



HAL
open science

Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17 Ma

Brendan Simon

► **To cite this version:**

Brendan Simon. Rift du Lac Albert, Ouganda, Rift Est Africain : déformation, érosion, sédimentation et bilan de matière depuis 17 Ma. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2015. Français. NNT : 2015REN1S175 . tel-01923327v2

HAL Id: tel-01923327

<https://theses.hal.science/tel-01923327v2>

Submitted on 24 Sep 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

École doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Brendan Simon

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
UFR Structures et Propriétés de la Matière

**Rift du Lac Albert,
Ouganda, Rift Est
Africain :
Déformation, érosion,
sédimentation et
bilan de matière
depuis 17 Ma**

**Thèse soutenue à Rennes
le 15 décembre 2015**

devant le jury composé de :

Dominique FRIZON DE LAMOTTE
Professeur, Université de Cergy-Pontoise / rapporteur

Stéphane BONNET
Professeur, Université de Toulouse / rapporteur

Ritske HUISMANS
Professeur, University of Bergen / examinateur

Magdalena SCHECK-WENDEROTH
Professeure, GFZ Potsdam / examinatrice

Yves LAGABRIELLE
Directeur de Recherche, CNRS – Univ. de Rennes 1 / examinateur

Jean-Loup RUBINO
Ingénieur, Expert sédimentologue, TOTAL / examinateur

François GUILLOCHEAU
Professeur, Université de Rennes 1 / directeur de thèse

Martin PICKFORD
Enseignant-chercheur honoraire Collège de France – MNHN / invité

Massimo DALL'ASTA
Ingénieur R&D, TOTAL / invité

Martine BEZ
Ingénieure, Sédimentologue, TOTAL / invitée

Cécile ROBIN
Maître de Conférences, Université de Rennes 1 / co-encadrante

Olivier DAUTEUIL
Directeur de Recherche, CNRS – Univ. de Rennes 1 / co-encadrant

Thierry NALPAS
Maître de Conférences, Université de Rennes 1 / co-encadrant

RÉSUMÉ

MOTS-CLÉS : LAC ALBERT, OUGANDA, RIFT, TECTONIQUE, STRATIGRAPHIE, GEOMORPHOLOGIE

L'objectif de ce travail est (1) d'étudier les relations existant entre déformation, érosion et sédimentation et (2) de quantifier les bilans érosion – sédimentation (approche dite « Source to Sink ») dans un rift continental en domaine tropical : le rift du Lac Albert situé sur le Dôme est-africain au nord de la branche ouest du Rift est-africain (EAR).

Cette étude consiste en une triple analyse de la déformation, du remplissage sédimentaire (biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle) et des formes du relief (géomorphologie) basée sur l'interprétation de données de subsurface (sismique réflexion et puits) et d'affleurements. Ce travail a été financé au travers d'une convention CIFRE par le groupe pétrolier TOTAL qui a également fourni les données de subsurface.

Un **modèle d'âge** des sédiments a été obtenu en combinant données biostratigraphiques (mammifères), corrélations séquentielles entre affleurements et puits, et courbes de variations des paléoprécipitations disponibles pour le Rift est-africain (test du modèle).

L'**analyse sédimentologique** a permis de caractériser (1) la **source** des sédiments - l'essentiel des grains quartz provenant de l'érosion de profils latéritiques (avec un faible transport) – et (2) le **milieu de sédimentation** qui consiste en un lac pérenne peu profond (<100 m) alimenté par des dépôts de crues, sans cônes alluviaux significatifs mais avec quelques dépôts de rivières associés à un transport en traction. Couplée à l'analyse des formes du relief, cette étude sédimentologique permet de reconstituer l'évolution du bassin et de sa déformation :

1. 55-45 Ma (Eocène inférieur-moyen): formation de latérites durant la période très humide de l'Eocène inférieur – moyen correspondant à la Surface africaine;
2. 45-22 Ma (Eocène supérieur – Miocène basal) : dégradation de la Surface africaine à la faveur d'un début de surrection du dôme est-africain et formation d'une pédiplaine dont le niveau de base est l'Océan atlantique ;
3. 17-2.7 Ma (Miocène inférieur terminal – Pliocène): initiation du bassin du Lac Albert aux alentours de 17 Ma et création de niveaux de base locaux (Lacs Albert, George et Edward) auquel s'adaptent trois pédiplaines et correspondant chacun aux trois dépocentres – la surrection du dôme est-africain se poursuit;
 - 18-16 Ma à 6.2 Ma : **stade bassin de déformation diffuse** (vitesse de subsidence : 150-200 m/Ma ; vitesse de sédimentation : 1,3 km³/Ma entre 17 et 12 Ma et 0,6 km³/Ma entre 12 et 6 Ma) – les dépocentres (localisés au sud) sont peu contrôlés par des failles;
 - 6.2 à 2.7 Ma : **stade rift 1** (vitesse de subsidence : > 500 m/Ma jusqu'à 600-800 m/Ma; vitesse de sédimentation : 2,4 km³/Ma) – paroxysme d'activité du rift;
4. 2.7-0.4 Ma (Pléistocène inférieur à moyen) : surrection de la Ruwenzori et incision de socle par un réseau de rivière - **stade rift 2** (vitesse de subsidence : 450 à 250 m/Ma; vitesse de sédimentation : 1,5 km³/Ma);
5. 0.4-0 Ma (Pléistocène moyen à supérieur) : flexuration du craton tanzanien, initiation de la dépression du Lac Victoria, inversion du réseau de drainage et création de l'escarpement actuel (jeu normal des failles bordières) avec formation des vallées perchées correspondant au réseau formé à 2.7-0.4 Ma.

La **mesure du bilan-érosion sédimentation** montre des ordres de grandeur identiques, avec, entre 17 et 2,7 Ma, un excès de matériel érodé en amont par rapport aux sédiments déposés dans le bassin. De 16%, cette différence de volume peut s'expliquer par la forte érosion chimique qui prévaut durant cette période. Entre 2.7 Ma et aujourd'hui l'important excès (60%) de sédiments dans le bassin comparé au volume érodé en amont est interprété comme le résultat d'un apport de sédiment axial associé à l'érosion de la Ruwenzori.

ABSTRACT

KEY-WORD: LAKE ALBERT, UGANDA, RIFT, TECTONIC, STRATIGRAPHY, GEOMORPHOLOGY

The aim of this work is (1) to study the relationships existing between deformation, erosion and sedimentation and (2) to quantify the erosion-sedimentation budget (the "Source to Sink" approach) in a continental rift system under a tropical climate: the Lake Albert Rift located in Uganda, on the East-African dome, in the northern part of the Western Branch of the East African Rift System (EARS).

This study consists in a triple analysis of the deformation, the sedimentary infilling (biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy) and the landforms (geomorphology) based on the interpretation of subsurface (seismic-reflexion and wells) and surface (outcrops) data. This work is founded through a CIFRE convention by the petroleum group TOTAL who also provided the subsurface dataset.

An **age model** of the sedimentary infilling has been obtained by combination of biostratigraphic data (mammals), sequential correlations of outcrops and subsurface wells and paleoprecipitations variations curves available for the East African Rift System (validation of the model).

The **sedimentological analysis** led to the characterization (1) of the sediments **source** – most of the quartz grains coming from the erosion of a lateritic profile (with low transportation) – and (2) of the **depositional environment** which consist of perennial shallow lake (<100 m) fed by flood deposits, without evidences of coarse alluvial fans but with rare occurrence of bed-load river deposits. This sedimentological study, along with the analysis of upstream landforms allow to reconstitute the evolution of the basin and of its deformation:

1. 55-45 Ma (Lower-Middle Eocene): formation of laterites corresponding to the African Surface during the very humid period of the Lower-Middle Eocene;
2. 45-22 Ma (Upper Eocene to Lowermost Miocene): stripping of the African Surface in response of the beginning of the East-African Dome uplift and formation of a pediplain which associated base level is the Atlantic Ocean;
3. 17-2.7 Ma (Uppermost Lower Miocene to Pliocene): Initiation of the Lake Albert Basin around 17 Ma and creation of local base levels (Lake Albert, Edward and George) on which three pediplains tend to adapt;
 - 18—16 Ma to 6.2 Ma: "**Diffuse deormation**" stage (subsidence rate: 150-200 m/Ma; sedimentation rate 1.3 km³/Ma between 17 and 12 Ma and 0.6 km³/Ma from 12 to 6 Ma) – depocenters location (southern part of Lake Albert Basin) poorly controlled by fault;
 - 6.2 Ma to 2.7 Ma: **Rift stage 1** (subsidence rate: > 500m/Ma up to 600-800 m/Ma; sedimentation rate: 2.4 km³/Ma) – Rifting climax;
4. 2.7-0.4 Ma (Lower to Middle Pleistocene): uplift of the Ruwenzori Mountains and shifting from an alluvial/flood system to a network of bedrock river incision – **Rift Stage 2** (subsidence rate: 450 to 250 m/Ma; sedimentation rate: 1.5 km³/Ma);
5. 0.4-0 Ma (Middle to Upper Pleistocene): long wavelength downwarping of the Tanzanian Craton, initiation of the Lake Victoria trough, drainage network inversion and uplift of the present-day Ugandan escarpment (normal faulting motion of the border faults) with formation of perched valleys associated to the Lower Pleistocene (2.7-0.4 Ma) rivers network.

The **erosion-sedimentation budget** is at equilibrium with values of eroded and deposited volumes of the same order of magnitude during the rift evolution. During the 17 - 2.7 Ma time interval, the excess of 16 % of upstream eroded material compared to the sediment volume deposited in the Lake Albert Rift can be explained by the chemical erosion prevailing at this period in Central Africa. The significant (60%) opposite difference between 2.7 and 0 Ma is interpreted as the consequence of a high axial sediment supply resulting from the erosion of the uplifted Ruwenzori Mountains.

REMERCIEMENTS

Je remercie tout d'abord mes enseignants de l'Egid, Philippe Razin et Carine Grelaux, pour m'avoir donné le goût de la géologie grâce à une formation passionnante et stimulante. Merci également à Jean-Loup Rubino et Frédéric Bouticourt pour m'avoir offert l'opportunité de faire mes armes en sédimentologie et de réaliser de mémorables missions de terrain à Madagascar.

Un grand merci à François Guillocheau qui m'a fait confiance pour mener à bien ce magnifique projet. Merci de m'avoir tant appris, merci pour tout ces moments partagés sur le terrain. Merci également à Philippe Bourge de Total sans qui ce projet n'aurait jamais pu se faire. Un merci appuyé à Massimo Dall'Asta avec qui partager a toujours été un grand plaisir. J'adresse également à un grand merci à Cécile Robin pour son encadrement et ses encouragements ainsi qu'à Oliver Dauteuil et Thierry Nalpas pour nos discussions sur les aspect structuraux d'Albert.

Un très chaleureux remerciement à Brigitte Senut et Martin Pickford sans qui cette thèse ne serait pas ce qu'elle est aujourd'hui. Merci à eux de leur bienveillance lors de nos différentes rencontres et d'avoir partagé avec nous leurs impressionnantes connaissances.

Ces trois années ont été l'occasion d'échanger avec des personnes de Total. Je tiens notamment à remercier chaleureusement Martine Bez qui m'a suivi tout au long de la thèse. Merci à Yves Paqualin et Corinne Fabre pour m'avoir accueilli dans leur groupe de travail pendant quelques mois.

Le terrain ayant constitué une grande partie de cette thèse, je tenais à grandement remercier les personnes de Total Ouganda qui m'ont facilité, accompagné, conseillé et suivi lors de mes passages à Kampala. Merci à Philippe Lays, Srinivas Tenepali, Linda Tusiime, Gloria Jumba, Marion Leku et Philippe Chavagnac. Merci également à eux pour m'avoir facilité l'accès aux données.

Un immense merci à nos gestionnaires, Marie-Paule Bertrand, aujourd'hui à la retraite, puis à Stéphanie de Verbigier pour leur patience et leur aide dans l'organisation de nos diverses missions.

Un grand merci aux copains qui m'ont accompagné lors des deux plus longues missions dans la pampa Ougandaise. Merci à Paul Bessin et Sage Kebi-Tsoumou qui m'ont supporté (dans tout les sens du terme) et aidé au cours de ces longues semaines. Ces missions resteront de super souvenirs.

Evidemment, ces trois années à Rennes n'auraient pas été les mêmes sans les discussions, soirées et autres pauses clope/café avec les collègues doctorants de Géosciences Rennes. Je pense évidemment à Camille et Paul mes co-bureaux, ainsi qu'à Guillaume et Marie, les voisins. Je vous remercie du fond du cœur pour ces années. Evidemment, la liste ne s'arrête pas là, je remercie chaleureusement (en vrac) tout les copains (désolé pour ceux que j'oublie dans le liste ci-après !) : Thomas, Christophe, Roman, Justine (x2), Antoine (x2), Jean-Pierre, Anne-Morwen, Sylvia, Caroline, Youssef, Maya, Sarah, Régis, Olivier, Stéphane, Loic, Fernando, Benoit (x2), Dani, Diana, Elliot, Louise... Merci également à tout les potes Brestois et Lannionais, ils se reconnaîtront !

Je ne pense pas que j'aurais pu mener ce travail à bien sans le soutien indéfectible de ma famille. Merci à ma mère Véronique, mon père, Roland et ma sœur, Aline. Enfin, j'ai une pensée particulière pour Gemma qui m'a accompagné durant ces années.

A mes grands-parents, Yvonne et Robert...

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	1
---------------------------------	----------

LISTE DES FIGURES.....	7
-------------------------------	----------

INTRODUCTION	23
---------------------------	-----------

CHAPITRE 1 – CONTEXTE ET ÉVOLUTION DU RIFT EST AFRICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES	27
---	-----------

1.1 LE RIFT EST-AFRICAIN	31
---------------------------------------	-----------

1.1.1 INTRODUCTION.....	31
-------------------------	----

1.1.2 DYNAMIQUE DE L'EXENSION CONTINENTALE : GÉNÉRALITÉS	32
--	----

1.1.2.1 Facteurs contrôlant l'extension continentale.....	32
---	----

1.1.2.2 Modèles d'extension continentale	33
--	----

1.1.2.3 Géométrie des rifts continentaux : cisaillement pur versus cisaillement simple	33
--	----

1.1.3 CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE.....	34
-------------------------------------	----

1.1.4 SUBSTRATUM DU RIFT EST-AFRICAIN : STRUCTURE DE LA CROÛTE DE L'ARCHÉEN AU MÉSOZOÏQUE.....	37
--	----

1.1.4.1 Archéen et Protérozoïque	37
--	----

1.1.4.2 Paléozoïque supérieur et Mésozoïque	39
---	----

1.1.5 RELATIONS ENTRE LA TOPOGRAPHIE DU RIFT EST-AFRICAIN ET SA STRUCTURE PROFONDE.....	42
---	----

1.1.6 CINÉMATIQUE DE L'OUVERTURE DU RIFT EST-AFRICAIN	45
---	----

1.2 CHRONOLOGIE DE L'ÉVOLUTION DES RIFTS DU DÔME EST-AFRICAIN : PANORAMA DES BASSINS SÉDIMENTAIRES DES BRANCHES EST ET OUEST	48
---	-----------

1.2.1 INTRODUCTION.....	48
-------------------------	----

1.2.2 LE RIFT CRÉTACÉ D'ANZA	52
------------------------------------	----

1.2.3 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES A ÉPAULEMENTS PEU MARQUÉS : LES RIFTS NORD-KENYANS	56
---	----

1.2.3.1 Éocène supérieur – Oligocène supérieur : extension précoce, réactivation des rifts crétacés-paléogènes	57
--	----

1.2.3.2 Oligocène supérieur – Miocène moyen : initiation des Rifts nord-kenyans, phase flexurale (SAG).....	57
---	----

1.2.3.3 Miocène moyen – Miocène terminal/Pliocène inférieur: période de rifting majeur, individualisation des bassins de Lokichar et Kerio-Nord	58
---	----

1.2.3.4 Plio-Pléistocène : formation du Rift Turkana et inversion des contraintes.....	58
--	----

1.2.4 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFTS KENYANS CENTRAUX (RIFTS KERIO-SUD ET BARINGO-BONGORIA).....	61
--	----

1.2.4.1 Paléogène (Éocène supérieur ?) – Miocène inférieur : extension modérée / flexuration; initiation des Rift de Kerio-sud et Baringo-Bongoria	62
--	----

1.2.4.2 Miocène inférieur – Miocène Moyen: épisode volcanique régional - épanchement de phonolites et de basaltes	62
---	----

1.2.4.3 Miocène moyen – Miocène supérieur : extension, individualisation des rifts de Kerio-sud et Baringo-Bongoria.....	63
--	----

1.2.4.4 Pliocène-Pléistocène : focalisation de la déformation dans le bassin de Baringo-Bongoria, deuxième phase de rifting	64
---	----

