



Le relief et les dynamiques morpho-climatiques

De vieilles structures guident l'action de l'eau et du vent

DANS LE BASSIN DU TCHAD, l'énorme quantité de sables présents en surface occulte très souvent le passé géologique. Ce matériau particulièrement meuble est perpétuellement repris par les deux acteurs majeurs et antagonistes que sont l'eau et le vent. L'étalement des nappes de sable, toujours à la merci d'une reprise au moindre changement climatique, détermine au centre du bassin un paysage à la fois très plat et mouvant, à l'image des dunes anciennes émergeant du lac Tchad ou des nouvelles dunes envahissant le Manga.

Un vaste bassin endoréique aux structures anciennes enfouies sous les sables

Le bassin du lac Tchad est un vaste bassin endoréique de 2 400 000 km² entouré par des reliefs datés du Précambrien au Cénozoïque (regroupant les ères tertiaire et quaternaire) : massif du Hoggar (3 000 m), plateau du Djado (1 000 m), massif du Tibesti (3 415 m à l'Emi Koussi) et plateau des Erdis au nord ; Aïr (2 000 m), Seuil du Damergou et massif du Damagaram à l'ouest ; plateau de Jos (2 000 m), monts Mandara (1 500 m) et plateaux de l'Adamaoua (2 700 m) et de Ndélé au sud ; massifs du Guéra (1 500 m), du Ouaddaï et de l'Ennedi (1 500 m) à l'est. Le lac Tchad (ca. 280 m), qui n'occupe ni une position centrale, ni la zone la plus basse du bassin, se situe sur un palier du flanc sud-ouest du bassin.

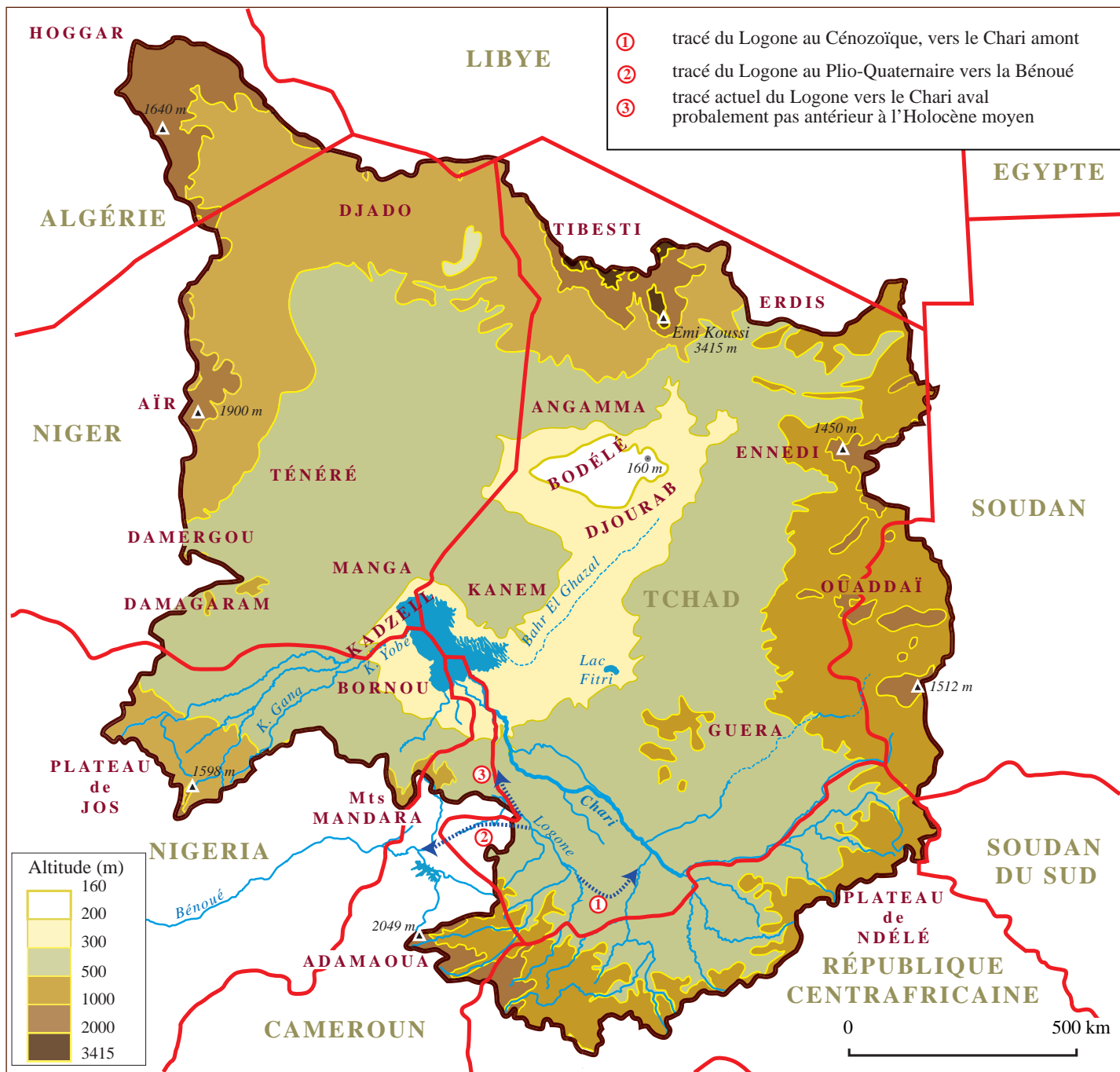
Ce palier correspond à l'intersection de deux accidents majeurs liés à l'orogénèse pan-africaine (750 à 550 millions d'années) affectant le socle précambrien et réactivés au Crétacé. L'un, orienté NE-SO, s'étend de l'Atlantique au Tibesti ; l'autre NO-SE s'étend du Hoggar et de l'Aïr au lac Tchad. Ces deux directions sont soulignées par un volcanisme important dont témoignent les rochers de Hadjer el Hamis au bord du lac Tchad. La zone la plus basse du bassin, les « Pays-Bas », ne dépasse pas 160 à 180 m d'altitude : il s'agit d'une zone d'effondrement située au sud des piémonts du Tibesti (Djourab, Bodélé).

