

4. CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA RÉGION DE FEJEJ

Henry de LUMLEY¹, Jean-Jacques BAHAIN¹ et André DURANDAU¹

RÉSUMÉ — Quatre grandes unités géologiques ont été définies dans la région de Fejej : le socle métamorphique précambrien de la chaîne Hamar ; les formations d'âge oligocène et miocène essentiellement volcaniques des groupes d'Asille et de Harr ; les formations plio-pléistocènes, essentiellement sédimentaires à interstratifications de strates volcaniques de la formation de Koobi Fora et les sédiments holocènes de la plaine du Turkana. La région de Fejej est située sur le flanc oriental du rift mio-actuel du Turkana, mais a également été affectée par deux périodes de rifting plus anciennes, l'une d'âge jurassique-crétacé, l'autre d'âge éo-miocène. Cette surimposition de phénomènes distensifs a entraîné un fort amincissement crustal et une extension très forte, plus de trois fois supérieure à celle observée dans d'autres portions de la branche orientale du système du rift est-africain. Le rejeu de structures tectoniques précambriennes a également été signalé dans cette région, dont le système de drainage a connu d'importants changements au cours des vingt derniers millions d'années.

ABSTRACT — Geological and structural context of the Fejej region. Four main geological units have been defined in the Fejej region : the Precambrian metamorphic base of the Hamar range ; the Oligocene and Miocene volcanic formations of the Asille and Harr groups ; the Plio-Pleistocene formations, mostly sedimentary, interstratified with volcanic strata from the Koobi Fora formation and the Holocene sediments from the Turkana plain. The Fejej region is located on the eastern flank of the Mio-present day Turkana rift, but was also affected by two periods of older rifting, one of Jurassic-Cretaceous age, the other Eo-Miocene. This superimposition of distensive phenomena led to a crustal thinning and a marked extension, more than three times greater than the extension recorded in the eastern branch of the east-African rift. The recurrent faulting of Precambrian tectonic structures has also been signalled in this region, where the drainage system has undergone major changes over the course of the last twenty million years.

Le cadre géologique et structural du bassin du lac Turkana et de la basse vallée de l'Omo a fait l'objet de nombreuses études depuis la fin des années 1960, permettant une meilleure compréhension des phénomènes ayant entraîné la formation du bassin lui-même, son histoire géologique et celle de son remplissage. Les travaux portant sur la région de Fejej elle-même sont beaucoup moins nombreux, mais permettent de replacer l'histoire de cette zone au sein de celle de l'ensemble du bassin de l'Omo-Turkana. Rappelons les cadres géologique, structural et géomorphologique de cette zone, esquissés à partir des différents travaux réalisés jusqu'à présent.

1. Département des sciences préhistoriques du Muséum national d'histoire naturelle, Institut de paléontologie humaine, Fondation Albert I^{er} Prince de Monaco, UMR 6569 du CNRS, 1, rue René Panhard, 75013 Paris, France.

LES GRANDES UNITÉS GÉOLOGIQUES DE LA RÉGION DE FEJEJ

La géologie de la région de Fejej a été étudiée au début des années 1970 par le *Canadian Geological Survey* au cours de l'*Omo River Project* (Davidson A., 1983). Cette étude, qui intéressait tout le sud-ouest éthiopien, reste la principale source de renseignements géologiques pour cette zone.

- Quatre grandes unités géologiques avaient alors été définies dans la région de Fejej (fig. 1) :
- le socle métamorphique précambrien, qui forme la région de moyennes montagnes de la chaîne Hamar, au nord-est et à l'est de la zone d'étude, et qui sépare les rifts Turkana et Chew Bahir ;
 - des niveaux volcaniques et sédimentaires d'âge oligocène et miocène, qui constituent un ensemble de hauts et bas plateaux, en plan incliné vers le lac Turkana, à l'est de la zone d'étude ;
 - des formations volcano-sédimentaires plio-pléistocènes, formant un vaste piémont, qui longe le haut plateau basaltique à l'ouest de celui-ci, et une plaine d'accumulation sédimentaire au sein même de ces formations volcaniques plus anciennes au centre de la zone étudiée ;
 - des sédiments holocènes, qui forment une vaste plaine, longeant le lac Turkana et le delta de l'Omo à l'ouest de la zone d'étude, et qui sont également observés dans le bassin du Chew Bahir et dans la plaine d'accumulation orientale déjà signalée et dans le fond des nombreuses vallées sèches et cônes alluviaux fossiles formant le système de drainage sub-actuel.

Les principales caractéristiques de ces différentes formations peuvent être succinctement décrites, principalement à partir des travaux de l'*Omo River Project* (Davidson A., 1983).

Le socle métamorphique

Le complexe métamorphique de la chaîne Hamar se rattache à la ceinture du Mozambique, qui fait elle-même partie du système orogénique panafricain. D'âge précambrien final à paléozoïque ancien, il contient des roches de fort gradient métamorphique allant des faciès amphibolitique moyen à granulitique, avec des témoignages de conditions de haute pression relative.

Le socle métamorphique peut être subdivisé dans la zone d'étude en trois unités lithologiques principales :

- à l'ouest et au centre-est du domaine Hamar, on observe principalement des gneiss à hornblende, pauvres en quartz, et des amphibolites interstratifiées, avec au sud-ouest de Turmi des masses uniformes de gneiss sombres à hornblende, d'origine plutonique ;
- à l'est, en bordure du rift Chew Bahir, on rencontre généralement des gneiss lités d'origine métasédimentaire, à biotite, présentant souvent un faciès de granulite ;
- au centre de la chaîne Hamar, on observe des gneiss lités à biotite et à hornblende, correspondant vraisemblablement à des roches granitiques déformées et métamorphisées.

Ces différentes unités métamorphiques sont recoupées au sud de Turmi par une grande concentration de dykes granitiques, qui peuvent atteindre jusqu'à 20 km de large, principalement orientés ENE (N70°).

Structuralement, ces roches métamorphiques sont affectées par des plis isoclinaux déversés, voire renversés, orientés vers le nord, eux-mêmes replissés en synformes et antiformes par une seconde phase de plissement, antérieur à l'intrusion des dykes cités précédemment. L'ensemble de la chaîne Hamar correspond par ailleurs à un horst, dont l'origine est liée à un soulèvement domal du socle du Miocène à l'actuel et au rifting récent lui-même.

Les formations volcaniques et sédimentaires oligocène et miocène

Dans la région de Fejej, le socle cristallin est recouvert par une séquence principalement éruptive d'âge oligocène et miocène, avec quelques niveaux sédimentaires interstratifiés, formant ce que A. Davidson (1983) appelle, par analogie avec les séquences d'âge équivalent connues au Kenya, l'*Asille Group*. Les laves formant la base de cette séquence reposent en discordance sur les formations métamorphiques, même si par endroits, au sud-est du poste de police de Fejej, quelques poches de sédiments plus anciens ont été piégées dans des dépressions de la surface du socle. Ces sédiments correspondent principalement à des sables et graviers peu consolidés, d'âge inconnu, et contiennent localement des fragments de bois silicifié, qui ont parfois été utilisés comme matière première par les hommes préhistoriques pour la fabrication de leurs outils (site *Middle Stone Age* FJ-102 par exemple).

