

Une brève histoire du Nil : La traversée de la Nubie.

L'histoire factuelle du Nil peut être envisagée à partir de la fin de l'Eocène ou dès l'Oligocène soit entre 45Ma et 30 Ma. Trois facteurs liés interviennent dans la morphologie et l'hydrologie naissantes du fleuve: La déformation de l'écorce terrestre (la tectonique), le volcanisme et la climatologie. La tectonique des plaques d'abord, puisque depuis la fin du Crétacé, les aires océaniques sont modifiées par la formation des chaînes de montagnes téthysiennes (Himalaya issue de la migration septentrionale puis la collision de la plaque indienne avec l'Eurasie) et l'ouverture de l'océan austral suite à la séparation du continent antarctique de l'Australie et du continent sud Américain. Une configuration nouvelle des domaines océaniques australs à qui l'on associe une réorganisation des climats terrestres et le développement du refroidissement polaire.

Entre 35 et 27 Ma (Yrgu et al., 2006, Marty et al. 2008, McDougall & Brown, 2009) une vaste aire volcanique (basaltes et rhyolites) s'installe sur la région nord orientale de l'Afrique, en particulier sur l'Ethiopie et le Kenya. Plus modestes que les traps du Deccan en Inde, les traps d'Ethiopie paraissent avoir une signification analogue (Segev, 2002, Courtillot & Renne, 2003), en terme de synchronisme, avec un événement bioclimatique majeur (glaciation, réduction de la faune terrestre) et l'initiation d'une rupture intracontinentale : l'ouverture de la mer rouge et du golfe d'Aden, l'expansion de l'Océan indien.

En partie synchrone avec le volcanisme Oligocène, mais surtout à l'issue de ce dernier, les différents segments du Rift Est Africain (Morley et al.,1992, Williams & Talbot, 2009) se mettent en place, décrivant un chapelet de fossés d'effondrement (le rifting) cernant un môle occupé par le lac Victoria, puis se prolongeant vers le nord en direction de l'Afar et du Yémen.

On distingue :

- le rift occidental occupé par la succession de « grands lacs » donnant naissance au Nil Blanc.

- Le rift oriental, rift du Kenya, relayé au nord par le rift d'Ethiopie formant lui-même une jonction triple avec la mer rouge et le golfe d'Aden.