En marge du bassin, les reliefs d'âges primaire et secondaire sont essentiellement continentaux et détritiques. Le bassin lui-même enregistre des influences marines au Crétacé supérieur, après la formation de fossés liés à la fragmentation du

Gondwana. La fin du Crétacé est marquée par de profonds changements géographiques (surrection du Ténéré, fermeture du Seuil du Damergou) entraînant la fin de toute sédimentation marine. Au Cénozoïque, l'altération des massifs cristallins sous climat tropical humide entraîne le comblement du bassin par des dépôts sableux (Continental Terminal). Au nord du bassin, des formations palustres et lacustres du Cénozoïque supérieur contiennent des gisements de vertébrés dans lesquels ont été retrouvés des restes d'hominidés.

Un bassin comblé par les apports des fleuves et des vents

Le comblement de cette vaste cuvette d'origine tectonique a été alimenté par des matériaux détritiques issus du démantèlement des massifs périphériques, puis transportés vers le centre du bassin par des écoulements de surface lors des périodes humides, et/ou poussés vers le sud-ouest par les vents dominants lors des périodes arides. Finalement, la zone centrale du bassin présente une surface relativement plane, essentiellement constituée de sables. Plusieurs ergs peuvent être distingués par leur morphologie, leur localisation et leur orientation. Le plus ancien (anté-Ghazalien), encore visible en surface, est constitué de dunes longitudinales N-S, formées de sables rouges hérités du Continental Terminal ou de formations immédiatement postérieures. Entre 65 000 et 40 000 ans BP, la région des deltas du Chari est le siège d'une sédimentation fluviale grossière, dont une partie des dépôts est constituée de sables de l'erg ancien remanié. À partir de 40 000 ans BP, le Ghazalien (40 000 – 20 000 BP) est marqué dans sa partie inférieure par des remaniements éoliens, des dépôts fluvio-palustres et quelques dépôts lacustres inter-dunaires. Après une phase plus aride autour de 30 000 BP, le Ghazalien supérieur se caractérise par un climat relativement humide et par un maximum lacustre vers 24 000 à 22 000 BP. Le Kanémien (20 000 – 12 000 BP) voit la formation d'un nouvel erg et une extension maximale des formations éoliennes lors de phases d'aridité successives. Le Nigéro-Tchadien (12 000 – 0 BP) se distingue par une pluviométrie globalement plus abondante. Cette grande période humide africaine (« Sahara Vert ») est