La formation basaltique qui recouvre ces sédiments est désignée par A. Davidson (1983) sous le nom de *formation de Fejej*. Elle ne dépasse pas 150 m d'épaisseur et est constituée de plusieurs coulées de basalte sombre aphanitique, en partie prismatique, la plupart des coulées présentant à leur sommet des altérations pédogénétiques. Des datations par potassium-argon de $32,8 \pm 2,0$ Ma (Davidson A. et Rex D.C., 1980) et de $34,20 \pm 0,56$ Ma (Asfaw B. et al., 1991) ont été obtenues sur cette formation, lui conférant un âge oligocène.

Au-dessus de la formation de Fejej, A. Davidson (1983) signale en bordure de la frontière éthio-kenyane la présence de la *formation de Langaria*, principalement constituée d'ignimbrites et de cinérites et liée à un court épisode de volcanisme pantelleritique. Cette formation a été récemment datée au Kenya par K-Ar de $26,9 \pm 0,3$ Ma (McDougall I. et Watkins R.T., 1988).

Cette séquence ignimbritique est elle-même recouverte par la *formation* volcano-sédimentaire de *Bakate*, que A. Davidson (1983) pensait être seulement représentée dans la région de Fejej par un basalte peu épais et altéré. Les prospections réalisées au début des années 1990 par l'équipe éthio-américaine de l'université de New York et du *National Museum of Ethiopia* permirent de révéler la présence de niveaux sédimentaires correspondant au *membre Buluk* de cette même formation de Bakate, d'âge miocène (Fleagle J.G. et al., 1991 ; Bown T.M. et al., 1994 ; Tiffney B.H. et al., 1994). Le membre Buluk a été défini au Kenya (Watkins R.T., 1989) et correspond à une séquence constituée de dépôts fluviatiles fossilifères à sa base et de cinérites rhyolithiques à son sommet. Il a livré de nombreux restes de mammifères, dont ceux de plusieurs hominoïdés (Leakey R. et Walker A., 1985) et a été daté de $16,3 \pm 0,2$ Ma par K-Ar (McDougall I. et Watkins R.T., 1985). Dans la région de Fejej, des dates de $16,16 \pm 0,04$ Ma et de $16,11 \pm 0,03$ Ma ont été obtenues par Ar-Ar sur des basaltes recouvrant des niveaux attribués à ce membre et situés au sud de Gulti, niveaux dans lesquels des restes de plusieurs hominoïdés ont été récoltés (Bown T. et al., 1994 ; Richmond B.G. et al., 1998).

Les formations plio-quaternaires

Dans la région de Fejej et de Turmi, une nouvelle coulée basaltique s'est mise en place au Pliocène moyen et a été parallélisée avec le *basalte de Harr* défini au Kenya (Davidson A., 1983). Il s'agit d'un basalte prismatique à cristaux de plagioclases et parfois d'olivine. Ce basalte a été daté par K-Ar de $4,2 \pm 0,4$ Ma (Davidson A. et Rex D.C., 1980), de $4,42 \pm 0,07$ Ma (Asfaw B. et al., 1991) et par Ar-Ar de $3,94 \pm 0,05$ Ma et de $4,06 \pm 0,07$ Ma (Kappelman J. et al., 1996). Cette lave recouvre par endroits des sédiments arkosiques qui ont livré, sur le site Fj-4, des restes paléontologiques, dont une mandibule d'hominoïde, attribués par Fleagle J.G. et al. (1991) à *Australopithecus afarensis*.

Les formations sus-jacentes, qui ont été cartées par A. Davidson (1983) comme *Ileret sediments*, intéressent directement cette étude et seront décrites en détail ultérieurement. Toutefois, il convient dès maintenant de signaler qu'il peut y avoir confusion entre cette dénomination utilisée par A. Davidson et le *membre Ileret*, d'âge essentiellement pléistocène, utilisé dans la

nomenclature des formations de l'Est-Turkana définie dans les années 1970 (voir par exemple Vondra C.F. et *al.*, 1971 ; Brown F.H. et Feibel C.S., 1991). Il est préférable dès maintenant d'utiliser la nouvelle nomenclature, proposée par F.H. Brown et C.S. Feibel (1986), et de considérer ces formations comme l'extension septentrionale de la formation de Koobi Fora, dont les sédiments, d'âge pliocène à pléistocène moyen, sont essentiellement d'origine fluviatile ou lacustre, avec de nombreux niveaux volcaniques interstratifiés.

Les formations holocènes

Le rivage oriental actuel du lac Turkana et le delta de l'Omo sont séparés des formations plio-pléistocènes par des sédiments plus récents correspondant principalement à des dépôts lacustres, littoraux ou fluviatiles. Différents hauts niveaux du lac sont ainsi marqués dans la topographie locale par des rides de plage dont l'altitude peut atteindre jusqu'à + 80 m par rapport

Grandes unités géologiques	Formations lithologiques de la région de Fejej	Cadre chronologique	Datations (Ma)	Sites paléontologiques de la région de Fejej	Hominidés de la région de Fejej
Dépôts lacustres littoraux ou fluviatiles de la plaine du Turkana Fonds des oueds actuels, de la dépression orientale et du rift Chew Bahir		Holocène			
Formations sédimentaires lacustres et fluviatiles interstratifiées de niveaux volcaniques de Koobi Fora		Pliocène moyen à Pléistocène moyen		FJ-101 & FJ-102 FJ-1	<i>Homo habilis</i>
	Basalte prismatique à plagioclases et olivines de Harr Sédiments arkosiques	Pliocène moyen	3,94 ¹ 4,06 ¹ 4,20 ² 4,42 ³	FJ-4	<i>Australopithecus afarensis</i>
Formations volcaniques interstratifiées de niveaux sédimentaires de l' <i>Asille Group</i>	Formation volcano-sédimentaire de Bakate et niveaux sédimentaires du membre Buluk	Miocène	16,11 ⁴ 16,16 ⁴		
	Formation à ignimbrite et cinérite de Langaria	Oligocène	26,9 ⁵		
	Formation basaltique de Fejej		32,8 ² 34,20 ³		
	Sables et graviers à bois silicifiés				
Socle métamorphique de la chaîne Hamar	Gneiss lités à biotite et hornblende	Paléozoïque à Précambrien final			
	Gneiss lités à biotite				
	Gneiss à hornblende				

¹ Kappelman J. et *al.*, 1996.

² Davidson A. et Rex D.C., 1980.

