreforts granitiques dont le pied est noyé dans les sédiments crétacés, voire tertiaires. Pluies équatoriales dans le S, tropicales dans le N. Ecoulement puissant se rassemblant au plus creux de la dépression en un lac aux eaux profondes.

B: Paléolithique ancien. Une période sèche, une période humide, une période sèche sont passées entre temps sur le bassin. Ici, les pluies tropicales reprennent le travail déjà considérable de l'érosion. La plaine s'empâte, le lac s'étale et devient marécageux. La Bénoué a capturé la Gongola, fracturé le col Mandara-Namchi et capturé le Faro.

C: Phase désertique ou phase du Paléolithique récent des régions arrosées (3^e glaciation). L'érosion de la phase antérieure a continué d'éroder les sommets et d'accumuler d'énormes dépôts. La Bénoué a muri son profil et capturé un autre affluent du Logone (Néo-Bénoué). Puis la sécheresse, venant du N, a envahi tout le bassin. Le modelé dunaire s'est imposé à toutes les alluvions récentes. L'écoulement se cantonne dans la partie méridionale, favorise les accumulations de piémont et laisse dans son recul les vallées pleines de dépôt.

7.3. Les études géologiques

Le lever systématique de la carte géologique de l'Afrique française fut réalisé très rapidement à partir de 1947, par plus de 100 géologues et prospecteurs. Les recherches sur l'évolution du lac Tchad reprirent donc sur le terrain, mais dans une optique et avec une méthodologie très différentes de celles du début du siècle. En particulier, elles remettaient à leur juste place deux paramètres jusque là fortement sous-estimés : le temps et l'épaisseur des dépôts.

Ainsi, à peu près simultanément furent décrits, au

Sud comme au Nord du Tchad, d'épais dépôts recouvrant indifféremment un substratum précambrien à crétacé, et attribués au Continental terminal (Roch, 1953 ; Wacrenier, 1953 ; Bizard *et al.*, 1955). L'hypothèse d'une mer paléotchadienne tertiaire, véritablement marine, et dont le lac Tchad serait une relique, devait donc disparaître définitivement après avoir été formulée une dernière fois par Pias (1962). La stratigraphie des complexes continentaux d'Afrique définie par Kilian (1931) était enfin reconnue au Tchad. La découverte, par sondage au Nigeria, de plusieurs centaines de mètres de dépôts fluviaux, palustres et lacustres, attribués au Tertiaire (Falconer, 1911 ;

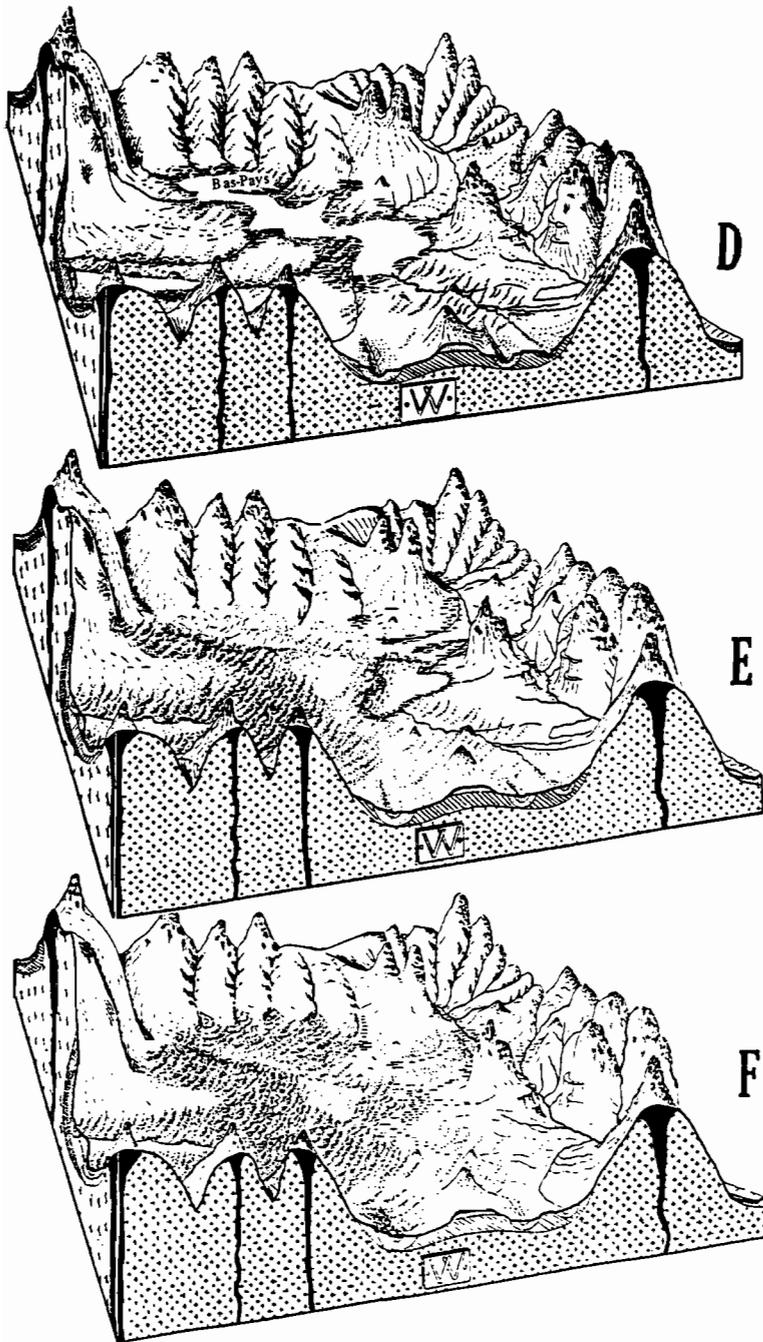


Fig. 39. Evolution du lac Tchad (in Jacques-Felix, 1947).

D: Phase xéothermique (Néolithique). Les pluies tropicales remontent sur le bassin. L'érosion redevient vigoureuse mais ne peut effacer le modelé désertique. L'écoulement entaille des terrasses dans les vallées, s'étale largement en un lac immense mais peu profond et marécageux. La Bénoué capture tous les affluents de gauche du Logone et nettoie tout le bassin de l'actuel Mayo Kebi.

E: Période actuelle. Les domaines du vent et du sable, de la pluie et du limon, nous paraissent stabilisés et leur limite fixée par le Tchad que nous connaissons. Les pluies tropicales ont reculé depuis le néolithique et toutes les vallées au N du lac sont des vallées mortes. Erosion, colmatage et captures continuent dans le S. L'écoulement passe chaque année d'un arrêt presque total aux crues monstrueuses qui remontent l'alluvionnement sur toute la plaine. Seule la Bénoué dégage ses débris; son drainage est venu jusqu'à la rive même du Logone et lui soutire une partie de ses eaux. Le lac amaigri par les captures et l'évaporation des vastes épandages découvre de plus en plus ces dunes que le Tchad néolithique avait recouvertes.

F: La mort du bassin. La capture du Logone s'est précipitée et, avec elle, celle du Chari. La Bénoué, malgré une grande maturité de profil dégage activement toutes les alluvions des vallées traversées. Elle draine tout le versant N de l'Adamaoua, le Ouaddaï méridional, les marais du Tchad et le médiocre écoulement du versant NE du Baoutchi. Bientôt, le vent jouera sur toutes les terres sans irrigation et le désert bordera la rive droite de la haute Bénoué.

Raeburn et Brynmor Jones, 1934), passée jusque là inaperçue, fut alors prise en compte. Roch (1953) vit dans cette "Chad Formation" ou "Groupe du Tchad" du Nigeria, un équivalent latéral des formations fluviales cénozoïques du Sud du Tchad. Or, la "Chad Formation" avait été datée du Villafranchien à 58 m de profondeur, grâce à la présence de Vertébrés (Tattam, 1943). Au Nord et à l'Est du Bahr El Ghazal, de nombreux gisements de Vertébrés furent également découverts et attribués au Villafranchien (Barbeau, 1956 ; Abadie *et al.*, 1959 ; Coppens, 1960). Il devenait donc possible de distinguer dans le bassin du Tchad d'importants dépôts plio-quaternaires, jusqu'alors confondus avec ceux du

Tertiaire ou du Quaternaire supérieur. Nous avons exposé précédemment la stratigraphie de ces formations, et nous n'y reviendrons pas. Par contre, ces découvertes eurent à l'époque des répercussions immédiates sur l'interprétation des formations superficielles et de l'histoire du lac Tchad.

7.4. Les études sur les formations superficielles

a) Au centre et au Sud du bassin, en 1957, Pias et Guichard observèrent au Cameroun un alignement sableux de plusieurs centaines de kilomètres de long, déjà remarqué au Nigeria (Migeod, 1924). Formant une

ride d'une dizaine de mètres au-dessus de la plaine alluviale du Logone, et jusqu'à plusieurs kilomètres de large, ces dépôts sableux furent interprétés comme ceux d'un rivage lacustre d'âge estimé fin Tertiaire à début Quaternaire. Indépendamment, au Nigeria, à partir de photos aériennes, Grove (1958 et 1959) redécouvrait aussi la ride sableuse qu'il interprétait également comme un ancien rivage. De plus, il attribuait à cette ancienne transgression lacustre la morphologie particulière de l'erg du Manga méridional (zone plane où les anciennes interdunes apparaissent en creux). Bien que Grove (1958) en attribue l'idée à Garde (1911), c'était en fait la première fois que l'hypothèse de l'aplanissement d'un erg par une transgression lacustre était avancée. La morphologie du Manga était auparavant attribuée à la pluie, aux actions anthropiques, et surtout au vent (Urvoy, 1933). La possibilité d'existence d'un grand paléolac Tchad récent n'était donc plus restreinte aux dépôts sous-jacents à l'erg. Enfin, Grove (1958) insista également sur l'importance des sables éoliens, témoins de l'aridité, par rapport aux formes et formations lacustres témoins de l'humidité dans le bassin du Tchad. Sans le savoir, il reprenait les conclusions de Falconer (1911) sur l'extension passée du Sahara jusque vers l'isohyète actuelle 1000 mm, basée sur l'observation du "Grand Erg Haoussa" du Nigeria (*in* Pullan, 1964). A la suite de ces travaux, l'histoire du lac Tchad a été envisagée comme une succession d'oscillations d'amplitude de plus en plus restreinte, depuis le Tertiaire jusqu'à l'actuel. Ainsi, reprenant l'hypothèse de Tilho (1927 et 1928), Pias (1958) proposa de mettre en corrélation les périodes humides des transgressions du lac Tchad avec les épisodes glaciaires européens, et les périodes arides des dépôts et remaniements éoliens avec les interglaciaires :

***La première et plus importante transgression lacustre**, qu'il assimilait à la mer paléotchadienne de Tilho (1925b), était attribuée au Continental terminal-fin Tertiaire. Pias attribuait à ce gigantesque lac les argilites et les grès du Continental terminal, de la "Chad Formation" et du Villafranchien, rencontrés depuis le Tibesti jusqu'au Nord-Cameroun... Puis, le lac s'étant partiellement asséché, au Sud du bassin l'érosion aurait entraîné la formation de sables fluviatiles (sables de Kelo, fig. 40.B) qui auraient été ensuite éolisés.

***Une seconde transgression**, moins importante, se serait quand même avancée jusqu'à la côte 400 m environ, "... en même temps que de puissants mayos (fleuves) déposaient dans les eaux du lac des sédiments sableux assez grossiers...". Puis, de nouvelles conditions plus arides auraient provoqué un second retrait du lac.

***A une troisième transgression**, Pias attribuait d'importants dépôts sableux dans la plaine du Logone et du Chari (fig. 40.B). De plus, "... de cette époque dateraient les sédiments sableux du Nord et de l'Est du lac. Ils auraient pu être épandus en nappe par un Bahr El Ghazal et divers autres mayos coulant du Nord-Est vers le Sud-Ouest, entre la fosse des Bas-Pays et le lac actuel...", c'est-à-dire avec une pente inverse de l'actuelle. De cette époque daterait également le cordon sableux littoral du Nord-Cameroun, correspondant au seuil d'écoulement du lac dans la Bénoué. Puis, en raison de l'aridité, le lac se serait retiré vers le Nord en se fragmentant, pendant que les sables au Nord et à l'Est du lac actuel, remaniés par le vent, auraient donné naissance à l'erg du Kanem (fig. 40.A).

***Une quatrième transgression** aurait vu la formation d'un second cordon sableux sur la rive sud du lac actuel, à la côte 287 m. "... A cette époque, les eaux envahissent les interdunes des régions Nord et Est du lac. Elles remontent les cours (du Bahr Erguig), du Chari, du Bahr El Ghazal et font communiquer à nouveau les Bas-Pays du Nord-Est avec le lac actuel...".

Peu après, Pias (1960) modifia légèrement ces conclusions. Il proposait de placer le modelé éolien de l'erg du Kanem avant la troisième transgression plutôt qu'après. Il identifiait également le rivage de cette troisième transgression, à l'Est du bassin, de Massenya à Koro-Toro (fig. 40), soit sur près de 700 km.

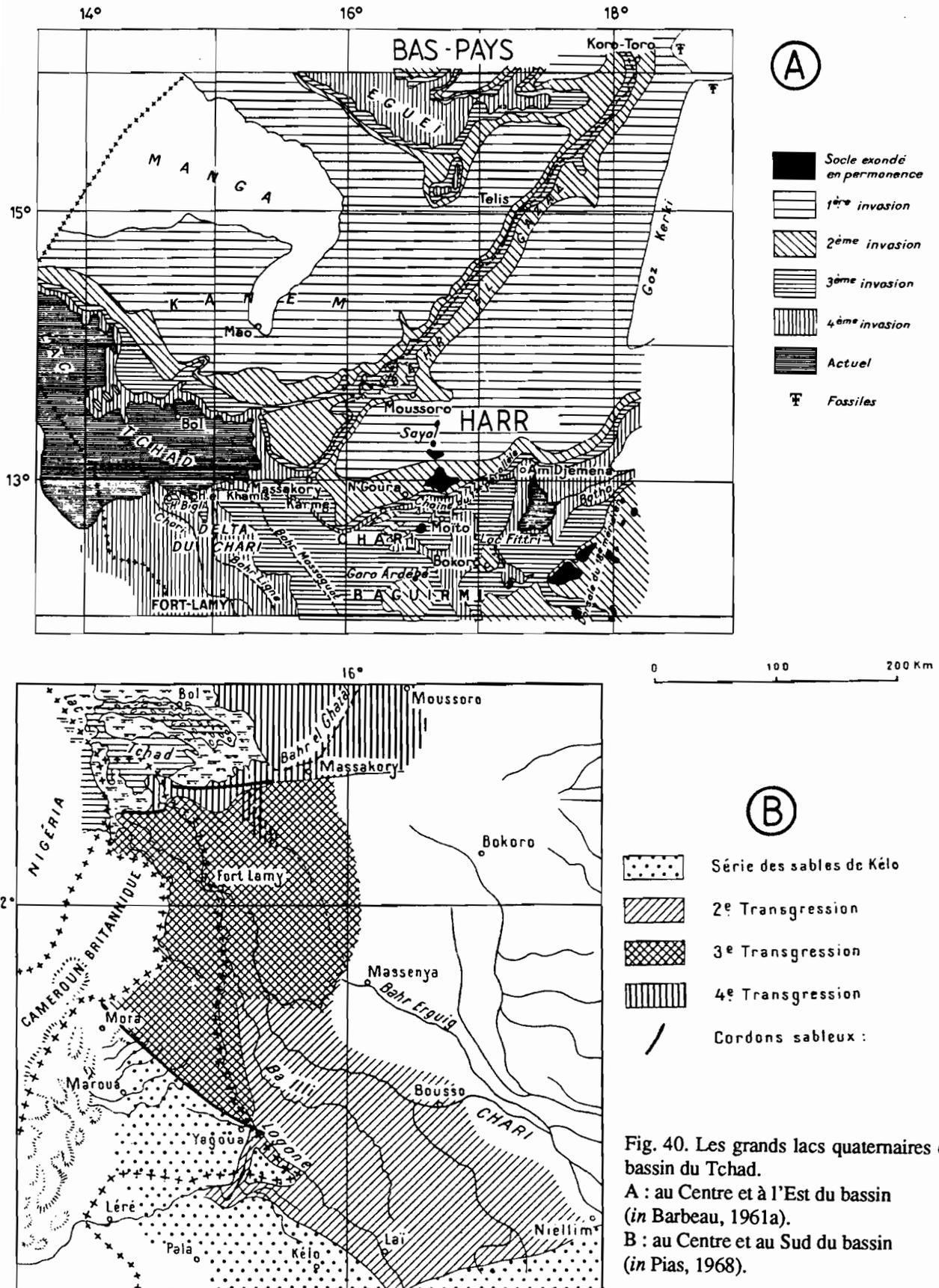
b) Au Centre et à l'Est du bassin Barbeau (1956 à 1961) distinguait quatre niveaux lacustres, soit du plus ancien au plus récent : 312 m au moins, 302 m environ, 292 m environ et 287 à 286 m. Son analyse était basée sur des surfaces dunaires aplanies attribuées à des "invasions lacustres", et sur des lignes de rivage matérialisées par des cordons sableux, des niveaux de galets roulés et des niveaux rubéfiés horizontaux sur les affleurements de socle :

***Le rivage le plus important**, matérialisé par un cordon sableux à l'Est du Bahr El Ghazal (Goz Kerki, fig. 40.A) était attribué à la plus ancienne "invasion". Elle était datée du Villafranchien inférieur par les gisements de Vertébrés à l'Est de Koro-Toro (fig. 40.A).

***Le second rivage**, matérialisé essentiellement par "une falaise sableuse" au Sud du Kanem et du Harr (entre Massakory et Am Djémena, fig. 40.A) n'était pas daté.

