

Paléolacs et paléoclimats aux pourtours
de l'océan Indien occidental depuis 25 ka BP

*Palaeolakes and palaeoclimates in the circum
Western Indian Ocean since 25 ka BP*

F. GASSE, L. BERGONZINI, F. CHALIÉ, E. GIBERT,
M. MASSAULT ET F. MÉLIÈRES

RÉSUMÉ – Plusieurs enregistrements lacustres de régions tropicales des deux hémisphères (Tibet, Ethiopie, Tanganyika, Madagascar) illustrent la spécificité des réponses régionales au changement des facteurs forçants du climat. Après avoir rappelé la méthodologie et les techniques utilisées, on résume les faits recensés dans les quatre régions. Les variations hydroclimatiques s'expliquent en partie par le facteur insolation. Les sites considérés enregistrent tous un déficit hydrologique annuel moyen pendant le Dernier Maximum Glaciaire, fait attendu des changements des paramètres orbitaux en hémisphère nord, et attribuable aux conditions thermiques glaciaires qui régissent la température de surface des océans et la teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau en hémisphère sud. D'autres causes sont à rechercher pour rendre compte des variations post-glaciaires à très court terme affectant de larges domaines géographiques.

Mots clés : Afrique, Tibet, paléohydrologie, paléomousson, lac, Quaternaire supérieur.

*

ABSTRACT – Several lacustrine records from tropical regions of both Hemisphere (Tibet, Ethiopia, Tanganyika, Madagascar) illustrate the specificity of regional response to changes in the major forcing factors of the global climate system. Methodology and techniques are first briefly described. We then summarize major environmental changes recorded in the four regions considered. Hydroclimatic variations are partly explained by insolation forcing.

All sites register a mean annual hydrological deficit during the Last Glacial Maximum, as expected from orbital forcing in the Northern Hemisphere, but not in the Southern Hemisphere. Glacial climatic boundary conditions, i.e. lower tropical sea surface temperature and related availability in atmospheric moisture should be considered as the major cause. Other mechanisms have to be searched to account for short-term post-glacial variations that affect large geographical areas.

Keywords: Africa, Tibet, palaeohydrology, palaeomonsoon, lake, Late Quaternary.

*

Abridged English Version

INTRODUCTION

Causes and mechanisms of climate-induced hydrological fluctuations, that should be considered for water resource management and for prediction of long-term waste depository behaviour (Fontes, 1994), can only be approached through palaeohydrological research. Groundwaters may preserve a record of paleoclimates through their solutes, stable isotope and noble gas contents (e.g. Fontes, 1981; Fontes *et al.*, 1991, 1993a, b; Andrews *et al.*, 1994). Most of the available palaeohydrological records derive, however, from lake sediments which register environmental changes in both the lake and its catchment area. Palaeohydrological records may help to understand climate change and to test confidence on how hydrological and climate predictive models are able to simulate conditions which differ from the present-day ones.

This paper deals with lakes from tropical-subtropical regions which respond to global climate change by large fluctuations of their hydrological budget. Climate of the regions considered (Tibet, NE and SE Africa, Madagascar; Fig. 1) depends primarily on the seasonal migration of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ), and on differential heating of land and Indian Ocean surfaces during the summer of both hemisphere, and related ocean-land pressure gradients which drive the low altitude monsoonal circulation. Our case studies exemplify the response of specific regions to change in solar radiation and to glacial/interglacial boundary conditions over the past 25-30 ka BP.

METHODS

Our approach is largely based on concepts developed in the PALHYDAF Program (PALEoHYDrology in AFrica, e.g. Fontes and Gasse, 1987, 1991a, b ; Gasse and Fontes, 1992), and in the IGBP-PAGES-PANASH project (PAleoclimates of the Northern And Southern Hemispheres; Bradley *et al.*, 1995).

- *Select lake systems sensitive to climate change.* Lakes considered here are mainly supplied by surface water and respond without delay to environmental changes in their catchment.
- *Focus on continuous records,* derived from sediment cores.
- *Control chronology.* Our records are mainly supported by ^{14}C ages, the possible distortions of which in continental records have been thoroughly discussed by J.-Ch. Fontes (Fontes and Garnier, 1979 ; Fontes *et al.*, 1983, Durand *et al.*, 1984 ; Fontes, 1992, 1994; Gasse and Fontes, 1992 and Fontes *et al.*, 1993c, 1996).
- *Reconstruct past hydrological conditions.* Attention was paid to: (i) water-level fluctuations of closed lakes, related to the Precipitation-Evaporation (P-E) balance of the basin; (ii) mineralogy and stable isotope of authigenic mineral species. Carbonate ^{18}O contents may inform on changes in the P-E balance of closed lakes, or on the mean isotopic composition of rainfall in the catchment of open lakes with rapid throughflow (Siegenthaler *et al.*, 1984; Gonfiantini, 1986; Gasse *et al.*, 1987; Talbot, 1990; Gasse and Fontes, 1992; Fontes *et al.*, 1991, 1993d, 1996); (iii) diatoms, which allow salinity, pH and ionic composition of palaeowaters to be estimated (e.g. Gasse and Tekaiia, 1983; Roux *et al.*, 1991; Fritz *et al.*, 1991; Gasse *et al.*, 1995); (iv) palaeovegetation cover, which largely controls water, salt, isotope, and solid inputs to the lake.
- *Interpret hydrological signals in terms of palaeoclimate.* This step requires to : (i) ensure the role of climate on hydrological changes, through geological and hydrogeological investigation. Whenever possible, records from independent hydrological systems were compared, and consistency between hydrological and pollen records was controlled; (ii) transfer hydrological variables in palaeoclimatic parameters. Different types of proxies can sometimes be combined to simulate climate conditions compatible with palaeoproxies.

RECORDED HYDROLOGICAL AND CLIMATIC CHANGES

We refer to cited references for detailed results and discussion.

Northern hemisphere : Western Tibet

Western Tibet is currently a cold dry desert ($P \approx 60 \text{ mm.an}^{-1}$), outside of the Indian monsoon influence. Our data derive from two independent lake systems, the closed Sumxi-Longmu Co basin ($34^{\circ}30'N$, $80^{\circ}23'E$, 5058-5008 m; Gasse *et al.*, 1991; Fontes *et al.*, 1993d; Van Campo and Gasse, 1993; Avouac *et al.*, 1996), and the Bangong Lake system ($33^{\circ}40'N$, $79^{\circ}00'E$, 4241 m) which has been open during most of the Holocene period (Fontes *et al.*, 1995; Van Campo *et al.*, 1996; Fan *et al.*, 1996; Gasse *et al.*, 1996). Hydrological records from both lake systems appear extremely consistent when interpreted in terms of palaeoclimate, and fully agree with pollen data.

Our results document a lacustrine episode dated at 28.5 ka at its base (Th/U dating; Causse *et al.*, 1995), which preceded an emersion phase attributed to the Last Glacial Maximum (LGM). After the LGM (Fig. 2), a first warm/wet pulse at ≈ 12.7 ka BP was followed by a recessional event centered on 10.5 ka BP. The largest, abrupt environmental change occurred at $\approx 10-9.5$ ka BP, and led to conditions warmer and wetter than those of today until $\approx 6.3-6.0$ ka BP. The 10-6 ka interval is, however, interrupted by a marked dry spell at $\approx 8.0-7.7$ ka BP. A general trend towards aridity established after 6.3-6.0 ka BP and culminated at 4-3 ka BP. Minor oscillations are observed during the Late Holocene.

Northern hemisphere : NE Africa

Well-documented environmental changes over the region (e.g. Street-Perrott *et al.*, 1989) are exemplified here with Lake Abhe ($11^{\circ}05'N$, $41^{\circ}50'E$, 240 m). Lake Abhe depends on the Ethiopian Plateau, which receives heavy summer monsoon rainfall, through the Awash River (FAO, 1973; Coopération Hydrogéologique Allemande, 1982). The lake is currently shrinking and hyper-alkaline. Ancient shorelines, sedimentology, diatom and isotopic studies (Fontes and Pouchan, 1975; Gasse, 1977; Fontes *et al.*, 1980, 1985) have provided a Late Pleistocene-Holocene record (Fig. 3).

Lake Abhe reached a very high level and its maximum water-dilution from 29 to 23 ka BP. Hyperarid conditions established after 19 ka BP. Lake-level has been at least as low as today from ≈ 17 to 10 ka BP. There is no evidence that Lake Abhe rose before 10 ka BP, but scattered data from neighbouring basins (Williams *et al.*, 1977) and the Lake Ziway-Shalla record (Ethiopian Rift, Gasse and Street, 1978) show the return of humid conditions over the region by 13-11 ka BP. Lake Abhe filled up rapidly at ≈ 10 ka BP. Two low salinity, high stands culminated from ≈ 9.4 to 8.3 ka BP, and 7 to 6 ka BP, respectively. They are separated by a regression around 8-7.5 ka BP. A 4-3 ka BP arid interval is followed by oscillations of minor amplitude.

By combining the water and salt balance equations, an attempt was made (unpubl.) to simulate hydroclimatic conditions which may account for the large, dilute early Holocene lake. Palaeodata at ≈ 9 ka BP are compatible with a 6 times increase in total water input to the lake, equivalent to an increase in mean efficient rainfall (P-E) over the whole catchment of 75 mm a^{-1} .

Southern hemisphere: the Tanganyika basin

Lake Tanganyika ($3^{\circ}20'-8^{\circ}45'S$, $30^{\circ}45'-31^{\circ}20'E$, 773 m) and its catchment are submitted to a long single rainy season during Austral summer. Rainfall on, and evaporation from the lake surface are the main components of the lake hydrological budget (55 % of the inputs and 95 % of the outputs, respectively). The lake is presently open on the Zaire River through the small Lukuga River.

In the lake southern basin (Fig. 4), sedimentology, diatom and pollen records (Tiercelin *et al.*, 1988; Gasse *et al.*, 1989; Vincens *et al.*, 1993) document a lake-level lower than that of today during the Glacial period, with a very low level (-300 , -400 m) centered at 18 ka BP. A positive water balance re-established at ≈ 16 ka BP, with a rapid water-level rise from ≈ 14 to 13 ka BP, the present-day level being reached at -12.7 ka BP. Pollen-inferred temperatures (T) and precipitation (P) suggest that, from 18-16 ka BP, $T = -4.4 \pm 2.2^{\circ}\text{C}$, and $P = -13 \pm 10\%$, compared to modern values (Chalié, 1995; Fig. 4).