Bassin du Tchad : le cadre oro-hydrographique

marquée par l'existence de nombreux lacs, dont certains de grande taille, dans toutes les zones arides actuelles du Sahara et du Sahel. À partir de 7 000 ans BP, le régime climatique régional change et évolue vers une aridification croissante, notable après 3 500 BP dans les changements de végétation qui permettent la reprise par le vent des sables désormais nus et mobilisables. Au ^{xx}e siècle, les crises climatiques liées au réchauffement global, conjuguées à l'anthropisation croissante des milieux, ont dégradé le couvert végétal, permettant au

vent de remobiliser le substratum sableux (ergs antérieurs fixés) et entraînant l'apparition de nouvelles morphologies éoliennes (dunes vives).

Héritages tectoniques et modelés éoliens servent de cadre aux dépôts aquatiques

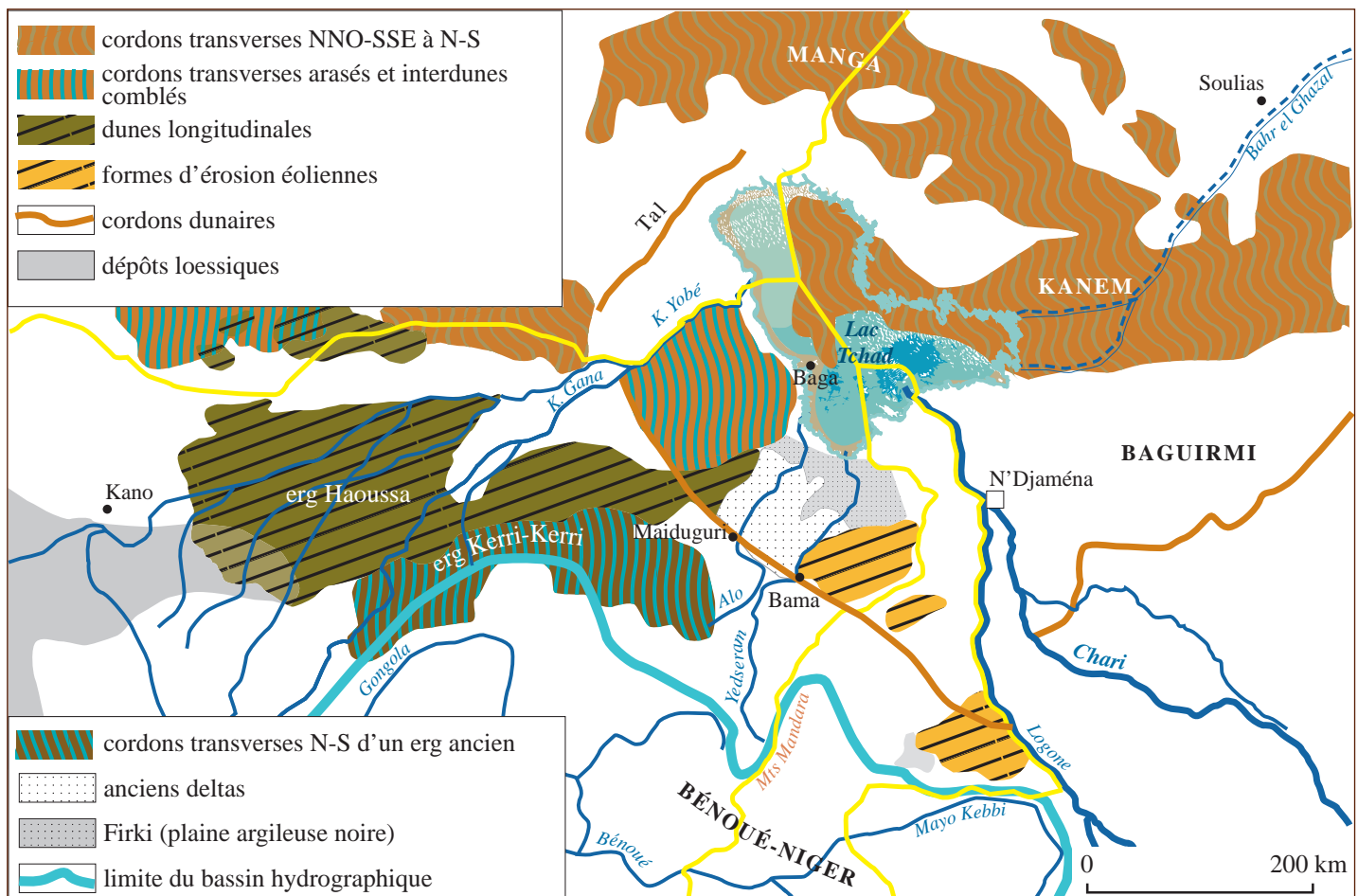
La morphologie actuelle au centre de la cuvette est donc essentiellement contrôlée d'une part par les structures profondes du bassin, d'autre part par la dynamique éolienne. Ainsi, le