***Le troisième rivage**, visible principalement au Sud du Kanem, à l'Est du delta du Chari et à l'Est du lac Fitri (fig. 40.A), était attribué au Néolithique. C'est pendant ce stade qu'aurait eu lieu le creusement du Bahr El Ghazal.

***Enfin, la quatrième "invasion"** correspondant au lit mineur du Bahr El Ghazal, serait historique.



Cette chronologie fut partiellement modifiée par Coppens (1960) qui fit remarquer que les gisements de Vertébrés du Villafranchien inférieur indiquaient toujours un contexte fluviatile et non lacustre. Par contre, d'autres gisements appartenant à au moins deux niveaux anciens, mais postérieurs au Villafranchien inférieur, étaient très riches en restes de poissons. Or, pour Coppens (1960) ces poissons étaient identiques à ceux trouvés en abondance depuis le début du siècle, du Kanem au Borkou (Priem, 1914 ; Pellegrin, 1919 et 1920), et attribués à la mer paléotchadienne de Tilho (1925b) qui devait donc être postérieure au Villafranchien inférieur.

7.5. Discussion

a) Problèmes hydrographiques et géodynamiques :

***L'hypothèse d'apports venant du NE vers le lac Tchad, par le Bahr El Ghazal (Pias, 1958) est en contradiction avec la topographie actuelle.** Mais aucun bouleversement postérieur de la topographie, par des phénomènes néotectoniques par exemple, n'est suggéré par ailleurs (Pias, 1958 et 1960).

*** La dynamique fluviatile et lacustre proposée par Pias (1958) est difficilement concevable :** comment des fleuves pourraient-ils pénétrer jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres dans un lac pour y déposer des sables assez grossiers sous une tranche d'eau de plus de 100 mètres ? Une telle hypothèse devrait être étayée par la présence de structures et figures sédimentaires particulières. Or, Pias (1960a) indique simplement "... *La première série sableuse... paraît s'être mise en place dans l'ancien fond d'un très grand lac ainsi que le montrent certains dépôts stratifiés...*"

***La matérialisation de rivages par des cordons sableux n'est pas vraiment convaincante.** Seuls deux des cinq rivages (le cinquième étant l'actuel) seraient matérialisés par un cordon sableux. Selon Pias et Guichard (1957), le plus ancien, attribué à la troisième transgression (Pias, 1958), serait un cordon sableux littoral formé par le remaniement éolien d'une plage lacustre longtemps stationnaire. Or, les quartz sont peu éolisés et hétérométriques. Pias et Guichard (1957) distinguent donc l'origine du sable qui est incontestablement fluviatile et sa dernière mise en place qui serait éolienne. En fait, leur argumentation d'une mise en place éolienne repose uniquement sur une comparaison avec la situation actuelle : "... *A l'appui de cette thèse de formation côtière sous l'action des vents, nous soulignerons que nous avons observé sur la bordure sud actuelle du lac... des cordons sableux... Leurs sables sont plus éolisés, mais on peut admettre que le matériel d'origine l'était déjà ici primitivement au moins en*

partie..." (Pias et Guichard, 1957). Or ce second cordon sera peu après attribué à la quatrième transgression, antérieure à la période actuelle (Pias, 1958). Cette quatrième transgression sera ensuite estimée d'âge holocène supérieur, entre 3200 et 1800 ans B.P. (Pias, 1968 et tabl. 12). La preuve actualiste disparaît donc : le lac actuel n'aurait en fait pas de cordon littoral actuel d'origine éolienne, ce que reconnut d'ailleurs Pias en 1970 (p. 283) : "... *Le lac Tchad est à l'actuelle côte de 282-283 m, et aucun cordon sableux ne semble marquer son rivage...*". De plus, ce second cordon est en fait extrêmement discontinu, contrairement à ce que laisse penser la représentation de Pias (1958 et fig. 40.B). La représentation cartographique de l'IGN (1958) montre des dunes orientées NW-SE et non E-W, sur un substratum en pente vers l'Ouest et non d'altitude constante. Certaines de ces dunes présentent nettement l'allure d'un train barkhanique caractéristique d'un matériel éolien en cours de déplacement : ces dunes sont liées à une dynamique éolienne actuelle ou récente, indifférente à une dynamique lacustre, holocène ou actuelle.

b) Problèmes climatiques :

***La dynamique éolienne proposée par Barbeau (1961b) est difficile à admettre.** En effet, il semble bien qu'il envisage une seule très importante transgression suivie d'une régression par palliers : le vent aurait remanié successivement et sélectivement chaque bande sableuse abandonnée à chaque régression. Autrement dit, l'aridité progressant du Nord vers le Sud, à chaque épisode aride le vent aurait remanié une nouvelle bande sableuse sans affecter les précédentes qui se trouvaient pourtant plus au Nord, en domaine plus aride, donc en principe soumises à une action éolienne plus importante. Logiquement, comme un glacier effaçant ses précédents bourrelets morainiques, l'aridification progressive aurait dû à chaque fois reprendre les ergs antérieurs, le dernier erg effaçant tous les autres. Les ergs anciens ne peuvent subsister en surface que lorsqu'ils ne sont plus remaniés par le vent et sont stabilisés par le couvert végétal, c'est-à-dire en cas de recul de la zone aride vers le Nord, soit l'inverse du mécanisme proposé

***L'évolution climatique proposée par Pias (1958) et Barbeau (1961b) est difficilement concevable :** l'assèchement lacustre n'apparaît jamais totalement et l'édification d'ergs aurait eu lieu sur les bords de lacs, résiduels ou non, voire même pour Pias (1958) au Sud d'un paléolac Tchad pour l'erg le plus ancien. Il y a là une incompatibilité en ce qui concerne le bilan hydrique. En effet, il est admis que l'édification d'un erg ne peut se faire avec une pluviométrie supérieure à 100 ou 150 mm/an, alors que l'existence d'un grand lac

admet une exigence contraire. A titre de comparaison, rappelons que le lac Tchad actuel, situé sur un erg, recevait, avant 1973, 350 mm de pluie par an en moyenne, mais subissait une évaporation de 2150 mm/an, ne subsistant que grâce aux apports du Chari (84% du total). Or, ces apports allochtones sont extrêmement réduits en cas d'aridification : en 1984-1985, ils n'ont atteint que 18% de leur moyenne interannuelle (Sircoulon, 1984-1985).

c) Problèmes géologiques :

***Les corrélations** entre les deux chronologies de Pias (1958 et 1960) et Barbeau (1961b) sont très difficiles. Ainsi, par exemple, le cordon sableux de la troisième transgression de Pias (1958 et 1960) serait composé de différentes portions de rivages attribuées par Barbeau (1961b) aux trois premières invasions lacustres. Inversement, nous verrons que le cordon lacustre du 3^{ème} rivage situé vers 292 m par Barbeau (1956 et 1961b) au SE du lac Fitri, fut ensuite attribué par Pias (1970) à un lac de 320 m. Par contre, le cordon de 292 m figuré par Barbeau (1956) en travers de la plaine du Chari-Baguirmi, entre le Harr et N'Djamena, disparut totalement des cartes de Pias (1970).

***Les nouvelles données géologiques ne sont pas vraiment intégrées** dans l'histoire du paléolac Tchad, notamment les observations structurales (Abadie, 1953 ; Barbeau, 1952 à 1956). Ainsi, les conclusions de Barbeau sur le socle (1953), aux implications paléogéographiques considérables, furent ignorées : "... (entre 12 et 16°N) les nombreuses venues volcaniques et les mylonites soulignent des réseaux de failles parallèles aux axes tectoniques. En particulier, l'étude des pointements rhyolitiques de la rive SE du lac Tchad démontre qu'il y a là une grande fracture du vieux bouclier africain. Il n'y aurait donc pas un "bassin tchadien" mais un ensemble de 2 cuvettes, celle du Mortcha au NE, et celle du Chari-Logone au SSW, séparées par une zone centrale très faillée renfermant probablement des horsts et graben enfouis sous les sédiments. Enfin vers l'W, le grand bassin du lac Tchad dont les limites sont mal connues...". Par ailleurs, une origine structurale du Bahr El Ghazal fut envisagée puis réfutée au profit d'une origine hydrographique complexe : la vallée aurait été formée par des écoulements s'effectuant alternativement du lac Tchad vers les Bas-Pays et vice et versa (Barbeau, 1961b).

***L'épaisseur des dépôts n'est pas prise en compte** : aucun auteur n'a encore proposé une coupe géologique du bassin dans son ensemble.

8. LES GRANDS LACS DU QUATERNAIRE SUPERIEUR (1959 A 1970)

8.1. Le Ténééré et ses bordures (NW du bassin, fig. 2 et 41)

Faure (1959 à 1969) fut le premier à montrer clairement sur une coupe géologique (fig. 41.A) la disposition des dépôts quaternaires par rapport au substratum et au "Plio-Villafranchien". Il fut également le premier à accorder une place importante à l'érosion et à la tectonique. Ainsi, postérieurement au Continental terminal, l'enfoncement du centre du bassin et l'élévation de sa périphérie, aurait provoqué une érosion très active. Plusieurs terrasses et glacis cuirassés furent alors mis en place (Faure, 1962 ; Bocquier et Gavaud, 1964), équivalents de ceux du bassin du Moyen Niger dont les âges s'échelonnent de la base du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur. Simultanément, les produits de cette érosion se seraient accumulés au centre du bassin, venant constituer la "Chad Formation" au Sud et le "Villafranchien" au Nord (dépôts du Tchad ancien, fig. 41.A). La partie supérieure de ces épandages fluviaux, essentiellement sableux, aurait été ensuite remaniée par le vent pour former un premier erg ou erg ancien (d1, fig. 41.A). Reposant sur cet erg, on observe de nombreux dépôts diatomitiques, le plus souvent en position interdunaire (L1, fig. 41.A). Certains de ces dépôts contiennent une microflore que Faure *et al.* (1963) attribuent à des marécages, comparables à ceux du rivage nord du lac Tchad actuel. D'autres dépôts contiennent une microflore euplanctonique et certains sont situés 40 à 60 m au-dessus du fond des dépressions; Faure *et al.* (1963) parlent donc de lacs profonds. Mais Faure n'envisageait pas d'aplanissement de l'erg par une transgression lacustre : "... Les dunes anciennes pouvaient former des îles et des bancs sableux..." (1961, p. 28). Il s'agissait donc de plans d'eau nombreux et communiquant largement entre eux, mais qui n'auraient été réunis qu'exceptionnellement pour former un seul grand lac assimilé à la mer paléotchadienne de Tilho (1925b). A ce stade d'extension maximale correspondrait un rivage situé vers 410-400 m au Niger oriental, contre seulement 320 m au Tchad et au Cameroun. La différence d'altitude aurait résulté soit d'une poursuite de la surrection de l'Aïr et de l'enfoncement du bassin, postérieurement aux dépôts lacustres (Faure, 1962), ou alors il faudrait envisager l'existence de plusieurs lacs à des altitudes différentes (Faure, 1969).

Ce (ou ces) grand lac aurait été alimenté depuis l'Aïr et le Hoggar par de puissants cours d'eau, tel le

Tafassasset (fig. 41.B), dont les alluvions à graviers se rencontrent épisodiquement sous l'erg actuel (Faure, 1959 et 1961). Remarquable que les industries paléolithiques, et notamment atériennes (paléolithique terminal), semblent absentes du domaine attribué au grand lac, mais sont au contraire abondantes à sa périphérie, Faure (1962) proposa pour ce lac un âge paléolithique terminal : "le grand lac atérien". Cet âge se trouva confirmé par les premières datations de dépôts lacustres entre 22,000 et 7000 ans B.P. environ, avec un maximum situé vers 9200-8500 ans B.P. (Faure *et al.*, 1963). Faure (1962) attribue ce maximum à un décalage des zones climatiques d'environ 400 km vers le Nord. Le climat aurait été tropical, mais l'existence de pollens méditerranéens (Quezel et Martinez, 1962) traduit des échanges méridiens importants et donc la disparition du désert à cette époque (Faure, 1962). Un épisode aride serait survenu ensuite, marqué par l'assèchement des lacs et par l'édification d'un second erg (d2, fig. 41.A),

nettement moins étendu vers le Sud que le premier. Puis le retour de l'humidité, d'abord marqué par le creusement des vallées (C3, fig. 41.A), se serait traduit par un second épisode lacustre (L2, fig. 41.A), également nettement moins important que le premier, et attribué au Néolithique, entre 5500 et 3500 ans B.P. (Faure, 1966b). Il n'est plus question d'un grand lac unique, mais de lacs, mares et marécages isolés (Faure, 1966). L'assèchement total, vers 3000 ans B.P., aurait été suivi de la formation de l'erg actuel (d3, fig. 41.A).

8.2. Le Manga et le Kadzell (W du bassin, fig. 42)

a) Pirard (1962 à 1967), à partir de l'analyse géomorphologique de photos aériennes, proposa une chronologie du Quaternaire supérieur pour le Manga et le Kadzell (fig. 2 et 42) situés au Sud du Ténére. Reprenant les conclusions de Faure (1962), Pirard (1964) supposait également l'existence d'un erg ancien (d1,

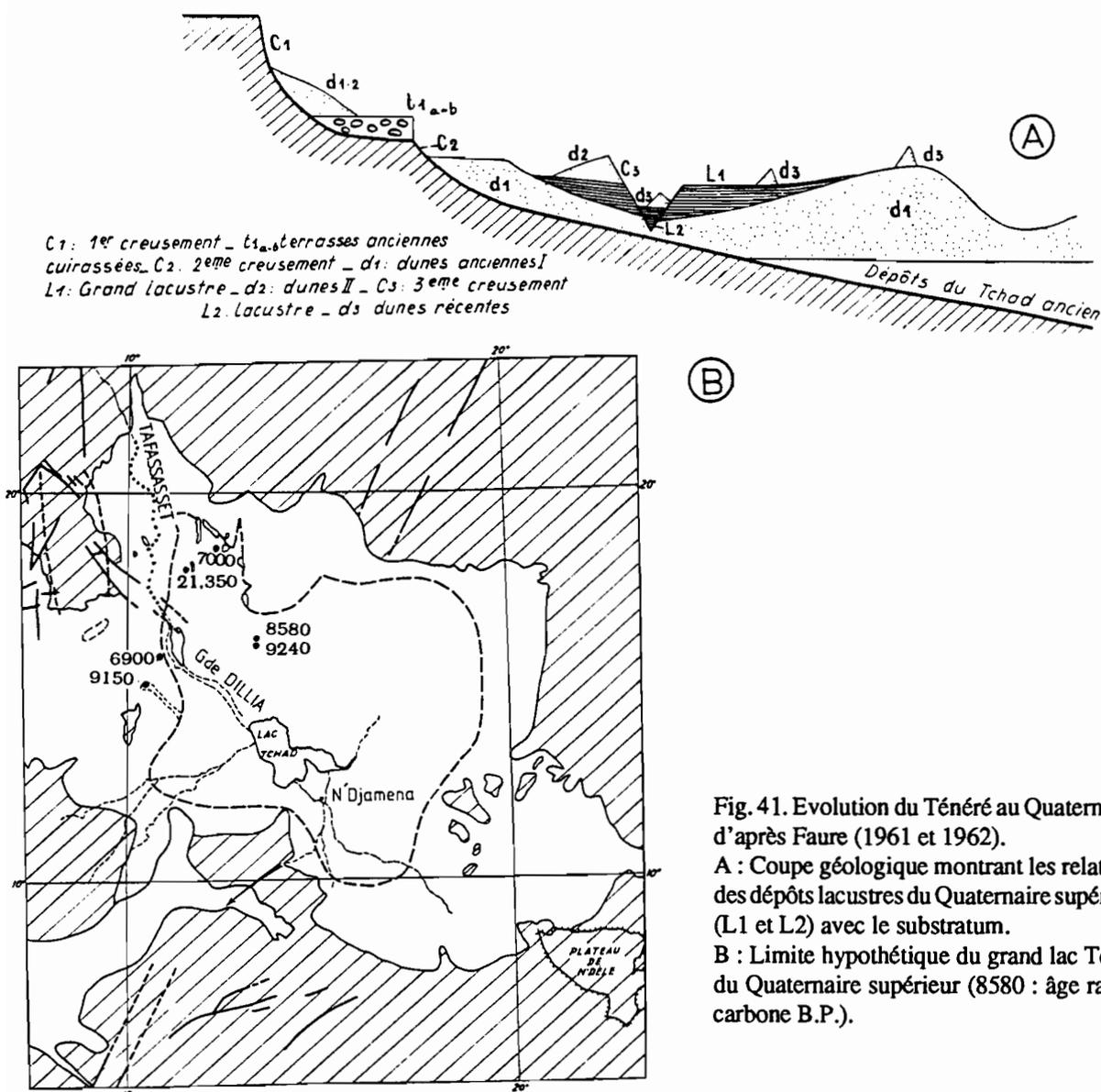


Fig. 41. Evolution du Ténére au Quaternaire, d'après Faure (1961 et 1962).

A : Coupe géologique montrant les relations des dépôts lacustres du Quaternaire supérieur (L1 et L2) avec le substratum.