1.2.5	RIFTS VOLCANIQUES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFT SUD-KENYANS ET LA DIVERGENCE NORD-TANZANIENNE.....	66
1.2.5.1	Miocène moyen – Miocène supérieur : épanchement phonolitiques précoces.....	68
1.2.5.2	Miocène supérieur (8-6 Ma) : initiation du Rift sud-kenyan	68
1.2.5.3	Miocène terminal (6-5Ma) : propagation du rifting et du magmatisme vers le sud, soulèvement des épaulements de Mau et Aberdate	68
1.2.5.4	Pliocène (5-2.5 Ma) : initiation des rifts de la Divergence nord-tanzanienne	68
1.2.5.5	Pléistocène inférieur (2.5-1.5Ma) : bassin flexural et migration du volcanisme vers l'est.....	69
1.2.5.6	Pléistocène inférieur – Holocène (1.5Ma – 0 Ma) : rifting majeur.....	69
1.2.6	RIFTS SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR UN OU DEUX ÉPAULEMENTS : LES BASSINS DE LA ..BRANCHE OUEST	71
1.2.6.1	Rifts Albert et Edward	73
1.2.6.2	Volcanisme associé aux Monts Virunga et au Rift Kivu	73
1.2.6.3	Rift Tanganyika	73
1.2.6.4	Rift Rukwa.....	74
1.2.6.5	Province volcanique de Rungwe et Rift Malawi	75
1.3	LE RIFT DU LAC ALBERT	76
1.3.1	CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE.....	76
1.3.2	CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL	76
1.3.3	AGE DE L'INITIATION ET MODÈLE D'ÉVOLUTION.....	78
CHAPITRE 2 - ANALYSE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT		81
2.1	MÉTHODES D'ANALYSE ET LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS	85
2.1.1	SÉDIMENTOLOGIE DE FACIES : PRINCIPES ET MÉTHODES.....	85
2.1.2	REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU LAC ALBERT : LOCALISATION DES AFFLEUREMENT ET PUIITS ÉTUDIÉS	86
2.2	STRATIGRAPHIE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT.....	88
2.2.1	TRAVAUX ANTÉRIEURS	88
2.2.2	ACTUALISATION DU MODÈLE D'ÂGE ASSOCIÉ AU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT .. ALBERT	88
2.2.3	CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	91
2.3	SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS.....	95
2.3.1	ANALYSE MACROSCOPIQUE DE FACIÈS	95
2.3.1.1	Lac distal "profond" (Fa1).....	95
2.3.1.2	Lac proximal "peu profond" (Fa2)	98
2.3.1.3	Delta lacustre : barre d'embouchure subaquatique (Fa3).....	103
2.3.1.4	Littoral et baie lacustre (Fa4).....	107
2.3.1.5	Plaine côtière lacustre (Fa5)	108
2.3.1.6	Chenal de rivière alluviale et coulée de débris (Fa6).....	110
2.3.2	ANALYSE MICROSCOPIQUE DE FACIÈS : EXOSCOPIE DES QUARTZ.....	112
2.3.2.1	Grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1)	114
2.3.2.2	Grains de quartz sub-arrondis peu altérés (Fex2)	117
2.3.2.3	Grains de quartz sub-anguleux à anguleux non altérés (Fex3).....	117
2.3.2.4	Grains de quartz oxydés (Fex4) et diatomites (Fex5)	117
2.4	ÉVOLUTION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES AU COURS DU TEMPS	121
2.4.1	MIOCÈNE INFÉRIEUR TERMINAL (≈17 Ma) AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR (≈9 Ma) – FORMATIONS KISEGI ET KARARA : PROGRADATION DE BARRES D'EMBOUCHURE LACUSTRES	123
2.4.2	MIOCÈNE SUPÉRIEUR (≈9 Ma) AU PLIOCÈNE INFÉRIEUR (≈4 Ma) – FORMATIONS OLUKA, NYABUROGO ET NKONDO : MAXIMUM D'INONDATION	127

2.4.3	PLIOCÈNE (≈ 4 Ma) AU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR (≈ 2.2 Ma) – FORMATIONS DE NYAKABINGO ET WARWIRE : CHUTE DU NIVEAU DU LAC	128
2.4.4	PLÉISTOCÈNE/HOLOCÈNE – FORMATIONS DE NYABUSOSI, KYEORO ET KAISO-VILLAGE : SÉDIMENTATION MIXTE	128
2.5	STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : CORRÉLATIONS TERRAIN-SUBSURFACE À L'ÉCHELLE DU BASSIN DU RIFT ALBERT	130
2.5.1	CORRÉLATIONS AFFLEUREMENTS – SUBSURFACE: MÉTHODES	130
2.5.1.1	Corrélations à l'échelle du bassin	130
2.5.1.2	Interprétation sismique	131
2.5.1.3	Bathymétrie	133
2.5.2	LES CYCLES MAJEURS DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN	134
CHAPITRE 3 – ÉVOLUTION DE LA DÉFORMATION ET DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT DU LAC ALBERT		139
ARTICLE 1 : DEFORMATION AND SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE LAKE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM).....		141
3.1	INTRODUCTION	145
3.2	REGIONAL SETTINGS	146
3.2.1	THE EAST AFRICAN DOME RIFT SEGMENTS	146
3.2.2	THE ALBERTINE RIFT SYSTEM.....	148
3.3	MATERIAL AND METHODS.....	151
3.3.1	DATA AVAILABLE.....	151
3.3.2	BASIN-SCALE CORRELATIONS	152
3.3.3	SEISMIC INTERPRETATION	152
3.3.4	AGE MODEL	153
3.3.5	ACCOMMODATION SPACE MEASUREMENT.....	154
3.4	RESULTS.....	155
3.4.1	DEPOSITIONAL MODEL AND SEQUENCE STRATIGRAPHY ANALYSIS.....	155
3.4.1.1	Depositional model	155
3.4.1.2	Paleo-bathymetry	157
3.4.1.3	Sequence stratigraphy analysis: basin-scale correlations	158
3.4.2	AGE MODEL	160
3.4.3	ACCOMMODATION EVOLUTION.....	163
3.4.4	ACCOMMODATION DISTRIBUTION AND INFILLING GEOMETRY: ISOPACH MAPS AND REGIONAL SECTIONS	165
3.4.4.1	Main geometries and fault patterns.....	165
3.4.4.2	Deformation evolution	165
3.5	ALBERT RIFT EVOLUTION	171
3.5.1	PRE-RIFT (? to 17 ± 0.8 Ma, S_{1Un})	171
3.5.2	UPPERMOST EARLY MIOCENE TO LATE MIOCENE (17 ± 0.8 Ma to 6.2 ± 0.2 Ma; S_{1Un} - S_{3Un}): LOW EXTENSION PHASE	172
3.5.3	LATE MIOCENE TO LOWER PLEISTOCENE (6.2 ± 0.2 Ma to 2.7 ± 0.2 Ma; S_{3Un} - S_{4Un2}): FIRST RIFTING PHASE.....	173
3.5.4	LOWER PLEISTOCENE (2.7 ± 0.2 Ma, S_{4Un2}) TO PRESENT DAY: SECOND RIFTING PHASE.....	174
3.6	DISCUSSION.....	177
3.7	CONCLUSIONS	181
CHAPITRE 4 - ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA		183

	INTRODUCTION	187
4.1	LES FORMES DU RELIEF RECONNUES EN OUGANDA : DÉFINITION ET MODES DE FORMATION – ÉTAT DES CONNAISSANCES	191
4.1.1	LES SURFACES D'APPLANISSEMENT.....	191
4.1.1.1	Généralités	191
4.1.1.2	Les surfaces d'aplanissement de type "etchplains" (surfaces de corrosion).....	192
4.1.1.3	Les surfaces d'aplanissement de type pédiments, pédi-vallées et pédiplaines	196
4.1.2	FACTEURS DE CÔNTRÔLE DE LA GENÈSE ET DE L'ÉTAGEMENT DES SURFACES ..D'APPLANISSEMENT 198	
4.2	MÉTHODES D'ANALYSE DES FORMES DU RELIEF	201
4.2.1	CARACTÉRISATION ET CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APPLANISSEMENT.....	201
4.2.1.1	Observations de terrain.....	201
4.2.1.2	Cartographie des formes du relief.....	202
4.2.2	CHRONOLOGIE RELATIVE, DATATION DES SURFACES D'APPLANISSEMENT ET ÉLABORATION DE MODÈLES D'ÉVOLUTION DU RELIEF À LONG-TERME.....	207
4.3	ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA : HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS.....	208
4.3.1	LA GÉOMORPHOLOGIE EN OUGANDA : UNE LITTÉRATURE DENSE ET CONFUSE	208
4.3.2	LA NOMENCLATURE "TRIPARTITE" DU RELIEF OUGANDAIS.....	209
4.3.3	1955-1969 : SURFACES D'APPLANISSEMENT ET PROFIL LATÉRITIQUES ASSOCIÉS.....	211
4.3.4	LES MODÈLES RÉCENTS D'ÉVOLUTION	215
4.4	LES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA ET LEUR PROFIL D'ALTÉRATION ASSOCIÉ.....	217
	INTRODUCTION.....	217
4.4.1	LA SURFACE ALTÉRÉE SUPÉRIEURE (U_w)	223
4.4.2	LA SURFACE ALTÉRÉE INTERMÉDIAIRE (I_w & I_wD)	228
4.4.3	LES SYSTÈMES PÉDIMENTAIRES (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu} , P_{rw} , P_{ta} , P_{ke} , P_{tu})	235
4.4.4	LES VALLÉES INCISÉES	242
4.4.5	CHRONOLOGIE RELATIVE.....	249
4.4.6	ÉLÉMENTS DE DATATION DES SURFACES D'APPLANISSEMENT.....	255
4.4.6.1	Volcanisme à l'ouest de l'Ouganda : Monts Virunga et Province de Toro-Ankole	258
4.4.6.2	Volcanisme à l'est de l'Ouganda et au nord-ouest du rift Kenyan	259
4.4.6.3	Plateaux phonolitiques et volcanites de Tinteret et du rift Kavirondo	262
4.4.6.4	Synthèse des contraintes chronologiques et proposition d'un modèle d'âge des surfaces d'aplanissement en Ouganda	262
4.4.7	MODÈLE D'ÉVOLUTION A LONG TERME	265
4.4.7.1	Paléocène – Éocène moyen (59-45 Ma) : Surface Altérée Supérieure (U_w)	268
4.4.7.2	Éocène supérieur (59-45 Ma) – Miocène inférieur (22 Ma) – Surface Altérée Intermédiaire (I_w).....	269
4.4.7.3	Miocène inférieur (17 ± 0.8 Ma) – Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) : Systèmes Pédimentaires (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}).....	271
4.4.7.4	Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) – 400 Ka : Montagnes des Ruwenzori et vallées incisées 273	
4.4.7.5	400 Ka – Actuel : soulèvement et basculement tardif; inversion du drainage.....	274

CHAPITRE 5 – APPROCHE "SOURCE TO SINK" DU RIFT ALBERT : RELATIONS ENTRE BASSIN SÉDIMENTAIRE ET FORMES DU RELIEF AMONT277

ARTICLE 2 : A "SOURCE TO SINK" APPROACH OF THE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM): RELATIONSHIPS BETWEEN SEDIMENTARY BASIN AND UPSTREAM LANDFORMS 279

5.1	INTRODUCTION	283
5.2	REGIONAL SETTINGS	285
5.2.1	THE EAST AFRICAN RIFT SYSTEM	285

5.2.2	THE ALBERTINE RIFT INFILLING EVOLUTION.....	286
5.2.3	UGANDAN LANDFORMS ANALYSIS: STATE OF THE ART	290
5.3	SOURCE: LANDFORMS ANALYSIS AND QUANTIFICATION OF THE ERODED VOLUMES OF SEDIMENTS.....	292
5.3.1	MAIN LANDFORMS OF UGANDA	292
5.3.1.1	Types of planation surfaces: etchplains and pediments/pediains	292
5.3.1.2	Landforms stepping.....	296
5.3.2	METHODOLOGY: LANDFORMS MAPPING AND MEASUREMENT OF ERODED VOLUME	297
5.3.2.1	Landforms mapping.....	297
5.3.2.2	Planation surfaces reconstitution and eroded volume estimation	298
5.3.3	LANDFORMS RELATIVE CHRONOLOGY AND DATING	299
5.3.3.1	Ugandan landforms relative chronology	299
5.3.3.2	Landforms age arguments: toward an age model.....	306
5.3.4	UGANDAN RELIEF EVOLUTION	307
5.3.5	ERODED VOLUMES	311
5.4	SINK: DEPOSITED VOLUME QUANTIFICATION.....	313
5.4.1	DATA AVAILABLE AND SEDIMENT VOLUME MEASUREMENT TECHNIQUE	313
5.4.1.1	Data available	313
5.4.1.2	Thickness maps extrapolation	313
5.4.1.3	Calculation of sediment volumes and fluxes.....	313
5.4.2	DEPOSITED VOLUMES.....	314
5.5	DISCUSSION.....	317
5.5.1	SEDIMENT BUDGET.....	317
5.5.2	CHEMICAL EROSION	318
5.5.3	CENTRAL AFRICAN DRAINAGE EVOLUTION	319
5.6	CONCLUSIONS	323
	CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	325
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	335
	ANNEXES	383
	ANNEXE 2.1 : Méthode associée à la compilation des coupes verticales mesurées à l'affleurement....	386
	ANNEXE 2.2 : Coupes sédimentologiques des formations Kisegi et Kakara (secteur de Kisegi-Nyabusosi).....	387
	ANNEXE 2.3 : Coupes sédimentologiques des formations Nyaburogo et Nyakabingo (secteur de Kisegi-Nyabusosi)	388
	ANNEXE 2.4 : Coupes sédimentologiques de la Formation Nyabusosi (secteur de Kisegi-Nyabusosi) ..	389
	ANNEXE 2.5 : Coupes sédimentologiques de la Formation Nkondo (terrasse de Kairo-Tonya).....	390
	ANNEXE 2.6a : Coupes sédimentologiques de la Formation Warwire (terrasse de Kairo-Tonya) (1/2)..	391
	ANNEXE 2.6b : Coupes sédimentologiques de la Formation Warwire (terrasse de Kairo-Tonya) (2/2) .	392
	ANNEXE 2.7 : Coupes sédimentologiques mesurées à l'est du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert).....	393
	ANNEXE 2.8 : Coupes sédimentologiques mesurées au nord-est du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert)	394
	ANNEXE 2.9 : Coupes sédimentologiques mesurées à l'ouest du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert).....	395

ANNEXE 2.10 : Coupe sédimentologique d'un puits carotté localisé au nord-est du Lac Albert	396
ANNEXE 3.1 : Planche synthétisant les mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya)	397
ANNEXE 3.2 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie nord).....	398
ANNEXE 3.3 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie centrale).....	399
ANNEXE 3.4 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie sud)	400
ANNEXE 3.5 : Mesures microstructurales réalisées en amont de la terrasse de Kaiso-Tonya	401
ANNEXE 3.6 : Détails (par puits) des mesures d'accommodations et de taux d'accommodation ...	403

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1.1 : Modèle schématique le résultat final (a) d'un rift passif et (b) d'un rift actif (modifié d'après Sengor and Burke, 1978; Huisman et al., 2001a, 2001b; Allen and Allen, 2013). [Sketch representing the result of (a) an active rifting and (b) a passive rifting (modified after Sengor and Burke, 1978; Huisman et al., 2001a, 2001b; Allen and Allen, 2013).] 33

Figure 1.2 : Le Rift est-africain. Morphologie et contexte géologique du Rift est-africain. Failles et contours géologiques extraits de e.g. Chapman and Brook, 1978; Ebinger et al., 1987; Ebinger, 1989; Morley et al., 1992a, 1992b, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Morley, 1999b; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000, 2004, 2008; Lezzar et al., 2002; Chorowicz, 2005; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; McCarthy, 2013; McGregor, 2015; cette étude). [The East African rifts. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from e.g. Chapman and Brook, 1978; Ebinger et al., 1987; Ebinger, 1989; Morley et al., 1992a, 1992b, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Morley, 1999b; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000, 2004, 2008; Lezzar et al., 2002; Chorowicz, 2005; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; McCarthy, 2013; McGregor, 2015; this study)]. 37

Figure 1.3 : Carte géologique et structurale du Dôme Est-Africain. Linéament et limites des cratons archéens et des chaînes protérozoïques d'après une compilation de cartes géologiques et e.g. Corti et al., 2007; Morley, 2010; the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Geological and structural map of the East-African Dome. Lineament and limits of Archean Craton and Proterozoic belts from a compilation of various geological maps and e.g. Corti et al., 2007; Morley, 2010; the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2011; this study.]. 38

Figure 1.4 : Cartes du substratum (A) archéen et paleo- mésoprotérozoïque, (B) néoprotérozoïque, (C) paléozoïque et mésozoïque du Rift est-africain (contours géologiques et failles extraitq de nombreuses publications dont Flores, 1973; Karpeta, 1987; Raillard, 1990; The Tectonic Map of the World, Kaplan et al., 1994; Watkeys and Sokoutis, 1998; Key and Ayres, 2000; Catuneanu et al., 2005; Dauteuil et al., 2009; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; Guillocheau and Liget, unpublished). [Map of the substratum of the East African Rift System, (A) Archean to Mezoproterozoic, (B) Neoproterozoic and (C) Paleozoic to Mesozoic (fault and geological contours from a compilation of numerous publication including Flores, 1973; Karpeta, 1987; Raillard, 1990; The Tectonic Map of the World, Kaplan et al., 1994; Watkeys and Sokoutis, 1998; Key and Ayres, 2000; Catuneanu et al., 2005; Dauteuil et al., 2009; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; Guillocheau and Liget, unpublished).] 42

Figure 1.5 : Modèle tomographique des ondes de cisaillement montrant une zone de faible vitesse sous l'Afrique de l'est (modifié d'après Ritsema et al., 1999). [Tomographic model of shear waves showing slow velocity under East Africa (modified after Ritsema et al., 1999).]..... 42

Figure 1.6 : (A) Localisation des dômes est-africains, Kivu, kenyan et du Craton tanzanien. (B) Profil topographique est-ouest (Koptev et al., 2015) et modèle tomographique d'onde sismique P dans le manteau (Adams et al., 2012 in Koptev et al., 2015), localisation des coupes topographiques et tomographiques sur la figure 1.6-A. [(A) Location of the East-African, Kivu and Kenyan domes and of the Tanzanian Craton in the East-African Rift System. (B) East-West elevation profile (Koptev et al., 2015) and seismic P-wave velocity mantle tomography cross-sections (Adams et al., 2012 in Koptev et al., 2015). Location of sections on figure 1.6-A.] 43

Figure 1.7 : A gauche, modèle numérique montrant la dynamique d'un panache mantellique sous le Craton Tanzanien au cours du temps et, à droite, l'évolution de la topographie en surface (modifié d'après Koptev et al., 2015). [To the left, numerical model through time of a mantle plume under the Tanzanian Craton and, to the right, evolution of the surface topography (modified after Koptev et al., 2015).] 44