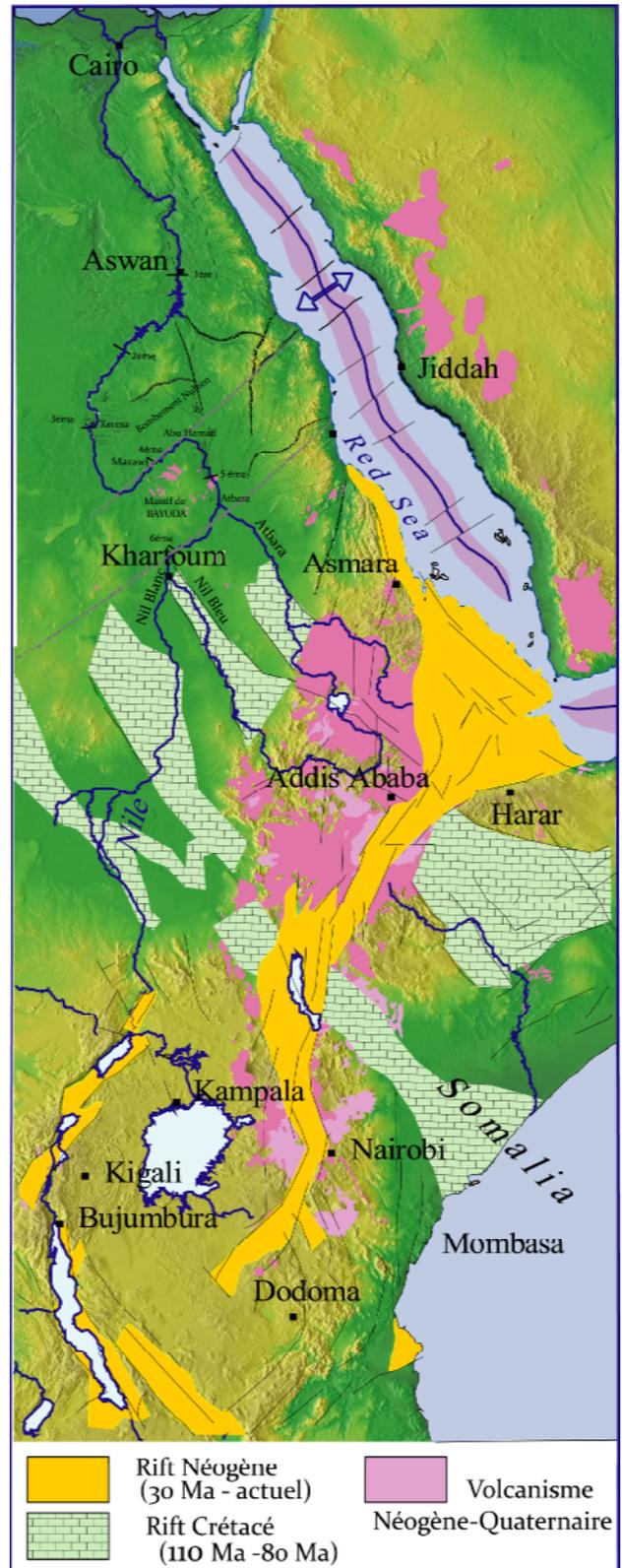


Figure 1 : Carte géologique et structurale de l'Afrique nord orientale.

Les processus volcano-tectoniques qui déterminent un tel développement à l'échelle continentale dérivent de l'évolution d'un « panache chaud » remontant de la matière depuis l'interface entre

noyau et asthénosphère (2500km) jusqu'au manteau supérieur à la base de la lithosphère (formation du « mantle plume ») (Thompson & Gibson 1991, Pirajno 2007). Les panaches peuvent avoir une origine moins profonde (670km).

Trois stades typiques de l'évolution de ces panaches sont représentés par les schémas de la figure 2.

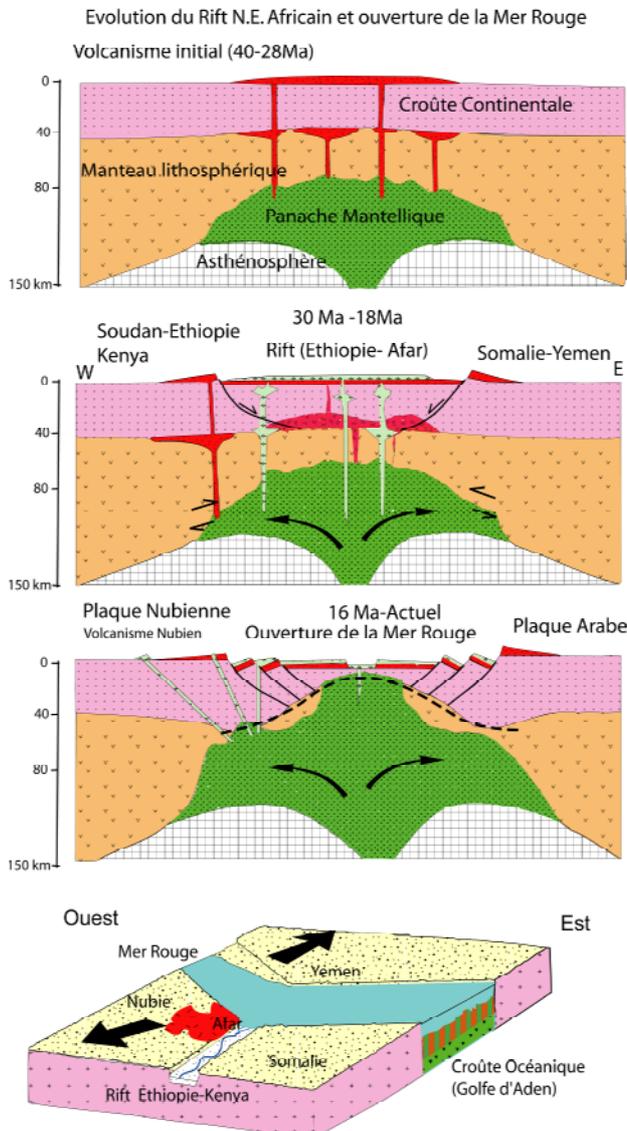


Figure 2 : schéma de l'évolution d'un « Panache Mantellique »

Le premier stade voit la mise en place des basaltes de plateau (typiquement le plateau éthiopien) consécutivement à un bombement topographique de grande ampleur au droit de la « bouffée » thermique apportée par le panache.