B : Limite hypothétique du grand lac Tchad du Quaternaire supérieur (8580 : âge radio-carbone B.P.).

fig. 42) sur lequel aurait transgressé un lac ayant atteint la cote 400 m (L1, fig. 42). Ce grand lac aurait ensuite régressé avec des palliers à 350, 320, 300, 290 puis 282 m (L2 à L6, fig. 42) soulignés par des phénomènes éoliens sélectifs (d2 à d5, fig. 42). En effet, comme dans l'hypothèse de Barbeau (1961b) examinée précédemment, selon Pirard (1964), l'éolisation progressant par épisodes successifs du Nord vers le Sud, n'aurait affecté à chaque fois que les surfaces nouvellement abandonnées par le lac, sans reprendre les anciens ergs situés pourtant plus au Nord. De plus, comme dans les hypothèses de Barbeau (1961b) et Pias (1958) il y aurait donc eu édification de ces ergs sur le bord même du grand lac. Nous analyserons plus loin, en détail, l'interprétation de Pirard. Nous ne discuterons ici, à titre d'exemple, que du rivage le plus haut.

b) Discussion du rivage à 400 m

* **Problèmes topographiques.** Cette altitude de 400 m (± 10 m) avait été déterminée par Faure (1959) pour circonscrire la majeure partie des dépôts de diatomite du Ténére (fig. 41. B), alors qu'il existait très peu de données topographiques fiables. Par contre, lorsque Pirard (1964) reprit cette hypothèse, de nombreuses cartes topographiques étaient publiées ou en cours de publication. Or, la limite de rivage tracée par Pirard (L1, fig. 42) s'écartait parfois beaucoup de cette altitude. Cet auteur admettait 440 m près des massifs du Koutous et du Mounio (fig. 42), contre seulement 360 m au débouché de la Grande Dillia. En fait, les données topographiques disponibles (IGN, 1964 et 1975) indiquent même des altitudes variant entre 480 et 320 m environ. L'explication néotectonique proposée d'abord par Faure (1962) et reprise par Pirard (1964) reviendrait donc à envisager des déplacements verticaux pouvant atteindre 160m en moins de 7000 ans. De plus, les données topographiques faisaient apparaître un très large seuil (erg du Manga, fig. 42) isolant les lacs du Ténére du reste de la cuvette. Il n'est donc pas étonnant que Faure (1969), sans exclure la néotectonique, ait aussi envisagé l'hypothèse beaucoup plus simple de lacs séparés.

* **Problèmes géodynamiques.** L'attribution par Pirard (1964) de surfaces dunaires aplanies à des transgressions lacustres pose de nombreuses questions. Dans le bassin du Tchad, avant Grove (1958) et Barbeau (1961b), ces surfaces aplanies étaient attribuées à l'action conjuguée du vent, de la pluie et du ruissellement (Falconer, 1911 ; Garde, 1911 ; Douvillé et Tilho, 1933 ; Urvoy, 1933). C'est d'ailleurs toujours cette explication qui est avancée en-dehors du bassin du Tchad, notamment dans le bassin du Moyen-Niger (Gavaud, 1967) où aucun grand lac plio-quatenaire n'a encore jamais été évoqué. Notons enfin qu'aucun des auteurs proposant un aplanissement lacustre ne l'a jamais

argumenté d'un point de vue géodynamique, ne serait-ce que par des références bibliographiques. Or, le modèle actuel montre qu'au contraire le lac Tchad respecte le modèle dunaire. Il envahit les creux sans aplanir les dunes, d'où un rivage caractéristique en "doigts de gant" et un paysage d'archipel tel que l'évoquait Faure (1962) au Ténére.

* **Problèmes géomorphologiques.** Une analyse sommaire du "rivage à 400 m" décrit par Pirard (1964) dans le Manga, montre plusieurs faits à l'encontre de l'hypothèse d'un rivage lacustre. Ainsi, la "plage lacustre" serait polygénique. Schématiquement, la zone à l'Ouest de la Grande Dillia montre les traces d'un ruissellement diffus auquel on peut attribuer l'aplanissement qui est d'ailleurs très imparfait (IGN, 1964). Par contre, la zone orientale (fig. 42) est constituée par des Aklés (IGN, 1975a), c'est-à-dire par des formes dunaires qui se recoupent et se superposent sans direction préférentielle. Le "nivellement" y serait donc éolien (et actuel?). Par ailleurs, dans cette dernière région, la zone aplanie attribuée à la "plage lacustre" est en fait plus haute que l'erg ancien (d1, fig. 42) qui la borde au Nord (IGN, 1965, 1967) : le tracé du rivage de Pirard (1964 et fig. 42) semble correspondre à une "cuesta" dont l'orientation serait inversée par rapport à l'origine qu'on lui attribue : le rivage surplomberait l'arrière-pays !

c) **Conclusions.** L'hypothèse d'un aplanissement lacustre jusque vers 400m ne nous semble pas véritablement démontrée. Pourtant, alors que Faure, initiateur de l'hypothèse d'une transgression lacustre généralisée jusqu'à 400 m (1959 à 1962), admettait la possibilité plus simple de lacs séparés (1969), Pirard (1965 et 1967) poursuivait l'hypothèse de plages successives résultant de la régression d'un tel lac. Ainsi, chaque surface plus ou moins plane fut assimilée à une "plage", même lorsqu'elle n'a été identifiée que sur un périmètre très restreint du bassin: c'est le cas de la plage de Mainé-Soroa à la côte 330 m, ou de la plage de Mitimi (NE de N'Guigmi) entre 305 et 290 m. Au lieu d'une succession régulièrement étagée sur toute la périphérie du bassin, les "rivages" successifs finissent ainsi par se recouper et s'enchevêtrer (Pirard, 1965), ce qui impliquerait l'existence d'une succession de phénomènes néotectoniques dans cette région.

8.3. Le Bornou (SW du bassin, fig. 43)

a) **La ride sableuse de Bama.** Cette ride qui s'étend sur près de 480 km entre le Logone et la Komadugu Yobe (fig. 2) est l'élément géomorphologique le plus remarquable de cette région (cordon de 334 m, fig. 43.B). Une étude topographique précise, liée à la construction d'un chemin de fer, indique une hauteur de

1,095 pieds soit 333,75 mètres pour la crête de la ride entre Maiduguri et Bama (fig. 43.C ; Grove et Pullan, 1963). Barber et Jones (1958) avaient observé dans cette ride des stratifications entrecroisées et des rides de courant impliquant une origine aquatique des dépôts. Grove et Pullan (1963) confirmèrent cette conclusion. *"The sediments building it vary in calibre from fine silt to subangular gravel more than an inch (0,0254 m) in diameter. The sands include some well rounded grains that may be of aeolian origin, but the coarseness of certain beds, the presence of flakes of biotite mica, and the angularity of most of the sand grains indicates that water, not wind, has been the main formative agent. The variable character of the sedimentary layers, their cross-bedding and the general form of the ridge in plan and cross section persuade me that it is a single barrier beach or, locally, a series of such beaches (sometimes called offshore bars or lake-bars) formed when Chad stood at a level of 1,095 feet above present sea level. The source of the sediments in the ridge is believed to be at least in part the crystalline rocks of the Mandara Mountains (fig. 43)... Pias noted that the calibre of the material in the ridge increases from Yagoua (fig. 40.B) toward the northwest. The valley floors between the northern spurs of the mountains are covered with alluvial spreads of varied material of the kind found in the ridge sediments. Such debris was presumably carried down to the shore of the ancient lake and then drifted to the northwest and the southeast by winds from a northeasterly quarter, thereby building the barrier beaches comparable to those characteristic of the southern Baltic, the Gulf of Lions from the Rhone Delta to the Pyrénées, and the Gulf of Mexico... Straight beaches of this kind can develop in less than 6000 years along coasts where relatively unconsolidated rock is exposed to wave attack (comme dans le golfe du Mexique). At the southern end of Chad, northeasterly winds (which blow for most of the dry season) would have had a long fetch over open water, possibly of some 600 miles (966 km) and would have been capable of giving very large waves approaching the shore parallel to the Bama Ridge, and breaking onto it..."* (Grove et Pullan, 1963, p. 235-236). Compte tenu de l'état de conservation de la ride sableuse et du fait que des dépôts vraisemblablement holocènes ont été empilés à l'arrière de la ride par des cours d'eau qui n'auraient pu la franchir que récemment, Grove et Pullan (1963) attribuent à cette ride un âge relativement récent, pléistocène supérieur au plus. Ils en font également (*id.*, 1963) l'équivalent du cordon décrit par Pias (1958 et 1960) au Cameroun et au Tchad vers 310-320 m.

b) Les ergs. Grove et Pullan (1963) reconnaissent trois ergs au Nigéria. L'un N-S (dunes transverses, fig. 43.B.4) est mal situé dans la chronologie. Etant le

plus méridional (SW de Maiduguri), il pourrait être le plus ancien ? Le second, orienté NE-SW à E-W (dunes longitudinales, fig. 43.B.3), constitue l'erg ancien Haoussa. On le retrouve dans le domaine attribué au grand lac Tchad du rivage à 334 mètres, au Nord de Maiduguri et à l'Est de Bama (fig. 43.B). Etant recoupé par la ride sableuse de 334 mètres, il serait donc antérieur au grand lac. Au Niger, vers 10°E, les deux ergs seraient superposés (fig. 43.B). Enfin, un erg orienté NNW-SSE, est également visible dans l'ancien domaine lacustre au SE de la Komadugu Yobe (fig. 43.B.9-11). Plus récent, il aurait été recouvert par un lac au niveau 294 m selon Grove et Pullan (1963) ou 287 m selon Pullan (1964). Ce lac l'aurait aplani et partiellement recouvert de dépôts argileux. Selon Pullan (1964), on reconnaîtrait parfois encore, bien que très difficilement, une orientation NNW-SSE dans la plaine sableuse de la Komadugu Yobe (fig. 43.B.9 et 10) qui pourrait donc avoir appartenu au même erg. Par comparaison avec d'autres chronologies en cours d'élaboration grâce au radiocarbone en Afrique du Nord et de l'Est, Pullan (1964) estimait l'erg Haoussa antérieur à 15,000 ans, le maximum lacustre de 334 m vers 11,000 ans B.P., le troisième erg (NNW-SSE) entre 11,000 et 10,000 ans B.P., et le lac de 287 m entre 7000 et 4800 ans B.P.

c) **Discussion.** Grove et Pullan (1963) distinguent nettement le cordon de 334 m et le rivage correspondant (fig. 43 A et B). L'explication qu'ils donnent de l'origine de ce cordon, par analogie avec des phénomènes marins, est basée sur le fait qu'ils croyaient ce cordon restreint uniquement au SW du bassin, rectiligne et perpendiculaire à l'Harmattan (fig. 43.A). La distinction entre rivage et cordon aboutissait également à une situation inhabituelle pour un lac : les eaux lacustres se seraient trouvées aussi en arrière du cordon au NW, remplissant une dépression d'une dizaine de km de large, qualifiée de lagune (fig. 43.B). De plus, le seuil du Mayo Kebi entre le bassin du Tchad et le bassin du Niger (fig. 43.A) était connu et estimé à 321-326 m. Le déversement d'un tel lac vers l'Atlantique était donc admis (Grove et Pullan, 1963). Mais le fait que ce déversement aurait eu lieu par une brèche de 8 à 13 m de haut sur plusieurs dizaines de km de long, n'était même pas évoqué. Pourtant, sans comptabiliser les pertes vers l'Atlantique, le bilan d'un tel lac impliquait déjà une baisse de 5°C de la température moyenne par rapport à l'actuelle et des apports hydriques multipliés par 16 (Grove et Pullan, 1963).

Alors que la question de variations topographiques éventuelles mériterait au moins d'être posée, elle est niée en préalable aux conclusions : *"... The Chad basin when compared with East Africa seems to have been free from violent tectonic activity during the Pleistocene period and may have been scarcely*

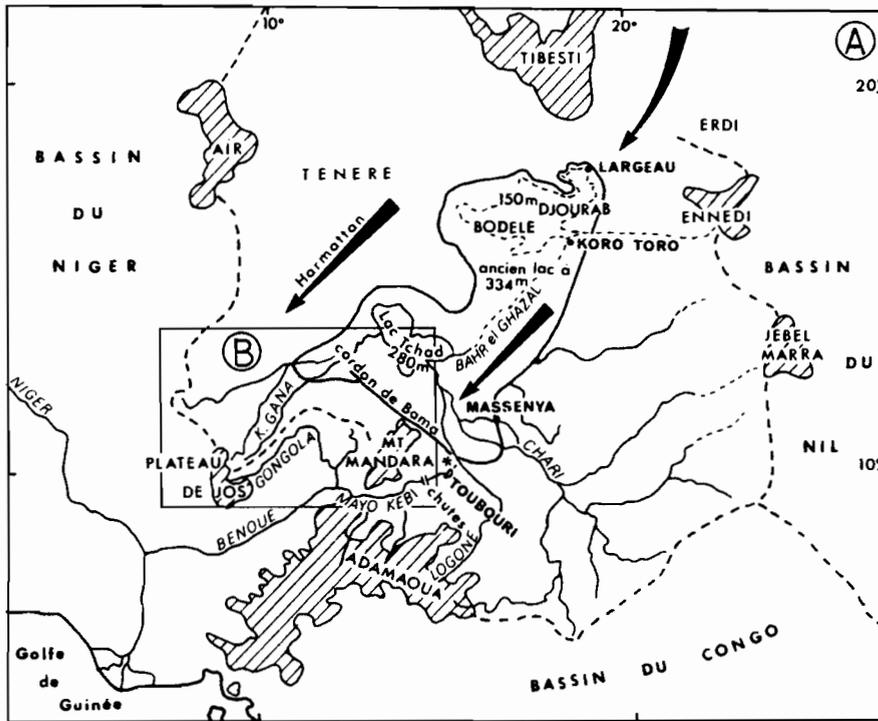
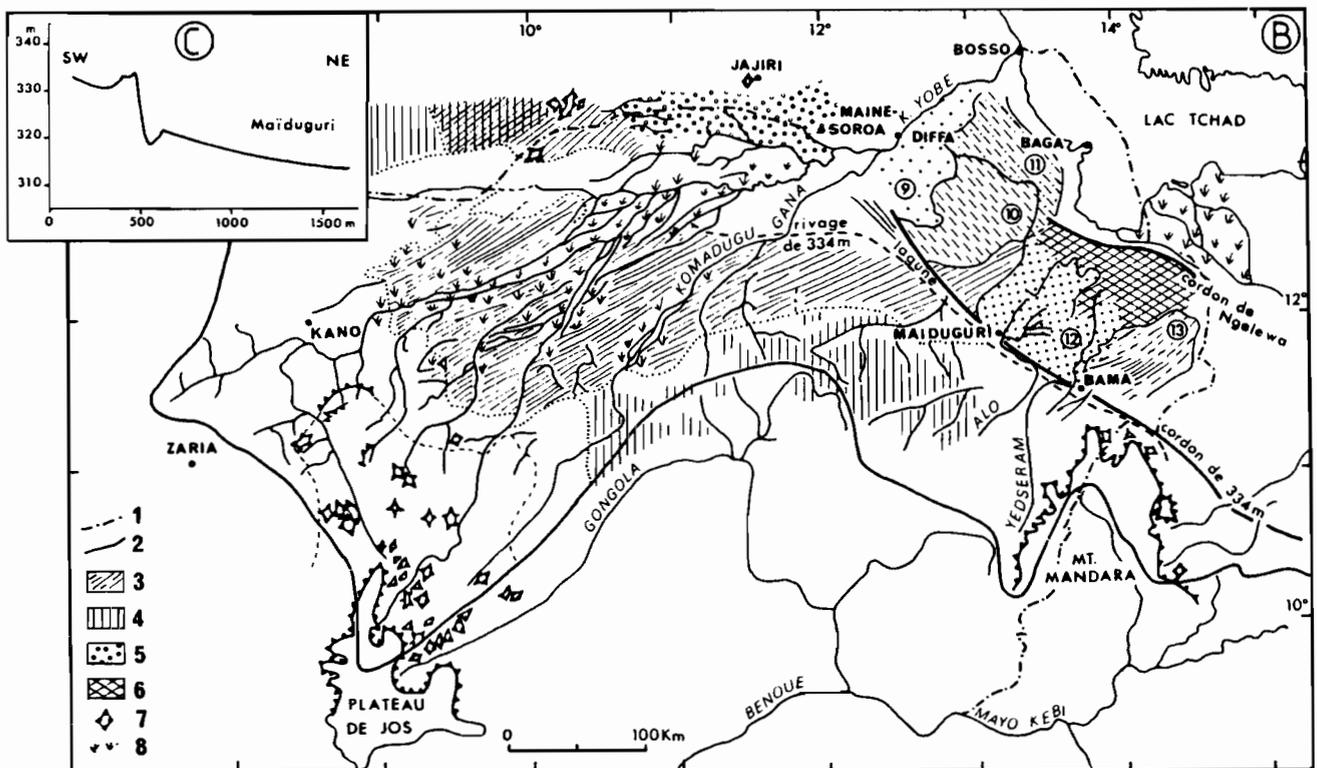


Fig. 43. Le SW du bassin du Tchad, d'après Grove et Pullan (1963).

A : position du cordon de Bama par rapport au rivage du grand lac holocène et par rapport au vent.