Figure 1.8 : Carte du Rift est-africain exposant les deux modèles cinématiques proposés pour expliquer la formation du Rift est-africain. A gauche, nord-ouest – sud-est extension "oblique" avec accidents décrochants (Rift Rukwa et linéament d'Aswa) (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Chorowicz et al., 1983; Scott et al., 1989; Wheeler and Karson, 1994); à droite, modèle "d'extension" est-ouest avec des mouvements décrochant mineures (nord-ouest – sud-est et nord-est – sud-ouest) (Morley, 1989, 1999a, 1999b, 2010; Ebinger, 1989a, 1989b; Lezzar et al., 2002; Calais et al., 2006; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014). [Maps of the East African Rift System showing the two models that have been proposed to explain the system formation. To the left, Northwest-Southeast "extension" with large dextral strike-slip motion Northwest-Southeast trending structures (Rukwa Rift and Aswa Lineament) (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Chorowicz et al., 1983; Scott et al., 1989; Wheeler and Karson, 1994); to the right, East-West "oblique" extension with minor oblique slip on Northwest-Southeast and Northeast-Southwest trending segments (Morley, 1989, 1999a, 1999b, 2010; Ebinger, 1989a, 1989b; Lezzar et al., 2002; Calais et al., 2006; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014).]..... 45

Figure 1.9 : Cinématique actuelle du Rift est-africain d'après Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014. [Present-day kinematic of the East-African rift after Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014]...... 47

Figure 1.10 : Charte synthétisant les principaux stades d'évolution des rifts de la branche ouest et de la branche est du Rift est-africain en fonction de l'âge de leur remplissage sédimentaire et volcanique (basée sur une synthèse bibliographique, références sur la figure).[Synthetic chart of the initiation and the main stages of evolution of the rift basins of the Western and Eastern branches of the East-African Rift System based on the age of their sedimentary and volcanic infilling (based on a bibliographic synthesis, references on the figure).]..... 49

Figure 1.11 : Modèle numérique de terrain de la branche est du Rift est-africain. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Baker et al., 1970, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Chapman et al., 1978; Baker, 1986, 1988; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Westcott et al., 1999; Mugisha et al., 1997; Morley, 1999; Hautot et al., 2000; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; Le Gall et al., 2008; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Digital elevation model of the Eastern Branch of the East African Rift System. Volcanism contours modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults location after e.g. Baker et al., 1970, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Chapman et al., 1978; Baker, 1986, 1988; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Westcott et al., 1999; Mugisha et al., 1997; Morley, 1999; Hautot et al., 2000; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; Le Gall et al., 2008; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; this study.] 52

Figure 1.12 : (A) & (C) Carte de localisation du rift crétaïc d'Anza. (B) Carte structurale du nord-ouest du rift d'Anza (modifié d'après Morley et al., 1999c). (D) Coupe géologique sud-ouest – nord-est du rift d'Anza basée sur l'interprétation d'une ligne sismique 2D (modifié d'après Morley et al., 1999c; localisation sur la carte (C)). [(A) & (C) Location map of the Cretaceous Anza Rift. (B) Structural map of the northwestern Anza Rift (modified after Morley et al., 1999c). (D) Southwest – northeast geological cross-section of the Anza Rift based on 2D seismic line interpretation (modified after Morley et al., 1999c)] 53

Figure 1.13 : Evolution du rift d'Anza basée sur un ensemble de données sismiques et de puits (modifié d'après Morley et al., 1999c). [Evolution of the Anza Rift based on a dataset of seismic lines and wells (modified after Morley et al., 1999c).] 54

Figure 1.14 : Contexte géographique, géologique et structural des Rifts nord-kenyans. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Morley, 1999; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Geographical, geological and structural context of the Northern Kenyan Rifts. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults location after e.g; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Morley, 1999; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; this studied.] 56

Figure 1.15 (A) Coupes géologique est-ouest de la plaine de Lotikipi basée sur des données d'affleurement et une ligne sismique 2D (modifié d'après Westcott et al., 1999; localisation sur la figure 1.14). (B) & (C) Coupes évolutives sud-ouest - nord-est du nord (B) et du sud (C) du bassin de Lokichar (modifié d'après Morley et al., 1992). [(A) East-West geological cross-section of the Lotikipi Plain based on surface data and a 2D seismic line (modified after Westcott et al., 1999). (B) & (C) Southwest – Northeast cross-sectional evolution of the northern (B) and southern (C) Lokichar basin (modified after Morley et al., 1992).] 60

Figure 1.16 : Contexte géographique, géologique et structural des Rifts kenyans centraux. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992, 1999;; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000; The Tectonic Map of Africa,

Milesi et al., 2011; cette étude. [Geographical, geological and structural context of the Central Kenyan Rifts. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults location after Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992, 1999;; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; this studied.].....	61
Figure 1.17 : Coupes évolutives schématique est-ouest des rifts Kerio sud et Baringo-Bongoria du Paléogène à l'actuel (largement modifié et complété d'après Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992; Hautot et al., 2000). [Schematic Est-West evolutionary cross-sections of South-Kerio and Baringo-Bongoria rifts from Paleogene to Present-Day (substantially modified and completed from Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992; Hautot et al., 2000).].....	65
Figure 1.18 Contexte géographique, géologique et structural des rifts sud-kenyans et de la divergence nord tanzaniène. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Baker and Wohlenberg, 1971; Baker et al., 1971, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Baker, 1986; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; cette étude). [Geographical, geological and structural context of the Southern Kenyan Rift and of the North Tanzanian Divergence. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Fault location after e.g. Baker and Wohlenberg, 1971; Baker et al., 1971, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Baker, 1986; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; this study).]	67
Figure 1.19 : Évolution structurale et magmatique des rifts sud-kenyans et de la divergence nord tanzanienne du Miocène Supérieur à l'Actuel (modifié d'après Le Gall et al., 2008). [Structural and magmatic evolution of Southern Kenyan Rifts and of the North Tanzanian Divergence from Upper Miocene to Present-Day (modified from Le gall et al., 2008).].....	70
Figure 1.20 : Modèle numérique de terrain du nord (A) et du sud (B) de la branche ouest du Rift est-africain. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Ebinger et al., 1984, 1987; Morley, 1988; Tiercelin et al., 1988; Ebinger, 1989a-b; Rosendahl et al., 1992; Upcott et al., 1996; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Laerdal and Talbot, 2002; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; cette étude. [Digital elevation model of the Northern (A) and Southern (B) Western Branch of the East African Rift System. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults after e.g. Ebinger et al., 1984, 1987; Morley, 1988; Tiercelin et al., 1988; Ebinger, 1989a-b; Rosendahl et al., 1992; Upcott et al., 1996; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Laerdal and Talbot, 2002; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; this study.]	72
Figure 1.21 : Le Système de Rifts Albert. Carte géologique et structurale du Système de Rifts Albert du linéament d'Aswa au nord à la Province Volcanique des Virunga au sud. Contours géologiques et linéament de socle d'après the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consorsium, Jenett et al., 2009. [The Albertine Rift System. Geological and structural map of the Albertine Rift system from the Azwa lineament to the Virunga volcanic province. Basement geological contours and structural	

lineaments modified after the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consortium, Jenett et al., 2009.].....	79
--	----

CHAPITRE 2

Figure 2.22 : Localisation des données disponibles pour l'analyse du remplissage sédimentaire du rift Albert. [Location of the data available for the study of the Albert Rift sedimentary infilling.].....	87
---	----

Figure 2.23 : Âges des formations biostratigraphiques basés sur la datation des fossiles de vertébrés qui leur sont associés (actualisé des travaux de Pickford et al., 1993 and pers. com). [Age of the biostratigraphic formations of the Kisegi-Nyabusosi and Kiso-Tonya area based on their associated vertebrates remains (update of the work of Pickford et al., 1993 and pers. comm.)]	90
---	----

Figure 2.24 : (A) Carte géologique du secteur de Kisegi-Nyabusosi (largement modifiée d'après Pickford et al., 1993) et localisation des coupes verticales mesurées et des mesures de paléocourants et pendages. (B) Stéréogrammes des mesures de paléocourants. (C) Stéréogrammes des mesures de pendages. [(A) Geological map of the Kisegi-Nyabusosi area (substantially modified after Pickford et al., 1993) and location of measured vertical sections, paleocurrents and dip measurements. (B) Stereograms of paleocurrents measurements. (C) Stereograms of dips measurements.].....	92
--	----

Figure 2.25 : (A) Carte géologique de la terrasse de Kiso-Tonya (largement modifiée d'après Pickford et al., 1993) et localisation des coupes verticales mesurées et des mesures de paléocourants et pendages. (B) Stéréogrammes des mesures de paléocourants. (C) Stéréogrammes des mesures de pendages. [(A) Geological map of the Kiso-Tonya area (substantially modified after Pickford et al., 1993) and location of measured vertical, paleocurrents and dip measurements. (B) Stereograms of paleocurrents measurements. (C) Stereograms of dips measurements.].....	93
---	----

Figure 2.26 : Signature diagraphique de l'association Fa1. [Well-log signature of the facies association Fa1.]	96
--	----

Figure 2.27 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa1. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa1.]	97
---	----

Figure 2.28 : Signature diagraphique de l'association Fa2. [Well-log signature of the facies association Fa2.]	100
--	-----

Figure 2.29 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa2 à l'affleurement. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa2 on outcrops.].....	101
---	-----

Figure 2.30 : Planche photographique des faciès caractéristiques de lobes de crue (Fa2-3 _(s)) sur un puit carotté. [Pictures of flood-lobes (sheet-floods, Fa2-3 _(s)) characteristics facies.]	102
--	-----

Figure 2.31 : Signature diagraphique de l'association Fa3. [Well-log signature of the facies association Fa3.]	104
Figure 2.32 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa3 (1/2). [Pictures of the characteristics facies of the association Fa3 (1/2).].....	105
Figure 2.33 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa3 (2/2). [Pictures of the characteristics facies of the association Fa3 (2/2).].....	106
Figure 2.34 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa4. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa4.].....	108
Figure 2.35 : Signature diagraphique de l'association Fa5. [Well-log signature of the facies association Fa5.]	108
Figure 2.36 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa5. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa5.].....	109
Figure 2.37 : Signature diagraphique de l'association Fa6. [Well-log signature of the facies association Fa6.]	110
Figure 2.38 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa6. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa6.].....	111
Figure 2.39 : Planche photographique de grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1; photographies réalisées au MEB) (1/2). [Pictures of highly weathered sub-rounded quartz grains (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM) (1/2).].....	115
Figure 2.40 : Planche photographique de grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1; photographies réalisées au MEB) (2/2). [Pictures of highly weathered sub-rounded quartz grains (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM) (2/2).].....	116
Figure 2.41 : Planche photographique de grains de quartz sub-anguleux à sub-arrondis peu altérés (Fex2; photographies réalisées au MEB). [Pictures of slightly weathered sub-angular to sub-rounded quartz grains (Fex2; pictures from SEM).].....	118
Figure 2.42 : Planche photographique de grains de quartz anguleux à sub_anguleux non altérés (Fex3; photographies réalisées au MEB). [Pictures of unweathered angular to sub-angular quartz grains (Fex2; pictures from SEM).].....	119
Figure 2.43 : Planche photographique illustrant des oxydations secondaires (Fex4) et des diatomées (Fex5) (photographies réalisées au MEB). [Pictures of secondary oxidation (Fex4) and diatoms (Fex5) (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM).].....	120

Figure 2.44 : Planche synthétisant la stratigraphie et l'évolution du remplissage sédimentaire du Rift Albert entre le Miocène inférieur terminal et l'actuel. [Plate synthetizing the stratigraphy and the evolution of the Albert Rift sedimentary infilling from Uppermost Early Miocene to Present-Day.].....	122
Figure 2.45 : Coupe verticale de la formation Kisegi ($\approx 17 - 12.5$ Ma), secteur de Kisegi-Nyabusosi. [Vertical section of the Kisegi Formation ($\approx 17 - 12.5$ Ma), Kisegi-Nyabusosi area.]	125
Figure 2.46 : Exemple de ligne sismique 2D illustrant la configuration continue et parallèle des réflecteurs. [Example of a 2D seismic line illustrating the continuous and parallel configuration of the reflectors.] ...	132
Figure 2.47 : Exemples de quelques-uns des rares clinofformes observés sur les données sismiques. [Examples of several of the rare clinofforms observed on the seismic data.].....	133
Figure 2.48 : Corrélations à l'échelle du bassin du Lac Albert. Exemples de corrélations affleurements-puits et puits-puits. Localisation des puits sur la figure 2.1. [Basin-scale correlations. Examples of correlated wells along the Lake Albert Basin. Locations of wells and outcrops on figure 2.1.]	136
Figure 2.49 : Planche synthétisant le modèle d'âge, l'évolution sédimentaire, le découpage stratigraphique, les corrélations affleurements-puits et le signal climatique du remplissage sédimentaire du Rift Albert. Le signal climatique est comparé à la charte régionale de Bonnefille, 2010. [Synthetic plate summarizing the age model, the sedimentary evolution, the stratigraphic cycles and surfaces, the outcrops-wells correlations and the climatic signal of the Albert Rift infilling, the latter is compared with the regional climatic chart of Bonnefille, 2010.].....	137

CHAPITRE 3

Figure 3.50 : The East African rifts system and its western branch. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system (Fig. 1a) and geological features of the Western branch from Archean (cratons) to Mesozoic (Karoo basins) and Cenozoic (East African rifts) (Fig. 1b). Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2010.....	147
Figure 3.51 : The Albertine Rift System. Geological and structural map of the Albertine Rift system from the Azwa lineament to the Virunga volcanic province. Geological contours, faults and structural lineaments modified after MacDonald and the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consorsium, Jenett et al., 2009.	149
Figure 3.52 : Location map of interpreted data. Wells and field-sections are localized onshore of the Ugandan side of the Lake Albert Basin. Wells 1 to 5 correspond to petroleum exploration wells while wells A and B are fictive wells interpreted from seismic data.....	151

Figure 3.53 : Main characteristics of litho-facies associations. Main depositional environments, lithologies, palynomorph and well-log signatures of the five facies associations identified on outcrops and wells.	157
Figure 3.54 : Basin-scale correlations. Examples of correlated wells along the Lake Albert Basin. Correlations were realized favor to sequence stratigraphy method and paleo-environmental data (palynomorph, example on figure 6 for the well 1). Locations of wells and outcrops on figure 3.3.....	159
Figure 3.55 : Age model of the Lake Albert Basin sedimentary infilling. Ages of the seven stratigraphic surfaces interpreted from field and subsurface analysis. Biostratigraphic ages are compared to paleo-environmental (palynomorph; Total, per.com.) and regional climatic chart (Bonnefille, 2010).	162
Figure 3.56 : Accommodation and associated accommodation rate evolution of the Lake Albert Basin. Accommodation is measured using the backstripping method on five exploration wells (wells 1 to 5) and two fictive wells (wells A and B) interpreted from seismic data. See figure 3 for wells location.	164
Figure 3.57 : Isopach and sedimentation rate maps of the Lake Albert Basin. Compilation of thickness (isopach) and sedimentation rate maps for three time intervals (T1, T2, T3).....	168
Figure 3.58 : Regional sections. Transverse (Fig. 9a) and longitudinal (Fig. 9b) regional sections of the Lake Albert Basin based on 2D seismic lines interpretation. See figure 3 for the sections location.	170
Figure 3.59 : Synthetic chart of the Lake Albert Basin evolution. Climatic chart from Bonnefille, 2010 and ages of volcanic episodes of the western branch from Kampunzu et al., 1998 (and literature therein).	176

CHAPITRE 4

Figure 3.60 : Synthtetic chart of the initiation and the main stages of evolution of the rift basins of the Western and Eastern branches of the East-African Rift System based on the age of their sedimentary and volcanic infilling (based on a bibliographic synthesis, references on the figure).].....	179
Figure 4.61 : Reconstitution paléogéographique montrant l'évolution de la position latitudinale de l'Ouganda du Cénomanién à l'actuel (modifié d'après Vrielynck and Bouysse, 2003). [Paleogeographical reconstitution showing the evolution of the latitudinal position of Uganda from Cenomanian to present-day (modified after Vrielynck and Bouysse, 2003).].....	187
Figure 4.62 : Modèle Numérique de Terrain (SRTM 90m) sur lequel sont référencées les différentes localités géographiques mentionnées dans ce chapitre. [Digital Elevation Model referencing geographical locations mentioned in this chapter].	189
Figure 4.63 : Coupe synthétique d'un profil d'altération latéritique ferrugineux sur un substratum granitique ou métasédimentaire (e.g. schistes, modifié d'après Tardy, 1993). [Synthetic section of a ferruginous lateritic profile developed on a granitic or metasedimentary parent rock (e.g. schist, modified after Tardy, 1993)].	194

Figure 4.64 : Schéma illustrant les différentes surfaces d'aplanissement résultant du processus d'"etchplanation" (surface armée par une cuirasse latéritique – mantled etchplain – et surface de corrosion décapée – stripped etchplain. [Sketch illustrating planation surfaces resulting from the "etchplanation" process (mantled etchplain and stripped etchplain).]	195
Figure 4.65 : Représentation schématique des pédiments, pédi-vallées et pédiplains (d'après Guillocheau et al., 2015). [Schematic representation of pediments, pedi-valleys and pédiplains (after Guillocheau et al., 2015).]	197
Figure 4.66 : Coupe schématique illustrant l'évolution des versants par phénomène d'abaissement (à gauche, pénéplanation; Davis, 1899) et de retrait (à droite, pédiplanation; King, 1953) (modifié d'après Bessin, 2014). [Schematic sections illustrating hillslopes evolution by downwearing (to the left, peneplanation; Davis, 1899) and backwearing processes (to the right, pediplanation; King, 1953) (modified from Bessin, 2014).]	197
Figure 4.67 : Coupe schématique illustrant le rôle du niveau de base dans la genèse, l'évolution et l'étagement des surfaces d'aplanissement. 1 : stade initial, surface de corrosion (etchplain) plane; 2 : développement de vallées incisées témoignant de la chute du niveau de base; 3 : adaptation des reliefs au niveau de base : aplanissement (pédiplanation); 4 : développement d'un nouveau réseau de vallées incisées témoignant d'une nouvelle chute du niveau de base. [Schematic sections showing the role of base level in the formation, evolution and stepping of planation surfaces. 1: initial stage, etchplain; 2: development of incised valleys indicating a base level fall; 3: lowering of the relief to the base level: planation (pediplanation); 4: development of new incised valleys indicating a second base level fall.]	199
Figure 4.68 : Développement d'un relief inversé associé à une cuirasse latéritique. [Development of inverted relief associated with duricrust formation.]	199
Figure 4.69 : Carte localisant les points d'observation acquis lors des missions de terrain. [Location map of observation points acquired during field campaign.]	202
Figure 4.70 : Illustration d'un "swath profile" et d'un profil topographique classique en Ouganda. [Illustration of "Swath" and classical elevation profiles in Uganda.]	203
Figure 4.71 : Schéma illustrant l'impact du rayon de calcul sur la classification automatique des reliefs : (A) Pour un faible rayon, les morphologies de faibles dimensions se dégagent; (B) Pour un rayon élevé, les grandes formes du relief sont mises en exergue (Weiss, 2001). [Sketch showing the importance of the radius on automatic landforms classification: (A) A small radius highlights small landforms while (B) a large radius emphasizes main landforms (Weiss, 2001).]	205
Figure 4.72 : Exemple de l'application de classification automatique des formes du relief (TPI) en Ouganda et comparaison avec la cartographie manuelle. Pour un rayon de 1800m (1-A et 1-A'), le relief est subdivisé en une multitude d'unités alors que de grandes unités se dégagent lorsque le rayon est plus important (90000m; 1-B et 1-B'). La carte 2 illustre le pointé manuel des contours des formes du relief et la carte 3 le résultat final.	