réseau hydrographique, actuel comme fossile, est généralement guidé par des failles, masquées par la couverture superficielle sableuse. Certaines structures morphologiques peuvent avoir pour origine le rejeu relativement récent des accidents : c'est le cas, par exemple, des terrasses étagées du Kadzell, de la capture du Logone (encore récemment affluent de la Bénoué), d'une partie des rivages lacustres et de la falaise de l'Angama. D'un autre côté, les actions éoliennes anciennes sont responsables de nombreuses surfaces aplanies, comme l'erg ancien du Manga, d'anciens cordons dunaires d'accumulation, comme ceux submergés par le lac qui forment un paysage d'archipels, de formes éoliennes d'érosion, à l'exemple des cannelures affectant les ergs anciens au nord du Cameroun et au Nigeria, ou de véritables dépôts loessiques sur les contreforts sud-ouest du bassin (plateau de Jos et monts Mandara). C'est dans ce cadre structural et éolien que s'inscrivent les dépôts aquatiques fluviaux, palustres, lacustres ou évaporitiques.

Un exemple du contrôle structural est donné par les nombreux cours successifs de la Yobé, du Chari et du Logone qui sont manifestement d'origine tectonique. En outre, la divagation de ces cours d'eau à travers un substrat de sables éoliens meubles aboutit à la formation de très larges surfaces planes, telles que le Kadzell-Bornou aplani par la Yobé, ou les Yaérés par le système Logone-Chari. Un autre exemple de l'influence de la morphologie éolienne est donné par les innombrables lacs, mares et salines liés à l'affleurement saisonnier de la nappe phréatique dans les creux inter-dunaires des anciens ergs du Kanem et du Manga.

Les reliefs et les dynamiques morpho-climatiques du bassin du lac Tchad définissent ainsi une morphologie très particulière résultant de l'impact conjugué de la tectonique et de la dynamique éolienne qui dessinent le cadre de la sédimentation aquatique.



Morphologie et dynamique éoliennes au centre du bassin

Durand A., Sebag David.

Le relief et les dynamiques morpho-climatiques : de vieilles structures guident l'action de l'eau et du vent.

In : Magrin G. (ed.), Lemoalle Jacques (ed.), Pourtier R. (ed.), Déby Itno I. (pref.), Fabius L. (pref.), Moatti Jean-Paul (postf.), Pourtier N. (cartogr.), Seignobos Christian (ill.). Atlas du lac Tchad.

Passages, 2015, numero spécial 183, p. 44-46.

ISSN 0987-8505