³ Asfaw B. et *al.*, 1991.

⁴ Bown T.M. et *al.*, 1994 ; Richmond B.G. et *al.*, 1998.

⁵ McDougall I. et Watkins R.T., 1988.

au niveau actuel du lac (Butzer K.W., 1971 ; Butzer K.W. et *al.*, 1972 ; Owen R.B. et *al.*, 1982 ; Owen R.B. et Renaut R.W., 1986). Il semble en fait que le lac ait atteint ce haut niveau à plusieurs reprises au cours de l'Holocène, se déversant alors vers le marais de Lotigipi, à l'ouest du lac actuel, puis vers la vallée du Nil (Harvey C.P.D. et Grove A.T., 1982 ; Adamson D.A. et Williams F., 1980 ; Adamson D.A. et *al.*, 1980). Par ailleurs, des datations par radiocarbone ont permis de préciser quelque peu la chronologie des fluctuations de ligne de rivage du lac enregistrées sur la rive orientale de celui-ci au cours des dix derniers millénaires (Owen R.B. et *al.*, 1982).

CADRE STRUCTURAL

Du point de vue structural, la région du rift Turkana correspond à une zone déprimée du socle qui forme une discontinuité dans le système de la branche orientale du rift est-africain, en séparant le rift principal éthiopien, qui recoupe le dôme éthiopien au nord-est du lac Turkana, du rift kenyan, également appelé rift Gregory, qui entaille le dôme kenyan au sud (fig. 2). Le lac Turkana se situe ainsi 1 300 m plus bas que le plus élevé des lacs du rift éthiopien et à plus de 1 500 m sous le plus élevé des lacs du rift kenyan. Par ailleurs, il s'agit d'une zone assez large, atteignant 200 km de large dans sa partie septentrionale, qui contraste fortement avec les vallées de rift étroites et bien définies observées au sud et au nord du lac (fig. 3). Pour ces deux raisons, la dépression du Turkana a longtemps été considérée comme une zone diffuse de rifting, le rift « actif » étant censé passer à l'est du lac actuel et les deux branches de la branche orientale du rift se raccorder via le bassin sud du lac Turkana, la zone de faille Kinu Sogo à l'est de celui-ci et le rift Chew Bahir, la région du lac elle-même étant considérée comme une zone inactive de rift (Baker B.H. et *al.*, 1972 ; Cerling T.E. et Powers D.W., 1977 ; Woldegabriel G. et Aronson J.L., 1987).

Des études sismiques offshore réalisées durant les années 1980 (Dunkelman T.J. et *al.*, 1988, 1989 ; Rosendahl B.R. et *al.*, 1992) ont permis d'infirmer cette suggestion déjà mise en doute par F.H. Brown et J. de Heinzelin (1983) à partir des données de néotectonique dans la basse vallée de l'Omo. Cette étude a permis de révéler la présence sous le lac Turkana de plusieurs accidents tectoniques majeurs, qui furent dans un premier temps interprétés comme des demi-grabens, unités tectoniques fondamentales des rifts (fig. 4) (Rosendahl B.R., 1987 ; Braile L.W. et *al.*, 1995 ; Schlüter T., 1997). Les demi-grabens sont des fossés tectoniques limités sur un côté par une faille bordière dont les déplacements verticaux peuvent atteindre plusieurs kilomètres et sur l'autre par plusieurs failles synthétiques ou antithétiques par rapport à la faille bordière et une flexure (fig. 5). Généralement, les demi-grabens sont disposés avec une polarité alternée le long de l'axe du rift, deux demi-grabens étant alors séparés par une zone de transfert ou d'accommodation, qui forment des hauteurs servant de barrière topographique entre deux bassins. Les données sismiques ont ainsi permis de déceler sous le lac Turkana la présence de six demi-grabens reliés par des zones d'accommodation, formant trois bassins structuraux majeurs, dans lesquels 4 à 5 km de sédiments et de lave se sont accumulés depuis la formation des demi-grabens. Par ailleurs, le volcanisme a joué un rôle majeur dans le développement du rift Turkana et quatre centres volcaniques, localisés à peu près au centre des demi-grabens correspondant, ont été identifiés, même si une activité volcanique au niveau des zones d'accommodation a également été soulignée (Frostick L.E., 1997). Ce modèle structural a par la suite été contesté, notamment à partir du retraitement des données sismiques utilisées par T.J. Dunkelman et *al.* (1988, 1989), qui met en particulier en évidence l'importance du diapirisme magmatique et du volcanisme et des failles bordières sub-perpendiculaires à la direction d'extension (Rosendahl B.R. et *al.*, 1992), mais l'activité tectonique du rift Turkana est aujourd'hui admise par l'ensemble de la communauté géologique.

En fait, il semblerait que la dépression du Turkana soit liée à la surimposition de plusieurs systèmes de rifts d'âges différents (fig. 6) (Ebinger C.J. et Ibrahim A., 1994). Des prospections géophysiques (sismique réflexion, gravimétrie...) et géologiques extensives ont ainsi révélé à l'est du lac Turkana la présence d'un rift fossile, le rift Anza, orienté NW-SE, qui relie les rifts du Sud-Soudan et la baie de Lamu, au Kenya (Bosworth W. et Morley C.K., 1994 ; Ebinger C.J. et Ibrahim A., 1994). Ce rift, datant du Jurassique et du Crétacé, correspond en fait à une branche du système ayant causé la séparation de Madagascar du continent africain (Reeves C.V. et *al.*, 1987). Il est aujourd'hui masqué en surface par d'importants épanchements volcaniques récents, mais a probablement joué un rôle fondamental dans l'histoire géologique du bassin du Turkana, d'une part en étant envahi en partie par la mer au moins jusqu'au Miocène, comme l'indique la présence de fossiles d'origine marine sur différents gisements, dont celui d'un cachalot à Loperot, au sud-est du lac (Mead J.G., 1975), et celle de mollusques marins aux coquilles encore articulées dans le membre Buluk à Fejej (Tiffney B.H. et *al.*, 1994), et, d'autre part, en servant de lien avec l'océan Indien et d'exutoire oriental au bassin du Turkana-Omo jusqu'au Pléistocène (voir par exemple Brown F.H. et Feibel C.S., 1991 ; Feibel C.S., 1994). Le soulèvement des flancs orientaux et occidentaux du lac actuel, le tilting vers l'ouest du horst Hamar et la formation des rifts Turkana et Chew Bahir depuis le Miocène et la mise en place des formations volcaniques plio-quadernaires au Kenya ont bloqué tardivement cette sortie vers l'océan. Les sédiments oligocènes signalés sous le basalte de Fejej et peut-être les sédiments miocènes de la formation de Bakate pourraient être associés à cette structure tectonique. Par ailleurs, les données géophysiques signalent la présence probable sous le lac de sédiments mésozoïques, semblables à ceux signalés par C. Arambourg et R.G. Wolff (1969) dans la chaîne de Lapurr, à l'ouest du lac Turkana (Ebinger C.J. et Ibrahim A., 1994). Une seconde phase de rifting s'est ensuite produite au début du Tertiaire, entraînant en particulier la formation de plusieurs bassins orientés nord-sud à l'ouest du lac Turkana (Morley C.K. et *al.*, 1992 ; Hendrie D.B. et *al.*, 1994) et la réactivation du rift Anza (Bosworth W. et Morley C.K., 1994 ; Ebinger C.J. et Ibrahim A., 1994), avant la formation du rift est-africain actuel, également orienté nord-sud, depuis le Miocène. Une migration d'ouest en est du rifting au cours du Cénozoïque a ainsi été proposée depuis les bassins de l'Ouest Turkana jusqu'à l'axe rift Chew Bahir — zone de fracture Kinu Sogo — bassin sud du lac Turkana — rift kenyan (Cerling T.E. et Powers D.W., 1977 ; Morley C.K. et *al.*, 1992). Cette succession de phases de rifting sous le lac Turkana y a entraîné un amincissement important de la croûte terrestre, avec une épaisseur d'environ 20 km sous le lac contre à peu près 35 km sous le dôme kenyan (Mechie J. et *al.*, 1994), et une extension de 90 % environ dans la région du Nord Turkana contre moins de 25 % dans le reste du rift est-africain (Ebinger C.J. et Ibrahim A., 1994).