A l'issue de ce stade, l'exhaussement topographique principal du plateau (hauts plateaux Ethiopiens) est réalisé.

Le second stade est caractérisé par le rifting proprement dit : effondrements distribués sur l'intumescence topographique et thermique initiales et limités par de grandes failles d'effondrement (failles normales). La géométrie des systèmes de

basins ainsi obtenue est assez variable à cause d'une part de la distribution des zones affaiblies thermiquement, mais surtout de la rigidité de la croûte continentale qui dépend des structures formées lors de la croissance continentale : les chaînes de montagnes qui se sont formées successivement dans et à la périphérie d'éléments crustaux primitifs : dans le cas présent les noyaux Archéens antérieurs à 2.5 Ga., les cratons congolais et tanzanien (Kröner & Stern, 2004).

Le troisième stade traduit un amincissement important de la lithosphère comme conséquence de l'activité de la tête du panache. L'amincissement est accommodé par un système de failles normales, et une recrudescence du volcanisme. A l'issue de cette évolution, la propagation du rifting peut réaliser une jonction triple en réunissant les segments principaux du rift, tandis que l'accroissement de l'extension aboutit alors à l'émergence de croûte océanique. Ce processus est vérifié par l'évolution et la relation géométrique entre rift éthiopien, golfe d'Aden et Mer Rouge (Figure 2).

En conséquence du phénomène, une modification topographique régionale très importante est observée avec une élévation topographique de 2000m environ sur plus de 1000 km.

Cette topographie est modulée par un effet lié aux « failles d'effondrement » connu comme le rebond produit au « mur » (au dos) de la faille (footwall uplift) et illustré par le schéma (Figure 3) du glissement de blocs « rigides » reposant sur un milieu porteur beaucoup moins rigide (Heiskanen & Meinesz, 1958 ; Thompson .& Parson, 2009). C'est à partir de l'exemple du rift et des plateaux d'Ethiopie et du Kenya que des calculs théoriques ont été effectués. On remarquera qu'aux élévations actuelles de 2000 à 2500m des bordures de plateaux du rift correspondent des creux (graben) partiellement remplis par 6000 à 7000m de sédiments.

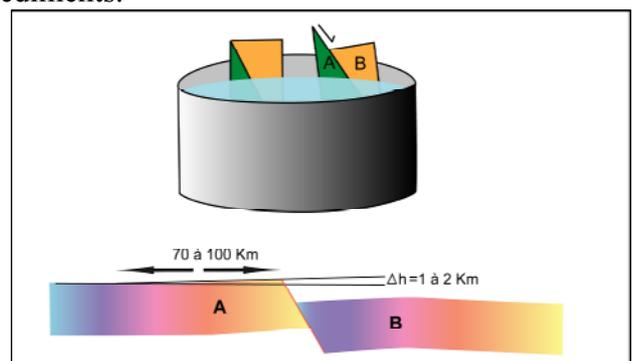


Figure 3 : schéma du « Footwall uplift »

Les modifications des sources d'alimentation des cours d'eau et du drainage ont par conséquent été profondes au cours de l'évolution du rifting de l'est africain : perturbation de la circulation atmosphérique des moussons par les reliefs orientaux privant d'eau le drainage centre africain (Hassan et al., 2004 ; Ghoneim et al., 2007). Erosion profonde (transport en masse de sédiments) et architecture nouvelle du drainage sont les conséquences de l'activité de la tectonique (les failles) et des volcans. L'impact régional sur la morphologie de l'aire touchée par l'évolution du panache « Ethiopien », en particulier avec l'ouverture et l'expansion de la mer rouge à partir de 16-14Ma (Bosworth et al., 2005), s'étend largement vers le nord. Issue d'une zone supposée correspondre aux effets immédiats du « toit du Panache » l'influence thermique déborde de façon dissymétrique sur l'axe d'expansion de la Mer Rouge (Figure 4).