We tentatively applied (Bergonzini *et al.*, in press) a hydrological and energy budget model (e.g. Kutzbach, 1980 ; Benson, 1981) that we first tested on the modern system, to the LGM situation as deduced from proxies. From our LGM simulation, from estimated precipitation (P) and evaporation (E), (P-E) in the catchment is about -40% compared to modern values.

Southern hemisphere: Madagascar

Our results (Gasse *et al.*, 1994; Sifeddine *et al.*, 1995; Van Campo and Gasse, 1995; Fig. 5) derive from a small, freshwater crater lake, Tritrivakely ($19^{\circ}47'S$, $46^{\circ}55'E$, 1778 m), on the central Plateau of Madagascar. Heavy Austral monsoon rains fall in summer. Winter is cool and dry.

The major climatic event is a large post-glacial warming between 14.4 and 9 ka BP, with two major steps at 14.4 and 12.8 ka BP documented by the pollen record (Fig. 5d). Maximum temperature and dryness is observed, as in the northern hemisphere, between ≈ 4 and 3.5 ka BP. Besides these major events, the hydroclimatic evolution is complex. Long-term positive shifts in the frequency of aerophilous diatom and of pollen elements of open vegetation reflect aridity trends from ≈ 28 to 20.5, and from ≈ 15 to 7 ka BP when summer insolation decreased. Other diatom groups predominate in phase with woody pollen elements which are interpreted as reflecting rainfall of the

monsoon type. Permanent shallow lake conditions with intense biological activity are recorded before 28 ka BP, from 20 to 19, and around 14.5-14, 13.5-12.8, and 3 ka BP. A temporary lake occupied the core site from \approx 28 to 25, 18 to 14.5 (LGM), and after 4.5 ka BP, suggesting strong seasonal hydrological fluctuations. This agrees with maximum insolation seasonal contrasts during the LGM and the Late Holocene period. Environmental conditions differ, however, between these two periods. Organic matter of aquatic-subaquatic origin accumulated rapidly after 4 ka BP. During the LGM, extremely low mean sedimentation rate, low content in poorly preserved organic matter, and sediment oxidation indicate that the crater was commonly dry or nearly so. This implies mean annual rainfall lower than that of today.

DISCUSSION

In the northern hemisphere, major hydrologic changes recorded in Tibet and East Africa are attributed to the Indian monsoon variability, and agree with marine records from northern Indian Ocean (Duplessy, 1982; Van Campo, 1986; Clemens and Prell, 1990; Sirocko *et al.*, 1993). Changes in summer insolation largely account for this variability (*cf.* Kutzbach and Street-Perrott, 1985; COHMAP Members, 1988; Clemens *et al.*, 1991). Solar forcing does not explain, however, pulses in monsoon strengthening at \sim 13-12.5, \sim 10-9.5, and 7.5-7 ka BP, as observed in northern tropical lakes (Gasse and Van Campo, 1994) or in the Arabian Sea (Sirocko *et al.*, 1993; Sirocko, 1994), nor the dry spells which punctuate the Holocene at 8-7.5, and 4-3 ka BP, the former being also recorded in the Asian monsoon domain (Zhou *et al.*, 1995; Wang, 1995). Other causes, e.g. changes in atmospheric greenhouse gas content, should explain these abrupt changes.

In the southern hemisphere, orbital forcing may partly account for the Madagascar record. However, other mechanisms should explain the hydrological deficit observed during the LGM in Madagascar and in the Tanganyika basin. In both regions, the re-establishment of a positive mean annual water balance after the LGM occurred in phase with a rapid warming between \approx 14.5 and 9 ka BP. This suggests that glacial/interglacial boundary conditions play an important role on the southern hemisphere tropical climates. Although CLIMAP (1981) suggested that Sea Surface Temperatures (SSTs) in the tropical oceans were similar to those of today, controversial recent data show lower LGM-SSTs in the tropics (Anderson and Webb, 1993; Duplessy, pers. comm.). Lower SSTs should be responsible for lower amount of water vapour in the atmosphere and reduced precipitation on the tropics under Earth's glacial boundary conditions.

*

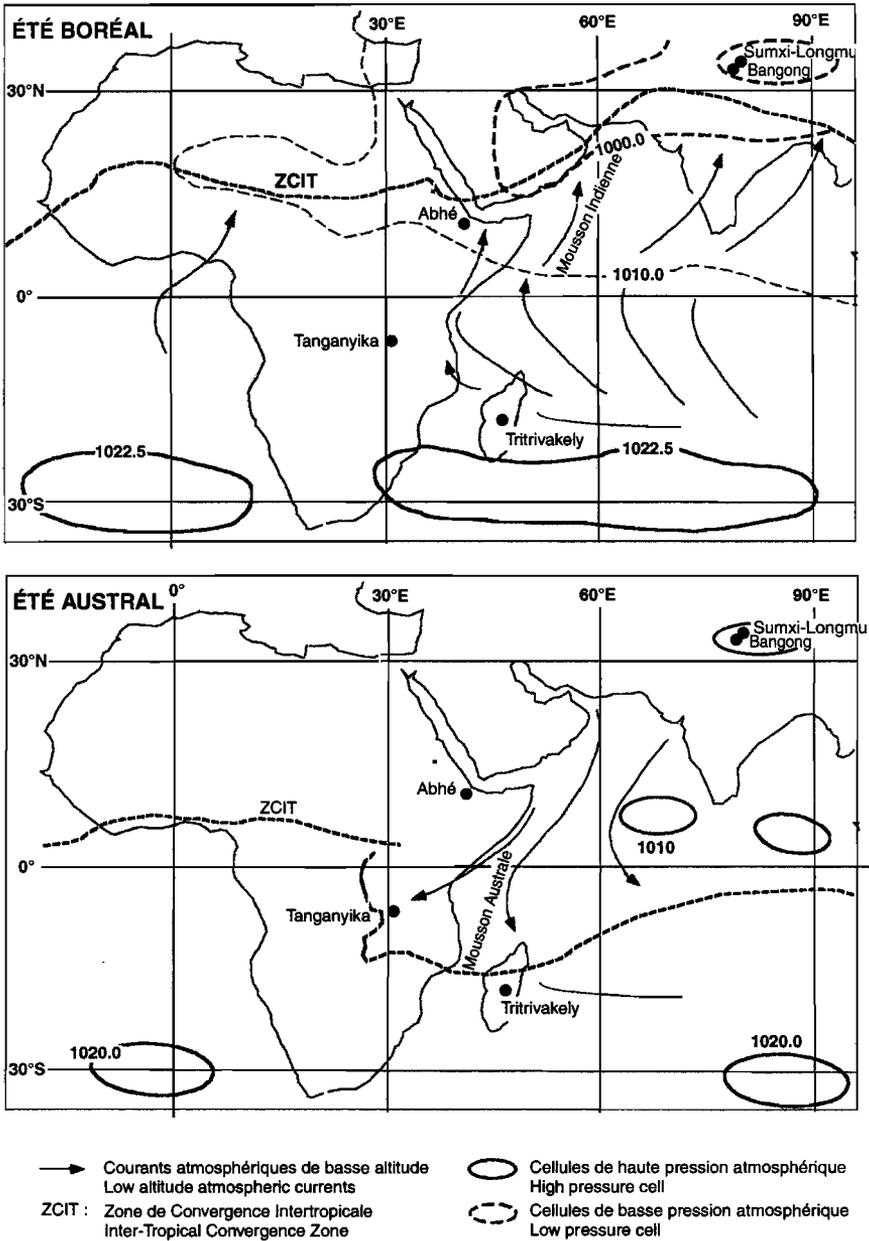


FIGURE 1.

Carte de localisation des sites considérés, et leur situation par rapport aux courants atmosphériques de basse altitude (d'après Fontaine, 1991).

Location map of sites considered, related to low altitude atmospheric currents (after Fontaine, 1991).

Version française

INTRODUCTION

Les conditions hydrologiques sur les continents, qui dépendent avant tout du climat, représentent un des facteurs primordiaux régissant l'activité humaine. Voici 9 000 à 5 000 ans, les civilisations néolithiques s'épanouissaient au cœur d'un Sahara vert où une multitude de lacs exprimait la remontée des aquifères induite par des précipitations accrues. À cela se superposent des variations de plus courte durée, telles que les deux dernières décennies de sécheresse au Sahel. La compréhension des mécanismes et des causes des fluctuations hydrologiques est indispensable pour une bonne gestion des ressources en eaux ou pour la prévision du comportement à long terme des sites de stockage de substances nocives (Fontes, 1994). Elle implique l'étude du passé. Les données paléohydrologiques du Quaternaire supérieur constituent des archives de la variabilité naturelle de l'environnement. Les eaux souterraines détiennent une certaine mémoire des paléoclimats consignée dans leurs teneurs en éléments dissous d'origine météorique, en isotopes lourds et en gaz rares, et informent en particulier sur l'origine de la vapeur d'eau et les paléotempératures (*cf.* Fontes, 1981; Fontes *et al.*, 1991; 1993a, b; Andrews *et al.*, 1994).

La plupart des données paléohydrologiques disponibles sont toutefois issues de séquences sédimentaires lacustres qui enregistrent les fluctuations du bilan Précipitation-Évaporation (P-E) du système lacustre (lac et bassin versant). Ainsi, la lecture des archives paléohydrologiques peut contribuer à mieux comprendre les processus des changements du climat et à estimer la fiabilité des modèles prédictifs, hydrologiques et climatiques.

Cet article se propose d'illustrer les variations hydrologiques et climatiques de régions tropicales ou subtropicales qui répondent au changement climatique global par des fluctuations de grande amplitude de leur bilan hydrologique : le Tibet occidental, l'Afrique nord-orientale (Éthiopie), l'Afrique sud-orientale (bassin du Tanganyika) et Madagascar (Fig. 1). Ces régions, sous la dépendance climatique de l'océan Indien occidental, sont liées par la migration saisonnière du Front de Convergence Intertropicale, de 25 °N en été boréal à 15-16 °S durant l'été austral. En été boréal, l'échauffement rapide du Plateau Tibétain par rapport à l'océan Indien engendre un gradient de pression dans les basses couches de l'atmosphère (basse pression sur l'Asie, pression relativement élevée sur l'océan). Il en résulte le flux de mousson indienne, ou mousson du SW, qui apporte de fortes précipitations estivales sur de larges portions de l'Asie et sur l'Afrique tropicale nord-orientale. En été austral, le gradient de pression Asie-océan Indien s'inverse. Les masses d'air humides

de l'océan Indien pénètrent, par les vents de N ou NW, sur les terres échauffées d'Afrique sud-tropicale et de Madagascar. C'est la « mousson d'été austral ». Deux facteurs principaux déterminent les variations à long terme (10^5 - 10^3 ans) de la mousson: le forçage orbital (en particulier les fluctuations de la précession des équinoxes qui régissent les contrastes saisonniers dans les deux hémisphères) et l'effet des conditions de surface de la Planète entre périodes glaciaires et périodes interglaciaires (Overpeck *et al.*, 1996).