Par ailleurs, le jeu de structures tectoniques précambriennes a également été signalé dans la zone septentrionale du lac Turkana. D.A. Adamson et F. Williams (1980) ont ainsi remarqué qu'un linéament orienté WSW-ENE observé par satellite correspondait à une linéation observée dans le socle métamorphique. Ce linéament, appelé Lotigipi-Hamar, reflète probablement une ancienne structure, qui a influencé les orientations des dykes granitiques et des failles dans le socle précambrien du horst Hamar et qui plus récemment a influencé le système de drainage du bassin de l'Omo-Turkana, en permettant le déversement d'une partie de celui-ci vers le système du Nil, via les marais du Lotigipi et la rivière Pibor. Ces modifications du bassin versant du Turkana, vers le Nil ou l'océan Indien, ont eu une importance significative sur l'histoire paléogéographique et géologique de celui-ci et ont sans doute joué un rôle majeur dans l'histoire de l'émergence de l'humanité et de ses premières cultures.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMSON D.A. et WILLIAMS F., 1980. Structural geology, tectonics and the control of drainage in the Nile basin. In WILLIAMS M.A.J. et FAURE H. (eds) — *The Sahara and the Nile — quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 225-252.
- ADAMSON D.A., GASSE Françoise, STREET F.A. et WILLIAMS M.A.J., 1980. Late Quaternary history of the Nile. *Nature*, 288, p. 50-55.
- ARAMBOURG Camille et WOLFF R.G., 1969. Nouvelles données paléontologiques sur l'âge des « grès de Lubur » (Turkana grits) à l'ouest du lac Rodolphe. *Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France*, 1969, fasc. 6, p. 190-192.
- ASFAN Berhane, BEYENE Yonas, SEMAW S., SUWA G., WHITE Tim et WOLDEGABRIEL G., 1991. Fejej : a new paleoanthropological research area in Ethiopia. *Journal of Human Evolution*, 21, p. 137-143.
- BAKER B.H., MOHR P.A. et WILLIAMS L.A.J., 1972. *Geology of the Eastern Rift System of Africa*. The Geological Society of America Special Paper, 136, 67 p.
- BOSWORTH W. et MORLEY C.K., 1994. Structural and stratigraphical evolution of the Anza rift, Kenya. *Tectonophysics*, 236, p. 93-115.
- BOWN Thomas M., FLEAGLE John G., KAPPELMAN J., SWISHER Carl C. III et YIRGA S., 1994. Age of Pliocene and Miocene fossil primates from Fejej, Ethiopia. *American Journal of Physical Anthropology, AAPA Abstracts*, supplément 18, p. 57-58.
- BRAILE L.W., KELLER G.R., WENDLANDT R.F., MORGAN P. et KHAN M.A., 1995. The East African rift system. In OLSEN K.H. (eds) : *Continental rifts : evolution, structure, tectonics*. Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, 25, p. 211-231.
- BROWN Franck H. et FEIBEL Craig S., 1986. Revision of lithostratigraphic nomenclature in the Koobi Fora region, Kenya. *Journal of the Geological Society, London*, 143, p. 297-310.
- BROWN Franck H. et FEIBEL Craig S., 1991. Stratigraphy, depositional environments, and palaeogeography of the Koobi Fora formation. In HARRIS J.M. (ed.) — *Koobi Fora Research Project, volume 3 : the fossil ungulates, geology, fossil artiodactyls, and palaeoenvironments*, Clarendon Press, Oxford, p. 1-30.
- BROWN Franck H. et HEINZELIN Jean de, 1983. The Lower Omo Basin. In HEINZELIN J. de (ed.) (1983) : *The Omo group — Archives of the International Omo Research Expedition, Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale*, Tervuren, Belgique, série 8, Sciences géologiques, 85, p. 7-24.
- BUTZER Karl W., 1971. Recent history of an Ethiopian delta. The Omo River and the level of Lake Rudolf. The University of Chicago. Department of Geography Research Paper, 136, 184 p., 81 fig., 10 tabl., 154 réf. bibl.
- BUTZER Karl W., ISAAC Glynn L., RICHARDSON J.L. et WASHBOURN-KAMAU C., 1972. Radiocarbon dating of east African lake levels. *Nature*, 175, p. 1069-1076.
- CERLING T.E. et POWERS D.W., 1977. Paleorifting between the Gregory and Ethiopian Rifts. *Geology*, 5, p. 441-444.
- DAVIDSON A., 1983. The Omo River Project — Reconnaissance Geology and Geochemistry of Parts of Ilubabor, Kefa, Gemu Gofa and Sidamo, Ethiopia. *The provisional military government of Socialist Ethiopia. Ministry of Mines and Energy, Bulletin of the Ethiopian Institute of Geological Surveys*, 2, 89 p., 91 fig., V tabl., 82 réf. bibl., 14 cartes en annexe.