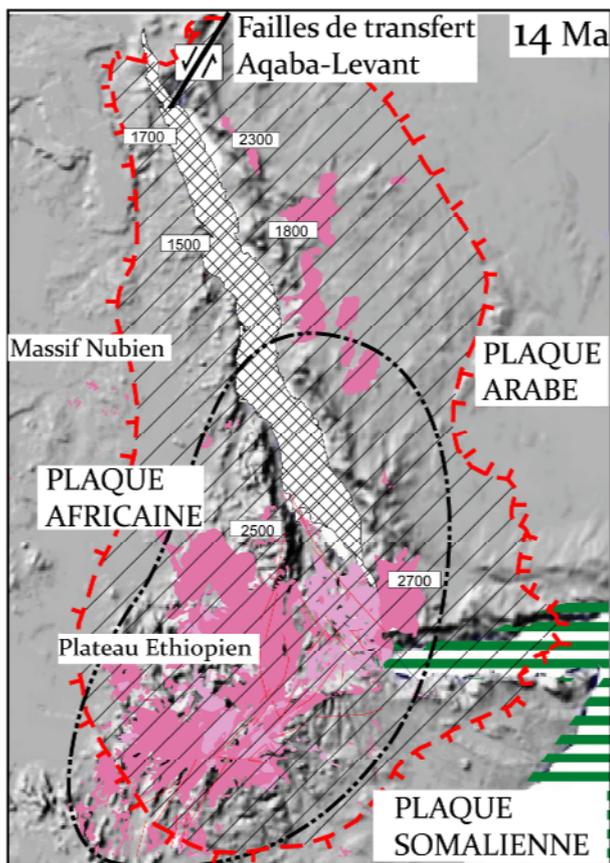


Figure 4 : Stade d'ouverture de la Mer rouge. Position du Panache, distribution régionale du volcanisme, de l'effet thermique et topographique.

De part et d'autre des rives de la Mer Rouge s'alignent des chaînons montagneux (sommets principaux de l'Egypte et l'Arabie Saoudite) formés de « blocs basculés » limités par de grandes failles identiques à celle du schéma du bas de la figure 3.

Ainsi l'aire de drainage du cours du Nil et de ses principaux affluents, tous majoritairement situés à l'est et au sud de son cours, est balisée par des montagnes constituées par les épaulements occidentaux du rifting Néogène (1,8-23 Ma).

Cette étroite relation entre création du relief et érosion au cours des grands épisodes de surrection se traduit naturellement par la quantité de matériel transporté, en partie, accumulée dans le delta. Des études récentes ont d'ailleurs démontré (Gani et al., 2007 et in Dumont, 2009) que le volume d'eau et la charge sédimentaire provenaient majoritairement des plateaux volcaniques d'Ethiopie via le Nil bleu et l'Atbara.

La figure 5 confirme, à partir de l'observation d'un profil sismique schématisé du cône du Nil, l'importance du remplissage sédimentaire en conséquence de l'activité tectonique (et volcanisme associé), de l'érosion et du transport dans la période allant du Pliocène au Quaternaire (0-5Ma), comparée à celle de la période initial du rifting (5-25Ma). Le cône du Delta apparaît durant cette période récente.

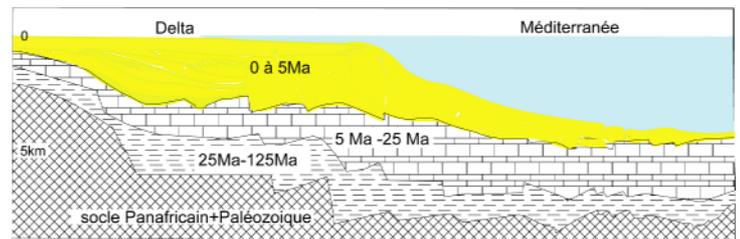


Figure 5 : coupe géologique simplifiée du delta du Nil.

La Traversée de la Nubie.