[Example of application of automatic landforms classification (TPI) in Uganda and comparison with manual mapping. For a radius of 1800m (1-A and 1-A'), the relief is subdivided in a wide range of landforms unit while larger unit are highlighted for a larger radius (90000m; 1-B and 1-B'). Map 2 shows the manual picking of landforms contours and map 3 shows the final result.].....	206
Figure 4.73 : A gauche : répartition spatiale des trois surfaces d'érosion définies selon Wayland (1931, 1933, 1934) (modifié d'après McFarlane, 1976); A droite : représentation schématique de la nature et de la formation de ces trois surfaces d'érosion. Le diagramme c illustre leur actuelle relation topographique (modifié d'après McFarlane, 1976). [To the left: spatial distribution of Wayland's (1931, 1933, 1934) three erosion surfaces (modified after McFarlane, 1976); to the right: schematic representation of Wayland's concept of the nature of Uganda's three erosion surfaces. Diagram c shows their present-day topographic relationships (modified after McFarlane, 1976).]	210
Figure 4.74 : Diagramme illustrant la formation des inselbergs par etchplanation (modifié d'après Ollier, 1960). [Diagram showing inselbergs formation resulting from etchplanation processes (modified after Ollier, 1960).].....	210
Figure 4.75 : Représentation schématique des relations existantes entre (A) les surfaces armées de cuirasses ferrugineuses à l'est de la République démocratique du Congo et à l'ouest de l'Ouganda et (B) les surfaces armées de cuirasses ferrugineuses de l'ouest et de l'est de l'Ouganda (compilé et modifié d'après McFarlane, 1976). [Schematic representation of the relationships between (A) the iron duricrust capped-mesa of eastern Democratic Republic of Congo and western Uganda and (B) the iron duricrust capped-mesa of western and eastern Uganda (compiled and modified after McFarlane, 1976).]	212
Figure 4.76 : Reconstitution du drainage antérieur au rift selon Heinzelin (1959) et Pickford et al. (1993). [Reconstitution of the drainage network prior to the rifting.].....	213
Figure 4.77 : Compilation des différents concepts expliquant l'occurrence de cuirasses associées à la "Buganda Surface" à des altitudes différentes (modifiée d'après McFarlane, 1976). [Compilation of the different concept explaining the occurrence of Buganda Surface's iron duricrusts at different altitudes (modified after McFarlane, 1976).]	214
Figure 4.78 : Modèle d'évolution du relief ougandais à long terme modifié d'après Taylor et Howard (1998). [Long term evolution model of the Ugandan landforms (modified after Taylor and Howard, 1998).].....	216
Figure 4.79 : Carte des formes du relief de la partie septentrionale du Dôme Est-Africain [Landforms map of the northern part of the East-African Dome.]	219
Figure 4.80 : Profils topographiques régionaux interprétés. [Interpreted regional topographic profiles.]	221
Figure 4.81 : Profils topographiques régionaux interprétés. Pour une légende détaillée de la carte de localisation voir la figure 4.79. [Interpreted regional topographic profiles. See figure 4.79 for a detailed legend of the location map.]	222

Figure 4.82 : Panorama illustrant la morphologie de la Surface Altérée Supérieure (Uw). [Pictures showing the morphology of the Upper Weathered Surface (Uw).]	224
Figure 4.83 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Supérieure (Uw). [Pictures of lateritic facies representative of the Upper Weathered Surface (Uw).]	225
Figure 4.84 : Panorama illustrant la Surfaces Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of the Intermediate Weathered Surface (Iw).].....	229
Figure 4.85 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of lateritic facies representative of the Intermediate Weathered Surface (Iw).]	230
Figure 4.86 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of lateritic facies representative of the Intermediate Weathered Surface (Iw).]	231
Figure 4.87 : Lithologies du substratum des reliefs résiduels associés à la Surface Altérée Intermédiaire (d'après compilation uniformisée de cartes géologiques. Uganda: Geological Maps of Uganda (1 : 250 000), GTK Consorsium, 2012; République Démocratique du Congo : Carte Géologique du Zaïre (1 : 2 000 000), Lepersonne (date inconnue); Soudan : Geological Map of Sudan (1 : 2 000 000), Geological Research Authority of the Sudan, 2004; Ethiopie-Somalie : Geological Map of Ethiopia and Somalia (1 : 2 000 000), Merla et al., 1973; Kenya : Geological Map of Kenya (1 : 1 000 000), Ministry of Energy and Regional Development of Kenya, 1987; Tanzanie : Geology and Mineral Map of Tanzania (1 : 2 000 000), Bureau Des Ressources Géologiques et Minières (BRGM), 2004; Rwanda : Carte Lithologique du Rwanda (1 : 250 000), 1981; Afrique : Tectonic Map of Africa (1 : 10 000 000), Milesi et al., 2011. [Lithologies of the substratum of the residual relief associated to the Intermediate Weathered Surface (Iw) (from a standardized compilation of geological maps. Uganda: Geological Maps of Uganda (1 : 250 000), GTK Consorsium, 2012; Democratic Republic of Congo : Carte Géologique du Zaïre (1 : 2 000 000), Lepersonne; Sudan : Geological Map of Sudan (1 : 2 000 000), Geological Research Authority of the Sudan, 2004; Ethiopia-Somalia : Geological Map of Ethiopia and Somalia (1 : 2 000 000), Merla et al., 1973; Kenya : Geological Map of Kenya (1 : 1 000 000), Ministry of Energy and Regional Development of Kenya, 1987; Tanzania : Geology and Mineral Map of Tanzania (1 : 2 000 000), Bureau Des Ressources Géologiques et Minières (BRGM), 2004; Rwanda : Carte Lithologique du Rwanda (1 : 250 000), 1981; Africa : Tectonic Map of Africa (1 : 10 000 000), Milesi et al., 2011.]	233
Figure 4.88 : Profil topographique est-ouest du Système Pédimentaire Kafu (Pkaf, Pkaf'). [Elevation profile of the Kafu Pediment System (Pkaf, Pkaf').].....	236
Figure 4.89 : Profil topographique est-ouest du Système Pédimentaire Katonga (Pkat). [Elevation profile of the Katonga Pediment System (Pkat).].....	236
Figure 4.90 : Profil topographique est-ouest des Systèmes Pédimentaires Mbarara et Ntungamo (Pmba, Pntu). [Elevation profile of the Mbarara and Ntungamo Pediment Systems (Pmba, Pntu).]	237

Figure 4.91 : Panorama illustrant les systèmes pédimentaires observés en Ouganda. [Pictures of the Ugandan pediment systems.].....	238
Figure 4.92 : Exemples de latérites in-situ associées aux systèmes pédimentaires. [Examples of pediment systems in-situ laterites.].....	239
Figure 4.93 : Photographies de latérites détritiques observées à la surface des systèmes pédimentaires. [Pictures of detrital laterites observed at the surface of the pediment systems.].....	240
Figure 4.94 : Lithologies du substratum des systèmes pédimentaires (d'après une compilation uniformisée de cartes géologiques; voir figure 5.33 pour les références). [Lithologies of the substratum of the Pediment System (from a standardized compilation of geological maps; see references on figure 5.33).].....	241
Figure 4.95 : Représentation schématique des morphologies de vallées incisées rencontrées en Ouganda et conséquence sur la distribution des latérites. [Schematic representation of the incised valleys encountered in Uganda and consequence on the distribution of laterites.].....	243
Figure 4.96 : Modèle numérique de terrain illustrant l'impact de l'inversion du drainage sur le sens d'écoulement et la géométrie des rivières dans l'ouest de l'Ouganda. [Digital elevation model showing the consequence of drainage inversion on rivers flow direction and geometry in western Uganda.].....	245
Figure 4.97 : Réseau hydrographique et profils topographiques illustrant les différentes morphologies des vallées incisées rencontrées dans la zone étudiée. [Drainage pattern and elevation profiles illustrating the different morphology of incised valleys encountered in the studied area.].....	247
Figure 4.98 : Planche photographique illustrant quelques exemples de vallées incisées en Ouganda. [Pictures plate showing some examples of incised valleys in Uganda.].....	248
Figure 4.99 : a-b : Coupes topographiques synthétisant les formes du relief ougandais. [Elevation profile synthesizing the main Uganda landforms.].....	251
Figure 4.100 : Carte géomorphologique du sud-est de l'Ouganda montrant les relations géométriques entre volcanisme et surfaces d'aplanissement. [Geomorphological map of south-western Uganda showing the geometrical relationships between planation surfaces and volcanism.].....	252
Figure 4.101 : a-b : Diagramme représentant la morphologie de l'escarpement ougandais du Rift Albert; c-d : photographies de cascades le long de l'escarpement ougandais; e : photographie de l'escarpement ougandais mettant en évidence l'existence d'une paléotopographie. [a-b: sketch showing the morphology of the Rift Albert Ugandan scarp; c-d: pictures of waterfall along Ugandan scarp; e: pictures of Ugandan scarp showing the existence of a paleotopography].....	253
Figure 4.102 : Tableau et coupe schématique montrant les relations existantes entre formes du relief et leur chronologie relative. [Table and schematic section showing landforms relationships and their relative chronology.].....	254

Figure 4.103 : Compilation des âges de volcanisme disponibles dans la zone étudiée. [Compilation of the available volcanism ages for the studied area.]	256
Figure 4.104 : Carte de localisation des principaux éléments de datation des surfaces d'aplanissement. [Location map of the main age arguments for the planation surfaces.].....	257
Figure 4.105 : Photographies de quelques édifices volcaniques de la Branche ouest du Rift est-africain. [Pictures of some volcanic features of the Western Branch of the East African Rift System.]	259
Figure 4.106 : Photographies des édifices volcaniques de Napak, Moroto et Kadam à l'est de l'Ouganda. [Pictures of the Napak, Kadam and Moroto volcanic features in eastern Uganda.].....	261
Figure 4.107 : Représentation schématique de la chronologie relative et des principaux éléments de datation des formes du relief. [Schematic representation of the landforms relative chronology and age arguments.]	264
Figure 4.108 : Évolution ouest-est synthétique des formes du relief (légende sur la figure 4.109). [West-east synthetic evolution of landforms (legend on figure 4.109).]	266
Figure 4.109 : Évolution synthétique des formes du relief de la frontière Soudan-Ouganda au Monts Virunga. [Synthetic evolution of landforms from Sudan-Uganda border to Mounts Virunga.]	267
Figure 4.110 : Charte synthétisant le modèle dévolution des formes du relief. [Synthetic chart of landforms evolution.]	276

CHAPITRE 5

Figure 5.111 : Hypsographic DEM of East African Rifts System. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2010.....	285
Figure 5.112 : (A) Sediment thickness maps of the Albert Rift Basin for three time intervals: (i) 17 ± 0.8 (S1un; basement unconformity) to 6.2 ± 0.2 Ma (S3Un; basin scale unconformity), (ii) 6.2 ± 0.2 Ma (S3Un) to 2.7 ± 0.2 Ma (S4Un2; basin scale unconformity resulting from the Rwenzori uplift) to Present-Day. The maps are realized on the basis of seismic lines available in the Uganda size of the basin. Interpolation to the Congolese size of the basin are based on extrapolation of the seismic data to the Congolese Bunia border fault. (B) Synthetic chart of the tectono-sedimentary evolution of the Albert Rift basin based on the work of Simon et al., (submitted). Deformation regime are interpreted from accommodation rates evolution, depositional environment variation of the sedimentary infilling and depocenters spatial distribution.	289

Figure 5.113 : Hypsographic DEM of East African Rifts System. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2010.	293
Figure 5.114 : DEM and rivers elevation profiles showing two generations of incision degrading planation surfaces (pediments). A: DEM of the Mubende area with location of the three elevation profile. B: Rivers elevation profiles. The connection of the two generation of incised rivers network correspond to a slope-breaks (knickpoint which delimitate two planation surfaces. The oldest generation of incision is adapted on the youngest planation surface (pediment/pediplain) which constitutes a local base level. C and D: 3D views of DEM illustrating examples of (i) stepping of planation surfaces, the oldest being preserved as residual reliefs (hills and plateaus) and (ii) geometry of the incised rivers network degrading the surfaces. C' and D': landform interpretation of the DEM 3D views.	295
Figure 5.115 : Elevation profiles showing the three stepped Ugandan planation surfaces (A) from the Fort-Portal Plateau to the Lake Albert and (B) from the Kabale Massif to the Lake Edward. Their stepping results from successive base level falls. Difference of elevation between surfaces varies in space due to long wavelength deformations.	296
Figure 5.116 : Landform map of Uganda and its neighborhood.	303
Figure 5.117 : Interpreted elevation profiles illustrating the main landforms of Uganda. (A) West-East profile from the Congo Cuvette to the Turkana pediplain. (B) North-South profile from the Sudan Rift System to the Vinrunga volcanic province.	305
Figure 5.118 : Evolution of the Ugandan relief from Eocene to Present-Day. This reconstruction of the Ugandan relief is based on the successive restoration of the topography along a west-east profile according to two assumptions: (i) the result of etchplanation and pedimentation processes is a nearly flat surface later warped in response to more or less long wavelength deformation and (ii) that those planation processes result from an adaptation of the relief to a base level.	311
Figure 5.119 : Evolution of the volume of eroded material for the Kafu-Albert, Katonga-Edward and Achwa systems from Early Eocene to Present-Day. Erosion rates are only calculated for the Kafu-Albert system.	312
Figure 5.120 : Evolution of the volume of sediment deposited from Early Miocene to Present-Day. Volumes are corrected (compacted) from both effective (EP) and total (TP) porosity.	316
Figure 5.121 : Diagram showing the results of X-ray Diffraction analysis on six samples of clays collected along the sedimentary succession of the Kisegi-Nyabusosi region in the onshore south-eastern part of the Lake Albert basin (modified after Simon et al., in prep). Horizontal bars represent the ratio of (from the left to the right) illites/palygorskites/smectites and kaolinites.	319

Figure 5.122 : Synthetic chart showing the Kafu catchment – Albert Rift Basin sediment budget and summarizing the geomorphological evolution of Uganda and the tectono-sedimentary evolution of the Albert Rift Basin. 322

INTRODUCTION

Les rifts continentaux sont des dépressions allongées bordées par des failles ("*Rift valleys*", Gregory, 1894). Expression de l'amincissement de la lithosphère en surface (Sengor and Burke, 1978; Ziegler and Cloetingh, 2004), ils enregistrent une extension continentale responsable de la formation de deux plaques lithosphériques distinctes, et, éventuellement, de la naissance d'un océan.

En domaine continental, les rifts sont généralement des bassins allongés (x100 km), bordés par des failles normales localement à forte composante décrochante (Şengör and Natal'in, 2001). Délimitant un domaine subsident de quelques dizaines de kilomètres de largeur, ces failles bordières sont parfois responsables de la formation de reliefs amont – les épaulements de rifts – lesquels peuvent alimenter les bassins en sédiments.

Les rifts continentaux sont majoritairement des bassins sédimentaires dans lesquels peut s'accumuler une épaisseur de sédiments de plusieurs milliers de mètres (Perrodon, 1983) jusqu'à une dizaine de kilomètre (Rifts Karoo de Sélous en Tanzanie). Certains rifts, comme le Rift central éthiopien ("*Main Ethiopian Rift*") et ses satellites sud (e.g. Chew Bahir), sont néanmoins dépourvus de remplissage sédimentaire et constituent de simples grabens.

Plusieurs types de rifts peuvent être définis selon leur géométrie et le volcanisme qui leur est associé : rifts volcaniques ou non, rift unique, localisé et étroit ou rifts multiples distribués sur de grandes largeurs (x100 km) (Buck, 1991; Brun, 1999; Huisman and Beaumont, 2008, 2011). Les mécanismes responsables de l'extension sont, encore aujourd'hui, l'objet de discussions, notamment concernant l'influence des panaches mantelliques ("plumes") sur l'initiation de l'extension (rift "actif" associés à un panache et rift "passif" correspondant à une extension continentale sans panache mantellique; e.g. Frizon de Lamotte et al., 2015).

L'essentiel des travaux focalisés sur les rifts concernent (i) les mécanismes d'extension responsables de leur formation, (ii) leurs relations avec le magmatisme et (iii) le rôle de la déformation dans l'évolution de leur remplissage sédimentaire ("relations tectonique-sédimentation"). Réalisée à plusieurs échelles de temps et d'espace, l'analyse des relations entre déformation et sédimentation consistent (1) à déterminer la localisation et la nature des systèmes sédimentaires subactuels selon la position des structures tectoniques et (2) à reconstituer l'évolution des systèmes sédimentaires au cours du temps selon le type de déformation. La première catégorie

d'étude vise essentiellement à caractériser la distribution des cônes alluviaux au droit des failles normales (e.g. Frostick and Reid, 1989; Rohais et al., 2012) ou la disposition et la géométrie des systèmes fluviaux longitudinaux (e.g. Leeder and Alexander, 1987; Frostick and Reid, 1989b). Moins nombreux, les travaux concernant l'évolution du remplissage sédimentaire en fonction de la déformation consistent en l'analyse de la distribution et de la géométrie des systèmes sédimentaires selon l'activité des failles et l'évolution de leur distribution spatiale (Prosser, 1993 et les travaux classiques de Gawthorpe : Leeder and Gawthorpe, 1987;; Gawthorpe and Leeder, 2000; Gawthorpe and Hardy, 2002; Gawthorpe et al., 2003; Roller et al., 2012). Seuls de rares travaux portent sur l'incidence de la déformation sur les séquences de dépôts du remplissage sédimentaire d'un rift (Martins-Neto and Catuneanu, 2010).