* : zone de capture du Logone par la Bénoué.
 B : les formations superficielles ; 1: frontières ; 2: limites du bassin ; 3: dunes longitudinales ; 4: dunes transverses ; 5: plateau sableux à dépressions ; 6: Firki (plaine argileuse noire) ; 7: affleurement rocheux ; 8: Fadama (zone inondable) ; 9: buttes de sable éolien compacté (> 0,2 mm) orientées NNW-SSE et ne dépassant pas 3 mètres de haut ; 10: idem mais jusqu'à 15 mètres de haut ; 11: idem, mais zones interdunaires plates et argileuses qui atteignent 50% de la surface totale contre 20% précédemment ; 12: anciens deltas, plaines argileuses ; 13: dunes longitudinales avec des interdunes plates et argileuses au Nord et à l'Est.
 C: profil topographique du cordon à Maïduguri (in Grove, 1959).



affected at all by earth movements in the upper Pleistocene..." (Grove et Pullan, 1963). Pourtant, le profil topographique réalisé à Maïduguri perpendiculairement à cette structure rectiligne qu'est le cordon (fig. 43.C) ne peut que renforcer cette interrogation d'éventuels mouvements néotectoniques. De même, le cordon de Ngelewa (plus bas à 287-290 m, et plus septentrional, fig. 43.B) est assimilé à un autre rivage

plus récent analogue à celui décrit par Pias (1958) au Tchad (Grove et Pullan, 1963). Ce cordon de Ngelewa est pourtant fondamentalement différent des dunes éoliennes subactuelles décrites par Pias, et la première description qu'en fit Migeod (1924, p. 194) est sans équivoque : "... This ridge is to outward appearance sand, but if it be examined it will be seen that its core or base is the black clay (firki, fig. 43B) raised by a vertical

lift, or perhaps it may be by lateral pressure. This rise has caught the wind-driven sand and held it. I tested it in a number of places... Par ailleurs, Barth passa le long du rivage ouest en septembre 1851, puis en mai 1854. Il constata que l'aspect de cette région avait subi des changements considérables. Toute l'ancienne route était entièrement submergée, de plus "... pendant l'hiver dont je viens de parler, la ville de Ngornu (12°42'N et 13°42'E environ) était au contraire à moitié submergée, un lac profond, et large d'un mille s'étant formé du côté du midi, couvrant les fertiles campagnes des environs, jusqu'à une grande distance. Ce désastre semble avoir eu pour cause la flexion des couches inférieures du sol, composées de débris de coquillages, flexion survenue pendant les années précédentes et qui avait abaissé la rive d'une vingtaine de pieds (environ 6 m) de ce côté..." (Barth, 1860-1863, tII, p. 140-141). De même, Vogel avait observé cet affaissement survenu avant son passage en janvier 1854. Il rapporte que l'inondation s'était propagée en trois jours. Les villages voisins n'ayant pas été atteints, alors que d'après ses renseignements ils seraient au niveau de Ngornu, il attribue lui-aussi l'inondation à un affaissement du sol de vingt pieds environ aux abords de la ville (*in* Tilho, 1910a, p. 13). C'est cette conclusion qui fut contestée de manière abrupte et non argumentée par Freydenberg qui estimait probablement que le cœur du continent africain était parfaitement stable depuis très longtemps ?

8.4. Le bassin du Chari (S du bassin du Tchad)

a) Au Tchad. Pias (1967 à 1970) précisa ses précédentes conclusions :

***Les dépôts sableux des plaines du Chari et du Logone ne sont plus interprétés comme des épandages fluviaux dans le domaine lacustre.** Compte tenu de la géographie des affleurements qui fait apparaître une disposition "en éventail", ils sont désormais interprétés comme **des édifices deltaïques** (Pias, 1967a). Néanmoins, les limites des rivages lacustres sont placées à l'amont des deux premiers deltas (Pias, 1968 et fig. 44.2 et 3) : **ces deltas seraient ainsi entièrement situés sous le lac.** Par exemple, l'aval du premier delta serait situé sous une tranche d'eau de 80 mètres environ et à 400 km du rivage au niveau de la zone de pénétration du Chari sous le lac (* et **, fig. 44.2).

***Les dépôts lacustres correspondant au premier delta sont inconnus.** Inversement, les dépôts lacustres de la seconde transgression n'auraient pas d'équivalents deltaïques (Pias, 1968 ; tabl. 5).

***Le troisième delta lié à la quatrième transgression (tabl. 5) représente un cas particulier (fig. 44.4).** Dans un premier temps, il aurait été situé en amont du domaine lacustre. Puis le second cordon lacustre, formé

par remaniement de ces mêmes dépôts deltaïques lors d'une période "moins humide", aurait obstrué le débouché des cours d'eau sur le lac (Pias, 1967a). Les dépôts se seraient alors accumulés à l'arrière du cordon, comme l'avait déjà observé Pullan (1964) au Nigéria. **Ce delta se serait donc retrouvé séparé du lac par le cordon.**

***Ne connaissant pas les travaux sur le Nigéria, Pias (1967) attribue toujours la formation du cordon de 310-320m à l'action du vent, lors d'un maximum humide, même si "... cette ride importante, malgré son origine éolienne certaine, présente assez peu de quartz éolisés au Sud du 13e parallèle..."** (Pias, 1970, p. 102).

***La chronologie relative des périodes arides reste incertaine.** Les dépôts du premier delta seraient antérieurs à la formation du premier erg (Pias, 1968 et tabl. 5). Compte tenu de l'âge attribué maintenant aux premiers sables éoliens dans le bassin du Tchad, ce premier delta serait donc beaucoup plus ancien que ce que supposait Pias (1968). Il attribue à ce premier erg les dunes NE-SW observées du Sud-Niger au Nord-Cameroun (fig. 44.1), mais nous avons vu qu'il existe au Nigéria un erg N-S (fig. 43.B, dunes transverses) plus méridional et donc probablement plus ancien. Par ailleurs, Pias (1968) envisage la formation de ce premier erg au Sud d'un paléolac Tchad régressif mais toujours présent. Cette conclusion découle de la méthodologie utilisée : l'existence d'un erg est restreinte à son affleurement actuel. De même, le second erg n'aurait vu l'assèchement total du lac que parce qu'il constitue le fond du lac actuel : "... des lacs ou des marécages qui s'assècheront complètement... en même temps que le 1er delta et les formations sableuses au Nord du 13e parallèle donneront naissance à un 2e erg de dunes transverses NW-SE et N-S dont l'étendue indiquerait donc la surface du lac résiduel de l'aride précédent..." (Pias, 1967b, p. 2433), mais nous avons déjà mentionné l'impossibilité climatique d'une telle situation ; de plus, l'édification simultanée de dunes de directions différentes dans une même région nécessiterait d'être démontrée. Pias (1967 à 1970) n'envisage jamais un recouvrement stratigraphique ou un remaniement éolien, sur place, des formations sableuses éoliennes.

***Une chronologie absolue est proposée** (Pias, 1968 et tabl. 5) en fonction de datations réalisées au NW (Faure *et al.*, 1963) et au NE (Schneider, 1967 ; Servant, 1967), aucune datation n'ayant encore été réalisée alors dans le bassin du Chari.

b) Au Nord-Cameroun. Sieffermann (1967) étudia la zone de capture du Logone par la Bénoué (fig. 45) et replaça ses observations dans le premier cadre climatostatigraphique et paléogéographique défini par Pias (1958 à 1960).

***Une première transgression lacustre serait**

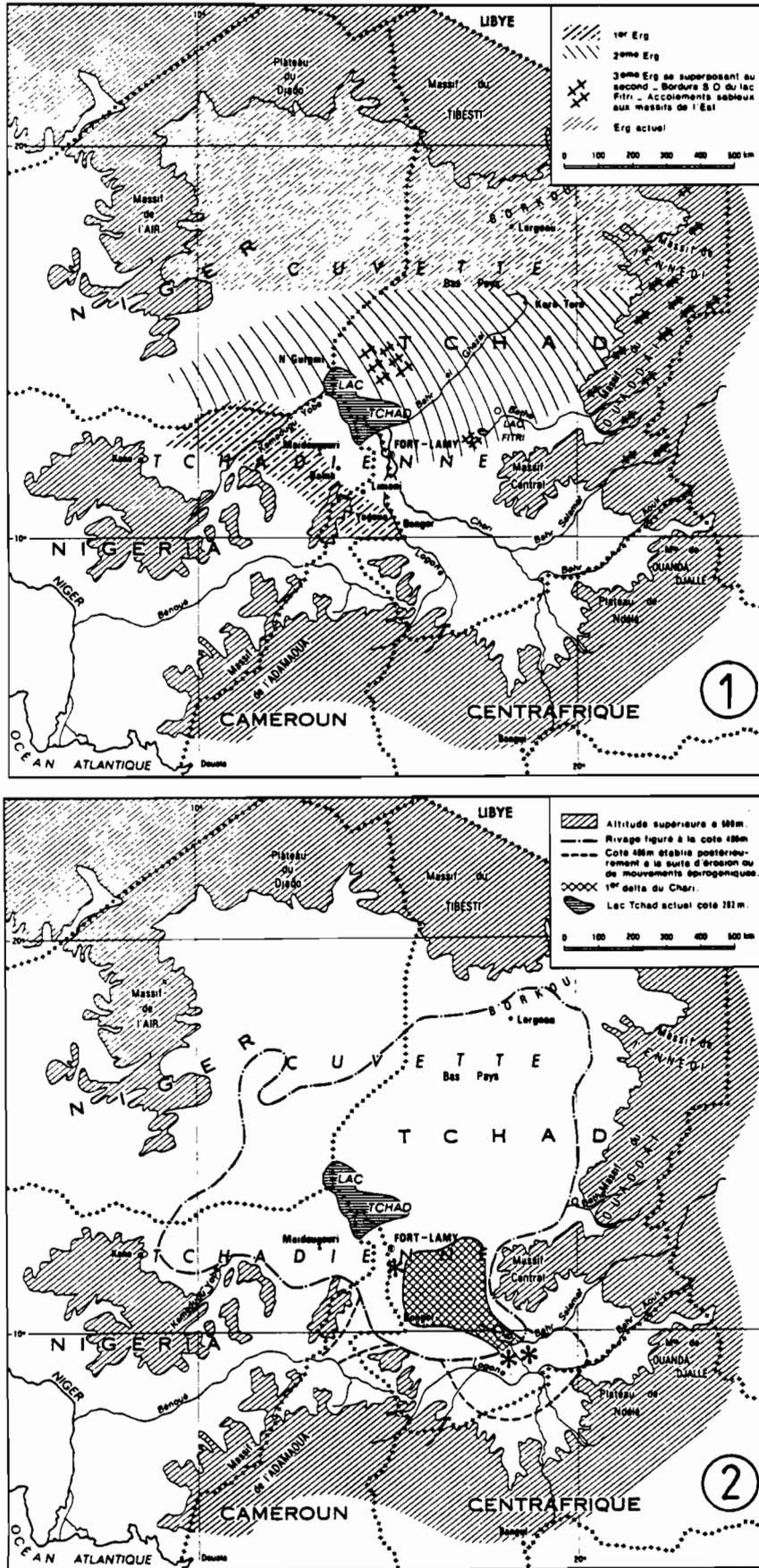


Fig. 44. Evolution du bassin du Tchad au Quaternaire (in Pias, 1968).
 1 : les ergs successifs; 2 : 1ère et 2ème transgressions (cf. tabl. 5).

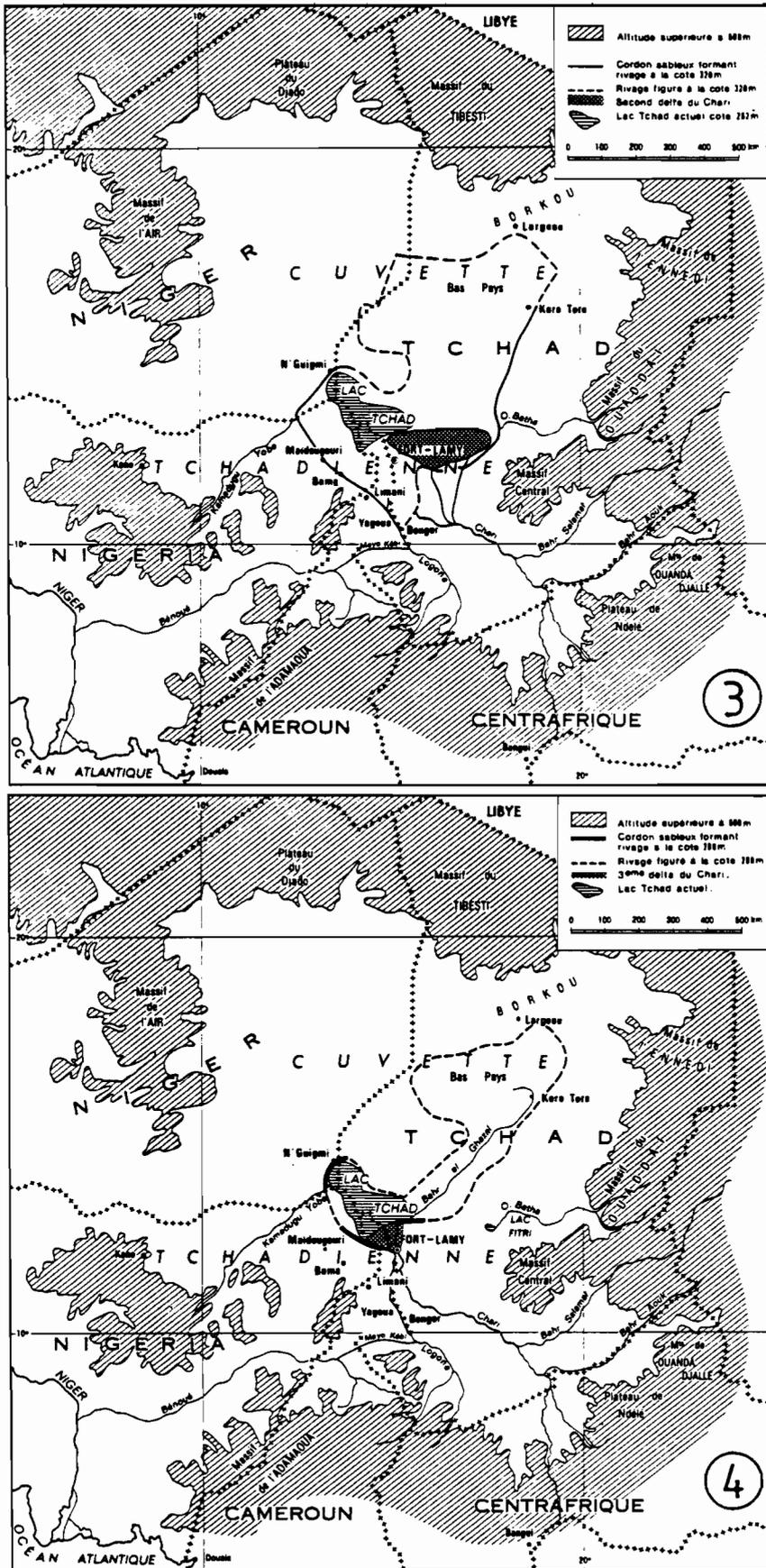


Fig. 44. Evolution du bassin du Tchad au Quaternaire (in Pias, 1968).
 3 : 3ème transgression; 4 : 4ème transgression (cf. tabl. 5).

Tableau 5. Stratigraphie et paléogéographie du bassin du Tchad au Cénozoïque (*in* Pias, 1968).

Age ans B.P.	Transgressions lacustres	Niveau du lac en m	Sédimentation	Remaniements éoliens Limite inférieure	Mouvements tectoniques ou épirogéniques	Surfaces anciennes (sud du Tchad) sur les dépôts du C t
	Actuel	282	Dépôts argileux (polder)	Erg actuel (16 ^e parallèle)		
1 800 3 200	4 ^e transgression	287-290	Série argileuse subactuelle Série alluviale subactuelle (3 ^e delta du Chari) Cordon sableux			
QUATERNAIRE				3 ^e erg (12 ^e parallèle)		
	5 400 12 000	320	Série argileuse récente. Série sableuse récente (2 ^e delta du Chari) Cordon sableux			2 ^e surface ferrallitique plusieurs fois rejuvenie
				2 ^e erg (12 ^e parallèle)		
	20 000 30 000	400-370-350...	Série fluvio-lacustre ancienne			
		2 ^e transgression			1 ^{er} erg (10 ^e parallèle)	Mouvements faibles de subsidence
50 000?	1 ^{ere} transgression	400	Formations anciennes remaniées (1 ^{er} delta du Chari)			
		?	?	?		Déformation de la surface cuirassée
TERTIAIRE						Surface cuirassée
	Pliocène				2 ^e tectonique cassante. 2 ^e phase basaltique (Sonet 1963)	
	Miocène		Continental terminal		Mouvements tectoniques	1 ^{re} surface ferrallitique
	Oligocène Eocène				1 ^{re} tectonique cassante. 1 ^{re} phase basaltique	Surface bauxitique de Koro

représentée par un dépôt argileux horizontal (argile de Doyang, fig. 45 et fig. 46.H) situé en position perchée sur un plateau à 425 m environ. Ce dépôt précéderait le creusement du seuil de M'Bourao entre le Logone et la Bénoué.

*Une régression lacustre se serait ensuite réalisée par paliers en fonction du creusement du seuil. Sieffermann (1967) assimile ainsi quatre bandes sableuses de 6 à 15 km de large (F à C, fig. 45) à quatre cordons périlacustres. Cette régression ne correspondrait donc pas à une augmentation de l'aridité, mais à l'augmentation des pertes vers la Bénoué résultant de la poursuite du creusement du seuil. Notons que cette interprétation est en contradiction avec celle de Pias (1970 et tabl. 5) qui intercalait une grande phase aride ayant provoqué l'édification du premier erg, entre le premier grand Tchad, qui serait ici le lac des argiles de Doyang, et le lac du premier cordon à 400 m de Sieffermann (F, fig. 45).

*Une importante phase aride aurait provoqué le retrait total du lac, puis la formation d'un erg NE-SW

(G, fig. 45). "Il semble bien, à l'examen des photographies aériennes, que les seuls phénomènes éoliens ayant affecté sérieusement ces anciens cordons soient ceux de la phase (G)... qui précéda la transgression de Yagoua (à 310-320 m)..." (Sieffermann, 1967, p. 491). Ainsi, c'est avec raison que Pias (1967 à 1970) peut assimiler ces dunes (G) à un premier erg dans cette région. Par contre, ces dunes sont postérieures aux cordons des lacs entre 400 et 320 m et non antérieures (*cf.* tabl. 5).