Nous résumons ici les principaux changements hydroclimatiques au cours des 25 derniers millénaires que nos études ont permis de déceler. Nos données illustrent la réponse spécifique des régions considérées aux changements planétaires du climat. Les fluctuations du contraste saisonnier de la radiation solaire, et le passage des conditions thermiques glaciaires aux conditions interglaciaires jouent, comme attendu, un rôle déterminant sur les climats tropicaux.

MÉTHODOLOGIE

La démarche adoptée s'appuie largement sur les concepts développés par J.-Ch. Fontes dans le programme PALHYDAF (PALéoHYDrologie en AFRIQUE) (Fontes et Gasse, 1987, 1991a, b; Gasse et Fontes, 1992), et le projet IGBP-PAGES PANASH (PAleoclimates of the Northern And Southern Hemispheres) articulé autour de transects continentaux Pôle-Équateur-Pôle (PEP) (Bradley *et al.*, 1995).

Chaque étude a fait l'objet de publications, dans lesquelles sont détaillées la présentation des méthodes et l'interprétation des indicateurs paléohydrologiques spécifiques à chaque site. Seules les principales étapes de notre démarche sont évoquées ci-dessous.

Des systèmes hydrologiques sensibles au changement du climat.

Les lacs considérés sont principalement alimentés par le ruissellement superficiel et les précipitations sur la surface du lac. Ainsi répondent-ils rapidement aux variations de l'environnement sur leur bassin par des changements de bilans hydrique, salin et isotopique.

Des enregistrements continus

C'est là une des conditions nécessaires pour estimer l'amplitude des changements et pour comparer entre eux les enregistrements. Les données présentées dérivent de l'analyse de carottes lacustres, souvent complétée par l'étude de coupes à l'affleurement et de paléorivages.

Une chronologie contrôlée

La chronologie des séquences étudiées est essentiellement basée sur des âges radiocarbone. Les multiples causes de distorsion des âges ^{14}C en milieu

continental ont été rigoureusement discutées par J.-Ch. Fontes (Fontes et Garnier, 1979 ; Fontes *et al.*, 1983 ; Durand *et al.*, 1984 ; Fontes et Gasse, 1989 ; Fontes, 1992 ; Gasse et Fontes, 1992 ; Fontes *et al.*, 1993 c, 1996). La chronologie ^{14}C des sédiments lacustres, spécifique au site, doit être validée par des critères sédimentologiques, géochimiques et isotopiques. Une des principales difficultés rencontrées dans les séries dépourvues de restes de végétaux à photosynthèse aérienne, cas fréquent en régions désertiques, est le possible vieillissement du Carbone Inorganique Total Dissous (CITD) des eaux lacustres. Ce vieillissement peut être dû à une alimentation par des eaux souterraines anciennes, à l'oxydation de la matière organique des sédiments libérant du CO_2 ancien, à la dissolution de roches carbonatées du bassin versant, à des apports de CO_2 crustal, ... Il engendre des âges ^{14}C de la fraction authigène des sédiments supérieurs aux âges réels. Ce cas fut observé au lac Bangong (Tibet) où une correction des effets de vieillissement, basée sur l'étude géochimique et isotopique du système calco-carbonique des eaux actuelles et des sédiments, a pu être proposée (Fontes *et al.*, 1996).

Reconstitution des conditions hydrologiques

Aucun signal paléohydrologique n'est univoque. Plusieurs types d'indicateurs ont donc été étudiés parallèlement et confrontés. Les plus importants d'entre eux sont brièvement présentés ci-dessous.

Niveaux lacustres

La reconstitution des variations de niveau des lacs fermés, qui reflètent les changements de P-E sur le système lacustre, est parfois possible en combinant l'étude d'anciennes lignes de rivage et de profils sédimentaires prélevés à différentes altitudes sur le fond du bassin. Peu de sites se prêtent cependant à une estimation continue et quantifiée de la paléobathymétrie.

Minéralogie et isotopes stables

La composition en isotopes stables des espèces minérales précipitées dans les eaux d'un lac informe sur les conditions régnant au moment de la précipitation, si tant est qu'aucun effet diagénétique n'ait perturbé le signal. L'attention porte ici sur les teneurs en ^{18}O des carbonates, dont l'interprétation a fait l'objet de nombreuses publications (*cf.* Siegenthaler *et al.*, 1984 ; Gonfiantini, 1986 ; Gasse *et al.*, 1987 ; Talbot, 1990 ; Gasse et Fontes, 1992 ; Fontes *et al.*, 1993d, 1996). Dans les lacs fermés, la teneur en ^{18}O reflète principalement le rapport entre les flux entrant et l'évaporation. Dans les lacs ouverts, à taux de renouvellement élevé, situés sous climat froid ou tempéré,

la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ peut être considérée comme représentative de la composition isotopique moyenne des précipitations sur le bassin versant, modulée par les effets de la température des eaux lacustres. C'est le cas du lac Bangong (Tibet) à l'Holocène inférieur et moyen.

Diatomées

Le mode de vie des espèces dominantes dans les assemblages fossiles informe sur le type d'habitat et, dans les cas favorables, sur la profondeur des eaux (cf. Gasse *et al.*, 1989; Barker *et al.*, 1994). Des fonctions de transfert basées sur un référentiel actuel permettent de reconstituer la conductivité ou la salinité, le pH, et la composition ionique des eaux (cf. Gasse et Tekaiia, 1983; Fritz *et al.*, 1991; Roux *et al.*, 1991; Gasse *et al.*, 1995).

Paléovégétation sur le bassin versant

La paléovégétation régit l'évapotranspiration, le stockage des eaux dans les sols, la pédogenèse, le ruissellement et l'érosion. Elle gère donc les apports en eau, en soluté et en suspension au lac. Au-delà des informations climatiques régionales directement fournies par la palynologie, la connaissance du couvert végétal sur le bassin versant conduit à une meilleure compréhension du système lacustre.

Interprétation climatique des paléodonnées hydrologiques

Contrôle climatique des variations hydrologiques

Décrypter les facteurs hydrologiques locaux susceptibles d'avoir biaisé le signal climatique exige une connaissance approfondie de la géologie et de l'hydrogéologie du bassin. Cette démarche est particulièrement importante dans les régions où des événements volcano-tectoniques ont pu modifier de façon significative le réseau hydrographique (Tibet, Afrique de l'Est). La comparaison de plusieurs enregistrements dérivant de systèmes hydrologiques indépendants dans une région donnée aide à s'affranchir de cette difficulté. La cohérence entre fluctuations hydrologiques et palynologiques assure le rôle déterminant du climat sur l'évolution du lac.

Reconstitution des paramètres paléoclimatiques

Les relations entre les variables climatiques, les bilans hydrique, salin et isotopique et la biocénose d'un lac sont complexes. Dans les cas où les données disponibles le permettent, nous avons tenté de combiner les équations de bilans hydrique et salin d'un lac (Abhé), ou de bilans énergétique et hydrique d'un bassin (Tanganyika), pour simuler les variables paléohydrologiques et paléoclimatiques compatibles avec les faits observés.

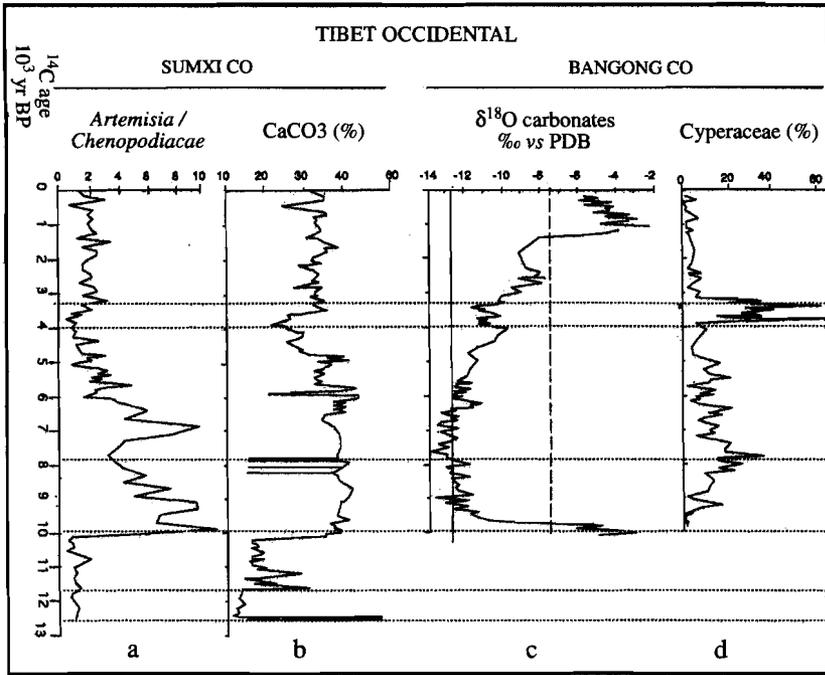


FIGURE 2.

Tibet occidental.

(a, b) : carotte de Sumxi Co. (a) : rapport des fréquences polliniques de *Artemisia* (A), plante steppique, et *Chenopodiaceae* (C), plante désertique. Le rapport A/C est un indice d'humidité (sol ou atmosphère). (b) : teneur en carbonates. Les fortes teneurs (Mg-calcite) sont attribuées à une pédogenèse renforcée (épisodes humides et chauds). La calcite détritique prédomine pendant les épisodes à faible teneur en carbonates (< 20 %), qui reflètent des conditions arides. (c, d) : carotte de Bangong Co. (c) : teneur en ^{18}O des carbonates inorganiques authigènes, considérée comme reflétant la teneur isotopique moyenne des précipitations sur le bassin pendant le stade d'ouverture. (d) : fréquences des pollens de *Cyperaceae*. Les fortes fréquences (> 20 %) traduisent l'installation d'un marécage au site de carottage (bas niveau lacustre). Voir références dans le texte.

Western Tibet.