Les relations entre le remplissage et le drainage amont des rifts n'ont que peu été étudiées, à l'exception notable des rifts de Corinthe (e.g. Zelilidis, 2000; Demoulin et al., 2015) et de la Mer Morte (e.g. Matmon et al., 1999; Ben-David et al., 2002), tandis que l'analyse des épaulements de rift consiste essentiellement en la caractérisation de leur croissance sur la base de données thermochronologiques (analyses sur traces de fission : van der Beek, 1995; van der Beek et al., 1995, 1997 pour les travaux pionniers).

À la différence des bassins intracratoniques (Somme et al., 2009) ou des bassins de marge passive (Métivier et al., 1999; Clift et al., 2001; Guillocheau et al., 2012; Petter et al., 2013), les bilans érosion – sédimentation entre les bassins versants et les bassins sédimentaires de rift intracontinentaux n'ont pas (ou peu) été investigués (Fordham et al., 2010).

L'objectif de ce travail est d'étudier les relations entre déformation, érosion et sédimentation dans un rift en domaine tropical – le rift du Lac Albert localisé au nord de la branche ouest du Rift est-africain (EARS pour "*East African Rift System*") à la frontière Ouganda/Congo (RDC -République Démocratique du Congo) – puis, dans un deuxième temps, de quantifier ces bilans érosion - sédimentation (approche dite "*Source to Sink*"). Ce travail repose sur une triple analyse de la déformation, du remplissage sédimentaire (biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle) et des formes du relief (géomorphologie) à partir de données de subsurface (sismique réflexion et puits) et d'affleurements. Ce travail a été financé au travers d'une convention CIFRE par le groupe pétrolier TOTAL, lequel a également fourni les données de subsurface.

Le rift du Lac Albert s'inscrit dans un ensemble plus vaste, le système albertin ("*Albertine Rifts System*"; Pickford et al., 1993) qui comprend également les rifts des Lacs Edward et George. Il

consiste en un bassin sédimentaire large 45 à 50 km et long de 200 km bordé par une faille majeure située le long de la bordure nord-ouest du rift (versant congolais), la faille de Bunia. Les rifts albertins sont localisés sur la bordure nord-ouest du Dôme est-africain dont l'altitude moyenne est de 1100 m en Ouganda. Localisée en contrebas (à une altitude de 616 m), le rift Lac Albert est encadré, au nord-ouest, par les reliefs des Monts Bleus (≈ 2000 m) qui dessinent une structure basculée vers l'ouest en direction du bassin congolais (Cuvette du Congo) et, au sud-est, à l'intersection avec les rifts des Lacs Edward et George, par les Montagnes des Ruwenzori (120 km de long et 65 km de largeur). Le remplissage sédimentaire du rift du Lac Albert atteint une épaisseur de 4.6 km (Karner et al., 2000). Culminant, à l'équateur, à 5109 m d'altitude, l'origine du massif de socle archéen à protérozoïque des Rwenzori fait l'objet de très nombreuses discussions (Ring, 2008; Bauer et al., 2010a, 2012; Koehn et al., 2010; Wallner and Schmeling, 2010; Wölbern et al., 2010; Roller et al., 2012). Le système albertin est dépourvu d'activité magmatique. Dans la région, la seule occurrence de volcanisme est localisée au sud du Lac Edouard sous la forme du grande province magmatique, la province des Virunga-Bukavu-Mwenga initiée à 11 Ma (Ebinger, 1989a; Kampunzu et al., 1998). Seuls quelques maars récents (carbonatites de moins de 50 000 ans ; Bagdasaryan et al., 1973; Boven et al., 1998; Kampunzu et al., 1998) percent le flanc est de la Ruwenzori, au niveau de la province de Toro-Ankole.

Le début de la sédimentation dans le bassin du Lac Albert est daté à la fin du Miocène inférieur (Pickford et al., 1993). L'âge de l'initiation du rift, ainsi que la nature de la déformation associée (extension ou extension et décrochement), sont l'objet de discussions (Abeinomugisha and Kasande, 2009, 2012; Koehn et al., 2010; Aanyu and Koehn, 2011; Karp et al., 2012a).

Les bassins versants amont du rift du Lac Albert, uniquement localisés du cotés ougandais, sont caractérisés par de vastes surfaces d'aplanissement altérées (latérites plus ou moins dégradées) caractéristiques de l'Afrique et des domaines non orogéniques en climat tropical. Ces reliefs, ainsi que les altérites associées, ont fait l'objet de nombreuses études par les britanniques depuis les travaux de Wayland (1933) (pour une revue complète, voir McFarlane, 1976). Seuls Ollier (1959, 1990) et Taylor & Howard (1998) ont proposé un modèle de croissance des reliefs intégrant l'évolution du rift.

La distribution et la nature du jeu de données de subsurface limitent les interprétations qui ont pu être faites concernant (1) l'analyse de la déformation et (2) les relations déformation – remplissage sédimentaire, et cela pour trois raisons principales.

- (1) Les données de sismique réflexion disponibles (plan de position publié par Karp et al., 2012) ne concernent que la partie ougandaise du Lac Albert, empêchant ainsi l'investigation de la faille bordière majeure du rift localisée au Congo;
- (2) En Ouganda, les puits sont uniquement localisés à terre, sur des plaines alluviales longitudinales (au sud-ouest – secteur de Kisegi-Nyabusosi : 2 puits; au nord – secteur du Nil et de Butiaba : une centaine de puits) ou sur des banquettes inversées (terrasse de Buhaka : 3 puits et de Kaiso-Tonya : une dizaine de puits). À l'exception de la plaine nord-est, la densité et l'espacement des puits sont insuffisants pour pouvoir réaliser des cartes paléogéographiques;
- (3) Les affleurements sont de piètre qualité : verticalement et horizontalement discontinus, ils sont souvent couverts par une végétation de type savane arborée. Aucune coupe continue ne peut donc être mesurée, à l'exception de celle réalisée lors de la construction d'une nouvelle route au pied du versant de la Ruwenzori.

En conséquence, ce travail ne permet pas, ni de lever l'incertitude sur le mode de déformation (excepté pour l'évolution récente), ni de caractériser le contrôle de la distribution des faciès par la déformation. Cependant, la mesure de l'accommodation à partir d'informations stratigraphiques a permis de quantifier les mouvements verticaux ainsi que leur évolution au cours du temps. Ce constat, établi à mi-thèse, a conduit à une réorientation de ce travail vers une approche de type "*Source to Sink*" qui constitue la première quantification jamais réalisée au sein d'un rift intracontinental.

**CHAPITRE 1 – CONTEXTE ET ÉVOLUTION DU RIFT EST
AFRICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES**

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 1 – CONTEXTE ET ÉVOLUTION DU RIFT EST AFRICAIN : ÉTAT DES CONNAISSANCES	27
1.1 LE RIFT EST-AFRICAIN	31
1.1.1 INTRODUCTION	31
1.1.2 DYNAMIQUE DE L'EXENSION CONTINENTALE : GÉNÉRALITÉS	32
1.1.2.1 Facteurs contrôlant l'extension continentale.....	32
1.1.2.2 Modèles d'extension continentale	33
1.1.2.3 Géométrie des rifts continentaux : cisaillement pur versus cisaillement simple	33
1.1.3 CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE	34
1.1.4 SUBSTRATUM DU RIFT EST-AFRICAIN : STRUCTURE DE LA CROÛTE DE L'ARCHÉEN AU MÉSZOZOÏQUE	37
1.1.4.1 Archéen et Protérozoïque	37
1.1.4.2 Paléozoïque supérieur et Mésozoïque	39
1.1.5 RELATIONS ENTRE LA TOPOGRAPHIE DU RIFT EST-AFRICAIN ET SA STRUCTURE PROFONDE.....	42
1.1.6 CINÉMATIQUE DE L'OUVERTURE DU RIFT EST-AFRICAIN	45
1.2 CHRONOLOGIE DE L'ÉVOLUTION DES RIFTS DU DÔME EST-AFRICAIN : PANORAMA DES BASSINS SÉDIMENTAIRES DES BRANCHES EST ET OUEST	48
1.2.1 INTRODUCTION	48
1.2.2 LE RIFT CRÉTACÉ D'ANZA	52
1.2.3 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES A ÉPAULEMENTS PEU MARQUÉS : LES RIFTS NORD-KENYANS	56
1.2.3.1 Éocène supérieur – Oligocène supérieur : extension précoce, réactivation des rifts créacés-paléogènes	57
1.2.3.2 Oligocène supérieur – Miocène moyen : initiation des Rifts nord-kenyans, phase flexurale (SAG).....	57
1.2.3.3 Miocène moyen – Miocène terminal/Pliocène inférieur: période de rifting majeur, individualisation des bassins de Lokichar et Kerio-Nord	58
1.2.3.4 Plio-Pléistocène : formation du Rift Turkana et inversion des contraintes.....	58
1.2.4 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFTS KENYANS CENTRAUX (RIFTS KERIO-SUD ET BARINGO-BONGORIA)	61
1.2.4.1 Paléogène (Éocène supérieur ?) – Miocène inférieur : extension modérée / flexuration; initiation des Rift de Kerio-sud et Baringo-Bongoria	62
1.2.4.2 Miocène inférieur – Miocène Moyen: épisode volcanique régional - épanchement de phonolites et de basaltes	62
1.2.4.3 Miocène moyen – Miocène supérieur : extension, individualisation des rifts de Kerio-sud et Baringo-Bongoria.....	63
1.2.4.4 Pliocène-Pléistocène : focalisation de la déformation dans le bassin de Baringo-Bongoria, deuxième phase de rifting	64
1.2.5 RIFTS VOLCANIQUES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFT SUD-KENYANS ET LA DIVERGENCE NORD-TANZANIEUNE.....	66
1.2.5.1 Miocène moyen – Miocène supérieur : épanchement phonolitiques précoces	68
1.2.5.2 Miocène supérieur (8-6 Ma) : initiation du Rift sud-kenyan	68
1.2.5.3 Miocène terminal (6-5Ma) : propagation du rifting et du magmatisme vers le sud, soulèvement des épaulements de Mau et Aberdate	68
1.2.5.4 Pliocène (5-2.5 Ma) : initiation des rifts de la Divergence nord-tanzanienne	68
1.2.5.5 Pléistocène inférieur (2.5-1.5Ma) : bassin flexural et migration du volcanisme vers l'est.....	69
1.2.5.6 Pléistocène inférieur – Holocène (1.5Ma – 0 Ma) : rifting majeur.....	69
1.2.6 RIFTS SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR UN OU DEUX ÉPAULEMENTS : LES BASSINS DE LA BRANCHE OUEST	71
1.2.6.1 Rifts Albert et Edward	73
1.2.6.2 Volcanisme associé aux Monts Virunga et au Rift Kivu	73
1.2.6.3 Rift Tanganyika	73
1.2.6.4 Rift Rukwa.....	74

1.2.6.5	Province volcanique de Rungwe et Rift Malawi	75
1.3	LE RIFT DU LAC ALBERT	76
1.3.1	CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE	76
1.3.2	CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL	76
1.3.3	AGE DE L'INITIATION ET MODÈLE D'ÉVOLUTION	78

1.1 LE RIFT EST-AFRICAIN

1.1.1 INTRODUCTION

S'étendant du point triple des Afars (Nord de l'Éthiopie) au Rift de Funhalouro (Plaine du Limpopo, Mozambique), le Rift est-africain constitue la limite entre trois plaques tectoniques divergentes (plaques arabe, nubienne et somalienne). Bien qu'il soit l'un des rifts les plus étudiés au monde, certaines interrogations clés demeurent vis-à-vis (i) de l'âge de l'initiation du rift (e.g. McGregor, 2015), (ii) de l'âge de la formation des anomalies topographiques que constituent les dômes est-africain et éthiopien (e.g. Pik et al., 2003), (iii) de l'existence et de l'âge des épaulements de rift (van der Beek et al., 1998; Spiegel et al., 2007; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015) et (iv) de la relation entre le rifting et le manteau sous-jacent.

L'objectif de cet état des connaissances est de replacer le Rift Albert dans son contexte régional en synthétisant les principales caractéristiques morphologiques, géologiques et géodésiques du Rift est-africain.

1.1.2 DYNAMIQUE DE L'EXTENSION CONTINENTALE : GÉNÉRALITÉS

1.1.2.1 Facteurs contrôlant l'extension continentale

Les rifts continentaux sont des manifestations spectaculaires de la déformation des continents illustrant, par leur diversité, la complexité des mécanismes de l'extension. On observe en effet des rifts "lents" ou "rapides", étroits ou larges, magmatiques ou amagmatiques, symétriques ou asymétriques, actifs ou encore avortés. La dynamique de l'extension continentale et la complexité structurale des rifts qui en découlent sont directement fonction de la combinaison d'une multitude de facteurs qui interagissent, en surface et en profondeur, à des échelles de temps et d'espace très variables (Morley, 1994; Ziegler and Cloetingh, 2004).

Les facteurs contrôlant les processus de déformation d'un rift continental sont de différents ordres. Du manteau à la croûte supérieure ces facteurs sont :

- à l'échelle mantellique : les interactions entre des mouvements convectifs (panache mantellique, "*plume*") et la lithosphère continentale (e.g. Bott and Kusznir, 1979; Spohn and Schubert, 1982; McKenzie and Bickle, 1988);
- à une échelle intermédiaire : la nature initiale de la lithosphère qui joue un rôle déterminant vis-à-vis de la géométrie finale du rift;
- à l'échelle de la croûte supérieure : (i) le contrôle exercé par les discontinuités préexistantes (fragiles et/ou ductiles) sur l'initiation et le développement des structures extensives (e.g. McConnell, 1972; Cordell, 1978; Chorowicz and Mukonki, 1980; Illies, 1981; Dunbar and Sawyer, 1988; Daly et al., 1989; Versfelt and Rosendahl, 1989; Smith and Mosley, 1993; Hetzel and Strecker, 1994; Theunissen et al., 1996; Morley, 1999, 2010; Corti et al., 2007) et (ii) l'influence du magmatisme sur le comportement mécanique de la croûte continentale déformée (Corti et al., 2003) qui peut être responsable de la création de "points-mous" plus facilement déformables pouvant constituer des points de nucléation de la déformation (De Chabalière and Avouac, 1994; Van Wyk de Vries and Merle, 1996; Lezzar et al., 2002; Lahitte et al., 2003).

1.1.2.2 Modèles d'extension continentale

Se distinguant essentiellement par la chronologie des évènements tectoniques et magmatiques qui leur sont associés, deux modèles de rifting distincts ont été proposés dans les années 70 : un modèle dit "passif" et un autre dit "actif" (Sengor and Burke, 1978; Bott, 1979; Bott and Kusznir, 1979; Spohn and Schubert, 1982; McKenzie and Bickle, 1988; fig. 1.1).

Le rifting dit "passif" est purement mécanique et est le résultat de l'amincissement de la lithosphère à la limite divergente des plaques tectoniques. Il induit la remontée et la fusion de l'asthénosphère par décompression adiabatique (Mckenzie, 1978; Wernicke, 1985; Lister et al., 1986). Le rifting "actif" consiste en une érosion thermique et en un amincissement de la lithosphère par compensation isostatique en réponse à la présence d'un panache mantellique. Les sources de contraintes sont dans ce cas plus locales : tractions à la base de la lithosphère et contraintes extensives dues au soulèvement et à l'amincissement (fig. 1.1). Dans ce modèle d'extension, les intrusions magmatiques permettent (i) d'initier et de maintenir l'extension d'une lithosphère continentale épaisse (flottabilité positive et advection de chaleur; Geoffroy, 1998; Buck, 2006) et (ii) de contribuer à la diminution de la résistance de la lithosphère et donc à localiser la déformation.

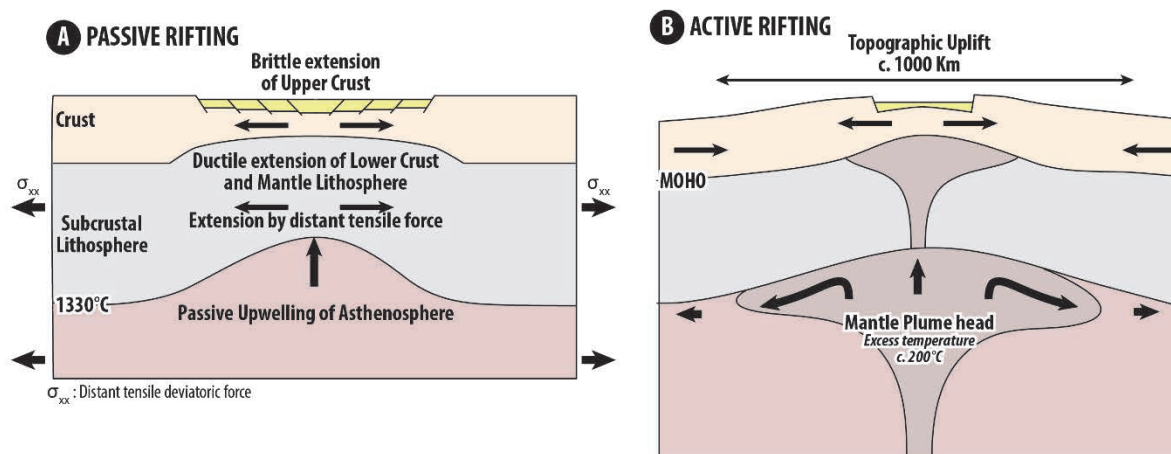


Figure 1.1 : Modèle schématique le résultat final (a) d'un rift passif et (b) d'un rift actif (modifié d'après Sengor and Burke, 1978; Huismans et al., 2001a, 2001b; Allen and Allen, 2013). [Sketch representing the result of (a) an active rifting and (b) a passive rifting (modified after Sengor and Burke, 1978; Huismans et al., 2001a, 2001b; Allen and Allen, 2013).]