*Une dernière grande phase lacustre aurait arasé cet erg jusqu'à un littoral marqué par un dernier cordon périlacustre de 2 à 3 km de large et qui culmine à 327-330 m (B, fig. 45), correspondant au cordon de 310-320 m de Pias (1960). Par comparaison avec le Niger oriental (Faure *et al.*, 1963), l'âge de ce dernier grand Tchad est situé entre 10,000 et 6500 ans B.P.

c) Discussion :

*L'existence d'un lac unique à la cote 425-400 m était évoquée pour la dernière fois. Déjà Bouteyre *et al.* qui étudiaient le bassin du Logone, en avaient nié

l'existence (1964, p. 26), constatant simplement l'absence de dépôts pouvant lui être attribués. Puis Schneider (1968b, p. 25), constatant également l'absence de dépôts lacustres à une telle altitude au Tchad septentrional, conclut que les dépôts observés par Faure *et al.* (1963) au Niger devaient provenir de lacs séparés, en position haute par rapport au Tchad. Enfin, Maley (1981) fit remarquer que les argiles de Doyang ne sont pas horizontales et qu'il s'agit d'un "loess colluvial", c'est-à-dire un dépôt de pente d'origine éolienne...

***Les cordons périlacustres étagés de 400 à 320 m n'ont donc plus lieu d'être.** Le profil figuré par Sieffermann (1967 et fig. 46), montre d'ailleurs qu'il ne s'agissait pas de cordons tels que les définissaient ses prédécesseurs (Pias, 1958 ; Grove et Pullan, 1963), c'est-à-dire des constructions sableuses, en relief au-dessus de plages lacustres. Il s'agit en fait de structures mises en relief, par des dépressions grossièrement parallèles, découpant une surface plus ou moins plane. Ces dépressions sont liées à l'écoulement des eaux, comme le montre le "cordon" F (fig. 45) entouré par 2 dépressions ("2 rivages") qui se rejoignent... Dans une autre publication, Sieffermann (1963) considère d'ailleurs ces "rivages" comme les cours successifs du Mayo Bourlouk (fig. 45)...

***La chronologie des périodes arides de Pias (1967 à 1970) n'a plus de fondement.** Nous avons vu qu'il ignorait l'existence des dunes N-S, les plus méridionales et donc probablement les plus anciennes, au Nigéria. Nous constatons maintenant qu'il n'existe plus de dépôts d'un grand lac Tchad (2e transgression entre 400 et 350 m, tabl. 5), correspondant à un épisode humide qui séparerait son premier erg de son deuxième erg (tabl. 5). Ainsi, au Nord-Cameroun, l'erg le plus ancien (1er erg, fig. 44.1), constitué de dunes NE-SW, serait immédiatement antérieur au grand lac de 310-320 m qui l'aurait arasé au Nord du dernier cordon (Sieffermann, 1967). Par contre, au Tchad, l'erg le plus ancien (2e erg, fig. 44.1), constitué de dunes NW-SE (N-S au Sud du lac actuel) serait aussi immédiatement antérieur au grand lac de 310-320 m qui l'aurait recouvert, mais sans l'araser. Pias devait être conscient de ce problème, car il tenta de l'expliquer dans une note infra-paginale ajoutée à sa dernière publication : *"Il pourrait exister un rapport étroit entre le premier système dunaire et le second, malgré les orientations différentes. Tous deux se sont peut-être constitués au cours d'un même aride. Le premier tout à son début (dunes longitudinales), tandis que d'importantes parties restaient submergées, le second vers la fin de ce dernier, le lac ayant alors disparu et le régime des vents*

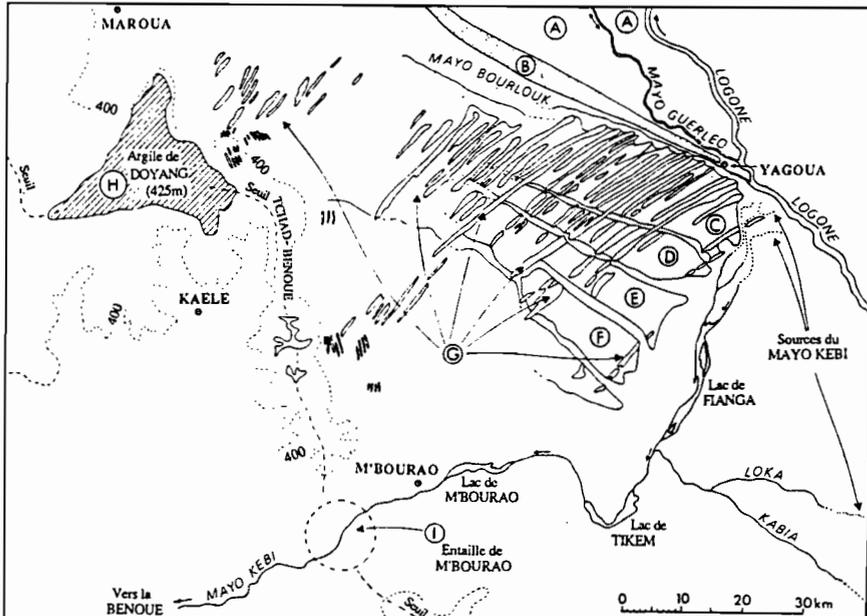


Fig. 45. Formations quaternaires du SW du bassin du Tchad au Nord-Cameroun (*in* Sieffermann, 1967). A : plaine argileuse ; B : dune littorale de 327 - 330 m ; C, D, E et F : cordons sableux ; G : dunes éoliennes fixées.

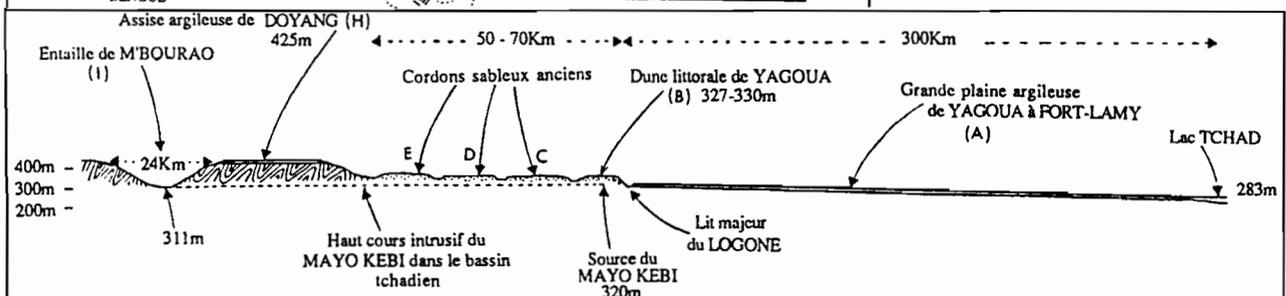


Fig. 46. Coupe synthétique de la bordure camerounaise du bassin du Tchad (*in* Sieffermann, 1967). (légendes cf. fig. 45).

s'étant fortement atténué (dunes transverses)" (Pias, 1970, p. 282). Nous avons déjà contesté une telle explication qui reviendrait à édifier le premier erg au Sud d'un grand lac Tchad.

*Le problème de l'origine du cordon sableux de 310-320 ou 334 m n'est pas résolu. L'interprétation de Grove et Pullan (1963) n'est pas reprise. Les travaux de Pias (1967 et 1970) et Sieffermann (1967), reviennent à l'hypothèse du remaniement éolien d'une plage lacustre, le niveau du lac étant au pied du cordon, soit 310-320 m. En fait, les rares analyses sédimentologiques réalisées sur ce cordon, infirment les deux hypothèses. En effet, la présence notable de hornblende et épidote (jusqu'à 88%), particulièrement fragiles, parmi les minéraux lourds (Cabot, 1967 ; Dupont et Delaune, 1970), implique que ces dépôts n'ont pas été soumis à un remaniement prolongé, ni par les vagues (Grove et Pullan, 1963) ni par le vent (Pias, 1967 à 1970). De plus, ces sables sont en majorité non-usés, (Cabot, 1967, p. 39). Les analyses sédimentologiques indiquent en fait des dépôts fluviatiles, très semblables à ceux qui jouxtent la ride (Cabot, 1967 ; Dupont et Delaune, 1970). Par ailleurs, malgré une origine supposée identique, le cordon de Yagoua a une morphologie inverse de celui de Bongor (fig. 47) : "... (le cordon de Bongor) s'élève lentement de 3 à 4 m au-dessus des plaines amont et retombe par un versant plus rapide sur les plaines au Nord de Bongor par une dénivellation de

6 à 8 m... La pente (du cordon de Yagoua) est assez raide sur le Mayo (Bourlouk) (fig. 112), tandis qu'elle est plus douce en direction des plaines au Nord de Yagoua..." (Cabot, 1967, p. 16-17).

*Problèmes hydrographiques et géodynamiques. les réponses de Pias (1970, p. 289-290) concernant la situation du cordon de 310-320 m par rapport à la paléohydrographie, ne sont pas satisfaisantes : "... L'existence du cordon sableux commande donc au Tchad et au Nord-Cameroun toute l'hydrographie. La région Bongor-Yagoua (fig. 44.3 et 47) peut apparaître comme l'ancienne embouchure du Logone dans le lac Tchad. En fait, nous pensons plutôt qu'à cette époque, le fleuve se jetait plus au Sud dans l'ancien lac (celui des 1ère et 2ème transgressions, fig. 44.2), son embouchure étant précédée par une zone marécageuse au sud du cordon... Quant au Chari, il se scindait en trois bras à la hauteur de Miltou (fig. 47) : Chari actuel, Bahr Erguig (passant par Massénya)..., Batha de Laïri qui venait se jeter (dans le lac) vers Bokoro. Le Bahr Erguig semble avoir été le bras principal... Le débouché de ces cours d'eau sur le lac est marqué à l'Est de Fort-Lamy par un second delta de 20000 km² (fig. 44.3 et fig. 47, constitué d'îlots sableux distribués en éventail... Une importante dépression existait alors dans la région de Massénya et constituait un lac intérieur plus modeste à l'arrière du delta..."

Autrement dit, le Logone et le Chari auraient

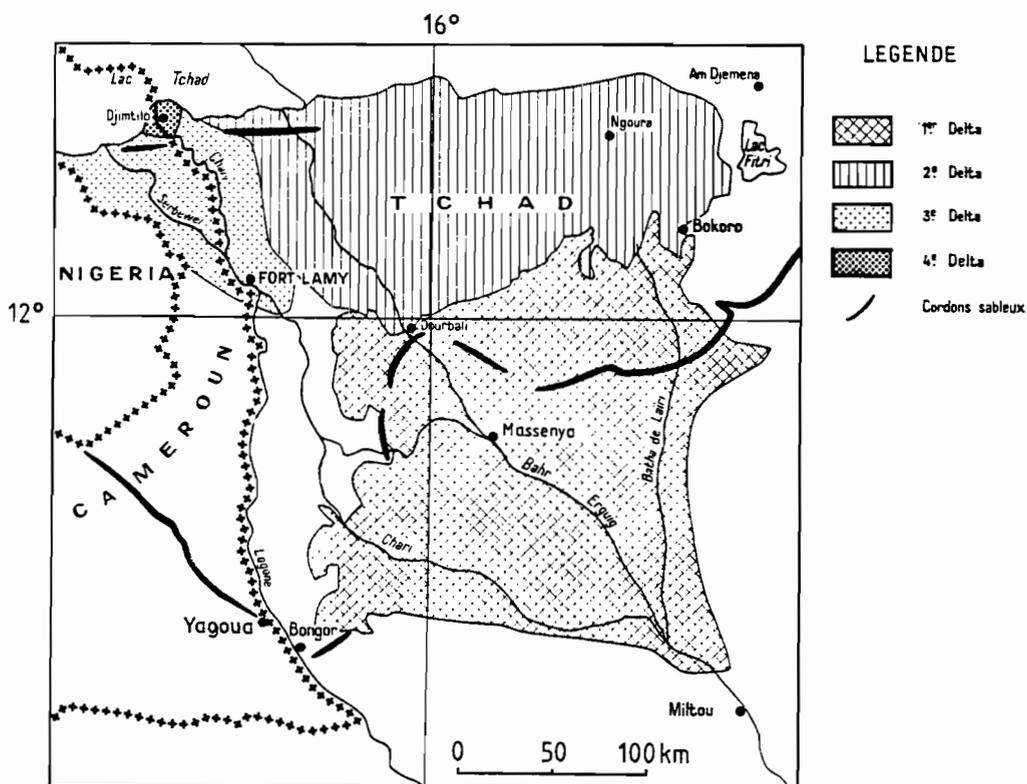


Fig. 47. Les deltas successifs du Chari (in Pias, 1967a).

alimenté des lacs ou marécages très importants immédiatement en amont du lac à 310-320 m lui-même. Ainsi, le Logone se serait jeté dans des marécages en arrière du lac, marécages passant au domaine lacustre sans interruption puisqu'il n'existe pas de cordon au Nord de Bongor dans la plaine du Chari (fig. 47), ni d'ailleurs d'édifice deltaïque (fig. 44.3). Par contre le Bahr Erguig qui passe par Massénya, aurait vu se former un cordon, entourant son débouché dans le lac. Le Chari actuel empêche la formation de cordon à son débouché dans le lac. Avec l'hypothèse de Grove et Pullan (1963) d'apports multipliés par 16, et donc d'un Bahr Erguig seize fois supérieur au Chari actuel, le cordon de 310-320 m autour de Massénya est inexplicable. Enfin, la construction d'un second delta sableux par des fleuves (Chari, Bahr Erguig et Batha de Laïri) qui transitaient d'abord par l'immense marécage ou "lac intérieur" de Massénya, paraît très improbable. Nous avons vu que la végétation des plaines d'inondation filtre parfaitement les apports en suspension.

***Les phénomènes tectoniques sont ignorés ou minorés.** Ainsi, Sieffermann (1967) fait intervenir la capture du Logone par la Bénoué sans en mentionner le lien avec des mouvements structuraux récents, attribués à des déformations du socle (De Beaugard *et al.*, 1950 ; Roch, 1953, p. 95). Pias (1970) admet des mouvements tectoniques jusqu'au Plio-Quaternaire ancien, mais "... après cette période aucune subsidence ne paraît visible. Le cordon sableux de la cote 320 m bien conservé est relativement constant en altitude..." (Pias, 1970, p. 296). De plus, les oueds issus du Ouaddaï (fig. 2 et 48), comportent tous un tracé "en baïonnette", avec des portions rectilignes de près de 200 km, et **des cours qui se croisent**. L'interprétation d'une origine structurale devrait donc s'imposer. Pourtant l'explication de Pias l'ignore totalement : "... dans un premier stade, les formations sableuses anciennes remaniées lors de la période aride précédente (2ème erg) forment un écran homogène et continu à l'Ouest des massifs qui rend tout écoulement difficile. Dans un second stade (maximum humide du grand lac à 320 m), les masses d'eau ainsi retenues, peut-être aidées par des mouvements de subsidence, finissent par créer des trouées dans les ensembles sableux de l'Ouest. Le percement des seuils sableux amena le déferlement des eaux des lacs de piémont vers l'ouest... ce qui explique les longs couloirs de sable qui prolongent chacun des cours d'eau vers l'Ouest..." (1970, p. 288-289).

8.5. Le Tchad septentrional (fig. 49)

a) **Le grand lac de 325 m.** Schneider (1966 à 1968), au cours de la réalisation de la carte hydrogéologique de la moitié nord du Tchad, effectua de nombreuses

observations sur le Quaternaire, qu'il replaça dans le cadre défini par Faure *et al.* (1963) au Niger.

***Ainsi, dans un premier temps il reprit l'hypothèse d'un lac à 400 m, dont le lac de 320 m ne serait qu'un premier stade régressif** (Schneider, 1966b, p. 4 et 1967b, p. 28). Puis, constatant l'absence de dépôts lacustres à cette altitude au Tchad, il supposa que les lacs du Niger oriental étaient séparés et se trouvaient en position perchée par rapport au Tchad (*id.*, 1968b, p. 25).

***Le plus grand lac Tchad récent serait donc celui de 320-325 m.** La constance de ce niveau serait due au seuil vers la Bénoué, au Nord-Cameroun, estimé à 325 m par Schneider (1967a), contre 320 m par Sieffermann (1967) et mesuré à 324 m au niveau de Bongor par Cabot (1967). Ainsi, le cordon périlacustre dont la base serait située vers 320 m au Nigéria (Grove, 1959), 310-320 m au Nord-Cameroun et au Tchad méridional (Pias, 1967), existerait également à 320-325 m autour des Bas-Pays du Tchad septentrional (Schneider, 1966 à 1968). Il présenterait une dénivelée d'une dizaine de mètres au-dessus de la plage lacustre (Schneider 1968b, p. 25).

***Ce cordon de 320-325 m est essentiellement constitué de dépôts sableux.** On note cependant 8% d'argiles dans le Kerki-Bougui (fig. 49.C), et le cordon du Taïmanga (fig. 49.B) montre à mi-pente deux bancs de grès calcaires (Schneider, 1968b). Par ailleurs, ce dernier comporte également des horizons de galets, et le cordon de l'Angamma (fig. 49.A) qui repose sur une couverture de galets roulés, supporte lui-même des galets (Schneider, 1968b). Il n'est donc pas question d'une origine éolienne du cordon. Un seul des échantillons de sable du cordon analysés par Schneider (1968b) comporte des grains éolisés : 20% de ronds et mats (RM) pour 75% d'émoussés et luisants (EL) et 5% de non-usés (NU). Cet échantillon qui provient du cordon du Kerki, au SE de Koro-Toro (fig. 49.C), est interprété comme résultant du remaniement d'anciennes dunes. Au NE de Koro-Toro, ce cordon comporte 90% de EL et 10% de NU. Il en est de même pour le cordon du Taïmanga. Quant au cordon de l'Angamma, on y observe 60% de EL pour 40% de NU (Schneider, 1968b). A aucun moment Schneider (1966 à 1968) ne discute de la mise en place des cordons. Il mentionne une "... reprise aquatique des grains éoliens..." et il attache une grande importance à l'usure des galets (Schneider, 1967b, p. 30 et 1968b, p. 25) ; il semble qu'il envisage "... l'action des vagues du lac néolithique..." (Schneider 1968b, annexe II).