A son entrée au Soudan, le Nil blanc voit son profil d'écoulement décroître sévèrement (80 m de dénivelé sur un cours de 1750km) entre Juba et Khartoum. Au contraire, lors de la traversée du massif Nubien entre Khartoum et Assouan, le profil d'écoulement s'accroît fortement (290m sur 1840km) et devient l'un des éléments à l'origine des six cataractes qui vont permettre de passer d'un bas plateau soudanais, au Nil égyptien (90m pour un cours de 1200Km) (Teodoru et al., 2006). L'écoulement du fleuve et la tendance ou non à inscrire son cours dans la topographie dépendent encore du niveau de base hydrologique : le niveau de la méditerranée. Or, vers 5Ma le niveau de cette mer a fortement fluctué et laissé une empreinte marquée par une profonde vallée fossile sous le tracé égyptien actuel du cours (Williams & Talbot, 2009, Dumont, 2009). Le Nil Nubien actuel présente la particularité d'entailler le

socle précambrien sur sa trajectoire et par conséquent de s'encaisser moins aisément que dans les formations sédimentaires sablo-calcaire du Tertiaire ou les grès Nubiens (Crétacé) qui coiffent directement ce socle.

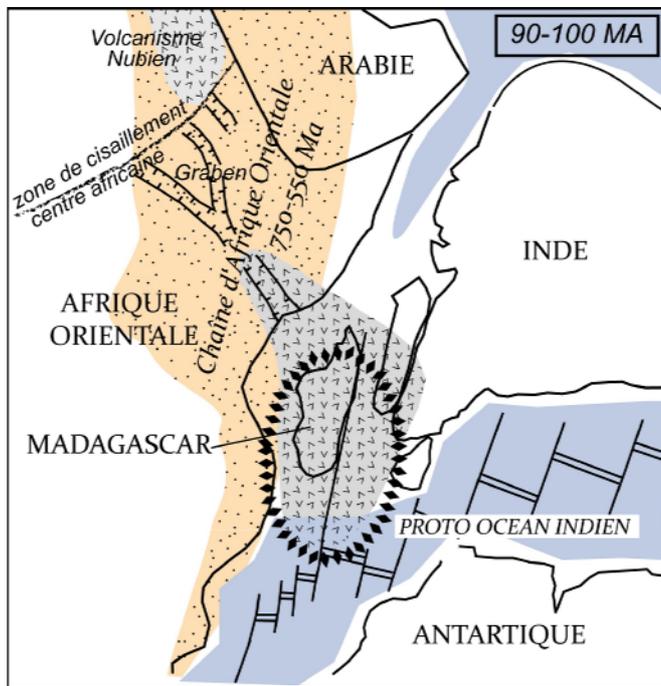


Figure 6 : Configuration continentale vers la fin du crétacé. « Panache » à l'origine du détachement du Gondwana oriental (Inde-Antarctique. Domaine Panafricain d'Afrique orientale, « rifting » intra africain.

Le socle précambrien appartient à la chaîne Panafricaine d'Afrique orientale « chaîne Mozambicaine » (figure 6) qui, entre 750Ma et 550Ma, va souder deux continents Gondwaniens : à l'Est Madagascar et l'Inde, à l'ouest, le craton du Congo et d'Afrique occidentale (Stern & Abdelsalam, 1993 ; Blasband et al., 2000 ; Kröner & Stern, 2004 ; Abdeen & Greiling, 2005 ; Alemu & Atebe ,2007).

Les grandes structures panafricaines sont des domaines de déformation de direction NE-SW recoupées et décalées plus tardivement (600-550 Ma) par des zones de cisaillement sub-verticales et des granites associés (Figure 7).