1.1.2.3 Géométrie des rifts continentaux : cisaillement pur versus cisaillement simple

Sur la base des systèmes aujourd'hui actifs, deux géométries de rift continental se distinguent selon la distribution de la déformation : les rifts dits "larges" (e.g. province du Basin&Range dans l'ouest des Etats-Unis et Plateau Tibétain) qui peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de large, et les rifts "étroits" où la déformation est localisée sur environ 100 km (e.g. Rift Baïkal, Rift est-africain, Graben du Rhin). La géométrie des rifts à la surface des continents a fait

l'objet de nombreux travaux tentant d'analyser les degrés d'asymétrie des rifts sur la base de modèles archétypaux en cisaillement pur (Mckenzie, 1978) ou simple (Wernicke, 1985). Dans ces modèles, un rift large se développe plutôt à la faveur d'une lithosphère présentant une croûte épaisse essentiellement résistante dans sa partie supérieure tandis qu'un rift étroit aura tendance à se former dans une lithosphère froide avec un manteau sub-crustal très résistant (Buck, 1991; Brun, 1999).. Un autre facteur joue un rôle prépondérant dans le développement et l'évolution d'un rift continental : celui de l'héritage lithosphérique/crustal, notamment via les cratons et les ceintures plissées (Tommasi and Vauchez, 2001; Petit and Déverchère, 2006; Keranen and Klempner, 2008; Pérez-Gussinyé et al., 2009), qui détermine souvent la localisation, la géométrie et le style de la déformation.

1.1.3 CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE

En surface, le Rift est-africain consiste en une succession de bassins sédimentaires ou volcano-sédimentaires délimités par des failles (rifts) et généralement séparés les uns des autres par des zones transverse d'accommodation ou des massifs de socle précambriens ou volcaniques (fig. 1.2). Large de quelques dizaines de kilomètres et d'une longueur atteignant plusieurs centaines de kilomètres, chaque bassin forme une dépression dont la subsidence est contrôlée par des failles. Ces rifts sont alignés selon cinq segments.

Au nord, le Rift éthiopien ("*Main Ethiopian Rift*") s'étant du triangle des Afars jusqu'au sud de l'Ethiopie. Il se surimpose à une anomalie topographique d'une altitude moyenne comprise entre 1600 m et 3300 m formant un "dôme" (le Dôme éthiopien) qui s'étend de la Mer Rouge-Golfe d'Aden jusqu'à la frontière Ethiopie-Kenya, laquelle est caractérisée par une dépression d'orientation nord-ouest – sud-est (la dépression Omo-Turkana, fig. 1.2).

Au sud de la dépression Omo-Turkana, le Rift est-africain se subdivise en deux branches localisées aux extrémités est (Branche est) et ouest (Branche ouest) d'un second dôme, "le Dôme est-africain", d'une altitude moyenne de 1200 m (fig. 1.2). Orientée nord-sud, la Branche est s'étend de la dépression Omo-Turkana jusqu'au nord de la Tanzanie où elle s'élargit pour former une zone d'extension diffuse (la Divergence nord_tanzanienne). Comme le Rift éthiopien, elle est caractérisée par un volcanisme intense largement distribué sur toute sa superficie sous formes de volcans (e.g. Monts Elgon, Kenya, Ngorongoro, Kilimanjaro) ou d'épandages basaltiques ou phonolitiques (Plateaux de Uasin-Gishu et de Serengeti). Des lacs de dimensions variables recouvrent certains des

bassins sédimentaires la constituant (du nord au sud: Les lacs Turkana, Baringo, Bogoria, Nakuru, Magadi, Naivasha, Natron, Manyara et Eyasi).

S'étendant du liènement précambrien d'Aswa au sud du Lac Malawi, la Branche ouest est constituée d'une succession de rifts dont l'orientation tourne progressivement du nord-est – sud-ouest dans la partie nord au nord-ouest – sud-est dans le secteur du rift Rukwa. Au sud, le Rift Malawi est orienté nord-sud (fig. 1.2). Au contraire de la Branche est, la Branche ouest n'expose que quelques rares évidences de volcanisme localisées dans des zones géographiquement restreintes : les Monts Virunga à la frontière Ouganda-Rwanda et la province volcanique de Runwge au nord du Lac Malawi.

Au sud du Dôme est-africain, le rift consiste en des zones diffuses d'extension se prolongeant, au sud-est, jusqu'à la ride de Davie (Canal du Mozambique) et Madagascar (Kusky et al., 2010) et, au sud-ouest, jusqu'en Namibie où le Delta de l'Okavango expose les caractéristiques d'un rift naissant (Fairhead and Girdler, 1969; Reeves, 1972; Wanke, 2005; Bufford et al., 2012; McCarthy, 2013, fig. 1.2).

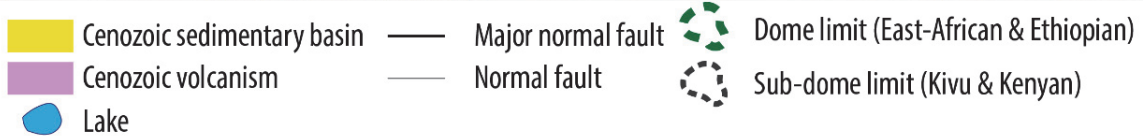


Figure 1.2 : Le Rift est-africain. Morphologie et contexte géologique du Rift est-africain. Failles et contours géologiques extraits de e.g. Chapman and Brook, 1978; Ebinger et al., 1987; Ebinger, 1989; Morley et al., 1992a, 1992b, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Morley, 1999b; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000, 2004, 2008; Lezzar et al., 2002; Chorowicz, 2005; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; McCarthy, 2013; McGregor, 2015; cette étude). [The East African rifts. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from e.g. Chapman and Brook, 1978; Ebinger et al., 1987; Ebinger, 1989; Morley et al., 1992a, 1992b, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Morley, 1999b; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000, 2004, 2008; Lezzar et al., 2002; Chorowicz, 2005; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; McCarthy, 2013; McGregor, 2015; this study].

1.1.4 SUBSTRATUM DU RIFT EST-AFRICAÏN : STRUCTURE DE LA CROÛTE DE L'ARCHÉEN AU MÉSOZOÏQUE

1.1.4.1 Archéen et Protérozoïque

Les deux branches du Rift est-africain suivent l'orientation de ceintures orogéniques protérozoïques accrétées aux marges du Craton tanzanien archéen qui s'étend du nord du Lac Victoria jusqu'à la Divergence nord-tanzanienne (fig. 1.3 & 1.4a-b). La Branche est se surimpose à la Ceinture du Mozambique qui présente des structures nord-sud résultant de multiples collisions (1.2-0.45 Ga) (Cahen et al., 1984; Shackleton, 1986). La partie nord de la Branche ouest suit l'orientation nord-est – sud-ouest des structures de la ceinture kibarienne (Mésoprotérozoïque) tandis que le segment central est parallèle à la chaîne ubendiëne (Paléoprotérozoïque). L'orientation du secteur Sud-Tanganyika – Rukwa – Nord-Malawi est directement contrôlée par des structures crustales héritées de l'orogénèse éburnéenne et plus tard réactivées en cisaillement/décrochement pendant les orogènes ubendiëne et usagariëne (Cahen et al., 1984; Lenoir et al., 1994; Theunissen et al., 1996).

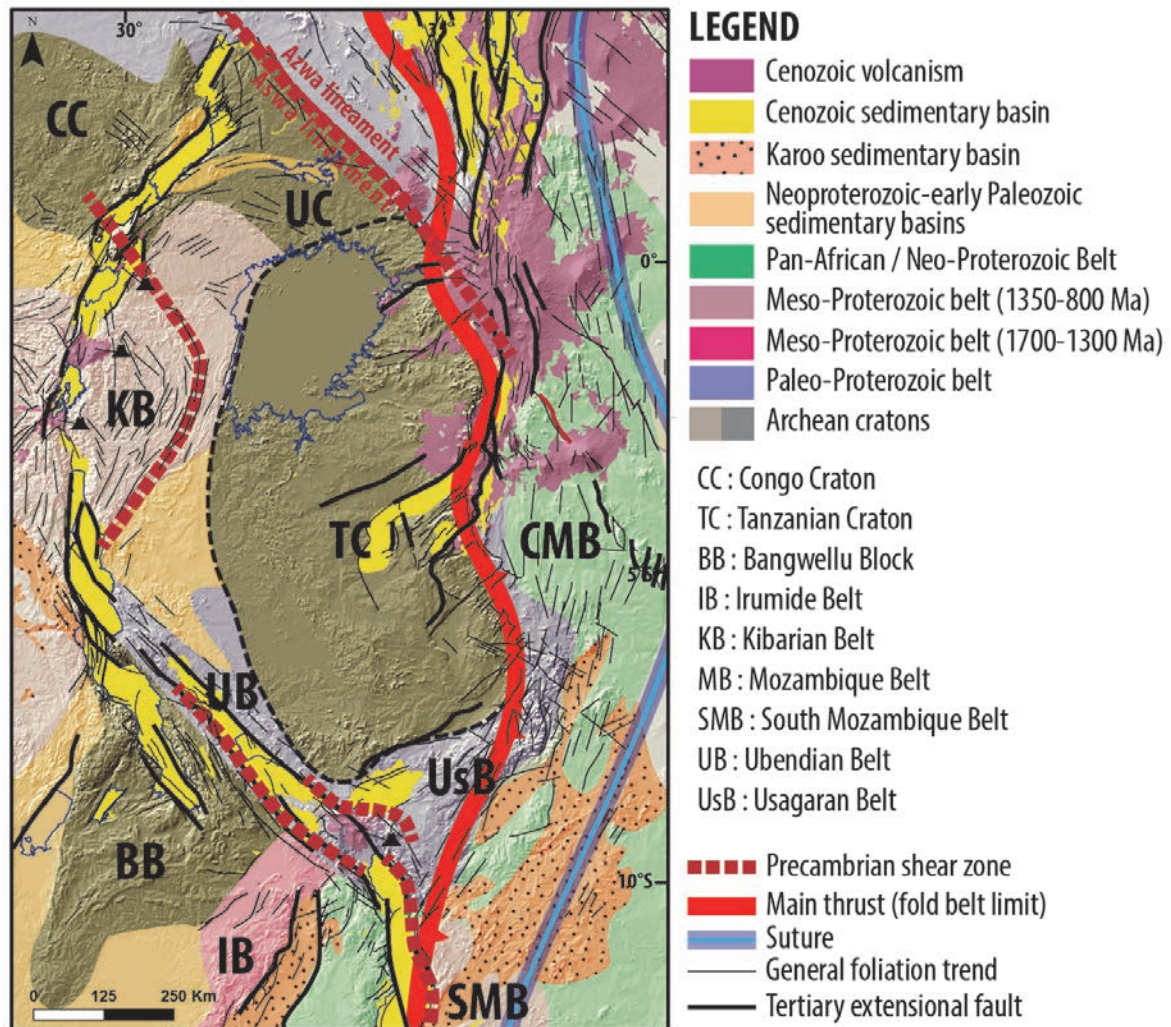


Figure 1.3 : Carte géologique et structurale du Dôme Est-Africain. Linéament et limites des cratons archéens et des chaînes protérozoïques d'après une compilation de cartes géologiques et e.g. Corti et al., 2007; Morley, 2010; the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Geological and structural map of the East-African Dome. Lineament and limits of Archean Craton and Proterozoic belts from a compilation of various geological maps and e.g. Corti et al., 2007; Morley, 2010; the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2011; this study.]

Enracinée en profondeur et plus résistante (épaisseur élastique $T_e > 100$ km), la croûte associée aux cratons est plus épaisse que celle des ceintures protérozoïques, lesquelles sont, par conséquent, plus propices à la déformation (Petit and Ebinger, 2000; Pérez-Gussinyé et al., 2009). La présence de bassins extensifs au sein des cratons congolais (Rift Albert), tanzanien (Divergence nord-tanzanienne) et du Bloc de Bangwellu (extrémité sud du Rift Tanganyika) indique néanmoins que la déformation peut se propager au sein de ces domaines "stables", et ce malgré leur résistance rhéologique. Sur la base de la vitesse de propagation des ondes sismiques et des profils de réfraction du projet KRISP (KRISP Working Group, 1991; Birt et al., 1997; Prodehl et al., 1997), la structure de la croûte sous-jacente aux rifts kenyans est bien connue. De 20 km sous les Rifts nord-kenyans (e.g. Rift Turkana), la profondeur du Moho augmente au niveau des Rifts kenyans centraux où elle atteint 30-35 km (lacs Bongoria et Baringo). Comprise entre 37 et 41 km au niveau du Craton tanzanien, l'épaisseur de la croûte atteint 40-45 km au niveau de la chaîne ubendienne et 44-33 km

à dans la partie nord de la Branche ouest (Ceinture kibarienne et Craton congolais) ; (Last et al., 1997; Julià et al., 2005; Albaric et al., 2009).

Sur la base d'une analyse couplée de la distribution des tremblements de terre en profondeur et de la rhéologie de la croûte dans les branches est et ouest du Rift est-africain, les travaux d'Albaric et al., (2009) mettent en évidence de significatives différences entre la Branche est et la Branche ouest. Comprise entre 10 et 20 km au nord de la Branche ouest (Lacs Albert et Edward), la profondeur des mécanismes au foyer atteint 17-30 km au sud du Lac Tanganyika. Une tendance équivalente est observée au niveau de la Branche est avec des profondeurs de 12 km au nord et 26 km au sud (sud du Lac Magadi). Dans la Branche ouest, la croûte apparaît de plus en plus résistante du Lac Albert vers le Lac Tanganyika avec une limite fragile-ductile passant respectivement de 15 km à 29 km de profondeur. À l'est, la croûte apparaît fragile au sein des rifts kenyans (limite fragile-ductile comprise entre 6-11 km de profondeur) et bien plus résistance au niveau de la Divergence nord-tanzanienne, sous le Craton tanzanien (limite fragile-ductile localisée à 18 km de profondeur).

1.1.4.2 Paléozoïque supérieur et Mésozoïque

Outre la phase d'extension cénozoïque, d'autres épisodes de déformation ont été identifiés en Afrique de l'Est (fig. 4).

Carbonifère supérieur – Permien – Trias : Rifting Karoo

Dans le sud-est de l'Afrique, l'épisode de rifting Karoo est enregistré dès la fin du Carbonifère avec la formation de larges bassins sédimentaires extensifs ou flexuraux. L'intense activité volcanique enregistrée au début du Jurassique postdate l'initiation de l'extension dans ces bassins. Dans la région du Rift est-africain, l'épisode de déformation Karoo s'exprime par le développement de grands rifts dont les différentes orientations (nord-sud, nord-est – sud-ouest et nord-ouest – sud-est) résultent de la réactivation de structures héritées des ceintures protérozoïques (fig. 4c). Orienté nord-est – sud-ouest au sud de l'actuel Lac Rukwa, le Bassin de Lungwa se surimpose à la chaîne mésoprotérozoïque des Irumides tandis que le substratum des bassins de Ruhuhu, Metangula et Selous, qui s'étendent du nord-ouest du Lac Malawi à Dar es-Salam, correspond aux ceintures usbandienne (mésoprotérozoïque), Sud-Mozambique (mésoprotérozoïque) et Nord-Mozambique (néoprotérozoïque) ; (fig. 4). Au nord-ouest du Lac Tanganyika, c'est la chaîne kibarienne qui constitue le substratum des bassins Karoo de Luama, Upemba et du Congo. Au sud-est du Kenya, les données sismiques témoignent de la présence de séries Karoo (bassin de Kilombero et de Mander-Lugh) sous le remplissage associé à la phase de rifting mésozoïque responsable de la formation du bassin d'Anza (Bosworth and Morley, 1994; Kreuser, 1995; Morley et al., 1999b).

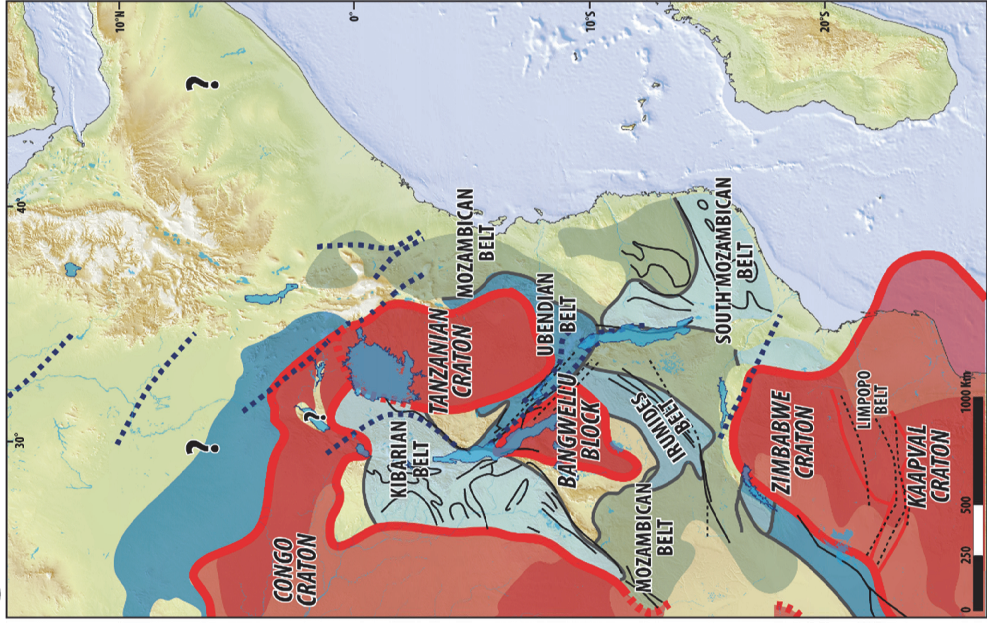
D'orientation nord-ouest – sud-est, le Rift Rukwa se développe sur une zone de cisaillement crustal, la chaîne ubendiène (fig. 4c). Son remplissage sédimentaire témoigne de multiples phases d'extension (et de transpression; Delvaux, 2001) au cours de son évolution (McConnell, 1950, 1972; Tiercelin et al., 1988; Ebinger, 1989; Lenoir et al., 1994; Theunissen et al., 1996; Delvaux et al., 1998; Tiercelin and Lezzar, 2002). La première d'entre elles, le rifting Karoo, se traduit sur les données sismiques par un épais intervalle de sédiments continentaux reposant en discordance sur le socle précambrien et dont l'âge est estimé aux alentours du Permien au regard des données palynologiques (Wescott et al., 1991; Morley et al., 1992b, 1999a).