***L'âge du maximum lacustre de 320-325 m est estimé à 6000 ans B.P.** alors que Faure (1962) concluait à un épisode aride entre 7000 et 5500 ans B.P. environ. En effet, les premières mesures de Servant *et al.* (1969)

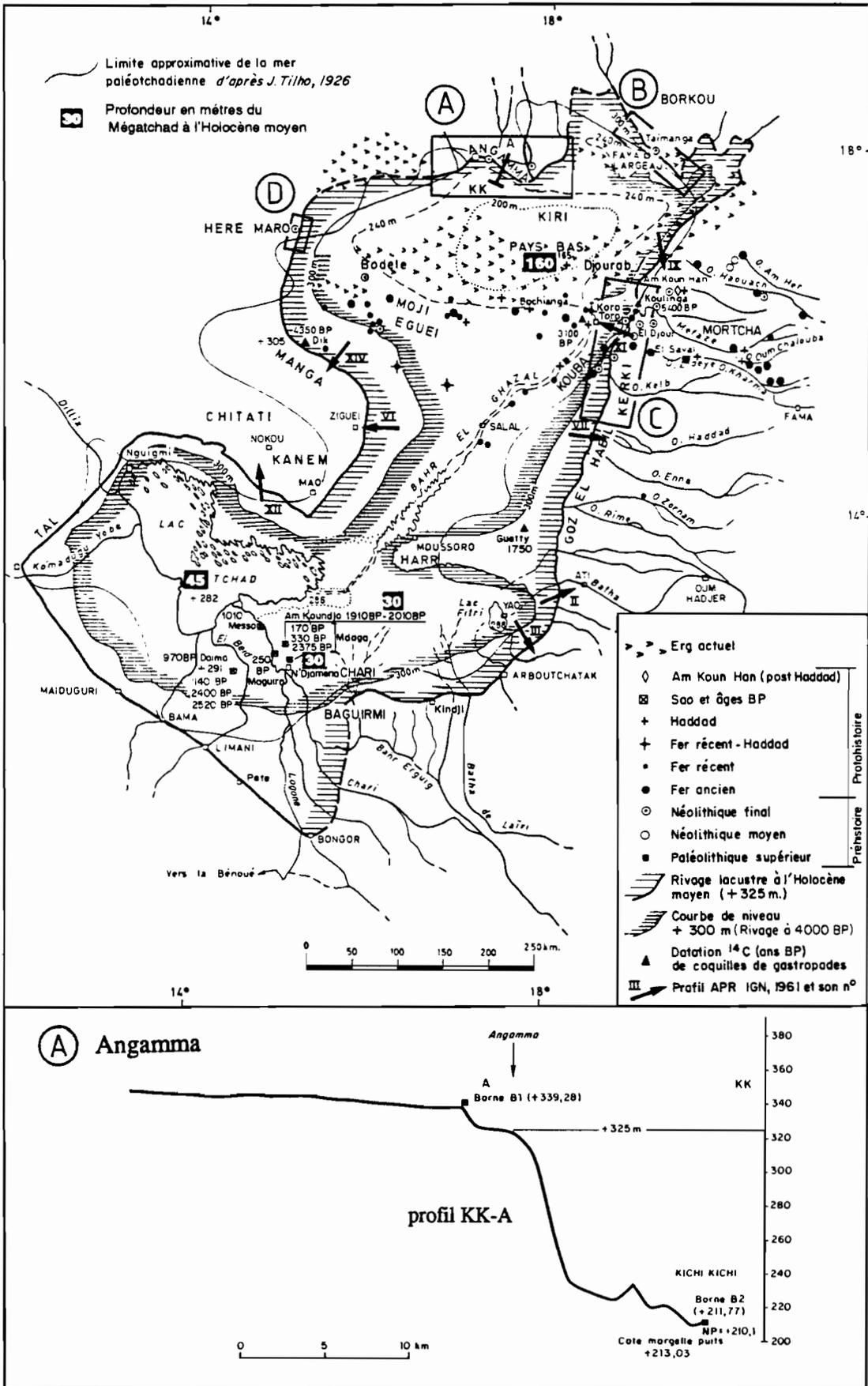


Fig. 49. Le paléolac Tchad à l'Holocène moyen et à la période protohistorique (in Schneider, 1989).

ensuite régressé jusqu'à son état actuel tout en connaissant de nombreuses fluctuations. Son assèchement progressif serait attesté par l'installation des populations, de plus en plus bas dans la cuvette depuis le Néolithique moyen jusqu'à l'époque historique (Courtin, 1966 ; Coppens, 1967 ; Schneider, 1967a).

b) Discussion des arguments archéologiques

***Méthodologie.** Bien que cela ait été le plus souvent négligé par la suite, il convient de rappeler la part importante de l'argumentation archéologique dans la démonstration de Schneider (1967a), qui fut présentée pour la première fois lors du colloque international d'archéologie africaine de Fort-Lamy (décembre 1966). L'utilisation de l'archéologie à des fins stratigraphiques est compréhensible compte tenu de la rareté des autres types d'indications chronologiques, mais elle soulève de nombreux problèmes. En effet, en archéologie la limite est souvent mal établie entre "marqueurs stratigraphiques" et "indicateurs de faciès", la tentation étant toujours grande d'utiliser les seconds à la place des premiers. De plus, dans le cas présent, le raisonnement reposait sur l'absence et non sur la présence de gisements, ce qui est une difficulté majeure pour le stratigraphe (Pomerol *et al.*, 1987). Ainsi, pour la céramique ponctuée attribuée au Néolithique, pour Coppens (1966, p. 131), "... *c'est son absence qui vaut qu'on en parle. Cette période n'est, en effet, représentée que par quatre sites sur plus de 200, ... et ces sites se rencontrent tous les quatre à plus de 40 kilomètres à l'Est de Koro-Toro, à partir d'une ligne de hauteur du Quaternaire ayant servi de rivage, les Goz; il ne s'agit d'ailleurs même pas de sites à proprement parler mais de tessons isolés. Comme toute trace de cette céramique manque en contre-bas, il est raisonnable de penser que le reste du pays était sous les eaux et qu'il faut en rechercher le niveau un peu au-dessous de la cote 330...*". L'attitude de Courtin (1966a, p. 149) est plus prudente pour la zone limitrophe du Borkou. "... *Il est encore prématuré de prétendre proposer pour un aussi vaste territoire un tableau satisfaisant des civilisations préhistoriques. Trop nombreuses sont encore les zones inexplorées, et bien des blancs sur les cartes ne correspondent qu'à des zones non encore parcourues, et non pas à un vide archéologique réel...*"

***La chronologie archéologique** de Schneider (1967a) pour les Bas-Pays, était basée sur celle de Courtin (1966) pour le Borkou, elle-même basée sur celle de Bailloud (1966) pour l'Ennedi (fig. 2). Ainsi, procédant comme Faure (1962) pour le "grand lac atérien" (21,000-7000 ans B.P.), Schneider (1967a) plaçait son grand lac de 325-320 m en contre-bas des gisements du "Paléolithique probablement final" (1 site) et du "Néolithique moyen" (4 sites). Le

"Néolithique final" (14 sites) étant rencontré jusqu'à 250 m, il en déduisait que le grand lac avait alors déjà baissé de 70-75 m. Ces conclusions différaient de celles des autres chercheurs ; pour Courtin (1966), le Néolithique, sans autre précision, n'a été rencontré qu'au-dessus de la cote 300 m, et pour Coppens (1966) au-dessus de 330 m. La chronologie relative de Courtin (1966) était étayée par quelques datations absolues obtenues au Ténéré et en Ennedi : deux dates pour le Néolithique ancien, 7180 ± 300 ans B.P. et 6900 ± 300 ans B.P. (Bailloud, 1966); une date pour le Ténérentype, 5140 ± 300 ans B.P. (Delibrias et Hugot, 1962), qu'il considérait comme un "faciès" tardif du Néolithique ancien (Courtin, 1966a, p. 151 et 153); une date pour le Néolithique moyen, 5000 ± 250 ans B.P. (Bailloud 1966); la limite Néolithique-Age du fer, était située vers 2500 ans B.P. (Coppens, 1966). Par ailleurs, le Paléolithique supérieur s'est vu attribué l'âge surprenant de 9000-7000 ans B.P., sans justification (Schneider, 1989, p. 205).

Ces seules données étaient déjà en contradiction avec l'interprétation paléogéographique de Schneider (1967a) qui plaçait le maximum de 325 m vers 6000 ans B.P. au Néolithique moyen, alors que ce dernier était par ailleurs daté comme postérieur à 5140 ± 300 ans B.P. De nouvelles données archéologiques dans le bassin tchadien ne permettent pas de lever cette contradiction. En effet, les études ont été brutalement interrompues au Tchad par la guerre, mais elles ont pu se poursuivre au Niger où nous disposons maintenant d'une chronologie très précise (Roset, 1974 à 1987). Ainsi, a été mise en évidence une confusion dans les travaux antérieurs entre le Néolithique ancien et le Néolithique moyen, souvent rencontrés mélangés sur les sites de surface. Des analyses stratigraphiques ont montré que le Néolithique ancien est en réalité compris entre 9550 ± 100 et 9000 ± 120 ans B.P., alors que ce qui était considéré comme un Néolithique ancien est replacé dans le Néolithique moyen entre 6850 ± 250 ans B.P. et 5590 ± 75 ans B.P. au Niger (Roset, 1982 à 1987). Le Ténérentype, d'abord redaté à 4470 ± 115 ans B.P. a été considéré comme un faciès du Néolithique moyen et non plus ancien (Roset, 1974). Puis, redaté jusqu'à 3810 ± 60 ans B.P. (et même 3500 ans B.P. environ, J-P. Roset, communication orale), il est désormais considéré au Niger nord-oriental, comme le faciès principal du Néolithique final (Roset, 1987b). Par ailleurs, le Post-néolithique a été daté dès 3595 ± 100 ans B.P. (Roset, 1987b). Ainsi, la chronologie établie en Ennedi et au Borkou (Bailloud, 1966; Courtin, 1966) sera vraisemblablement profondément remaniée dès que les études y reprendront. Dans l'attente, elle ne peut plus servir de cadre stratigraphique à l'évolution d'un grand lac Tchad.

c) Discussion des arguments géologiques

***Le cordon périlacustre de 320-325 m est en réalité très discontinu.** Autour des Bas-Pays, il est constitué de quatre éléments nettement distincts. Le plus important surmonte la falaise d'Angamma au Nord (fig. 49.A) ; le second, ou Taimanga, rectiligne et d'orientation NW-SE, borde la cuvette de Faya-Largeau au NE (fig. 49.B), le troisième, ou Kerki Bourgui, à l'Est de Koro-Toro, constitue la terminaison du cordon du Goz Kerki, déjà reconnu par Barbeau (1961b) (fig. 49.C) ; le quatrième, ou Here Maro, à l'Ouest (fig. 49.D), est figuré comme un élément rectiligne de plus de 150 km de long et sensiblement NNE-SSW. Aucune autre information n'étant fournie dans le texte sur ce dernier, nous avons examiné la carte topographique. Celle-ci (IGN, 1975b) montre qu'il n'existe en fait qu'un tronçon rectiligne de 30 km environ et dont la cuesta regarde l'Ouest et surplombe donc le domaine "émergé" contrairement aux trois premiers. Enfin, Schneider (1967b) annonce qu'un cordon ceinture aussi le Kanem septentrional (Kanem, Chitati et Manga de la fig. 49), mais nous ne l'avons pas retrouvé sur les cartes topographiques consultées (IGN, 1959, 1960, 1975b et c, 1979).

***L'origine du cordon n'est toujours pas clairement établie.** L'hypothèse d'un cordon construit par les vagues pouvait se justifier dans le cas du Nigeria (Grove et Pullan, 1963), car le cordon de Bama et Maiduguri (fig. 43.A) était considéré comme unique, rectiligne et perpendiculaire à la direction des vents dominants. Un cordon, ou plutôt des éléments de cordon, sur toute la périphérie du lac ne peuvent s'expliquer par des courants et des vagues de direction constante. Peut-on réellement attribuer l'usure des galets aux vagues littorales? Schneider (1968b, p. 25) indique "... les galets des cordons montrent une usure nettement supérieure à ceux d'alentour... Le phénomène est particulièrement net à l'Angamma...". En fait, une dizaine de lots de 25 galets (> 20 mm) ont été examinés dans cette région, et effectivement, les deux lots situés en amont du cordon ont un diamètre moyen supérieur et un indice d'éroulé inférieur aux cinq lots situés sur le cordon ; les trois lots situés en aval se distinguent essentiellement par un diamètre moyen encore plus faible (Schneider, 1968b, annexe II, pl. 3). Ceci ne pourrait-il pas résulter uniquement du granoclassement lié au transport du matériel depuis le Tibesti vers les Bas-Pays ? D'autre part, une remarque de Schneider (1968b, p. 25) peut prêter à confusion : "... à l'Angamma... le rivage supérieur donne les plus fortes valeurs d'usure...". Le terme de "rivage supérieur" s'applique-t-il bien au sommet du cordon par rapport à sa base? En effet, Servant (1983, p. 456) indique également : "... ce cordon supporte des galets dont

l'usure est nettement supérieure à celle des galets environnants comme cela a été montré par Schneider (1968)...". Compte tenu d'une dénivelée de 14 m environ entre le niveau supposé du lac à 325 m et le sommet du cordon (profil topographique, fig. 49), ceci devrait exclure l'hypothèse d'une usure de ces galets par les vagues.

***Des observations structurales nombreuses ont été effectuées par Schneider (1966 à 1968).** Il en conclut que le Nord du Tchad a été le siège d'une importante activité néotectonique, probablement liée au volcanisme du Tibesti, et qui serait à l'origine d'un affaissement des Bas-Pays et du tracé du Bahr El Ghazal. Ces indications ne pourraient-elles pas constituer une hypothèse de travail intéressante quant à l'origine du cordon, ou du moins de certains de ses éléments ? Ainsi, Schneider (1968b) rapporte-t-il l'existence d'une faille NNE-SSW sous le Kerki Bougui et celle d'un important accident au niveau de l'Angamma. Ce dernier accident ne pourrait-il pas expliquer le profil topographique de l'Angamma au niveau du cordon (fig. 49) et le fait qu'à l'Ouest ce cordon soit double, avec une morphologie de graben en bordure du fossé d'effondrement des Bas-Pays (fig. 50 et IGN, 1975b) ? D'ailleurs, Schneider (1968b) admettait que les dépôts de l'Angamma étaient affectés par cet important accident, ce qui expliquait les variations de pendages observées, dont certaines ne pouvaient être d'origine sédimentaire. Mais, selon Schneider, l'action majeure de cette phase tectonique "... se serait située un peu avant 6000 ans B.P., date à laquelle a été mis en place le cordon dunaire grossier du lac (de 320-325 m)... (car) la constance des cordons littoraux à cette altitude montre que la tectonique a été inexistante depuis cette époque..." (1967a, p. 18 et 1968b, additif p. 1). Par ailleurs, Schneider (1968b) avance d'autres arguments en faveur de mouvements holocènes. Ainsi, la nappe phréatique étant moins minéralisée au centre des Bas-Pays que sur son flanc méridional, l'affaissement de cette région ne pourrait être que récent. Enfin, l'absence de dépôts lacustres avant 12,000 ans B.P. dans les Bas-Pays, pourrait s'expliquer autant par une érosion postérieure que par un affaissement récent.

***Finalement, les dépôts lacustres holocènes appartenaient-ils tous à un grand lac unique ?** Schneider (1968b, p. 26) pose la question : "... En fait, dans les zones présentant un certain relief, les dépôts lacustres peuvent correspondre non pas à la côte d'un plan d'eau continu, mais à des lacs provenant de l'affleurement de la nappe phréatique et situés généralement au-dessus du niveau lacustre. Il serait donc nécessaire, pour une reconstitution paléogéographique précise, de connaître en même temps que les fluctuations lacustres, l'évolution de la surface

piézométrique de la nappe, d'autant plus que les variations dans la dynamique des eaux souterraines sont beaucoup plus lentes que les fluctuations des eaux superficielles...". Une nouvelle approche était donc nécessaire.