- DAVIDSON A. et REX D.C., 1980. Age of volcanism and rifting in southwestern Ethiopia. *Nature*, 283, p. 657-658.
- DUNKELMAN T.J., KARSON J.A. et ROSENDAHL B.R., 1988. Structural style of the Turkana Rift, Kenya. *Geology*, 16, p. 258-261.
- DUNKELMAN T.J., ROSENDAHL B.R. et KARSON J.A., 1989. Structure and stratigraphy of the Turkana Rift from seismic reflection data. *Journal of African Earth Sciences*, 8, p. 489-510.
- EBINGER C.J. et IBRAHIM A., 1994. Multiple episodes of rifting in Central and East Africa : a re-evaluation of gravity data. *Geologisches Rundschau*, 83, p. 689-702.
- FEIBEL Craig S., 1994. Freshwater stingrays from the Plio-Pleistocene of the Turkana Basin, Kenya and Ethiopia. *Lethaia*, 26, 359-366.
- FLEAGLE John G., RASMUSSEN D.T., YIRGA S., BOWN T.M. et GRINE F.E., 1991. New hominid fossils from Fejej, Southern Ethiopia. *Journal of Human Evolution*, 21, p. 145-152.
- FROSTICK L.E., 1997. The East African Rift Basins. In SELEY R.C. (ed.) : *Sedimentary basins of the World 3 — African Basins*, Elsevier, Amsterdam, p. 187-209.
- HARVEY C.P.D. et GROVE A.T., 1982. A prehistoric source of the Nile. *Geographical Journal*, 148, p. 327-336.
- HENDRIE D.B., KUZNIR N.J., MORLEY C.K. et EBINGER C.J., 1994. Cenozoic extension in northern Kenya : a quantitative model of rift basin development in the Turkana region. *Tectonophysics*, 236, p. 409-438.
- KAPPELMAN John, SWISHER Carl C. III, FLEAGLE John G., YIRGA Salomon, BOWN Thomas M. et FESEHA Mulugeta, 1996. Currents events Age of *Australopithecus afarensis* from Fejej, Ethiopia. *Journal of Human Evolution*, 30, p. 139-146, 3 fig., 26 réf. bibl.
- KARSON J.A. et CURTIS P.C., 1994. Quaternary volcanic centres of the Turkana Rift, Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 18, p. 15-35.
- LEAKEY Richard E.F. et WALKER A., 1985. New higher primates from the early Miocene of Buluk, Kenya. *Nature*, 318, p. 173-175.
- McDOUGALL I. et WATKINS R.T., 1985. Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature*, 318, p. 175-178.
- McDOUGALL I. et WATKINS R.T., 1988. Potassium-argon ages of volcanic rocks from northeast of Lake Turkana, northern Kenya. *Geological Magazine*, 125, p. 15-23.
- MEAD J.G., 1975. A fossil beaked whale (*Cetacea : Ziphiidae*) from the Miocene of Kenya. *Journal of Paleontology*, 49, p. 745-751.
- MECHIE J., KELLER G.R., PRODEHL C., GACIRI S., BRAILE L.W., MOONEY W.D., GAJEWSKI D. et SANDMEIER K.-J., 1994. Crustal structure beneath the Kenya Rift from axial profile data. *Tectonophysics*, 236, p. 179-200.
- MORLEY C.K., WESCOTT W.A., STONE D.M., HARPER R.M., WIGGER S.T. et KARANJA F.M., 1992. Tectonic evolution of the northern Kenya Rift. *Journal of the Geological Society, London*, 149, p. 333-348.
- OWEN R.B. et RENAUT R.W., 1986. Sedimentology, stratigraphy and palaeoenvironments of the Holocene Galana Boi Formation, NE Lake Turkana, Kenya. In FROSTICK L.E., RENAUT R.W., REID I. et TIERCELIN J.-J. (eds) *Sedimentation in the african rifts*, Geological Society Special Publication, 25, p. 311-322.

- OWEN R.B., BARTHELME J.W., RENAUT R.W. et VINCENS A., 1982. Palaeolimnology and archaeology of Holocene deposits north-east of Lake Turkana, Kenya. *Nature*, 298, p. 523-529.
- REEVES C.V., KARANJA F.M. et McLEOD I.N., 1987. Geophysical evidence for a failed Jurassic rift and triple junction in Kenya. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, p. 299-311.
- RICHMOND B.G., FLEAGLE John G., KAPPELMAN John et SWISHER Carl C. III, 1998. First hominoid from the Miocene of Ethiopia and the evolution of the Catarrhine Elbow. *American Journal of Physical Anthropology*, 105, p. 257-277.
- ROSENDAHL B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, p. 445-503.
- ROSENDAHL B.R., KILEMBE E. et KACZMARICK K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection. *Tectonophysics*, 213, p. 235-256.
- SCHLÜTER T., 1997. *Geology of East Africa*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 462 p.
- TIFFNEY Bruce H., FLEAGLE John G. et BOWN Thomas M., 1994. Early to Middle Miocene angiosperm fruits and seeds from Fejej, Ethiopia. *Tertiary Research*, 15 (1), p. 25-42, 3 fig., 1 tabl., 3 pl., 79 réf. bibl.
- VONDRA C.F., JOHNSON G.D., BOWEN B.E. et BEHRENSMEYER A. Kay, 1971. Preliminary stratigraphical studies of the East Rudolf Basin, Kenya. *Nature*, 231, 245-248.
- WATKINS R.T., 1989. The Buluk Member, a fossil hominoid-bearing sedimentary sequence of Miocene age from northern Kenya. *Journal of African Earth Sciences*, 8, p. 107-112.
- WOLDEGABRIEL Giday et ARONSON J.L., 1987. Chew Bahir rift : a failed rift in southern Ethiopia. *Geology*, 15, p. 430-433.