(a, b) : Sumxi Co core. (a) : *Artemisia/Chenopodiaceae* pollen ratio, an index of air/soil moisture. (b) : Carbonate contents. High contents (with authigenic, high-Mg calcite predominant) are attributed to enhanced pedogenesis and thus to wet, warm episodes. Detrital calcite predominates over authigenic calcite during episodes with low carbonate contents (< 20 %), which reflect arid conditions. (c-d) : Bangong Co core. (c) : Content of ^{18}O in authigenic inorganic carbonates, corrected from the proportion of aragonite and calcite. The $\delta^{18}\text{O}$ values is regarded as reflecting mean isotopic composition of rainfall in the catchment during period of opening of the lake system. (d) : *Cyperaceae* pollen frequencies. High frequencies (> 20 %) reflect very shallow conditions at the core site. See references in text.

VARIATIONS HYDROLOGIQUES ET CLIMATIQUES RECENSÉES

Nous résumons ici les faits majeurs, illustrés pour chacun des sites par les variations d'un ou plusieurs paramètres les plus représentatifs des changements reconnus.

Hémisphère Nord : le Tibet occidental

Le Tibet occidental est actuellement à l'écart de la mousson indienne. C'est un désert froid où tombent de rares pluies convectives estivales ($< 60 \text{ mm a}^{-1}$). L'étude pluridisciplinaire de séquences sédimentaires (minéralogie, isotopes stables, microorganismes aquatiques, pollen) fut conduite sur deux systèmes hydrologiques indépendants, Sumxi Co-Longmu Co (Co signifie lac), système fermé, et Bangong Co, ouvert sur le bassin de l'Indus lorsque sa balance hydrique est excédentaire.

Sumxi Co ($34^{\circ}30'N$, $80^{\circ}23'E$, 5058 m) est un lac d'eau douce sans exutoire de surface, alimenté par des eaux de fonte de glaciers. Le lac voisin Longmu (5008 m), hypersalé, dépend d'une source vraisemblablement résurgente de Sumxi. Nos résultats (Gasse *et al.*, 1991 ; Fontes *et al.*, 1993d ; Van Campo et Gasse, 1993 ; Avouac *et al.*, 1996) s'appuient sur l'analyse d'une carotte (10,5 m, 12,7 ka BP) prélevée à Sumxi et de nombreux affleurements, et sur l'étude d'anciens rivages qui montrent que Sumxi et Longmu ont formé un lac unique fermé, d'au moins 160 m de profondeur, à l'Holocène inférieur et moyen. Bangong Co ($33^{\circ}40'N$, $79^{\circ}00'E$, 4241 m) est une longue vallée ennoyée, recevant, dans sa partie orientale, deux cours d'eau descendant de hauts reliefs enneigés, et une rivière drainant une série de marécages salés (cf. Tagutagion) tributaires de résurgences karstiques. Une carotte de 12,4 m a fourni un enregistrement holocène continu (Fontes *et al.*, 1996 ; Fan *et al.*, 1996 ; Gasse *et al.*, 1996 ; Van Campo *et al.*, 1996). L'exutoire de Bangong, actuellement clos, fut fonctionnel entre $\approx 9,6$ et 2 ka BP.

Bien que les signaux paléohydrologiques diffèrent entre les bassins de Sumxi-Longmu Co (système fermé) et Bangong Co (système ouvert), leur interprétation en terme de paléoclimat est très cohérente, et en parfait accord avec les données polliniques. Un épisode lacustre daté vers sa base de 28,5 ka (âges U/Th) est recensé en un site aujourd'hui émergé (Tagutagion ; Causse *et al.*, 1995). Il est suivi d'une période d'émersion attribuée au Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Après le DMG, nos résultats, concordants avec les grandes tendances climatiques mises en évidence plus à l'Est (Seling Co, Gu *et al.*, 1993 ; Lac Qinghai, Lister *et al.*, 1991), montrent la complexité de la période post-glaciaire (Fig. 2). Une première pulsation humide est enregistrée vers 13-12 ka BP, suivie d'un retour à des conditions arides centrées sur 10,5 ka BP. Un climat plus chaud et plus humide que l'actuel s'établit rapi-

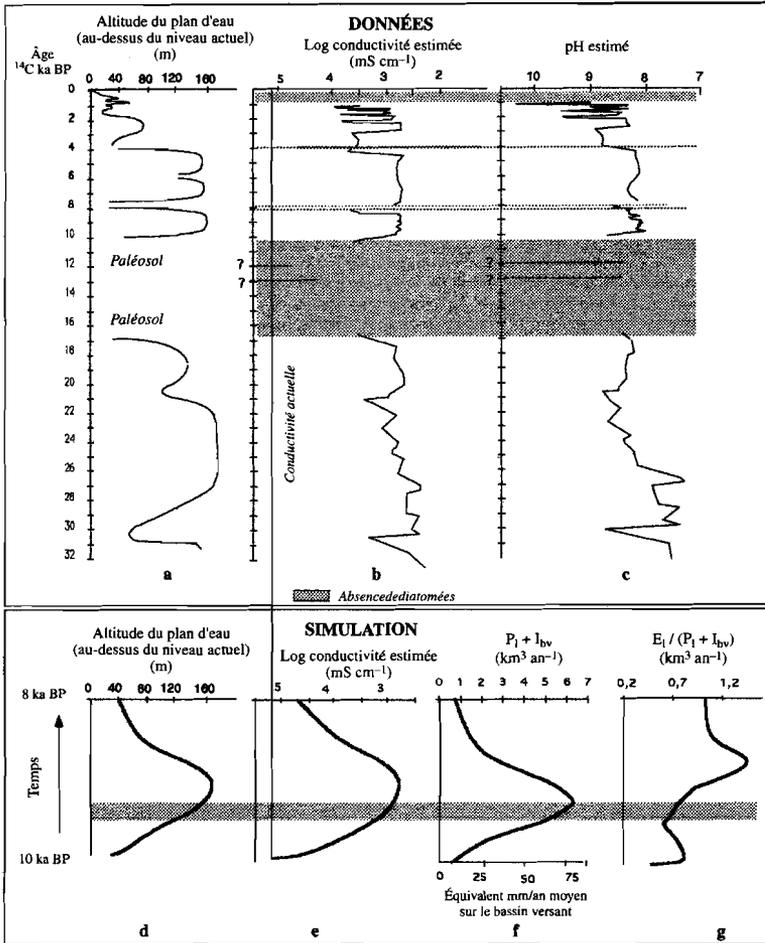


FIGURE 3.

Lac Abhé.

(a-c) : Paléodonnées. (a) Fluctuations du niveau lacustre. (b, c) : Fluctuations de la conductivité (b) et du pH (c) des eaux, reconstituées à partir des diatomées. (d-g) : Résultats d'une simulation des variations du niveau lacustre (d), de la conductivité (e), et de paramètres hydroclimatiques (f, g) compatibles avec les paléodonnées; P_1 = précipitation sur la surface du lac; E_1 = évaporation de la surface du lac; I_{bv} = somme des apports en eau du bassin versant, bande grisée: valeurs de P_1 , E_1 et I_{bv} constantes. (a) : d'après Gasse et Street, 1978; autres : inédits.

Lake Abhe.

(a-b) : Proxy data. (a) : Lake-level fluctuations. (b-c) : Diatom-inferred water conductivity and pH. (d-g) : Results from a simulation experiment for inferring lake-level fluctuations (d), conductivity (e) and hydroclimatic parameters (f, g) compatible with proxy data; P_1 = precipitation on the lake surface; E_1 = evaporation from the lake surface; I_{bv} = total water supplies from the catchment area; dashed band : constant P_1 , E_1 et I_{bv} values. (a) : after Gasse and Street, 1978; others : unpublished.

dement vers 10-9,5 ka BP, et se maintient jusque vers 6,3-6,0 ka BP. Il est attribué à la pénétration de la mousson indienne sur le Tibet occidental. L'intervalle 10-6 ka BP est toutefois interrompu par une phase sèche, brève mais marquée, autour de 8,0-7,7 ka BP. Les données polliniques ainsi que les teneurs en ^{18}O des carbonates de Bangong, alors bassin ouvert, indiquent que les pluies de mousson ont atteint leur intensité maximale entre 9,0 and 8,7 ka BP, et entre 7,5 et 6,3 ka BP. Une tendance générale vers l'aridité s'amorce à $\approx 6,3-6,0$ ka BP et culmine entre ≈ 4 et ≈ 3 ka BP, suivie de plusieurs oscillations de faible ampleur.

La pénétration de la mousson indienne sur le Tibet occidental à l'Holocène inférieur et moyen est en accord avec les attendus du forçage orbital du climat. Les brèves pulsations sèches recensées restent inexiquées.

Hémisphère Nord : Afrique orientale

Les changements environnementaux reconnus en Afrique nord-orientale, dans l'ensemble cohérents (*cf.* Street-Perrott *et al.*, 1989), sont illustrés ici par l'histoire du lac Abhé (11°05'N, 41°50'E, 240 m ; Fig. 3), très comparable à celle du bassin de Ziway-Shalla dans le Rift Ethiopien (Gasse et Street, 1978).

Abhé, au cœur du désert Afar, est le lac terminal de la rivière Awash qui s'écoule du plateau Éthiopien. Son bassin versant (76 000 km²) s'étend entre 2 400 et 240 mètres d'altitude. La mousson estivale représente l'essentiel des précipitations moyennes annuelles, qui décroissent de 1 250 à 250 mm a⁻¹ du Plateau aux alentours du lac (moyenne pour le bassin versant : 600 mm a⁻¹) ; inversement, l'évapotranspiration potentielle (Et) croît de 700 à 1200 mm a⁻¹ (FAO, 1973 ; Coopération Hydrogéologique Allemande, 1982). Le lac est aujourd'hui hypercalin (pH : 11 ; salinité : 160 g l⁻¹) et en voie d'assèchement. Les pertes en eau sont principalement dues à l'évaporation, malgré des infiltrations non négligeables (Fontes *et al.*, 1985 ; Gasse et Fontes, 1989).

Les variations du niveau lacustre sont reconstituées à partir de l'étude sédimentologique et diatomologique de dépôts carottés en bordure du lac, de sections à l'affleurement, et d'anciens rivages (Gasse, 1991). L'application des fonctions de transferts basées sur les diatomées (ce travail), et l'analyse isotopique des carbonates holocènes (Fontes et Pouchan, 1975 ; Fontes *et al.*, 1980, 1985) informent sur la paléochimie des eaux.