9. UNE APPROCHE MULTIDISCIPLINAIRE DES LACS HOLOCENES (depuis 1965)

9.1. Introduction

A partir de 1965 l'ORSTOM entreprit une étude multidisciplinaire du bassin du lac Tchad dans deux

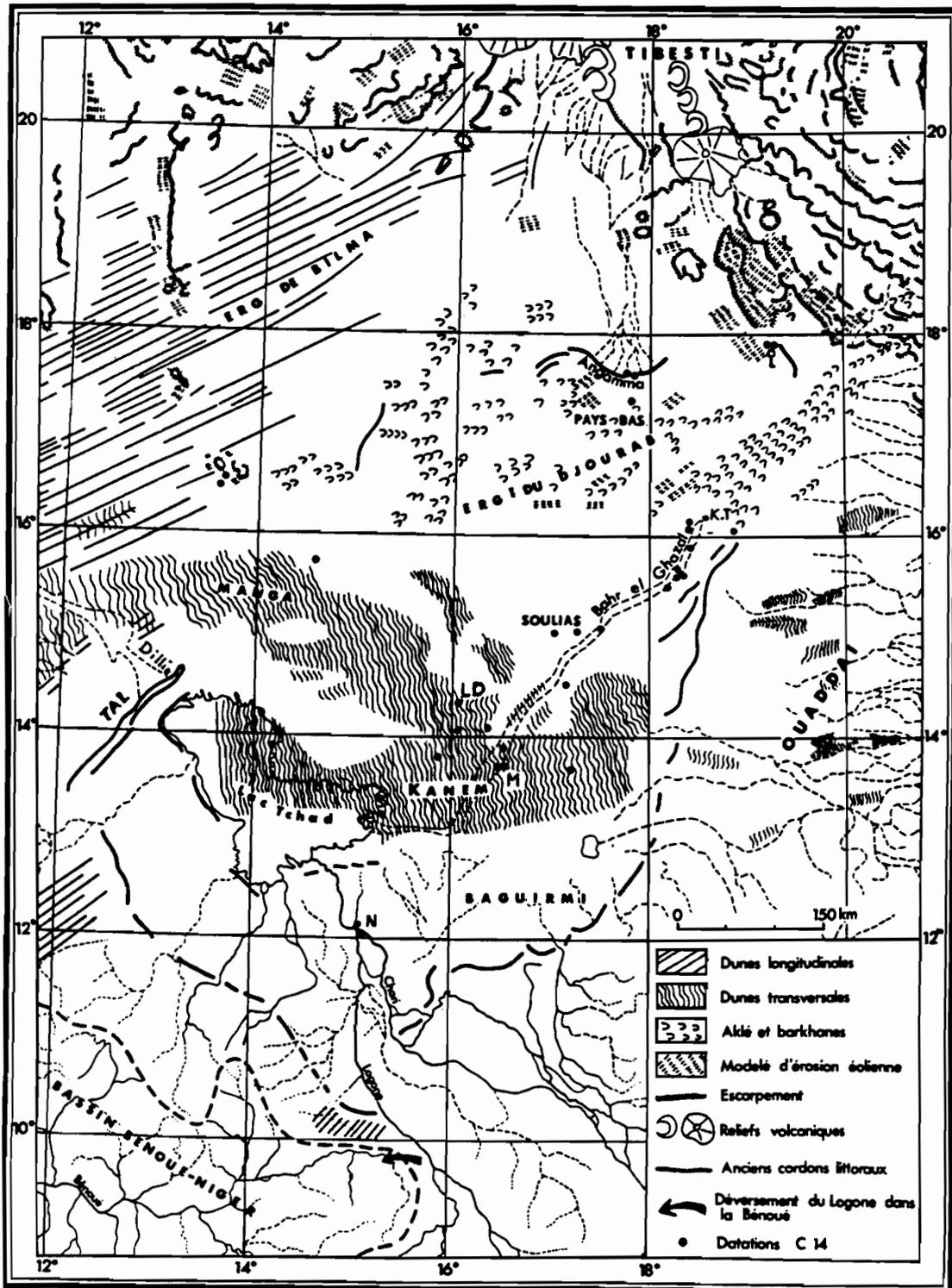


Fig. 50. Régions naturelles de la cuvette tchadienne (in Servant et Servant-Vildary, 1970).
N : N'Djamena ; K.T. : Koro-Toro ; L : Largeau ; LD : Labdé ; M : Moussoro.

directions qui se complètent et s'éclairent mutuellement : l'étude des paysages actuels et de leur dynamique à l'échelle de l'année ou de la décennie, d'une part ; l'étude de l'évolution des paysages au cours d'un passé récent, à l'échelle du millénaire ou de la centaine de milliers d'années, d'autre part (Faure et Servant, 1970). Ce sont ces travaux que nous avons utilisés dans la présentation du modèle actuel et de la stratigraphie du Plio-Quaternaire. En ce qui concerne l'évolution du lac Tchad au Quaternaire supérieur, ces travaux reflètent une rupture méthodologique radicale avec l'ensemble des travaux antérieurs.

9.2. Le grand paléolac holocène

a) **L'acceptation du postulat d'un grand paléolac unique** constitue en fait le seul point de continuité avec les travaux antérieurs : "... Dès 1926, Tilho retrace les contours d'une nappe d'eau qui devait s'étendre de manière continue dans le fond de la cuvette du Tchad; cette reconstitution paléogéographique devait être confirmée ultérieurement, grâce à l'identification de cordons littoraux situés vers 320 m d'altitude (Pias et al., 1957). Les rivages du lac ont été ensuite datés de 6000 ans B.P. environ, vers le 16^e parallèle (Schneider, 1967)..." (Servant, 1983, p. 23).

b) **De nombreux faits s'accordent pourtant mal avec cette hypothèse.**

***Observations géomorphologiques.** Le cordon littoral est reconnu comme très discontinu (Servant et Servant-Vildary, 1970 et fig. 50), ainsi que nous l'avons noté. Il manque notamment au NW ; pourtant les mêmes causes auraient dû y produire les mêmes effets.

*** Observations chronologiques.** Les dépôts fluviodeltaïques qui constituent la falaise de l'Angamma, sous la "plage lacustre de 325 m" (fig. 49) se rattachent à la partie supérieure de la Moyenne Terrasse du Tibesti qui présente la même succession lithologique (Maley, 1981). Deux datations à l'extrême base de la série de l'Angamma ($10,160 \pm 160$ et 9260 ± 140 ans B.P.) confirment cette corrélation lithostratigraphique (Servant et al., 1969 ; Ergenzinger, 1971 ; Jäkel, 1979). En particulier, la partie supérieure de la terrasse se termine au Tibesti par une séquence de dépôts grossiers, postérieurs à 7300-7100 ans B.P. environ et datés dans leur tiers supérieur de 6600 ± 140 ans B.P. (Maley, 1981, p. 227). Or, la fin de cette séquence est caractérisée par un net enrichissement en galets, comme la "plage lacustre" de l'Angamma. L'édification du cordon du lac de 325 m serait donc postérieure à 6600 ± 140 ans B.P. (Maley, 1981). Par ailleurs, Schneider (1967a) ayant daté de 5410 ± 260 ans B.P. (fig. 49) un niveau coquillier situé à 315 m seulement, considère

qu'à cette époque le grand lac était en régression et avait déjà baissé de 10 mètres. Le grand paléolac Tchad de 325 m aurait donc eu une existence de quelques siècles seulement.

***Observations sédimentologiques.** Dans les lacs isolés du Ténére, l'épisode du haut niveau lacustre vers 6000 ans B.P., n'a pas été observé à Agadem (Servant, 1983, p. 286) et selon Maley (1981, p. 148 à 170 et 340) il n'existe probablement pas non plus à Termit, à Fachi, ni à Bilma (fig. 2). Dans le domaine attribué au grand paléolac Tchad lui-même, aucun dépôt reflétant une sédimentation dans un très grand lac, sous une tranche d'eau de plusieurs dizaines de mètres, n'a jamais été daté directement de 6000 ans B.P. (Servant, 1983 ; Servant-Vildary, 1978 ; Maley, 1981). Les dépôts attribués à ce paléolac le sont toujours sur des bases chronologiques relatives, l'âge de 6000 ans B.P. étant établi par estimation des vitesses de sédimentation par rapport à des niveaux datés, et par des corrélations.

***Observations paléoécologiques.** Certains des dépôts attribués à ce grand paléolac ont des caractéristiques paléoécologiques qui reflètent très mal ses caractères hydrographiques. Ainsi, au Kanem septentrional, à Labdé (LD, fig. 50), le rapport entre diatomées centrales et pennales est toujours inférieur à 1. "... Ces caractères suggèrent que le lac de Labdé n'a jamais atteint une grande profondeur, ce qui est en complète contradiction avec les données paléogéographiques de Schneider : la dépression de Labdé a été submergée vers 6000 ans par un plan d'eau situé à 320 m d'altitude, ce qui implique une profondeur de 30 à 50 m à l'aplomb de cette dépression..." (Servant-Vildary, 1978, p. 155). La microflore de la partie inférieure de la série holocène indiquerait un lac interdunaire isolé de type B (fig. 53 et Servant-Vildary, 1978, p. 159). "... La flore littorale qui se développe ensuite présente au cours du dépôt de la diatomite supérieure, peu de variations dans la constitution des différentes associations. Les *Fragilaria* associés aux *Melosira* indiquent la persistance ou la proximité d'une nappe d'eau, dont la profondeur ne dépassait pas 10 m... (dans la partie supérieure)... l'augmentation de *Stephanodiscus* même si elle est faible (1,6 à 4,2 %) suggère une évolution vers un approfondissement de la tranche d'eau... (mais) on y note de plus la présence non négligeable d'épiphytes et même de *Phytolithaires*..." (Servant-Vildary, 1978, p. 160-161 et 172). Cette contradiction est expliquée ainsi : "... Cette dépression est isolée au sein d'un plateau sableux qui correspond à ce que l'on peut appeler une plate-forme littorale (fig. 53), largement développée vers 320 m d'altitude, sur la bordure occidentale du grand paléo Tchad (fig. 50). On peut

donc concevoir l'existence sur ce plateau d'une végétation aquatique s'étendant sur d'immenses surfaces. De loin en loin, des plages d'eaux libres isolées s'individualisaient dans cette étendue végétale : elles se situaient à l'aplomb des profondes dépressions du type Labdé (fig. 53). On peut ainsi expliquer la sédimentation d'une flore tychoplanctonique et planctonique, accompagnée d'épiphytes dans ces dépressions..." (Servant-Vildary, 1978, p. 172-173).

En fait, on peut remarquer que les zones interdunaires occupant dans cette région près de 50 % de la surface (IGN, 1959 a et b), dans le cas d'un grand lac Tchad, les "plages d'eaux libres" y seraient donc très abondantes. De plus, tout le plateau sableux situé au SE de Labdé, à une altitude inférieure à 305 m (Schneider, 1967a et fig. 49). En admettant pour le grand lac une altitude de 325 m, basée sur le seuil vers la Bénoué à 324 m et l'altitude des plages à 325 m (Schneider, 1968b et 1989), le plateau entourant Labdé aurait été recouvert par une tranche d'eau plus proche de 20 m que de 10 m ce qui ne permettrait pas le développement d'épiphytes. Par ailleurs, les Diatomées de Labdé montrent aussi des associations de *Cyclotella* et *Stephanodiscus*, particularité que l'on retrouve dans les lacs du Manga qui sont incontestablement isolés, car beaucoup plus hauts (fig. 53 et Servant-Vildary, 1978, p. 316). Il y a donc au moins autant d'arguments en faveur d'un lac isolé à Labdé que d'un grand lac à 325 m.

***Observations paléohydrologiques.** Servant (1983, p. 145) fait remarquer que le cordon de l'Angamma est intact, non démantelé par le réseau fluvial. C'est aussi le cas du cordon de Tal au Niger (fig. 50), et selon Pullan (1964) et Cabot (1967) les rivières du Nigéria et du Nord-Cameroun n'auraient franchi le cordon que très récemment. Ainsi, outre la pluie, le grand lac, une fois le cordon mis en place, n'aurait pu être alimenté que par le bassin du Chari et, peut-être, le Ouaddaï? Quel serait le bilan hydrologique d'un tel lac dans ces conditions ?

***Observations néotectoniques.** "... sur la bordure septentrionale des Pays-Bas des dépôts deltaïques datés à la base de 10,000 ans B.P. environ (Angamma) indiquent la présence vers 8000-9000 ans d'un niveau lacustre à 305-310 m d'altitude. Ce niveau aurait dû se prolonger sans discontinuité vers le Sud et submerger presque complètement les dunes de Moussoro (fig. 50 M). Or dans cette dernière région, le plan d'eau n'a pas dépassé 270 à 290 m d'altitude..." (Servant, 1983, p. 83). Autrement dit, un déplacement vertical de 15 à 40 m aurait affecté l'Angamma par rapport au SE du Kanem après 8000 à 9000 ans B.P. Compte tenu des marges d'erreur des observations, Servant (1983) ne pensa pas pouvoir retenir cette interprétation qui aurait conduit à reconsidérer totalement la topographie de la

région à l'Holocène et donc les hauteurs des plans d'eau.

9.3. Application d'une nouvelle méthodologie à l'ensemble du Quaternaire récent

a) Une analyse stratigraphique détaillée du Quaternaire récent a été réalisée pour la première fois (Servant, 1973). Il s'agit d'une analyse lithostratigraphique appuyée sur de nombreuses datations par le radiocarbone qui fixent des points de repère et permettent des corrélations entre les affleurements très dispersés (tabl. 6).

***Ainsi, la période du Ghazalien** comprend plusieurs épisodes de dépôts palustres et lacustres peu profonds. Au Kanem, ces dépôts liés à la nappe phréatique, sont disposés en lentilles intercalées au sommet de la série sableuse des Soulias. Cette période du Ghazalien a fait l'objet de 15 mesures par le radiocarbone, qui vont de $41,000 \pm 2500$ à $18,250 \pm 180$ ans B.P., la plus grande extension des lacs se situant entre 30,000 et 20,000 ans B.P. environ.

***Puis, pendant le Kanémien** des conditions climatiques arides permirent une recrudescence des phénomènes éoliens. Au Kanem, dans les interdunes, on observe la mise en place de sables éoliens (jusqu'à 5 m d'épaisseur). La limite méridionale du Sahara aurait alors été décalée vers le Sud de 800 à 300 km par rapport à sa position actuelle (respectivement Gavaud, 1970 et Servant, 1973).

***Enfin, le Nigéro-Tchadien** constitue une dernière période d'extensions lacustres, qui débute vers 12,000 ans B.P. Servant (1973) y reconnaît 8 épisodes (I à VIII, fig. 51). Le grand paléolac Tchad de 320-325 m correspondrait ainsi au Nigéro-Tchadien V.

*** Cette stratigraphie fut confirmée et précisée par la paléoécologie.** Par exemple, un découpage du Ghazalien mettant en relief des changements climatiques importants vers 30,000, puis 26,000 ans B.P. environ, esquissé par Servant (1973), fut confirmé par Servant-Vildary (1978). De même, une subdivision plus fine du Nigéro-Tchadien inférieur fut établie par Maley (1981).

b) Une analyse paléohydrologique a été effectuée par Servant (1973). Ainsi, en distinguant les conditions d'alimentation des différents types de lacs (fig. 52), à l'exemple des différentes situations actuelles, il est possible d'évaluer les variations relatives du rapport Pluviosité/ Evaporation et donc, indirectement, d'évaluer la pluviométrie (fig. 54). Notons d'ailleurs qu'il conclut (1983, p. 89) : "... il est probable que l'Holocène moyen a été caractérisé, vers 6000 ans B.P., par une pluviosité légèrement inférieure à

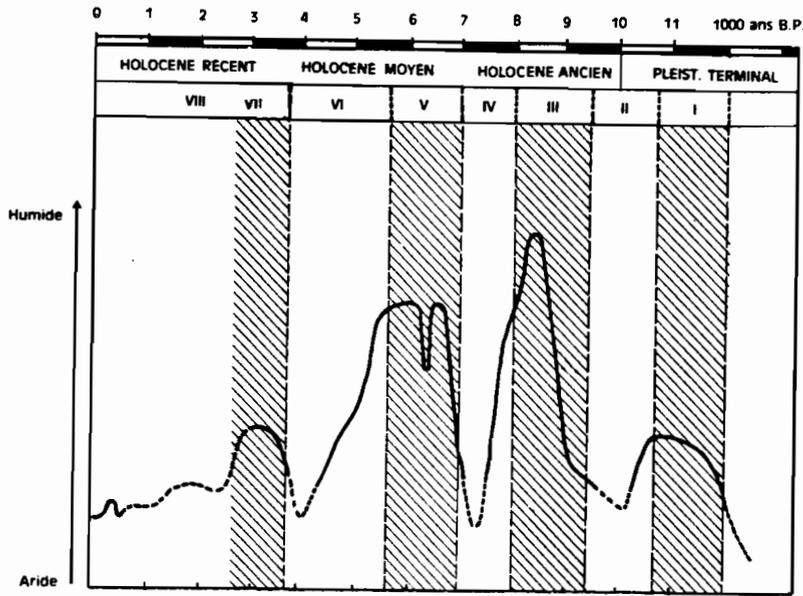


Fig. 51. Evolution relative de la pluviosité par rapport à l'évaporation (P/E) vers 14°N au cours du Nigéro-Tchadien (in Servant, 1973).