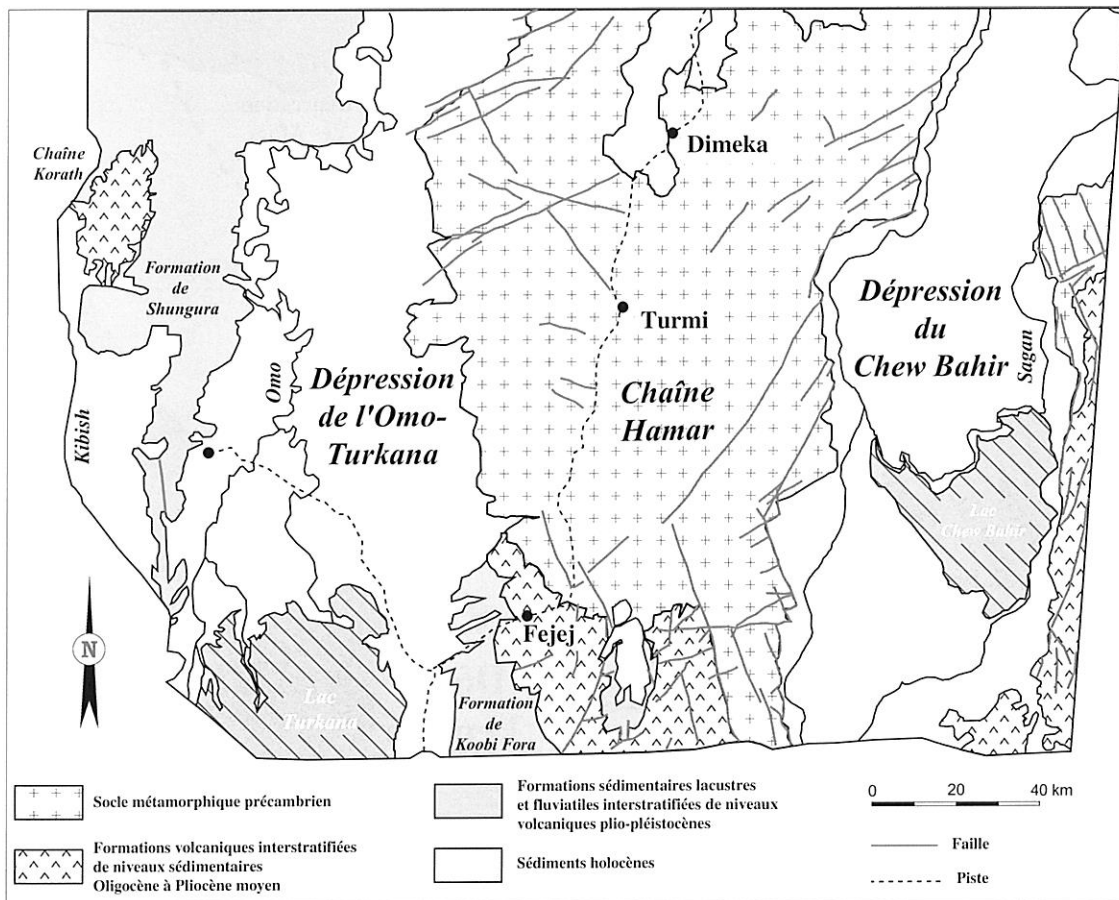


Fig. 1. — Cadre géologique et structural de la région de Fejej (d'après A. Davidson, 1983).

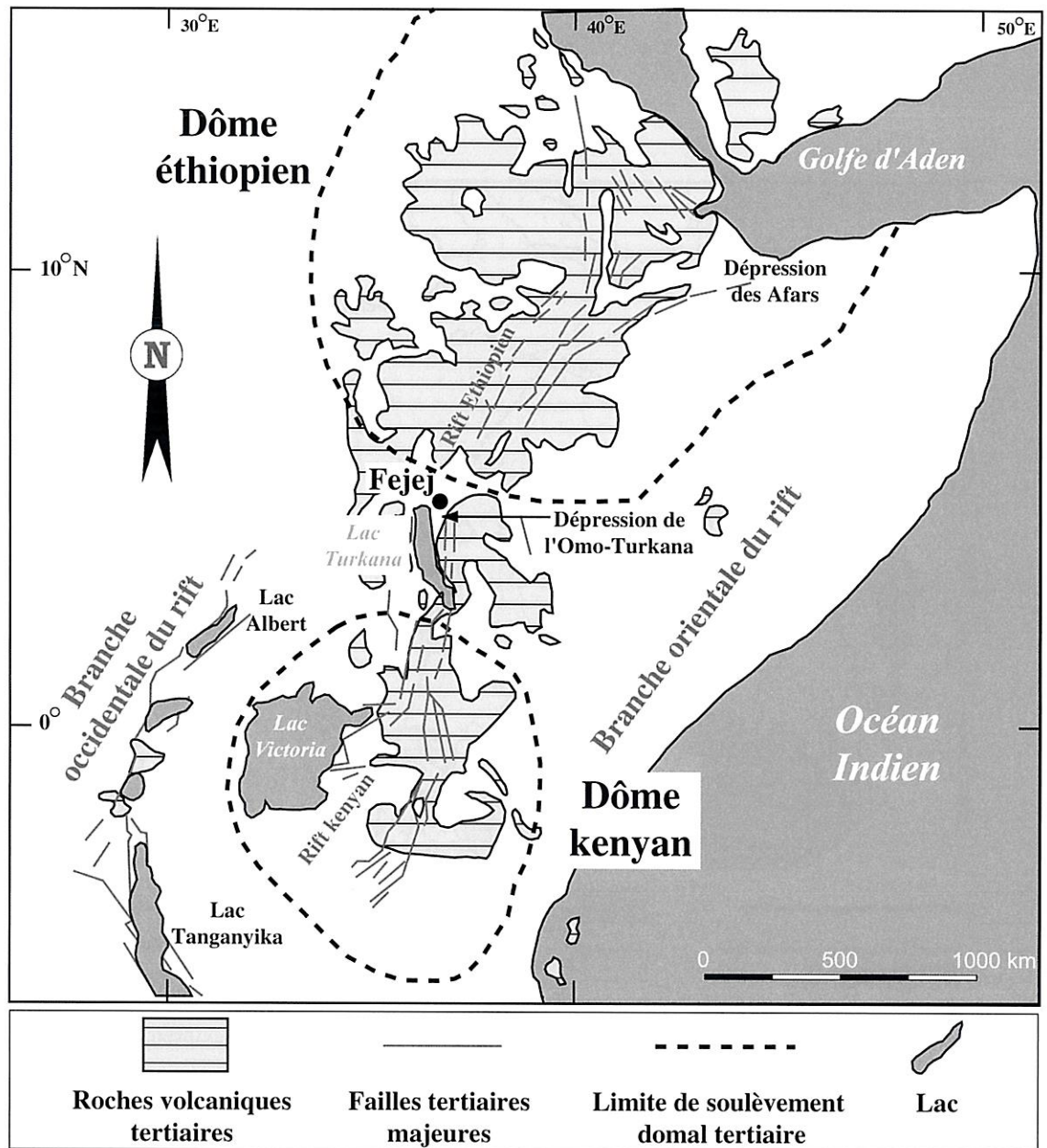


Fig. 2. — Localisation de la dépression du Turkana dans le système du rift est-africain (d'après J.A. Karson et P.C. Curtis, 1994).