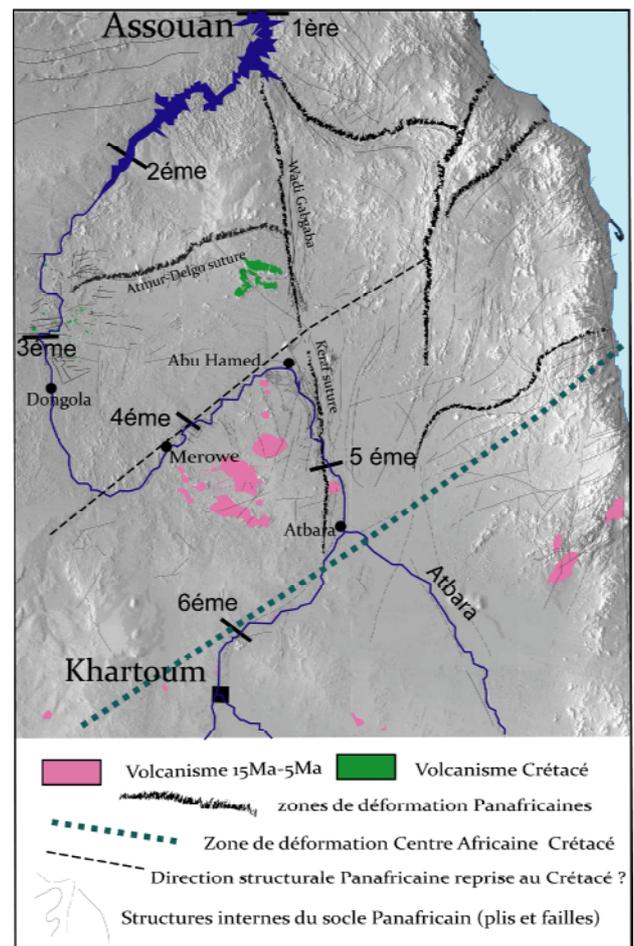


Figure 7 : Schéma structural du « bombement » nubien.

Au premier ordre, les boucles décrites sur le socle nubien s'inscrivent totalement dans les lignes structurales régionales dominantes du socle Précambrien et de l'histoire du Crétacé (Abdelhakam & Sayed, 2008).

On remarquera que le premier virage du cours vers le NE, et la 6^{ème} cataracte, s'effectue selon la direction à la fois des sutures précambriennes et sur le prolongement de l'accident trans-Afrique centrale qui interrompt les graben crétacés méridionaux dans lesquels le Nil bleu et l'Atbara sont installés. La boucle N-S puis NE-SW entre les 5^{ème} et 4^{ème} cataractes, puis le parcours N-S de la 3^{ème} cataracte et celui NE-SW des 2^{ème} et 1^{ère} cataractes reproduisent symétriquement les segments méridionaux.

L'observation au deuxième ordre du tracé en baïonnettes sur chacun des segments, ainsi que le « saut » effectué par le cours d'une direction à l'autre pour former les « boucles » peut-être faite à partir de l'imagerie satellitaire et l'examen de terrain. Seule la 2^{nde} cataracte

(actuellement submergée) a été étudiée en détail sur le terrain par Maley (1970).

Trois causes principales sont apparentes :

- le rôle des fractures et de la tectonique locale.
- l'érosion différentielle des roches du substratum (filons volcaniques, granites, gneiss).
- l'existence de paléoreliefs du socle à la base des grès nubiens produisant des ressauts topographiques sur le cours du fleuve.

La 5^{ème} cataracte, par exemple, s'initie au passage d'un massif granitique relativement homogène recoupant le rubanement méridien de différents types gneiss de la zone de déformation « la suture » de Keraf (figure 7).

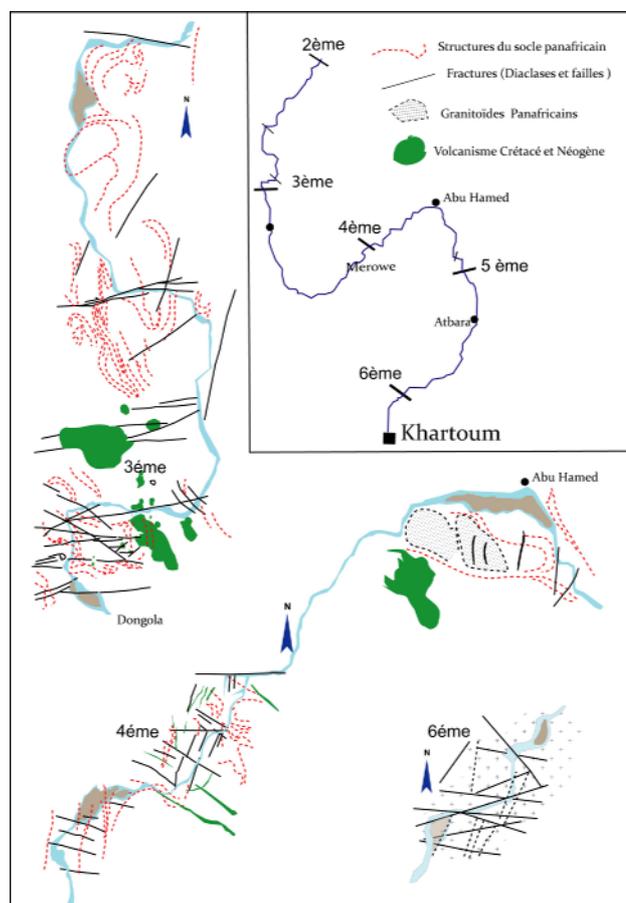


Figure 8 : Cours du Nil et structures tectoniques dans les segments à cataractes.