Rifts mésozoïques

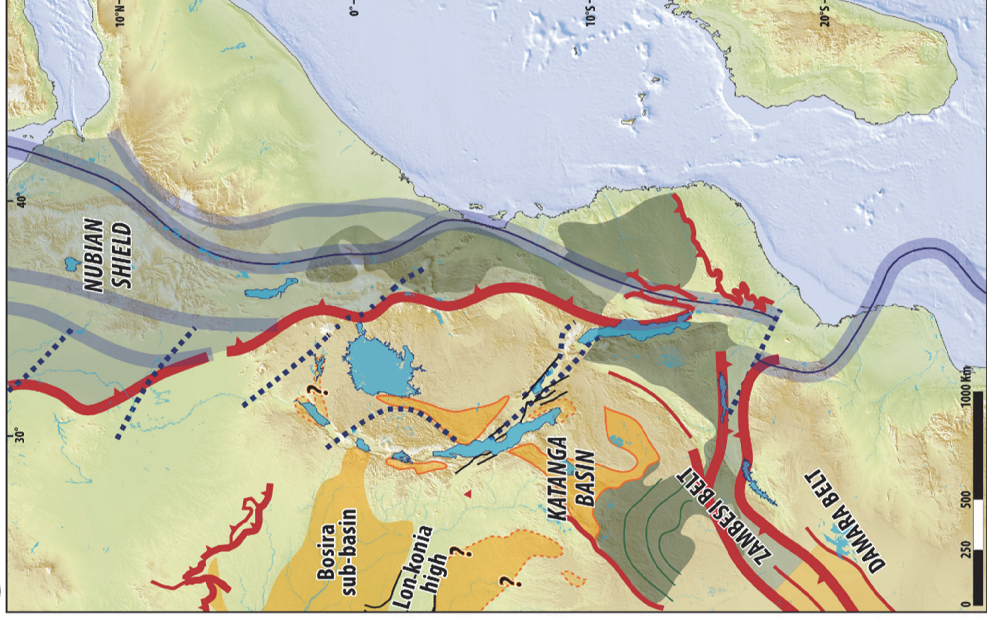
À la fin du Jurassique, un second épisode majeur et complexe d'extension crustale commence en Afrique Centrale et en Afrique de l'Est. Responsable de la formation d'une autre génération de rifts intra-continentaux ("*West and Central African Rift System*", WCARS; e.g. Bermingham et al., 1983; Browne and Fairhead, 1983; Fairhead, 1986), cette phase d'extension est associée à la séparation des plaques tectoniques Africaine et Sud-Américaine et s'étale sur un intervalle de temps supérieur à 100 Ma, soit une période bien plus importante que celle responsable de la formation du Rift est-africain cénozoïque (≈ 35 Ma). Diachrones, chaque rift composant le WCARS se forment pendant une succession d'événements extensifs de quelques dizaines de millions d'années (Bosworth, 1992).

En Afrique de l'Est, les rifts mésozoïques sont distribués de l'est du Kenya jusqu'au Soudan où ils se connectent au système d'Afrique Centrale. Les rifts nord et sud soudanais consistent en une succession d'au moins cinq bassins d'orientation nord-ouest – sud-est (fig. 4c). À l'extrême sud du Soudan, les bassins d'orientation est-ouest constituent la jonction avec l'imposant rift créacé d'Anza (initiation au Néocomien) qui s'étend de l'est du Kenya jusqu'à la marge est-africaine (fig. 4c) et au sein duquel des incursions marines sont enregistrées au Cénomaniens et au Maastrichtien inférieur (Bosworth and Morley, 1994; Morley et al., 1999b).

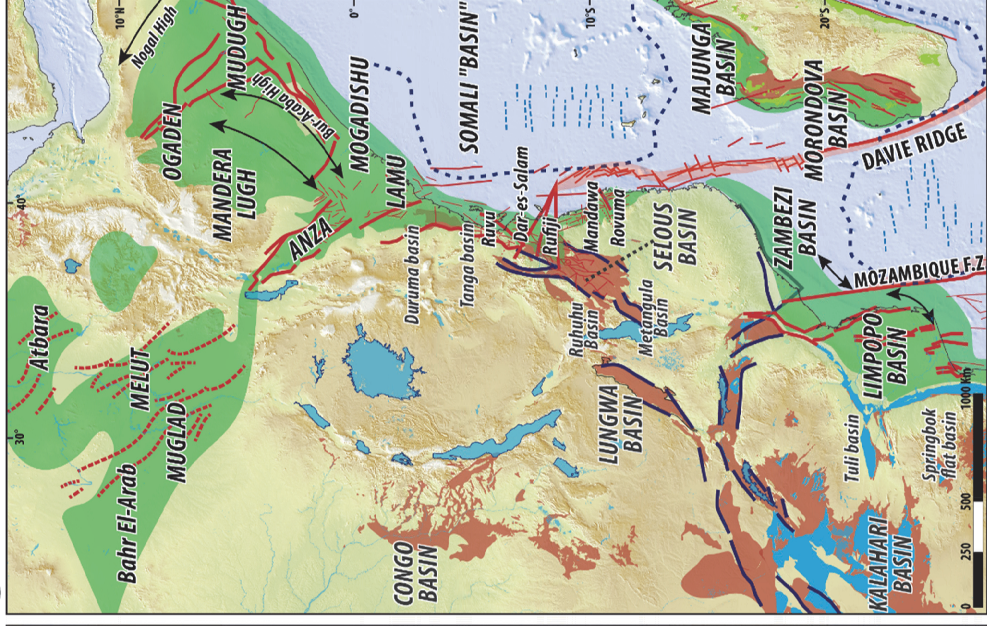
A ARCHEAN TO PROTEROZOIC



B NEOPROTEROZOIC



C PERMIAN TO CRETACEOUS



- Archean Craton
- Paleo-Proterozoic belt
- Meso-Proterozoic belt (1700-1300 Ma)
- Meso-Proterozoic belt (1350-800 Ma)
- Neo-Proterozoic / Pan-African belt
- Inferred craton limit
- Inferred belt limit
- Faults
- Precambrian «shear zone»

- Neo-Proterozoic / Pan-African fold belt
- Neoproterozoic sedimentary basin
- Main fault (fold belt limit)
- Main thrust (fold belt limit)
- Faults
- Suture
- Precambrian «shear zone»

- Mesozoic sedimentary basin
- Late Cretaceous volcanism (Madagascar)
- Karoo sedimentary basins (Permo-Trias)
- Karoo volcanism (Lower Jurassic)
- Cretaceous fault
- Karoo fault
- High (antiforms)
- Ocean-Continent boundary
- Ocean crust magnetic anomalies

Figure 1.4 : Cartes du substratum (A) archéen et paleo- mésoprotérozoïque, (B) néoprotérozoïque, (C) paléozoïque et mésozoïque du Rift est-africain (contours géologiques et failles extraits de nombreuses publications dont Flores, 1973; Karpeta, 1987; Raillard, 1990; The Tectonic Map of the World, Kaplan et al., 1994; Watkeys and Sokoutis, 1998; Key and Ayres, 2000; Catuneanu et al., 2005; Dauteuil et al., 2009; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; Guillocheau and Liget, unpublished). [Map of the substratum of the East African Rift System, (A) Archean to Mezoproterozoic, (B) Neoproterozoic and (C) Paleozoic to Mesozoic (fault and geological contours from a compilation of numerous publication including Flores, 1973; Karpeta, 1987; Raillard, 1990; The Tectonic Map of the World, Kaplan et al., 1994; Watkeys and Sokoutis, 1998; Key and Ayres, 2000; Catuneanu et al., 2005; Dauteuil et al., 2009; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010; Guillocheau and Liget, unpublished).]

1.1.5 RELATIONS ENTRE LA TOPOGRAPHIE DU RIFT EST-AFRICAIN ET SA STRUCTURE PROFONDE

L'une des particularités du Rift est-africain réside dans la présence des deux anomalies topographiques que constituent les dômes est-africain et éthiopien. L'origine du rifting cénozoïque, du volcanisme et de la topographie du Rift est-africain est encore incertaine malgré les différents modèles proposés (e.g. Burke, 1996a, 1996b; Ebinger and Sleep, 1998; Nyblade et al., 2000a, 2000b; Pik et al., 2006). Ces modèles mettent en avant l'influence d'un ou plusieurs panaches mantelliques potentiellement connectés au Super-Panache Africain ("*The African Superswell*") qui consiste en une large anomalie thermo-chimique du manteau inférieur aujourd'hui centrée sous le Plateau Sud-Africain (e.g. Ritsema et al., 1999; fig. 1.5).

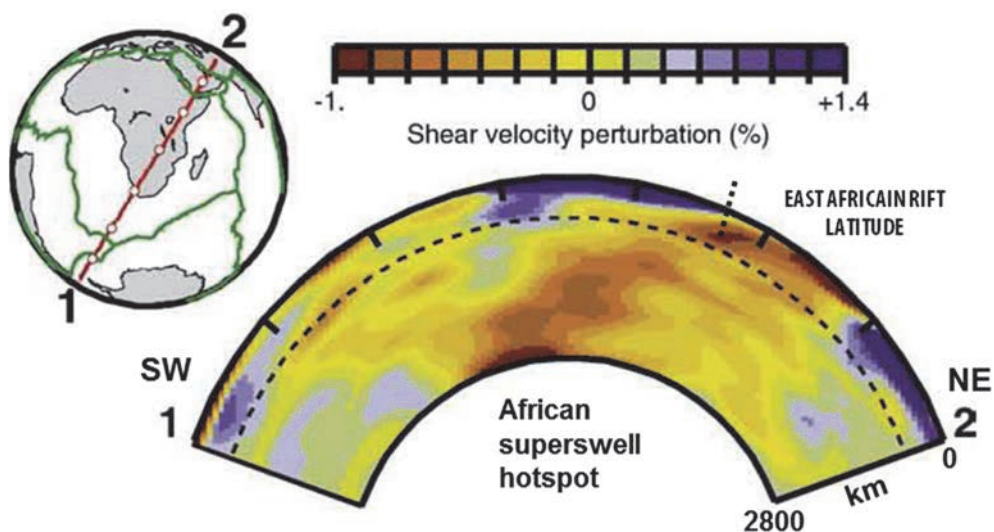


Figure 1.5 : Modèle tomographique des ondes de cisaillement montrant une zone de faible vitesse sous l'Afrique de l'est (modifié d'après Ritsema et al., 1999). [Tomographic model of shear waves showing slow velocity under East Africa (modified after Ritsema et al., 1999).]

En Afrique de l'Est, les travaux d'Adams et al. (2012) mettent en avant la présence d'une zone centrale (i.e. le Craton tanzanien) où les ondes de cisaillement présentent des vitesses élevées (fig. 1.6b). De part et d'autre du craton, les branches est et ouest du Rift est-africain correspondent à des secteurs où les vitesses sont plus faibles.

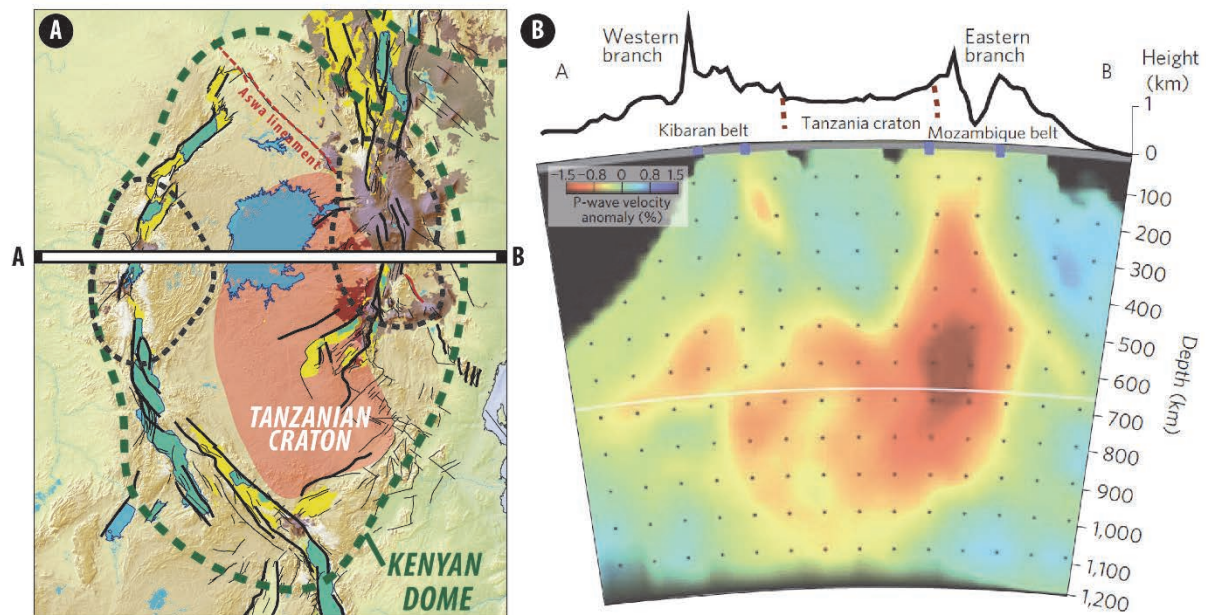


Figure 1.6 : (A) Localisation des dômes est-africains, Kivu, kenyan et du Craton tanzanien. (B) Profil topographique est-ouest (Koptev et al., 2015) et modèle tomographique d'onde sismique P dans le manteau (Adams et al., 2012 in Koptev et al., 2015), localisation des coupes topographiques et tomographiques sur la figure 1.6-A. [(A) Location of the East-African, Kivu and Kenyan domes and of the Tanzanian Craton in the East-African Rift System. (B) East-West elevation profile (Koptev et al., 2015) and seismic P-wave velocity mantle tomography cross-sections (Adams et al., 2012 in Koptev et al., 2015). Location of sections on figure 1.6-A.]

Bien que ces considérations sur la structure profonde du Rift est-africain peuvent paraître inutiles dans l'étude d'un bassin sédimentaire, elles ont en fait un impact sur l'origine (passif versus actif), l'expression (volcanique versus non volcanique), la thermicité (chaud versus froid), et le style (cisaillement simple versus cisaille pur) du rifting au sein du Rift est-africain. Longtemps énigmatique, la flagrante différence d'activité volcanique observée entre les branches ouest et est résulterait ainsi de la déviation vers l'est d'un panache mantellique centré sous le Craton tanzanien, expliquant ainsi le volcanisme intense et l'amincissement crustale observés au niveau de la Branche est, au contraire de la Branche ouest (Koptev et al., 2015; fig. 1.7).

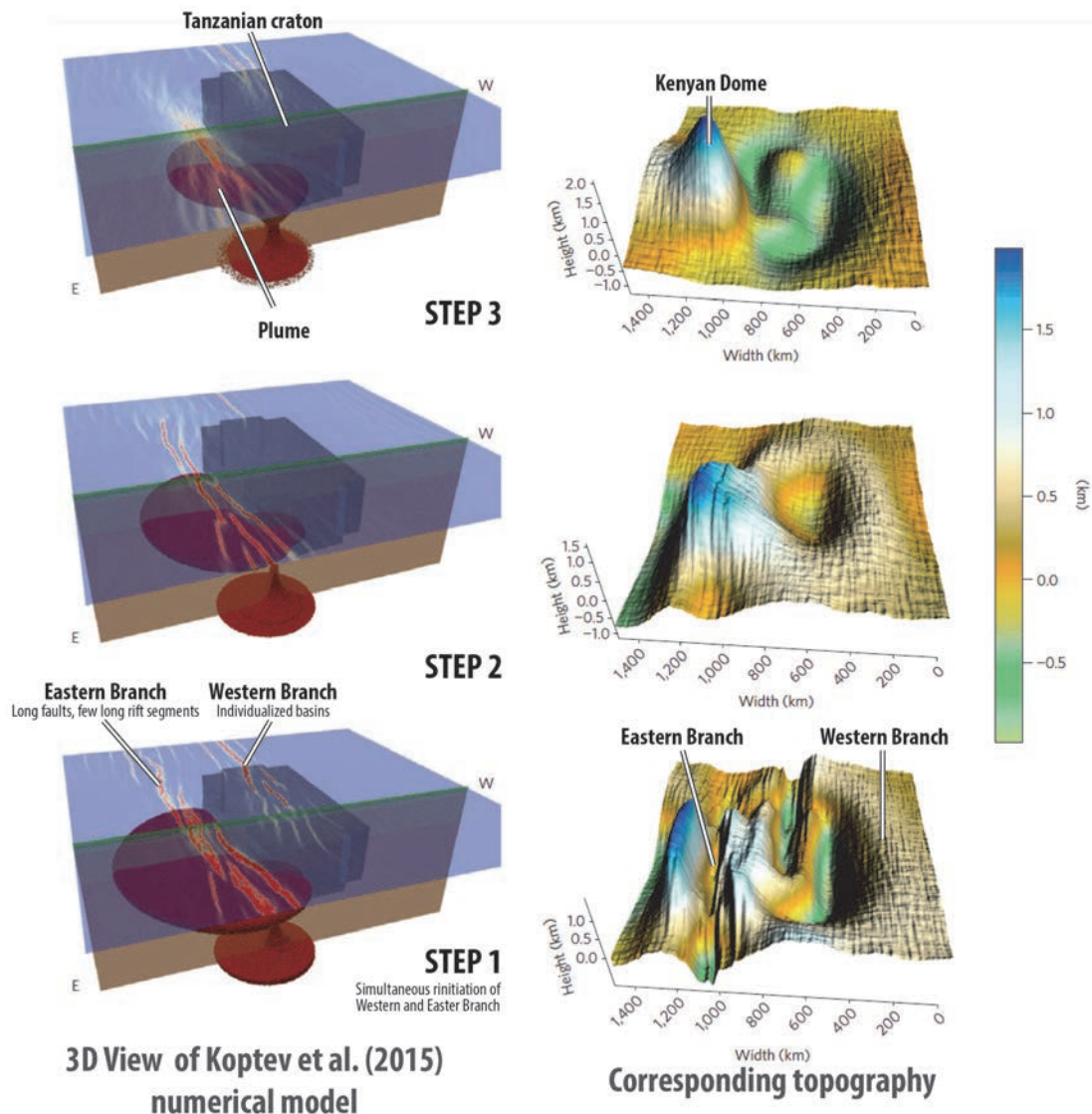


Figure 1.7 : A gauche, modèle numérique montrant la dynamique d'un panache mantellique sous le Craton Tanzanien au cours du temps et, à droite, l'évolution de la topographie en surface (modifié d'après Koptev et al., 2015). [To the left, numerical model through time of a mantle plume under the Tanzanian Craton and, to the right, evolution of the surface topography (modified after Koptev et al., 2015).