Une période aux eaux très hautes et à faible salinité s'observe entre ~ 29 et 23 ka BP. Après quelques oscillations de faible ampleur, les conditions arides du DMG s'établissent après 19 ka BP. Un paléosol à restes de graminées indique un niveau au moins aussi bas qu'aujourd'hui entre ≈ 17 et ≈ 10 ka BP. Rien ne prouve que le lac Abhé soit remonté antérieurement à 10 ka BP (hormis peut-être à l'occasion de deux brèves oscillations indiquées par des deux niveaux à diatomées intercalés dans le paléosol), mais quelques

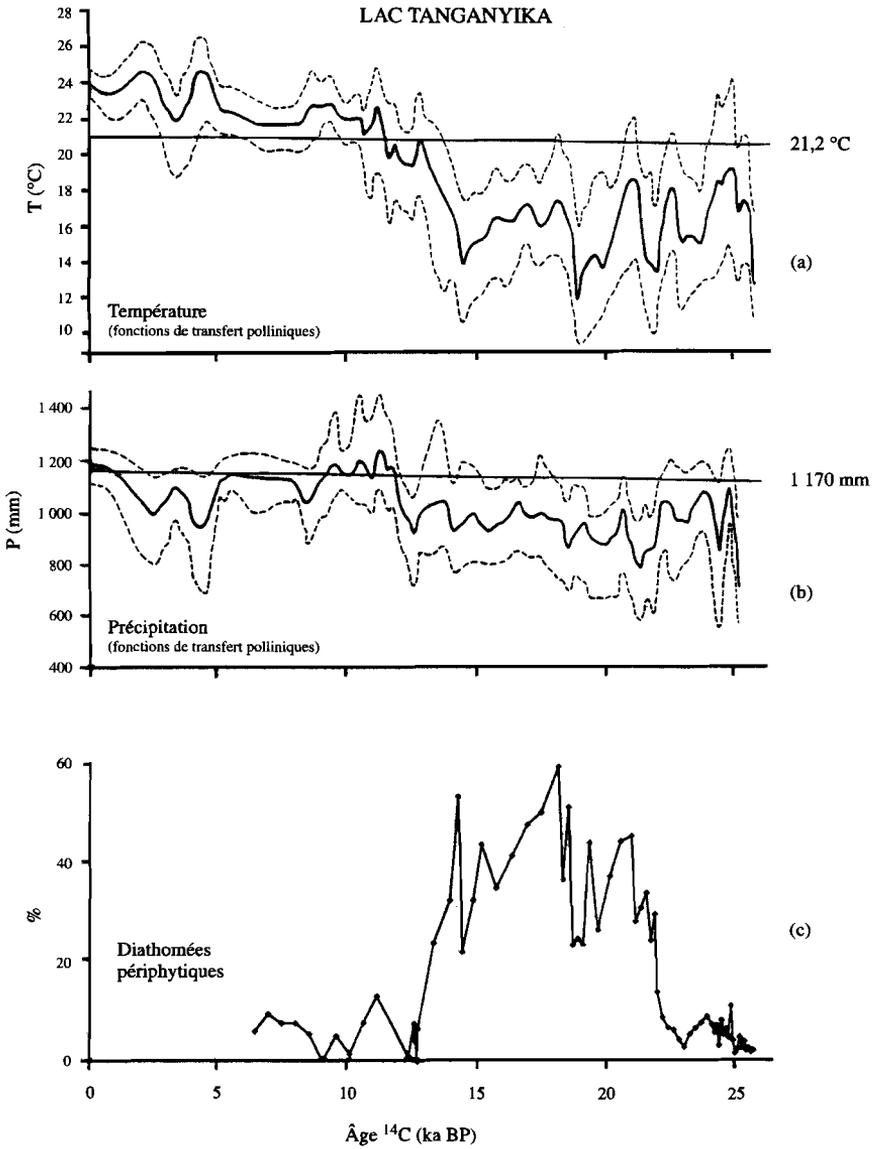


FIGURE 4.

Bassin du lac Tanganyika.

(a, b) : Fluctuations des paléo-températures (a) et -précipitations (b), reconstituées à partir des pollens. (c) : variations de la fréquence totale des diatomées littorales. Voir références dans le texte.

Tanganyika basin.

(a, b) Pollen-inferred fluctuations in (a) paleo-temperature and (b) -precipitation. (c) : Changes in total frequency of littoral diatoms. See references in text.

données obtenues sur des bassins voisins montrent le retour des conditions humides en Afar dès 13 et 11,5-11 ka BP (Williams *et al.*, 1977). Le bassin du lac Abhé se remplit rapidement vers 10 ka BP. Deux épisodes de haut niveau lacustre (+ 160 m, 5 500 km²), aux eaux peu évaporées, s'observent entre 10 et 4 ka BP et culminent l'un entre $\approx 9,4$ et 8,3 ka BP, l'autre entre 7 et 6 ka BP. Ces épisodes sont séparés par une importante régression centrée sur 8,0-7,5 ka BP. La période 4-3 ka BP est aride. L'Holocène supérieur connaît plusieurs oscillations positives d'amplitude mineure.

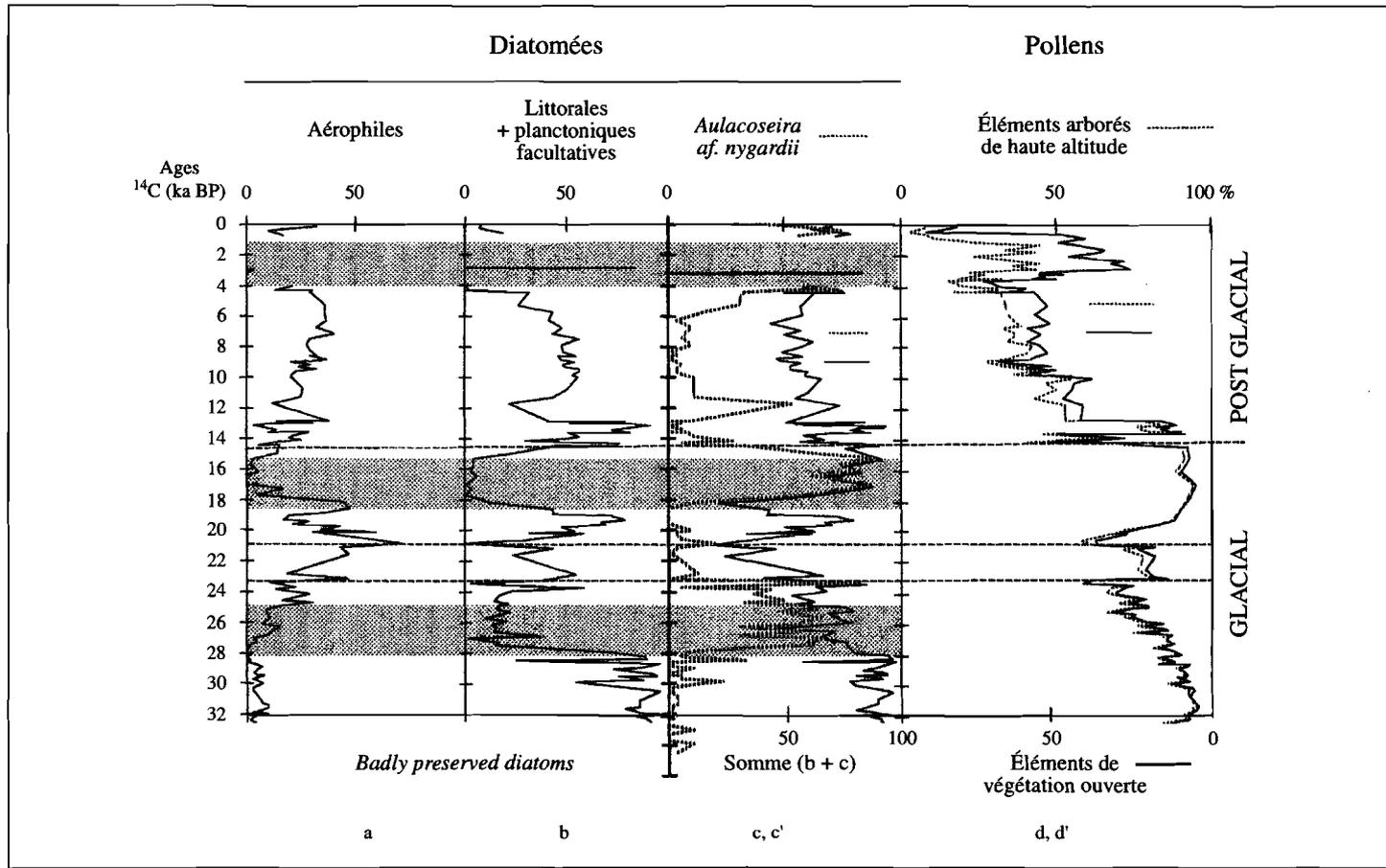
La combinaison des équations de bilans hydrique et salin du lac a permis une simulation des conditions passées. La mise en place d'un grand lac holocène (400 m, conductivité : $\approx 500 \mu\text{S cm}^{-1}$) à partir des conditions hydroclimatiques actuelles, est compatible avec une augmentation des apports (de surface et souterrains) d'un facteur 6 (Fig. 3d-f), équivalent à une augmentation du bilan P-E moyenné sur l'ensemble du bassin versant d'environ 75 mm a⁻¹, soit + 25 % par rapport à l'Actuel.

Comme le Tibet, l'Afrique nord-orientale paraît répondre aux variations de l'insolation estivale liées aux oscillations des paramètres orbitaux, qui n'expliquent pas, néanmoins, les variations abruptes et de courte durée.

Zone sub-équatoriale sud : le bassin du Lac Tanganyika

Le lac Tanganyika (3°20'-8°45'S, 30°45'-31°20'E, 773 m), avec un bassin versant de 238 700 km² et une profondeur de 1 470 m, s'étend sur 32 600 km². La majeure partie du bassin est soumise à une longue saison des pluies durant l'été austral. Les précipitations moyennes annuelles y sont estimées à 1 000 mm a⁻¹. Les précipitations sur la surface du lac (55 % des apports) et l'évaporation (95 % des pertes) sont les deux paramètres majeurs du bilan hydrique du lac. Les deux rivières affluentes principales sont la Rusizi, exutoire du lac Kivu, et la Malagarasi qui draine les plateaux tanzaniens. Le lac a actuellement un petit exutoire, la rivière Lukuga, tributaire du fleuve Zaire.