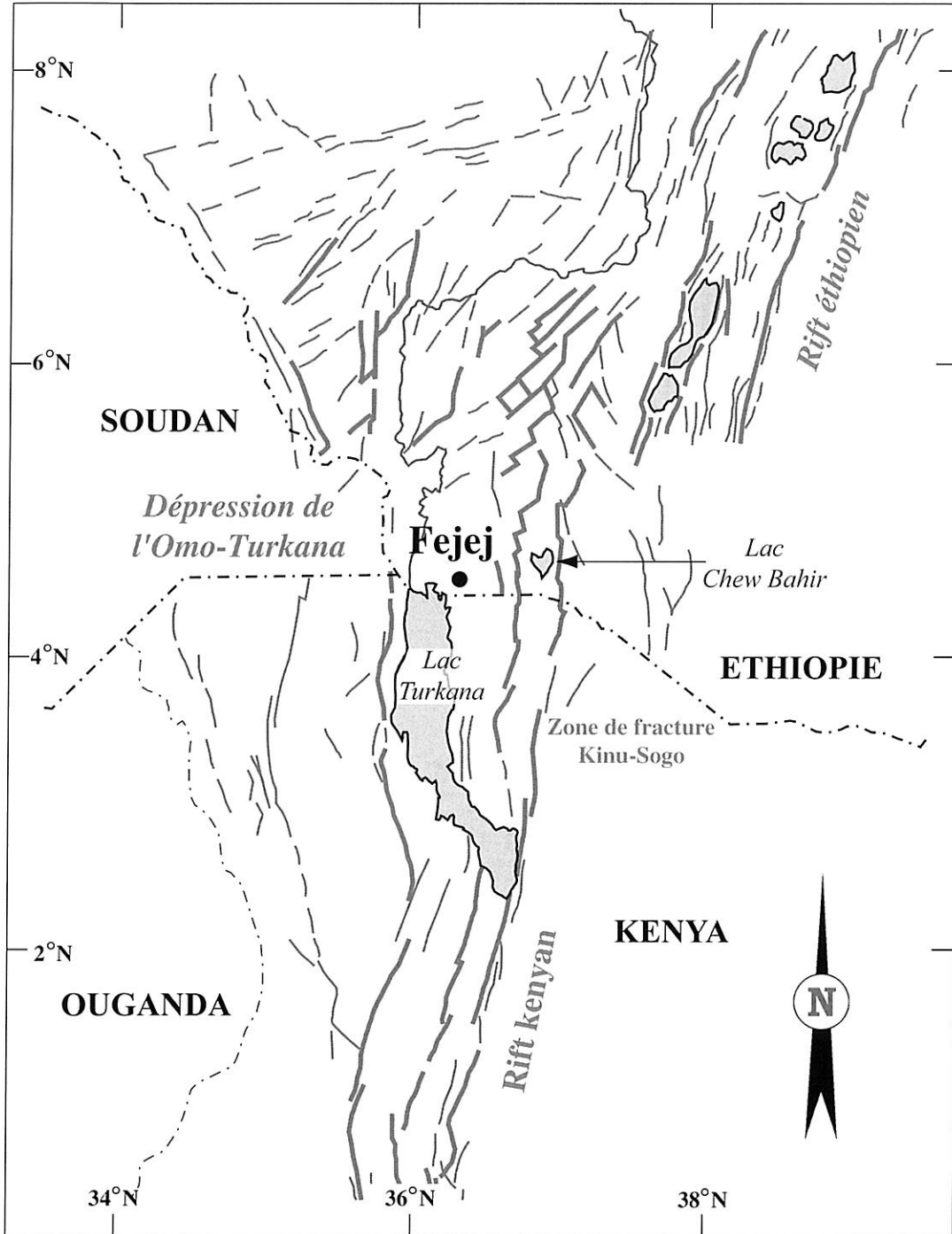


Fig. 3. — Carte structurale de la région du Turkana (d'après A. Davidson, 1983).

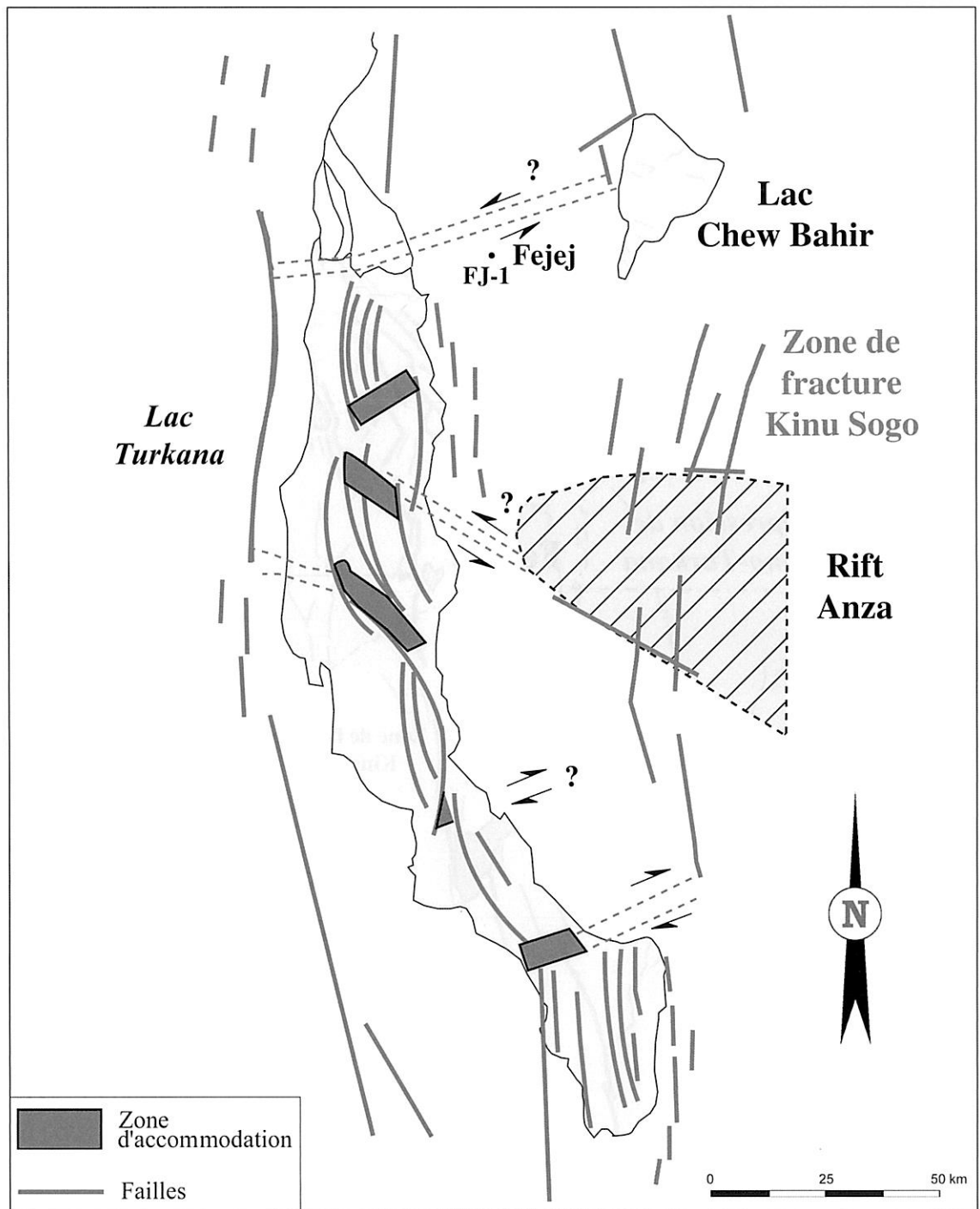


Fig. 4. — Structure du lac Turkana mise en évidence par étude sismique (d'après T.J. Dunkelman et *al.*, 1988). Six demi-grabens d'orientations alternées, formant trois bassins structuraux principaux, ont été reconnus sous le lac.