- Capture du cours par un affluent ou une zone de fractures : le passage du tronçon N-S à NE-SW entre la 5^{ème} et 4^{ème} cataracte illustre ce que peut-être une capture, telle celle probable immédiatement au nord de la 4^{ème} cataracte. Une modification de la surface d'écoulement très faible, une crue exceptionnelle, suffirait à court-circuiter l'angle d'Abu Hamad par un tracé plus direct au sud (figure 8).

En amont de la 4^{ème} cataracte, la paléo vallée observée par Stern et Abdelsalam (1996) a été délaissée pour le réseau de fractures quasi orthogonales formées par le rubanement N-S des granito-gneiss et les fractures E-W soulignées par des filons issus du volcanisme miocène (ces structures pouvant avoir été préalablement altérées et érodées). Le dédale du cours au niveau des cataractes en particulier de la sixième (figure 8) est fortement contrôlé par la fracturation « naturelle » d'un substratum relativement « homogène » de type granitoïde. Dans le secteur de la 3^{ème} cataracte, les fractures (vraies failles) E-W dominent la structuration et semblent contrôler l'engagement brutal du cours selon les segments E-W. Ces failles paraissent caractériser une zone de déformation relativement active depuis le Crétacé au nord de la zone de déformation Centre Africaine. On observe ces failles actives sur la rive occidentale du réservoir d'Assouan (Mekkiwi et al., 2005).

Conclusion :

L'antécédence du fleuve (préexistence du fleuve au soulèvement du substratum) paraît responsable du cours actuel. On peut en effet retenir comme hypothèse, celle de nombreux auteurs (Stern et Abdelsalam, 1996. In Dumont, 2009), qui admet un cours initial direct du Nil selon la direction N-S de la zone de déformation de Keraf et son prolongement vers le nord sous le Wadi Gabgaba pour rejoindre le Nil « égyptien ». L'importante activité tectonique du Plio-Quaternaire (0-5Ma), toujours en relation avec la permanence et l'étalement du panache mantellique serait responsable du soulèvement du socle nubien interrompant alors l'écoulement initial vers le nord. (Il existe des volcanites Miocène sur le socle nubien). Les boucles du fleuve seraient nées de l'interception du lit du fleuve par la montée du toit du socle après déblayage de la couverture de grès Nubien.

Le facteur décisif de l'histoire du Nil au cours des 30 derniers millions d'années demeure avant tout la modification et la création du relief par la tectonique de rifting de l'Afrique orientale, elle-même conséquence de la « convection » mantellique profonde.

Jean-Claude Guézou

(Docteur ès Sciences Naturelles, Chercheur au CNRS)

BIBLIOGRAPHIE :