Les variations hydrologiques et climatiques au cours des derniers 26 000 ans dans le bassin sud sont bien documentées par l'étude pluridisciplinaire de plusieurs carottes. La sédimentologie (Tiercelin *et al.*, 1988) et la composition des assemblages de diatomées (Fig. 4; Gasse *et al.*, 1989) montrent, après un niveau lacustre plus bas qu'aujourd'hui entre 26 et 21 ka BP, un large épisode régressif (- 400, - 300 m par rapport au niveau actuel) centré sur 18 ka BP. Le lac était alors fermé. Une balance hydrique positive se rétablit dès 16 ka BP. Une remontée rapide du plan d'eau s'amorce vers 14 ka BP, et le niveau est voisin de l'Actuel vers 12,7 ka BP. Le lac s'ouvre à nouveau. Les données polliniques de plusieurs carottes (Vincens *et al.*, 1993) furent interprétées en termes de variables climatiques quantifiées par application de fonctions de calibration (Chalié, 1995). Par comparaison avec les valeurs



actuelles, les températures estimées (Fig. 4) indiquent un refroidissement pendant la période glaciaire atteignant $4,4 \pm 2,2$ °C entre ≈ 18 et 16 ka BP. Les conditions thermiques post-glaciaires s'instaurent entre 14,5 et 9 ka BP. Les valeurs de précipitation déduites des assemblages polliniques montrent une diminution de 13 ± 10 % pendant la période glaciaire. Une augmentation rapide de la pluviosité vers 12,5 ka BP conduit à des valeurs supérieures à l'Actuel entre 12 et 9 ka BP, et des phases plus sèches sont identifiées autour de 8 ka BP et entre $\approx 4,5$ et 3 ka BP.

L'application d'un modèle de bilan hydrique et énergétique du système lacustre (lac et bassin versant), dans lequel les pertes par évaporation sont estimées à partir du bilan radiatif du lac et des terres (Kutzbach, 1980; Benson, 1981), permet de proposer des valeurs d'évaporation et de précipitation compatibles avec le bas niveau des eaux observé pendant le DMG (Bergonzini *et al.*, sous presse). Pour l'Actuel, le modèle montre un excellent accord entre valeurs simulées et valeurs observées. On applique ensuite le modèle au DMG en changeant les valeurs de plusieurs paramètres entrée (surfaces du lac et du bassin versant, température, albedo) estimées à partir des données paléohydrologiques et palynologiques. La simulation indique, pour le DMG et par rapport à l'Actuel, une diminution des précipitations et de l'évaporation conduisant à une diminution du bilan P-E d'environ 40 % sur le bassin versant.

◀ FIGURE 5.

Lac Tritrivakely.

(a-c) Diatomées. Fréquences totales des espèces : (a) aérophiles-acidophiles (*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp. principalement), indicatrices d'un milieu subaérien. (b) littorales et planctoniques de milieu aquatique permanent, neutre (*Fragilaria elliptica*, *Gomphonema* spp., *Cymbella* spp., *Aulacoseira ambigua* principalement); (c) *Aulacoseira* af. *nygardii*, abondante dans des lacs temporaires des plateaux malgaches pendant les phases de mise en eau. (c') : somme de (b + c). (d, d') Pollens : le sommet de la carotte (500 ans) est biaisé par l'action anthropique; (d) Fréquence des éléments polliniques arborés de haute altitude, essentiellement marqueurs des conditions thermiques; (d') Éléments polliniques de végétation ouverte, indicateurs de conditions climatiques sèches. Courbes polliniques : E. Van Campo, comm. pers. 1995. Autres : inédites.

Lake Tritrivakely.

(a-c) Diatoms. Total frequencies of (a) aerophilous, acidophilous species (*Pinnularia* spp., *Eunotia* spp. mainly), indicators of subaerial, ombrophilous conditions; (b) littoral and planctonic species of circumneutral, permanent shallow waterbody (*Fragilaria elliptica*, *Gomphonema* spp., *Cymbella* spp., *Aulacoseira ambigua* mainly); (c) *Aulacoseira* af. *nygardii*, common in temporary lakes of the Madagascar Plateaux during the wet season; (c') sum of (b + c). (d, d'): Pollen. The core top (< 500 yrs) is biased by human impact; (d) High altitude woody elements, indicators of cool conditions; (d') Open vegetation elements, indicators of dry conditions. Pollen: E. Van Campo, pers. comm. 1995; Others: unpublished.

L'évolution hydroclimatique du bassin du Tanganyika ressemble à celle des lacs nord-tropicaux. Ceci ne saurait être mis au compte des seuls facteurs orbitaux. La reprise des précipitations efficaces est en phase avec un réchauffement rapide lors de la dernière déglaciation.

Hémisphère sud. Madagascar

Nos résultats reposent sur l'étude de carottes (Gasse *et al.*, 1994 ; Sifeddine *et al.*, 1995) prélevées dans un petit lac de cratère des hauts plateaux de Madagascar (lac Tritrivakely ; 19°47'S, 46°55'E, 1778 m).

La région est soumise à un climat tropical montagnard (précipitation moyenne : 1 500 mm a⁻¹) avec un été chaud à pluies de mousson australe violentes, et un hiver frais et sec. Tritrivakely, directement alimenté par les pluies, sans exutoire de surface et aux eaux diluées (conductivité : 20 à 200 µS cm⁻¹, pH : 5,5-6), est colonisé par les macrophytes (Cyperaceae). Sa profondeur moyenne varie de ≈ 0,1 à plusieurs mètres selon les saisons et les années.

Le principal événement climatique recensé est le réchauffement post-glaciaire ample et rapide entre 14,4 et ≈ 9 ka BP, qui se manifeste par le déclin en deux étapes principales (14,4 et 12,8 ka BP) du pollen des plantes arborées de haute altitude (Fig. 5d). Par ailleurs, le maximum de température et d'aridité est enregistré par les assemblages polliniques sur un court intervalle de temps entre 4 et 3,5 ka BP.

Hormis ces changements majeurs, l'évolution de la végétation et du milieu aquatique est complexe. L'abondance des diatomées aérophiles, acidophiles (Fig. 5a) traduit un milieu ombrophile à déficit hydrique annuel permanent. La fréquence de ces espèces tend à croître, bien que de façon non linéaire, entre 27 et 20,5 ka BP, et entre ≈ 15 et 7 ka BP, en phase avec des augmentations de la fréquence des éléments polliniques de végétation ouverte (Fig. 5d') qui traduisent une tendance à l'aridité régionale. C'est ce qu'on pouvait attendre des effets des changements de l'insolation sous ces latitudes. Les phases à végétation arborée dominante, interprétées comme des épisodes à pluies de type mousson (Van Campo et Gasse, 1995), correspondent à deux types de milieux aquatiques. Un lac permanent peu profond à intense productivité algaire est enregistré par un groupe de diatomées littorales ou planctoniques (Fig. 5b) nettement dominantes avant 28 ka BP, vers 20-19, 14,5, 13,5-12,8 et 3 ka BP. Ce type de milieu traduit un bilan hydrique moyen annuel positif, que l'on attribue à de faibles pertes par évaporation car il est associé aux éléments polliniques arborés de haute altitude, indicateurs d'une température moyenne annuelle plus basse qu'aujourd'hui (Fig. 5d). Le deuxième type de milieu est enregistré par la dominance d'*Aulacoseira af. nygardii* (Fig. 5c), espèce de pleine eau aux frustules généralement mal préservés, et caractérisé

par des traces d'oxydation dans les sédiments. Ces faits traduisent la mise en place d'un plan d'eau libre suivie d'une régression pouvant conduire à l'assèchement. Ceci suggère des événements pluvieux violents suivis d'une phase d'évaporation. Ces conditions prédominent entre 28 et 25, 18 et 14,5 et après 4,5 ka BP. Au DMG et à l'Holocène supérieur, les forts contrastes saisonniers de l'insolation peuvent rendre compte d'un milieu très fluctuant à l'échelle de l'année, avec remplissage du bassin lors des fortes pluies estivales, comme cela s'observe actuellement. Les conditions climatiques de ces deux périodes sont toutefois bien différentes. Si, depuis 4 ka BP, le bilan P-E annuel du lac permet le maintien d'un marécage très productif à fort taux d'accumulation organique, le milieu était trop souvent asséché au DMG pour qu'un tel écosystème existât. En témoignent une vitesse de sédimentation moyenne très faible suggérant de brèves lacunes sédimentaires, une faible teneur en matière organique mal préservée et l'oxydation des sédiments. Le DMG est donc caractérisé par un bilan hydrique moyen déficitaire par rapport à l'Actuel, malgré un refroidissement réduisant les pertes par évaporation. Ceci implique une pluviosité annuelle inférieure à celle de l'Actuel.

Les conditions hydrologiques du lac Tritrivakely paraissent résulter des effets combinés des changements saisonniers de l'insolation et des conditions thermiques régionales (avec un réchauffement, ample et non linéaire, entre 14,4 et 9 ka BP). Contrairement à ce que l'on pourrait directement attendre du facteur orbital, le lac est quasiment à sec pendant le DMG, et connaît des épisodes aux eaux permanentes pendant la dernière déglaciation.

DISCUSSION

En hémisphère nord, les grands changements hydrologiques observés au Tibet et en Afrique nord-orientale sont attribués aux variations d'intensité de la mousson indienne, et paraissent en bon accord avec les données déduites des carottes marines dans l'océan Indien nord (Duplessy, 1982 ; Van Campo, 1986 ; Clemens et Prell, 1990 ; Sirocko *et al.*, 1993). Les fluctuations de l'insolation d'été sur l'hémisphère nord en sont largement responsables (*cf.* Kutzbach et Street-Perrott, 1985 ; COHMAP Members, 1988 ; Clemens *et al.*, 1991). La mousson indienne, très faible pendant le DMG en réponse à une insolation d'été minimale, est intensifiée entre ~ 13 et 6-5 ka BP. Cependant, le seul forçage orbital n'explique pas les changements abrupts et apparemment synchrones enregistrés dans les lacs nord-tropicaux (*cf.* Gasse et Van Campo, 1994) et les séquences à haute résolution de la Mer d'Arabie (carotte 74KL ; Sirocko *et al.*, 1993 ; Sirocko, 1994). Après le DMG, le renforcement de la mousson du SW s'établit par pulsations, vers \approx 13-12,5 ka BP, \approx 10-9,5 ka BP, et 7,5-7 ka BP, la seconde étant de beaucoup la plus impor-

tante. Les phases les plus humides se situent entre $\approx 9,5$ et 8 ka BP, et entre ≈ 7 et 6 ka BP. Ces pulsations sont séparées par des retours vers des conditions de type glaciaire. Le premier (11-10 ka BP) paraît synchrone du Dryas Récent, épisode froid des hautes latitudes nord. Le second, centré sur 8-7,5 ka BP, semble en phase avec un épisode d'affaiblissement de la mousson asiatique, qui dérive de l'océan Pacifique, mis en évidence sur le plateau des Loess de Chine (Zhou *et al.*, 1995) et en mer de Chine (Wang, 1995). À l'Holocène moyen et supérieur, la mousson indienne répond à l'atténuation progressive de l'insolation estivale en s'affaiblissant. Les enregistrements lacustres témoignent d'un épisode d'aridité maximale entre 4 et 3 ka BP. Les brèves phases sèches observées à 11-10, 8-7,5 et 4-3 ka BP, à large extension géographique et qui interviennent sous des conditions paléoclimatiques générales (insolation, extension des glaces) très différentes, peuvent avoir des causes diverses, dont des changements de teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre, associés aux conditions de surface des terres tropicales (*cf.* Gasse et Van Campo, 1994). Notons l'existence d'un épisode sec (et chaud) entre 4 et 3,5 ka BP en hémisphère sud, bien identifié à Madagascar.