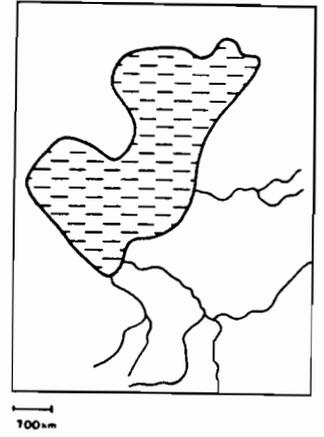
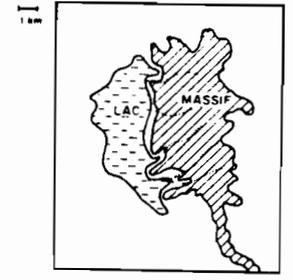
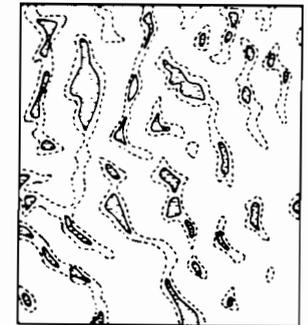
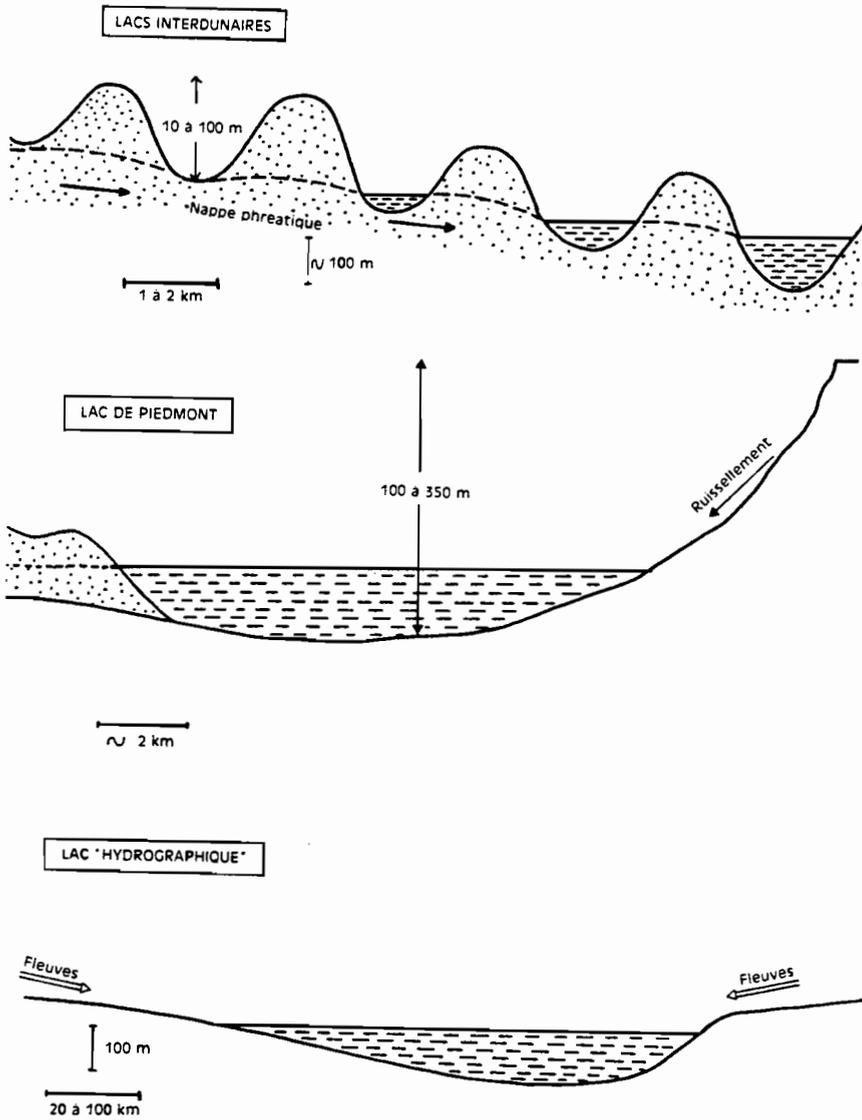
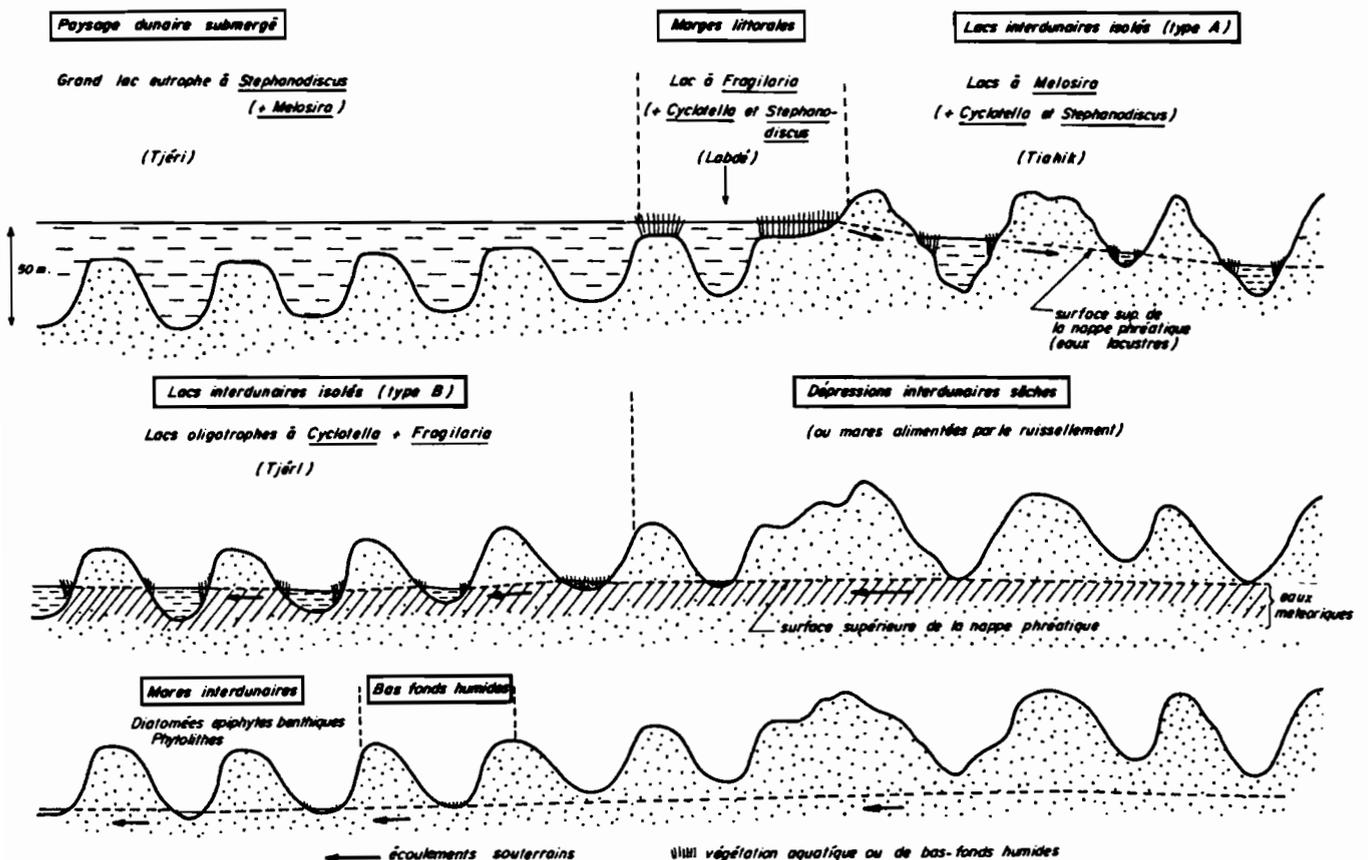


Fig. 52. Classification des dépressions lacustres (in Servant, 1973 ; Servant et Servant-Vildary, 1980). 1 : lacs interdunaires alimentés par la nappe phréatique ; 2 - lac de piémont alimenté par un petit bassin de drainage ; 3 - lac "hydrographique" alimenté par un très grand bassin de drainage (ici le paléolac à 320-325 m de Schneider, 1967a).

Tableau 6. Essai de corrélation des principales formations sédimentaires du Quaternaire récent dans la moitié septentrionale du bassin du lac Tchad (*in* Servant, 1973).

Régions		Kanem Est	Soulias	Manga	Ténére (Niger Est)	Pays-Bas
Stratigraphie						
Série de Labbé	NIGERO-TCHADIEN (extensions lacustres) 12.000 B.P.	Formation Tjéri (12.000-2.400)	Dépôts lacustres récents interdunaires	Dépôts lacustres récents interdunaires (une ou deux séquences)	Dépôts lacustres récents (4 séquences) (11.000-1.800)	Diatomites récentes (5 séquences dans le Bahr) (12.000-1.800)
	KANEMIEN (remaniements éoliens) 20.000 B.P.	Sables intercalaires	Sables intercalaires	Sables du Manga	Ergs fossiles (ou lacune d'érosion)	Ergs fossiles du Djourab (?) Sables supérieurs de Kouba Lacune d'érosion
Série de Soulias (sommets)	GHAZALIEN (extensions lacustres) 40.000 B.P.	Formation Kamala (35.000 - 22.000)	Formation Etiré (30.000 à la base) Formation Gontra (38.000)	Lacune de dépôt	Calcaires de Fachi et de Bilma (21.000-26.000) Glacis d'épandage de Bilma (33.000) Basses terrasses conglomératiques de Termit	Formation Angela Keta (30.000-18.000)
	(remaniements éoliens) ? ?	?	Sables inférieurs ? ?	Sables du Manga	? ? ?	Sables inférieurs de Kouba

Fig. 53. Schéma d'interprétation des lacs des paysages dunaires et répartition des diatomées en fonction du contexte topographique, hydrologique et géochimique (*in* Servant-Vildary, 1978).

l'évaporation en moyennes annuelles...", ce qui n'est pas en faveur de l'existence d'un lac gigantesque à cette époque. Par ailleurs, l'étude des alluvions fluviales, en témoignant du régime des écoulements superficiels et de la couverture végétale du bassin versant, permet de comprendre la répartition et l'intensité des pluies.

c) Une analyse paléocécologique a été effectuée à partir des diatomées (Servant-Vildary, 1978) et des pollens (Maley, 1981). Outre des renseignements paléohydrologiques complémentaires, notamment sur la hauteur de la tranche d'eau (fig. 53), les diatomées témoignent d'une part de la salinité, et donc indirectement de l'évaporation, et d'autre part de la température.

L'appréciation de ce dernier paramètre reste cependant entachée d'une grande marge d'incertitude ; ainsi, certaines espèces peuvent indiquer aussi bien une bonne oxygénation et un pH acide que des eaux froides (Servant-Vildary, 1978, p. 264-265 et 272-273). Les pollens, outre la reconstitution du paysage végétal local, peuvent refléter par des apports allochtones l'importance des circulations atmosphériques d'origine septentrionale ou méridionale. Ils constituent donc un indicateur de la dynamique du climat à l'échelle de toute l'Afrique nord-équatoriale (Maley, 1981). Leur utilisation requiert néanmoins également certaines précautions. Ainsi, par exemple, l'augmentation des pollens caractéristiques de la zone soudano-guinéenne

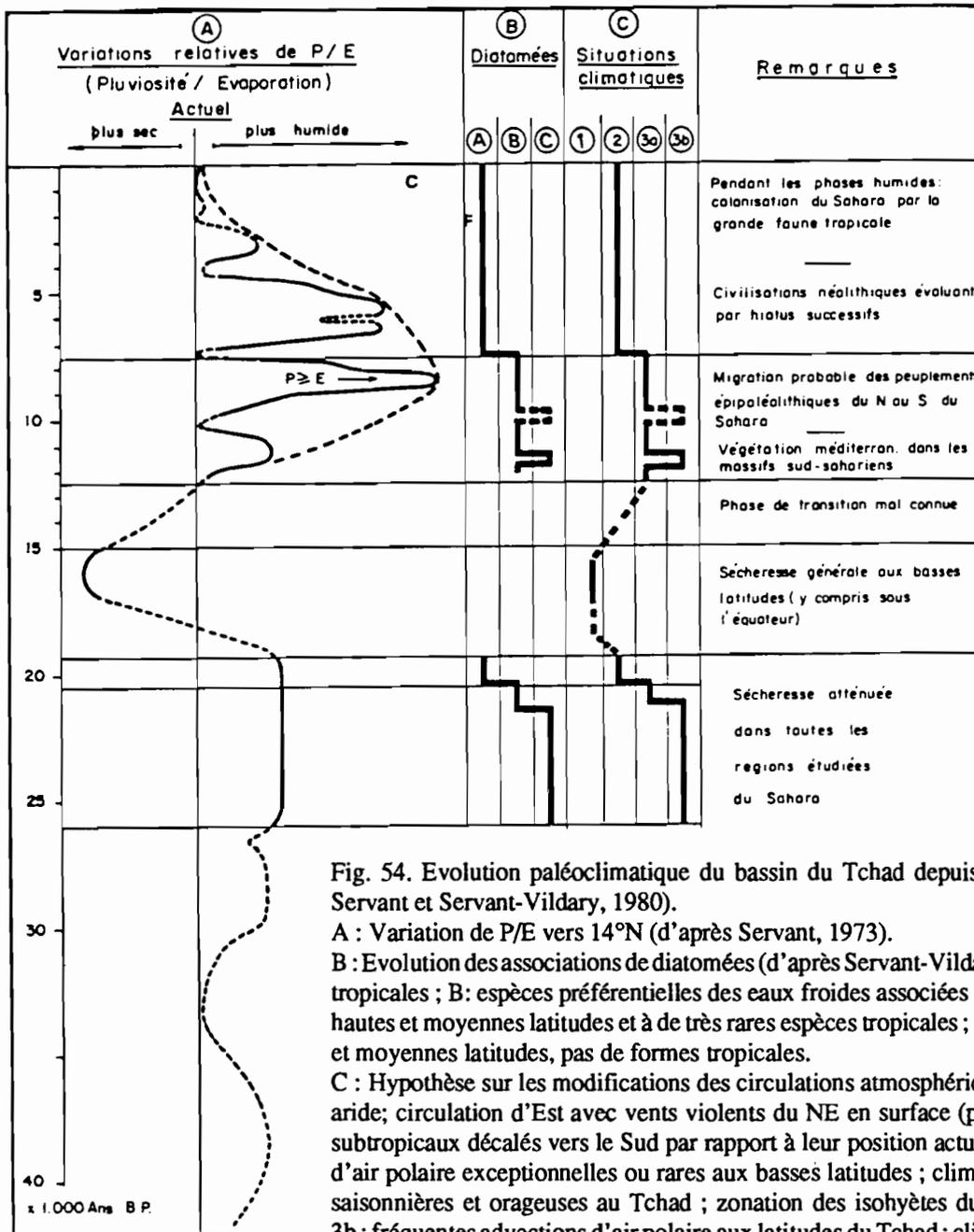


Fig. 54. Evolution paléoclimatique du bassin du Tchad depuis 40,000 ans B.P. (in Servant et Servant-Vildary, 1980).

A : Variation de P/E vers 14°N (d'après Servant, 1973).

B : Evolution des associations de diatomées (d'après Servant-Vildary, 1978). A : espèces tropicales ; B : espèces préférentielles des eaux froides associées à de rares espèces des hautes et moyennes latitudes et à de très rares espèces tropicales ; C : espèces des hautes et moyennes latitudes, pas de formes tropicales.

C : Hypothèse sur les modifications des circulations atmosphériques. 1 : phase hyperaride ; circulation d'Est avec vents violents du NE en surface (puissants anticyclones subtropicaux décalés vers le Sud par rapport à leur position actuelle?) ; 2 : advections d'air polaire exceptionnelles ou rares aux basses latitudes ; climats tropicaux à pluies saisonnières et orageuses au Tchad ; zonation des isohyètes du Sud au nord ; 3a et 3b : fréquentes advections d'air polaire aux latitudes du Tchad ; climats sans équivalents actuels dans les régions tropicales du continent africain.

dans les dépôts interdunaires de la zone du Bahr El Ghazal, peut être interprétée comme une augmentation de l'intensité de la mousson avec, éventuellement, son déplacement plus septentrional. Elle peut également être interprétée comme une augmentation des apports fluviaux méridionaux et donc de l'élévation du niveau du lac Tchad qui aurait permis un déversement dans le Bahr El Ghazal (Maley, 1973).

d) Une interprétation paléoclimatique peut donc être proposée (Servant, 1973 ; Servant-Vildary, 1978 ; Maley, 1981). Ainsi, par exemple, Servant et Servant-Vildary (1980) envisagent à certaines périodes l'existence d'un climat particulier caractérisé par de fréquentes advections d'air polaire (fig. 54.C.3). Par ailleurs, Maley (1981) est amené à accorder une grande importance aux poussières éoliennes dans certains mécanismes pluviométriques. Nous reviendrons sur toutes ces interprétations.

10. BILAN DE L'ANALYSE EPISTEMOLOGIQUE SUR L'EVOLUTION DU LAC TCHAD

10.1. L'unité dans la diversité

Au-delà de l'unicité du concept d'un très grand paléolac Tchad, avancé régulièrement depuis près de deux siècles, la diversité est extrême. Quoi de commun, en effet, entre le postulat d'une "Caspienne africaine" d'Ali Bey, les traditions orales semi-mythiques rapportées par les explorateurs militaires, telle l'existence du Bahr Toumtouma, les hypothèses disparates des pédologues, géographes et hydrologues, telle l'existence du cordon périlacustre de 320 m, ou les analyses sédimentologiques et paléocécologiques de plus en plus précises des géologues ?

10.2. Une argumentation insuffisante

Le nombre de voies successivement explorées pour étayer le postulat du grand paléolac Tchad, est con-

sidérable : topographie, hydrographie, malacologie, sédimentologie, géomorphologie, géodynamique, archéologie, paléocécologie, etc... Mais à chaque fois, en développant son argumentation dans une nouvelle voie, chaque chercheur a contribué à mettre en évidence indirectement ou implicitement, les erreurs ou insuffisances de toute ou partie des argumentations antérieures. Celles-ci furent ainsi progressivement délaissées sans avoir jamais été explicitement réfutées. De plus, de nombreuses questions restent encore sans réponse et une approche globale, intégrant les données structurales, fait défaut. C'est l'un de nos objectifs.

10.3. Le problème hydroclimatique du grand paléolac Tchad reste entier

Quel volume d'eau représenterait un tel lac et quelles conditions hydroclimatiques autoriseraient son remplissage? La question esquissée par Tilho (1925) n'a toujours pas été vraiment abordée. Nous avons vu que Gac (1979) a été le premier à tenter une telle estimation qui reste encore très imprécise.

10.4. Quels sont l'importance et le rôle exact de la néotectonique?

Depuis l'observation en 1854 par Barth d'une inondation expliquée par un affaissement, tous les géologues ont observé de nombreux phénomènes structuraux affectant le Quaternaire. Certains de ces phénomènes sont holocènes, et il serait étonnant que cette activité ait brusquement cessé à partir du maximum lacustre supposé de 6000 ans B.P. Nous avons vu, en effet, que le bassin du lac Tchad se trouve à l'intersection de deux accidents majeurs (NE-SW et NW-SE), tous deux soulignés par un volcanisme récent important et incontestablement encore actif aujourd'hui pour le premier si on se réfère à la catastrophe de Nyos (Deruelle *et al.*, 1983). Cette étude apportera des arguments complémentaires.