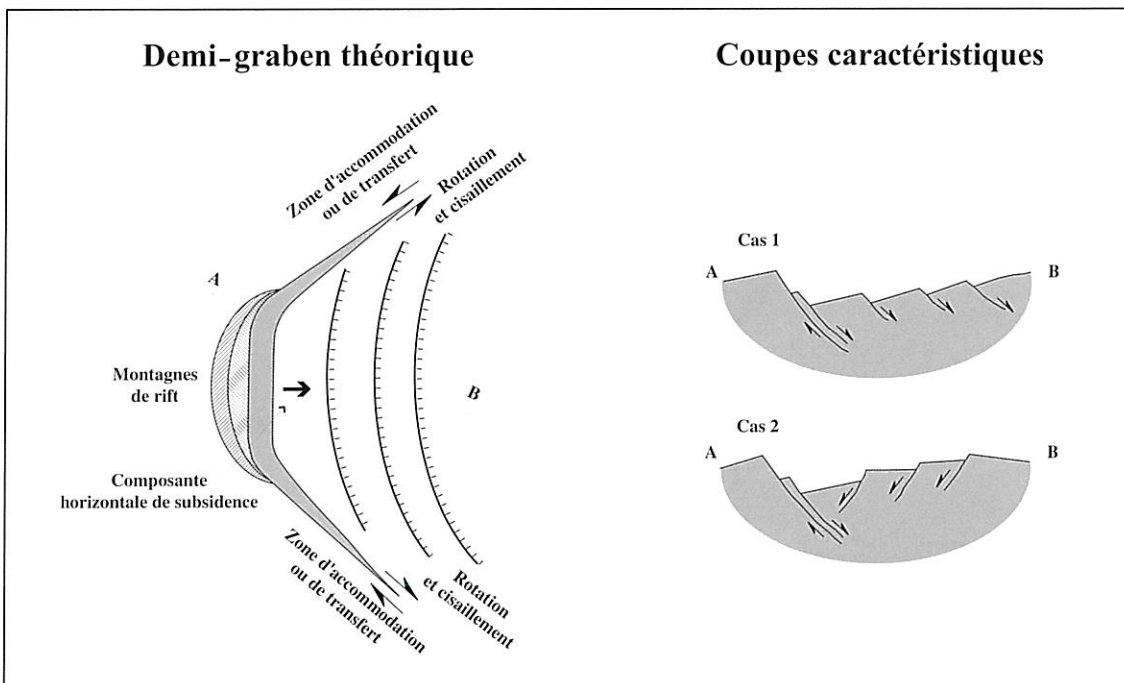


Fig. 5. — Schéma d'un demi-graben idéal (d'après B.R. Rosendahl, 1987).

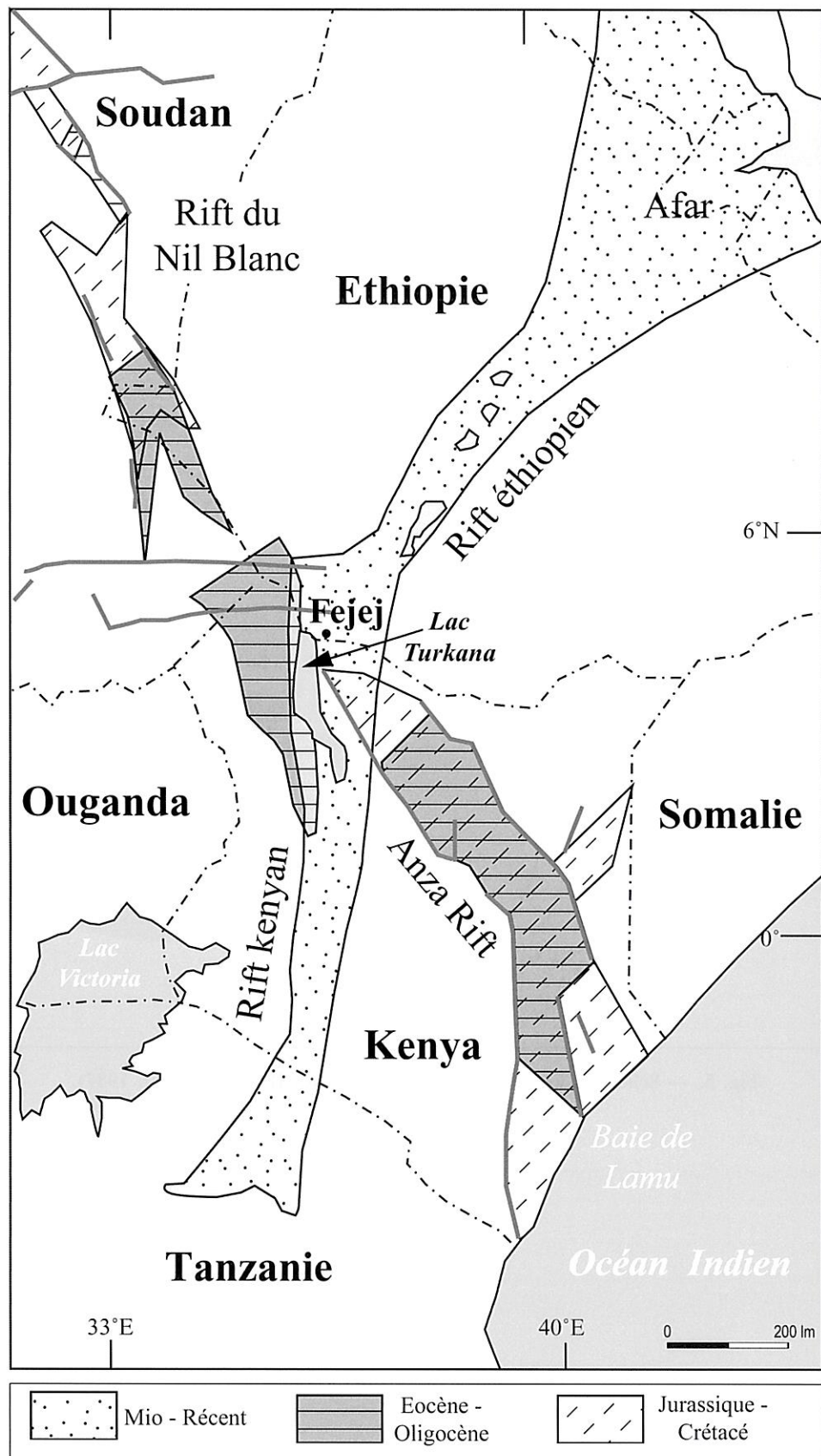


Fig. 6. — Les différents systèmes de rift d'âges secondaires et tertiaires affectant la région du Turkana (d'après C.J. Ebinger et A. Ibrahim, 1994).