En hémisphère sud, on attendrait, du seul forçage orbital, des valeurs de P et de P-E élevées pendant le DMG (période d'insolation d'été austral maximale), et une tendance vers l'aridité entre 15 et 9 ka BP. Cet attendu s'accorde avec les observations au lac Malawi (Finney *et al.*, 1993), haut pendant le DMG et en régression à l'Holocène inférieur. L'enregistrement de Madagascar s'explique aussi pour une large part par les variations des paramètres orbitaux. Toutefois, le facteur insolation ne rend pas compte, à Madagascar comme au Tanganyika, d'un déficit hydrique annuel moyen au DMG. Par ce fait, les enregistrements de l'hémisphère sud ressemblent à ceux de l'hémisphère nord, mais le rétablissement d'un bilan hydrique positif y paraît antérieur, et associé à un réchauffement ample et rapide que la palynologie situe entre 14,5-14 et ≈ 9 ka BP. Les variations des précipitations sur les continents sud-tropicaux seraient ainsi liées aux conditions thermiques glaciaires/interglaciaires planétaires, et pourraient dépendre de la température de surface de l'océan Indien tropical. Les données de CLIMAP (1981) suggèrent, pour le DMG, des températures de surface des océans tropicaux voisines des températures actuelles. Ces données sont controversées par des travaux récents (Anderson et Webb, 1993) qui indiquent des températures plus faibles qu'aujourd'hui. Un réchauffement s'observe dans les eaux de surface du Canal du Mozambique entre 14,5 et 14 ka BP (J.-C. Duplessy, comm. pers.), en phase avec le retour de conditions favorables à la vie aquatique à Madagascar. Ainsi, les tropiques sud répondraient au changement entre conditions glaciaires et interglaciaires à la surface du globe, qui régit l'évaporation sur l'océan et la teneur de l'atmosphère en vapeur d'eau.

REMERCIEMENTS

Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du GdR-CNRS 970 « Paléohydrologie et Paléoclimatologie continentales », en étroite collaboration avec le centre ORSTOM de Tananarive et le Laboratoire de Recherche sur les Environnements Aquatiques (Tananarive) pour le site de Madagascar. Les lacs tibétains ont été étudiés dans le cadre d'un projet franco-chinois CNRS-Academia Sinica. Les carottes du Tanganyika furent prélevées par ELF-Aquitaine, et étudiées *pro parte* avec le support du Programme National d'Étude de la Dynamique du Climat (CNRS). Nous remercions C. Hillaire-Marcel et J.-C. Duplessy pour les commentaires portés au manuscrit.

RÉFÉRENCES

- Andrews (J.N.), Edmunds (W.M.), Smedley (P.L.), Fontes (J.-Ch.), Fifield, L.K. & Allan (G.L.), 1994. « Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator : the East Midlands Triassic Sandstone aquifer (UK) ». *Earth and Planetary Science Letters*, 122 : 159-171.
- Anderson (D.M.) & Webb (R.S.), 1993. « Ice-age Tropics revisited ». *Nature*, 367 : 23-24.
- Avouac (J.P.), Dobremez (J.F.) & Bourjot (L.), 1996. « Palaeoclimatic interpretation of a topographic profile accross middle Holocene shorelines of Longmu Co (Western Tibet) ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 120 : 93-104.
- Barker (P.), Roberts (C.N.), Lamb (H.F.), Vander Kaars (S.) & Ben Kaddour (A.), 1994. « Interpretation of Holocene lake-level change from diatom assemblages in Lake Sidi Ali, Middle Atlas, Morocco ». *J. Paleolimnology*, 12 : 223-234.
- Benson (L.V.), 1981. « Paleoclimatic significance of lake level fluctuations in the Lahontan basin ». *Quat. Res.*, 16 : 390-403.
- Bergonzini (L.), Chalié (F.) & Gasse (F.), 1997. « Paleoevaporation and Paleoprecipitation in the Tanganyika basin at 18,000 years BP inferred from hydrology and vegetation praxies ». *Quat. Res.*, sous presse.
- Bradley (R.S.), Dodson (J.), Duplessy (J.-C.), Gasse (F.), Liu (T.S.) & Markgraf (V.), 1995. PANASH IGBP-PAGES Report. Chap. I. Panash Science and Implementation Plan, Pages Series 95-1 : 1-22.
- Causse (C.), Arnold (M.), Fehri (A.), Gibert (E.), Fan Hui & Gasse (F.), 1995. « Discrepancies between ^{14}C and Th/U chronologies in lacustrine sediments : examples of potential climatic misinterpretation from Lake Tagutagion (Western Tibet) ». *Abstracts of the XIVth INQUA Congress 3-10/08/95, Berlin*.

- Chalié (F.), 1995. « Paléoclimats du bassin Tanganyika Sud au cours des 25 derniers mille ans : reconstitution quantitative par le traitement de données polliniques ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, série 2, 320(3) : 205-208.
- Clemens (S.) & Prell (W.L.), 1990. « Late Quaternary forcing of Indian Ocean Summer – Monsoon winds : a comparison of Fourier model and circulation model results ». *J. Geophysical Res.*, 96 : 268-270.
- Clemens (S.), Prell (W.L.), Murray (D.), Shimield (G.) and Weedon (G.), 1991. « Forcing mechanisms of the Indian ocean monsoon ». *Nature*, 353 : 720-725.
- CLIMAP Project Members, 1981. « Climate : Long-range Investigation, Mapping and Prediction Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum ». *Geological Society America. Map Chart Series, MC-36*.
- COHMAP Members, 1988. « Climatic changes of the last 18,000 years : observations and model simulations ». *Science*, 241 : 1043-1052.
- Coopération Hydrogéologique Allemande. 1982. Inventaire et mise en valeur des ressources en eau de la république de Djibouti. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hanovre. 5 volumes.
- Duplessy (J.-C.), 1982. « Glacial to interglacial contrasts in the Northern Indian Ocean ». *Nature*, 295 : 494-498.
- Durand (A.), Fontes (J.-Ch.), Gasse (F.), Icole (M.) & Lang (J.), 1984. « Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire : étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres ». *Paleoecology of Africa (and the surrounding islands)*, 16 : 215-243.
- Fan Hui, Gasse (F.), Huc (A.), Li Yuanfang, Sifeddine (A.) & Soulié-Märsche (I.), 1996. « Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 3 : Biogenic remains ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 120 : 65-78.
- FAO, 1973. « Investigation of geothermal resources for power development. Geology, geochemistry and hydrology of hot springs of the East African Rift system within Ethiopia ». *Technical Report prepared for the Imperial Ethiopian Government*, 1-275.
- Finney (B.P.), Johnson (T.C.) & Scholtz (C.A.), 1993. « Late-Quaternary water level changes of Lake Malawi ». In *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African lakes*, Johnson, T.C. & Odada, E. (Eds), Gordon & Breach Publishers.
- Fontaine (B.), 1991. *Étude comparée des moussons indienne et ouest africaine*. Centre Rech. Climatol., Univ. Bourgogne, CNRS, Dijon, 1, 233 p. ; 2, 278 p.

- Fontes (J.-Ch.) & Pouchan (P.), 1975. « Les cheminées du lac Abbé (TFAI) : stations hydroclimatiques de l'Holocène ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, Série D, 280 : 383-386.
- Fontes (J.-Ch.) & Garnier (J.M.), 1979. « Determination of the Initial ^{14}C Activity of the Total Dissolved Carbon: a review of the existing models and a new approach ». *Water Resources Research*, 15, 2 : 399-413.
- Fontes (J.-Ch.), Pouchan (P.), Saliège (J.F.) & Zuppi (G.M.), 1980. « Environmental isotope study of groundwater systems in the Republic of Djibouti ». In : *Arid Zone Hydrology : Investigations with Isotope Techniques*, IAEA, Vienna, 237-262.
- Fontes (J.-Ch.), 1981. Groundwater dating. In “*Guide Book of Isotope Hydrology*”, Tech. Rep. Ser., 91, IAEA, Vienna, 285-317.
- Fontes (J.-Ch.), Coque (R.), Filly (A.) & Mamou (A.), 1983. « Paléohydrologie isotopique de l'Oued El Akarit (Sud Tunisie) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 43 : 41-61.
- Fontes (J.-Ch.), Gasse (F.), Callot (Y.), Plaziat (J.C.), Carbonel (P.), Dupeuple, (P.A.) & Kaczmarzka (I.), 1985. « Freshwater to marine-like environments from holocene lakes in Northern Sahara ». *Nature*, 317 (6038) : 608-610.
- Fontes (J.-Ch.), Gasse (F.), 1987. « Programme PALHYDAF : État d'avancement, janvier 1987. Premier méridien : Sud-Tunisie/Sud-Niger ». *Géodynamique*, 2 (2) : 139-142.
- Fontes (J.-Ch.) & Gasse (F.), 1989. « On the age of humid Holocene and Late Pleistocene phases in North Africa. Remarks on “Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa)” by P. Rognon ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70 : 393-398.
- Fontes (J.-Ch.) & Gasse (F.), 1991a. « PALHYDAF (PALaeoHYDrology in Africa) program : objectives, methods, major results ». *Palaeoclimatol., Palaeogeog., Palaeoecol.*, 84 : 191-215.
- Fontes (J.-Ch.) & Gasse (F.), 1991b. « Chronology of the major Late Quaternary palaeohydrological events in NW Africa : PALHYDAF results ». *Hydrobiologia*, 214 : 367-372.
- Fontes (J.-Ch.), Andrews (J.N.), Guerre (A.), Edmunds (W.M.) & Travi (Y.), 1991. « Palaeorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry ». *Water Resources Research*, 27 (2) : 199-214.
- Fontes (J.-Ch.), 1992. « Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater ». In : *Radiocarbon after Four Decades*, R.E. Taylor, A. Long and R.S. Kra (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 242-261.
- Fontes (J.-Ch.), Andrews (J.N.) & Gasse (F.), 1993a. « Conditions climatiques du retour humide à l'Holocène sur l'Afrique sub-saharienne ». Abstract IAEA-SM-329, 123-124.