- Abdelhakam E. M. & Sayed M.A., 2008. Stratigraphy and tectonic evolution of the oil producing Horizons of Muglad basin, Sudan. *J.Sc. Tech* Vol. 9, 1-8.
- Abdelsalam M.G. & Stern R.J., 1993. Structure of the late Proterozoic Nakasib suture, Sudan. *Journal of the Geological Society, London*. Vol. 1560, 1065-1074.
- Abdelsalam M.G. & Stern R.J., 1996. Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, vol 23, n°3, pp.289-310.
- Abdeen M.M. & Greiling R.O., 2005. A Quantitative Structural Study of Late Pan-African Compressional Deformation in the Central Eastern Desert (Egypt) During Gondwana Assembly. *Gondwana Research*, V. 8, No. 4, 457-471.
- Kröner A. & Stern R. J., 2004. Pan-African Orogeny. *Encyclopedia of Geology*, vol. 1, Elsevier, Amsterdam.
- Alemu T. & Abebe T., 2007. Geology and Tectonic Evolution of the Pan-African Tulu Dimtu Belt, Western Ethiopia. *Online Journal of Earth Sciences* 1 '24-42.
- Blasband B., White S., Brooijmans P., Boorder H.de & Visser W., 2000. Late Proterozoic Extensional Collapse in the Arabian-Nubian Shield. *Journal of the Geological Society, London* Vol 157 pp 615-628. F, 2007.
- Courtillot V. E. & Renne P. R., 2003. On the ages of flood basalt events. *C. R. Geoscience* 335, 113–140.
- Dumont H.J., 2009. The Nile: origine, Environnements, Limnology and Human use. Editeur. *Monographia Biological* Vol. 89: 61–72. Springer, Dordrecht.
- Gani N., Gani M.R., and Abdelsalam M.G., 2007. Blue Nile Incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed Plateau Growth, Pliocene Uplift, and Hominin Evolution. *GSA Today*, vol. 17, no. 9, 4-11.
- Ghoneim E., Robinson C. and El-Baz F. , 2007. Radar topography data reveal drainage relics in the eastern Sahara. *International Journal of Remote Sensing* Vol. 28, No. 8, 1759–1772.
- Guiraud R. & Maurin J.-C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa : an overview. *Geodynamics of rifting symposium. Part II* vol. 213, n° 1-2, 153-168.
- Hassan T. M., Attia F.A. & El-Atfy H. A., 2004. Groundwater Potentiality Map of The Nile Basin Countries - a Step Towards Integrated Water Management. *International Conference and Exhibition on Groundwater in Ethiopia: Providing Water for Millions*. Addis Ababa .25 -27.
- Heiskanen, W.A., & Vening Meinesz, F.A., 1958, Faulting and Graben development as a consequence of Uniaxial Stress Release in the Crust. *The Earth and its Gravity Field* : New York : McGraw Hill, 470 pp.
- Maley, J. 1970. Introduction à la géologie des environs de la deuxième cataracte du Nil au Soudan. In J. Vercoutter (ed.), *Mirgissa I*, Paris, Librairie Orientaliste, pp. 122–157.
- Marty R. B., Carignan J., Yirgu G. & Ayalew T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology* 36: 167–170.
- McDougall I. and Brown F.H., 2009. Timing of volcanism and evolution of the northern Kenya Rift. *Geological Magazine*. 146, 34-47.
- Mekkawi M., Schnegg P.-A., Arafa-Hamed T., Elathy E., 2005. Electrical structure of the tectonically active Kalabsha Fault Aswan, Egypt. *Earth and Planetary Science Letters* 240 764–773.
- Morley C. K., Wescott W. A., Stone D. M., Harper R. M., Wigger S. T. and. Karanja F. M., 1992. Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *Journal of the Geological Society*. 149, 3, 333-348.
- Pirajno F., 2007. Mantle plumes, associated intraplate tectonomagmatic processes and ore systems. *Episodes*. Vol. 30, 1, 6-19.
- Segev A., 2002. Flood basalts, continental breakup and the dispersal of Gondwana: Evidence for periodic migration of upwelling mantle flows (plumes) E.G.U. *Stephan Mueller Special Publication Series*, 2, 171–191.
- Stern R.J & Abdelsalam M.G, 1996. the origin of the Great Bend of the Nile from SIR-C/X-SAR Imagery. *Science*, Vol. 274, 1695-1698.
- Teodoru C., Wüest A. and Wehrli B., 2006. Independent Review of the Environmental Impact Assessment for the Merowe Dam Project (Nile River, Sudan). *Eawag*. Switzerland 89p.
- Thompson R.N., Gibson S.A., 1991. Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thin spots. *J. Geol. Soc. Lond*. 148, 973-977.
- Thompson G.A. & Parson T., 2009. Can footwall uplift explain late cenozoic uplift. *International geology review* vol. 51, 986-993.
- Thurmond A.K., Stern R.J., Abdelsalam M. G, Nielsen K;C., Abdeen M., M, Hinz E, 2004. The Nubian Swell. *Journal of African Earth Sciences* 39, 401–407.
- Yirgu G., Ebinger C.J. and Maguire P.K.H., 2006. The Afar volcanic province within the East African Rift System : introduction. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. 259.
- Williams, M.A.J & M. R. Talbot, 2009. Cenozoic Evolution of the Nile Basin. In H.J. Dumont (ed.), *The Nile*. *Monographia Biological* Vol. 89: 61–72. Springer,