- Fontes (J.-Ch.), Stute (M.), Schlosser (P.), Broecker (W.S.), 1993b. « Aquifers as Archives of Paleoclimate ». *Eos, Transactions, American Geophysical Union.*, 74 (2): 21-22.
- Fontes (J.-Ch.), Andrews (J.N.), Causse (C.) & Gibert (E.), 1993c. « A comparison of ^{14}C and Th/U ages on continental carbonates ». *Radiocarbon*, 34 (3): 602-610.
- Fontes (J.-Ch.), Mélières (F.), Gibert (E.), Liu (Q.) & Gasse (F.), 1993d. « Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan Lakes (Sumxi Co, Longmu Co) from 13,000 yr B.P. ». *Quat. Sci. Rev.*, 12: 875-887.
- Fontes (J.-Ch.), 1994. Isotope palaeohydrology and the prediction of long-term repository behaviour. *Terra Nova Abstracts*, 6 (1): 20-35.
- Fontes (J.-Ch.), Gasse (F.) & Gibert (E.), 1996. « Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 120: 25-48.
- Fritz (S.C.), Juggins (S.), Battarbee (R.W.) & Engström (D.R.), 1991. « Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function ». *Nature*, 352: 1771-1781.
- Gasse (F.), 1977. « Evolution of Lake Abhe (Ethiopia and T.F.A.I.) from 70,000 B.P. ». *Nature*, 2 (5589): 42-45.
- Gasse (F.) & Street (F.A.), 1978. « Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the Northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti) ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 24: 279-325.
- Gasse (F.) & Tekaia (F.), 1983. « Transfer functions for estimating paleoecological conditions (pH) from East African diatoms ». *Hydrobiologia*, 103: 85-90.
- Gasse (F.), Fontes (J.-Ch.), Plaziat (J.C.), Carbonel (P.), Kaczmarska (I.), de Dekker (P.), Soulié-Märsche (I.), Callot (Y.) & Dupeuble (P.A.), 1987. « Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene Lakes from North Sahara ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 60: 1-46.
- Gasse (F.), Lédée (V.), Massault (M.) & Fontes (J.-Ch.), 1989. « Water-level fluctuations of Lake Tanganyika in phase with oceanic changes during the last glaciation and deglaciation ». *Nature*, 342: 57-69.
- Gasse (F.), & Fontes (J.-Ch.), 1989. « Palaeoenvironments and palaeohydrology of a tropical closed lake (L. Asal, Djibouti) since 10,000 yr B.P. ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 69: 67-102.
- Gasse (F.), 1991. « Tectonic and climatic controls on lake distribution and environments in Afar from Miocene to present ». *Am. Ass. Petro. Geologist., Mem.*, 50: 19-41.

- Gasse (F.), Arnold (M.), Fontes (J.-Ch.), Fort (M.), Gibert (E.), Huc (A.), Li Bingyan, Li Yuanfang, Liu Qing, Mélières (F.), Van Campo (E.), Wang Fubao & Zhang Qingsong, 1991. « A 13,000 yr climate record from Western Tibet ». *Nature*, 353 : 742-745.
- Gasse (F.) & Fontes (J.-Ch.), 1992. « Climatic changes in Northwest Africa during the last deglaciation (16-7 ka B.P.) ». NATO ASI Series, *The Last Deglaciation : Absolute and Radiocarbon Chronologies*, E. Bard and W.S. Broecker (Eds), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 12 : 295-325.
- Gasse (F.), Cortijo (E.), Disnar (J.R.), Ferry (L.), Gibert (E.), Kissel (C.), Laggoun-Defarge (F.), Lallier-Vergès (E.), Miskovsky (J.C.), Ratsimbazafy (B.), Ranaivo, F., Tucholka, P., Saos (J.L.), Sifeddine (A.), Taieb (M.), Van Campo (E.) & Williamson (D.), 1994. « A 36 kyr environmental record in the Southern Tropics : Lake Tritrivakely (Maçagascar) ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, série 2, 318 (II) : 1513-1519.
- Gasse (F.) & Van Campo (E.), 1994. « Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains ». *Earth and Planetary Science Letters*, 126 : 435-456.
- Gasse (F.), Juggins (S.) & Ben Khelifa (L.), 1995. « Diatom-based Transfer Functions for Inferring Hydrochemical Characteristics of African Palaeolakes ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 117 : 31-54.
- Gasse (F.), Fontes (J.-Ch.), Van Campo (E.) & Wei Keqin, 1996. « Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet.). Part 4 : Discussion and conclusion ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 120 : 79-92.
- Gonfiantini (R.), 1986. « Environmental isotopes in lake studies ». In : Fritz P. and Fontes J.-Ch. (Eds), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, "The Terrestrial Environment"*, Elsevier, Amsterdam, vol. 2(B) : 113-168.
- Gu Zhaoyan, Liu Jiagi, Yuan Baoyin, Liu Tunsheng, Liu Rongmo, Liu Yu & Zhang Guangzu, 1993. « The changes in monsoon influence in the Qinghai-Tibetan Plateau during the past 12,000 years. Geochemical evidence from the L. Selin sediments ». *Chinese Science Bulletin*, 38 (1) : 61-64.
- Kutzbach (J.E.), 1980. « Estimates of past climate at Palaeolake Chad, North Africa, based on a hydrological and energy-balance model ». *Quat. Res.*, 14 : 210-223.
- Kutzbach (J.E.) & Street-Perrott (F.A.), 1985. « Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP ». *Nature*, 317 : 130-134.
- Lister (G.S.), Kelts (K.), Zao (C.K.), Yu (J.K.) & Niessen (K.), 1991. « Lake Qinghai, China : closed basin lake levels and the oxygen isotope record

- for Ostracoda since the latest Pleistocene ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 84 : 141-162.
- Overpeck (J.), Anderson (D.), Trumbore (S.) & Prell (W.), 1996. « The southwest Indian monsoon over the last 18,000 years ». *Climate Dynamics*, 12 : 213-225.
- Roux (M.), Servant-Vildary (S.) & Servant (M.), 1991. « Inferred ionic composition and salinity of a bolivian Quaternary lake, as estimated from fossil diatoms in the sediments ». *Hydrobiologia*, 210 : 3-18.
- Siegenthaler (U.), Eicher (U.), Oeschger (H.) & Dansgaard (W.), 1984. « Lake sediments as continental $\delta^{18}\text{O}$ records from the Glacial/Post Glacial transition ». *Annals of Glaciology*, 5 : 149-152.
- Sifeddine (A.), Laggoun-Defarge (F.), Lallier-Vergès (E.), Disnar (J.R.), Williamson (D.), Gibert (E.) & Gasse (F.), 1995. « La sédimentation organique, indicateur de changements de paléoenvironnements en milieu tropical au cours des 36 000 dernières années (le lac Tritrivakely, Madagascar) ». *C.R. Acad. Sci. Paris*, série 2, 321 : 385-391.
- Sirocko (F.), Sarnthein (M.), Erlenkeuser (H.), Lang (H.), Arnold (M.) & Duplessy (J.-C.), 1993. « Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years ». *Nature*, 364 : 322-324.
- Sirocko (F.), 1994. *Abrupt change in monsoonal climates evidence from the geochemical composition of Arabian Sea sediments*. Habilitation Thesis, University of Kiel, 161 p.
- Street-Perrott (F.A.), Marchand (D.S.), Roberts (N.) & Harrison (S.P.), 1989. « Global lake-level variations from 18,000 to 0 years ago: a palaeoclimatic analysis ». In : *United States Department of Energy Eds.*, Washington, USA, n° DOE/ER/60304-H1, 1-213.
- Talbot (M.R.), 1990. « A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen ratios in primary lacustrine carbonates ». *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80 : 261-279.
- Tiercelin (J.J.), Mondeguer (A.), Gasse (F.), Hillaire-Marcel (C.), Hoffert (M.), Larque (P.), Lédée (V.), Marestang (P.), Ravenne (C.), Raynaud (J.F.), Thouveny (N.), Vincens (A.) & Williamson (D.), 1988. « 25 000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganyika, Rift Est-africain ». *C. R. Acad. Sci. Paris*, série 2, 307 : 1375-1382.
- Van Campo (E.), 1986. « Monsoon fluctuations in two 20,000 yr BP oxygen-isotope/pollen records off Southwest India ». *Quat. Res.*, 26 : 376-388.
- Van Campo (E.) & Gasse (F.), 1993. « Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (Western Tibet) since 13,000 yr BP. » *Quat. Res.*, 39 : 300-313.

- Van Campo (E.), Cour (P.) & Hang Sixuan, 1996. « Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2 : the pollen record ». *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 120 : 49-64.
- Van Campo (E.) & Gasse (F.), 1995. « A 36 ka diatom and pollen record from the Southern Tropics : lake Tritrivakely, Madagascar ». *Abstracts of the XIVth INQUA International Congress*, 3-10 août 1995, Berlin, p. 282.
- Vincens (A.), Chalié (F.), Bonnefille (R.), Guiot (J.) & Tiercelin (J.-J.), 1993. « Pollen-derived rainfall and temperature estimates from lake Tanganyika and their implication for Late Pleistocene water levels ». *Quat. Res.* : 40 (3) : 343-350.
- Wang Pinxian, 1995. « Major environmental events in the China seas since 20,000 years ». *Abstracts of the XIVth INQUA International Congress*, 3-10 août 1995, Berlin, p. 293.
- Williams (M.A.J.), Bishop (P.M.), Dakin (F.M.) & Gillespie (R.), 1977. « Late Quaternary lake-levels in Southern Afar and the adjacent Ethiopian Rift ». *Nature*, 267 : 680-690.
- Zhou Weijian, Donahue (B.J.), An Zhisheng, Jull (A.J.T.), Porter (S.C.), Stuiver (M.), Li Xiaoqiang, Matsumoto (E.) & Dong Guangrong, 1995. « Oscillation of the monsoon climate in China during the Younger Dryas interval ». *Abstracts of the XIVth INQUA International Congress*, 3-10 août 1995, Berlin, p. 315.