Lié au processus de topographie dynamique résultant de la présence d'un ou plusieurs panaches mantelliques, le soulèvement des dômes est-africain et éthiopien est un phénomène encore mal connu et dont l'âge est incertain. Quelques analyses thermochronologiques (AFT et/ou U-Th/He; Van der Beek et al., 1998; Pik et al., 2006, 2008; Spiegel et al., 2007; Bauer et al., 2010, 2012, 2015; Pik, 2011), modèles numériques (Moucha and Forte, 2011) et reconstitutions paléogéographiques (Wichura et al., 2010, 2011, 2015) suggèrent néanmoins un soulèvement daté au Miocène inférieur (20 Ma) pour le Dôme éthiopien et au Miocène moyen (17-13.5 Ma) pour le Dôme est-africain.

1.1.6 CINÉMATIQUE DE L'OUVERTURE DU RIFT EST-AFRICAIN

La cinématique actuelle du Rift est-africain est aujourd'hui bien connue grâce à de récentes études géodésiques intégrant un important jeu de données GPS et de mécanismes au foyer (e.g. Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008, 2014; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014). Le Rift est-africain constitue ainsi la limite entre trois plaques tectoniques divergentes majeures (plaques arabe, nubienne et somalienne) et, au moins, trois microplaques : la Plaque Victoria tournant de façon antihoraire par rapport à la Plaque Nubienne, la Plaque Rovuma au mouvement horaire, et l'hypothétique Plaque Lwandle. Orienté vers le nord-est, la divergence de la Plaque arabe est responsable de l'ouverture de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden. Au sud, le Rift est-africain est le résultat d'une séparation est-ouest des plaques somalienne et nubienne.

La cinématique responsable de l'initiation et du développement des rifts cénozoïques a fait l'objet de débats pendant plusieurs décennies. La source de ce débat réside essentiellement dans la variation de l'orientation des bassins de la Branche ouest, laquelle a été interprétée selon deux modèles distincts : le modèle dit "oblique" ou "décrochant" et le modèle "orthogonal" ou "extensif" (fig. 1.8).

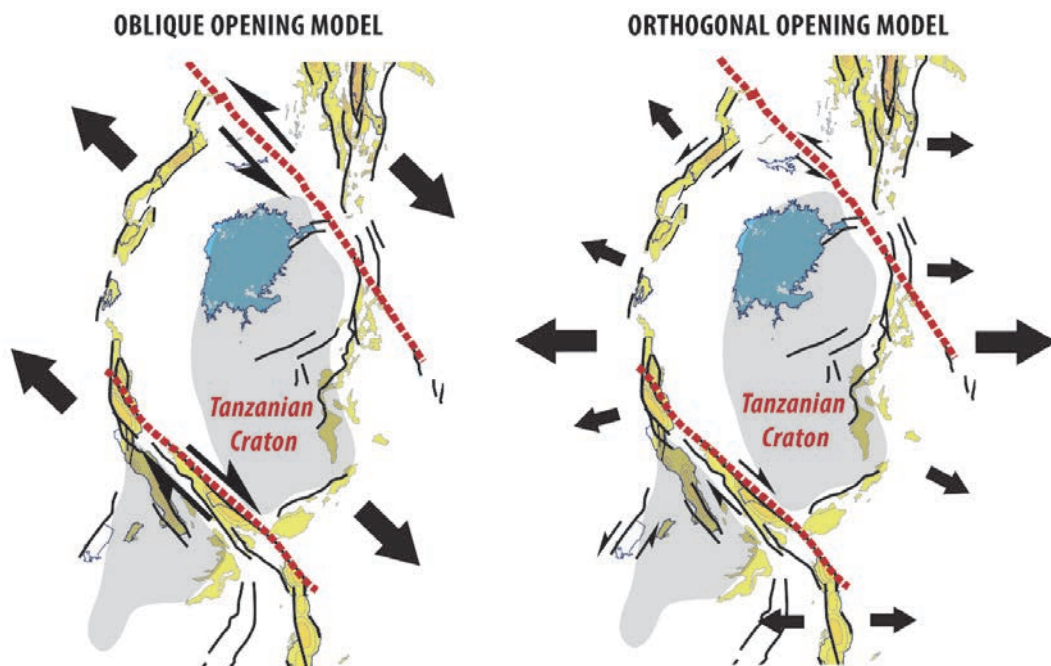


Figure 1.8 : Carte du Rift est-africain exposant les deux modèles cinématiques proposés pour expliquer la formation du Rift est-africain. *A gauche, nord-ouest – sud-est extension "oblique" avec accidents décrochants (Rift Rukwa et linéament d'Aswa) (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Chorowicz et al., 1983; Scott et al., 1989; Wheeler and Karson, 1994); à droite, modèle "d'extension" est-ouest avec des mouvements décrochant mineurs (nord-ouest – sud-est et nord-est – sud-ouest) (Morley, 19891, 999a, 1999b, 2010; Ebinger, 1989a, 1989b; Lezzar et al., 2002; Calais et al., 2006; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014). [Maps of the East African Rift System showing the two models that have been proposed to explain the system formation. To the left, Northwest-Southeast "extension" with large dextral strike-slip motion Northwest-Southeast trending structures (Rukwa Rift and Aswa Lineament) (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Chorowicz et al., 1983; Scott et al., 1989; Wheeler and Karson, 1994); to the right, East-West "oblique" extension with minor oblique slip on Northwest-Southeast and Northeast-Southwest trending segments (Morley, 19891, 999a, 1999b, 2010; Ebinger, 1989a, 1989b; Lezzar et al., 2002; Calais et al., 2006; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014).*

Le modèle "oblique" (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Kazmin, 1980; Tiercelin et al., 1988; Daly et al., 1989; Scott and Rosendahl, 1989; Chorowicz, 1990, 2005; Wheeler and Karson, 1994) consiste en la divergence de la plaque somalienne vers le sud-est dont le résultat serait la formation de zones transformantes et/ou de transfert orientées nord-ouest – sud-est (Segment Sud-Tanganyka – Rukwa – Nord-Malawi et linéament précambrien d'Aswa) et de larges rifts purement extensifs d'orientation nord-est – sud-ouest (Rift Albert).

Le modèle "extensif" (e.g. Ebinger, 1989a; Morley, 1999, 2010; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Lezzar et al., 2002; Delvaux and Barth, 2010) consiste en une extension régionale est – ouest variant localement en fonction de l'orientation des structures associées au substratum précambrien au droit duquel se développent les rifts de la Branche ouest. Dans ce modèle, les rifts, purement extensifs, s'ouvrent en réponse à une extension orthogonale aux structures héritées. Ce modèle est soutenu par les données géodésiques récentes (e.g. Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008, 2014; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014) qui témoignent de variations de direction d'extension en fonction du bassin considéré. Globalement perpendiculaire à l'orientation des bassins, ces directions sont distribuées de façon radiale autour du Craton tanzanien.

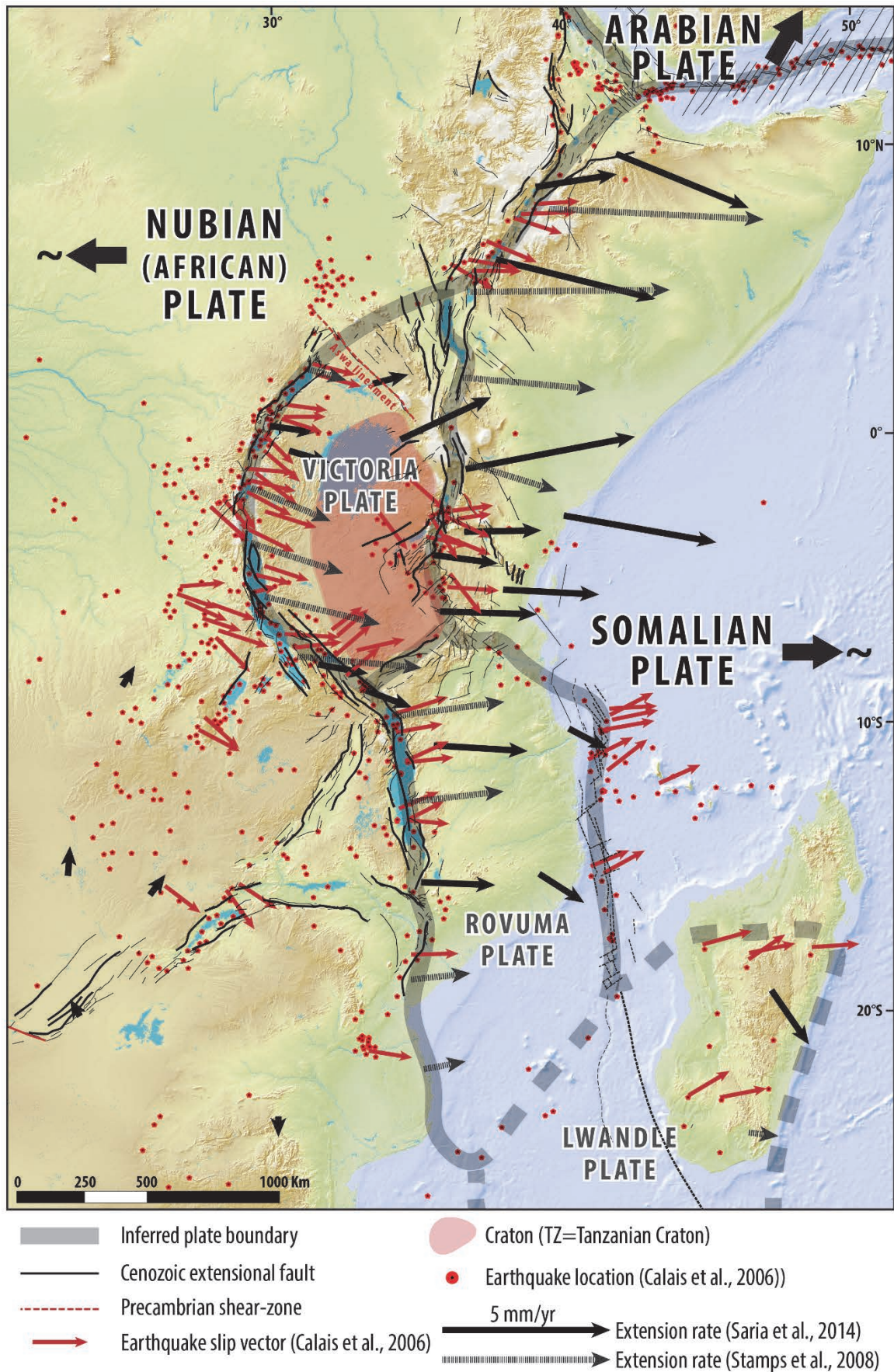


Figure 1.9 : Cinématique actuelle du Rift est-africain d'après Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014. [Present-day kinematic of the East-African rift after Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014]

1.2 CHRONOLOGIE DE L'ÉVOLUTION DES RIFTS DU DÔME EST-AFRICAÏN : PANORAMA DES BASSINS SÉDIMENTAIRES DES BRANCHES EST ET OUEST

1.2.1 INTRODUCTION

Bien que le Rift est-africain constitue l'exemple le plus remarquable d'un rift actif, la chronologie de la formation ainsi que les stades d'évolution des bassins sédimentaires qui lui sont associés sont aujourd'hui encore le sujet de nombreuses interrogations. Souvent associée à une ouverture initiée au Miocène, la formation du Rift est-africain est en fait une succession de phases extensives localement initiées dès le Paléogène en réponse à la réactivation de rifts mésozoïques (e.g. Rift créacé d'Anza).

Trois grands types de bassins sédimentaires peuvent être définis au sein du Rift est-africain en fonction de leur remplissage et de leur morphologie : (1) des bassins bordés par des épaulements de rifts importants et dont le remplissage consiste essentiellement en des roches volcaniques au sein desquels s'intercalent quelques rares intervalles de sédiments clastiques; (2) des bassins volcano-sédimentaires bordés par des épaulements plus ou moins marqués ayant parfois subi une inversion des contraintes tectoniques au cours de leur évolution; (3) des bassins quasi-exclusivement remplis par des sédiments avec peu voir pas d'intervalles volcaniques et dont les limites consistent, sur l'un ou les deux côtés, en des escarpements ou épaulements dont l'amplitude du soulèvement est plus ou moins significative. Sur la base de datation K-Ar ou Ar-Ar, l'âge du remplissage des rifts volcaniques est largement documenté (i.e. bassins de la Branche Est). Au contraire, du fait de l'absence de forages profonds et du peu d'attention portée aux données biostratigraphiques, l'âge de l'initiation et la chronologie de l'évolution des bassins exclusivement sédimentaires est peu contraint (i.e. bassins de la Branche ouest).

Sur la base d'une compilation des âges disponibles dans la bibliographie (fig. 1. 10), une synthèse de la chronologie de l'évolution des bassins sédimentaires du Rift est-africain est proposée ci-après. L'objectif est d'observer s'il existe une tendance générale du style de déformation ainsi qu'une éventuelle isochronicité des événements majeurs marquant l'évolution des différents rifts constituant le Rift est-africain. Les différentes localités géographiques utilisées ci-après sont compilées sur les figures 1.11, 1.14, 1.16, 1.18 & 1.20.

WESTERN BRANCH

NORTH TANZANIAN DIVERGENCE

South

EASTERN BRANCH

North

South

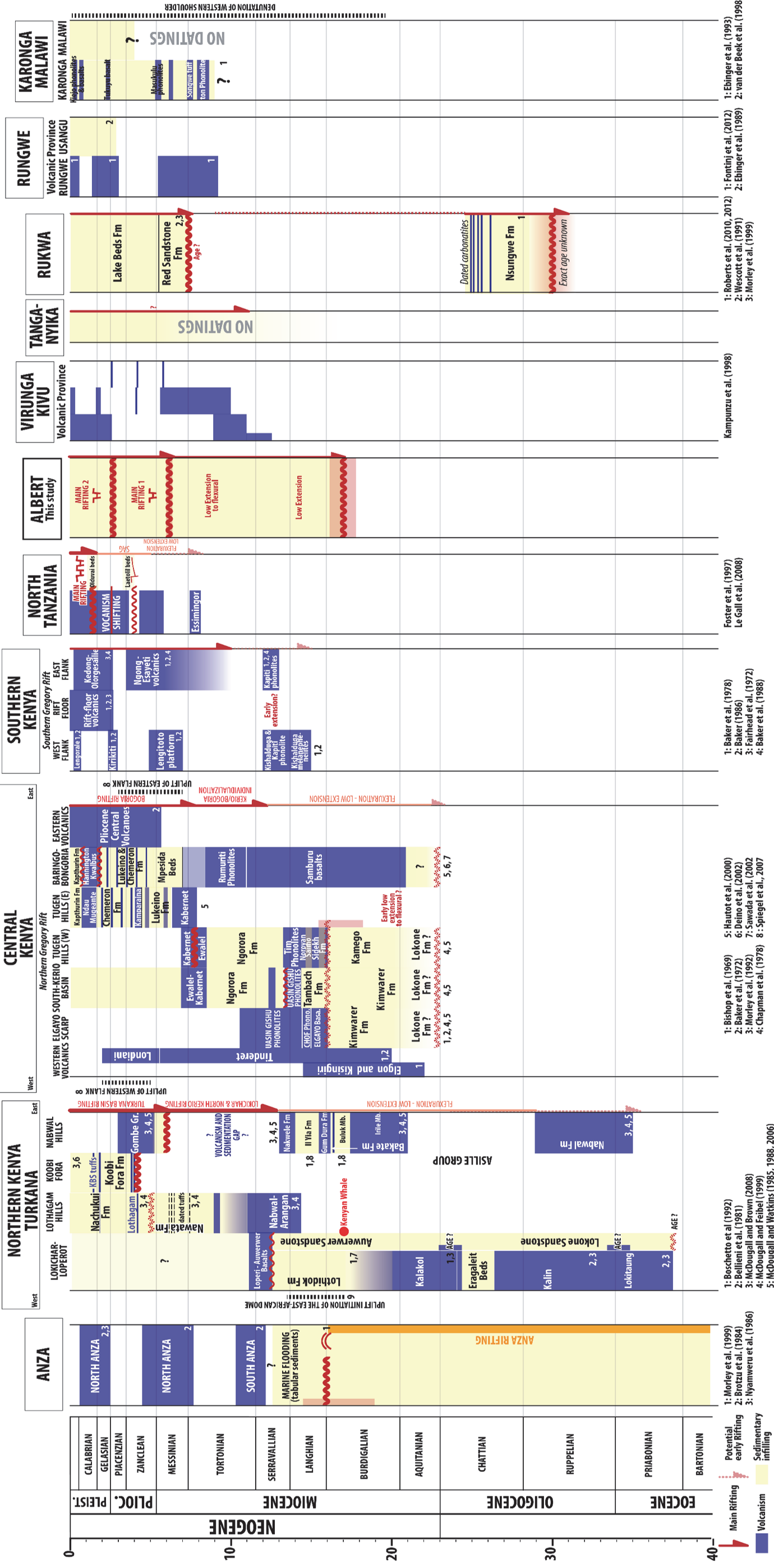


Figure 1.10 : Charte synthésisant les principaux stades d'évolution des rifts de la branche ouest et de la branche est du Rift est-africain en fonction de l'âge de leur remplissage sédimentaire et volcanique (basée sur une synthèse bibliographique, références sur la figure). [Synthetic chart of the initiation and the main stages of evolution of the rift basins of the Western and Eastern branches of the East-African Rift System based on the age of their sedimentary and volcanic infilling (based on a bibliographic synthesis, references on the figure).]

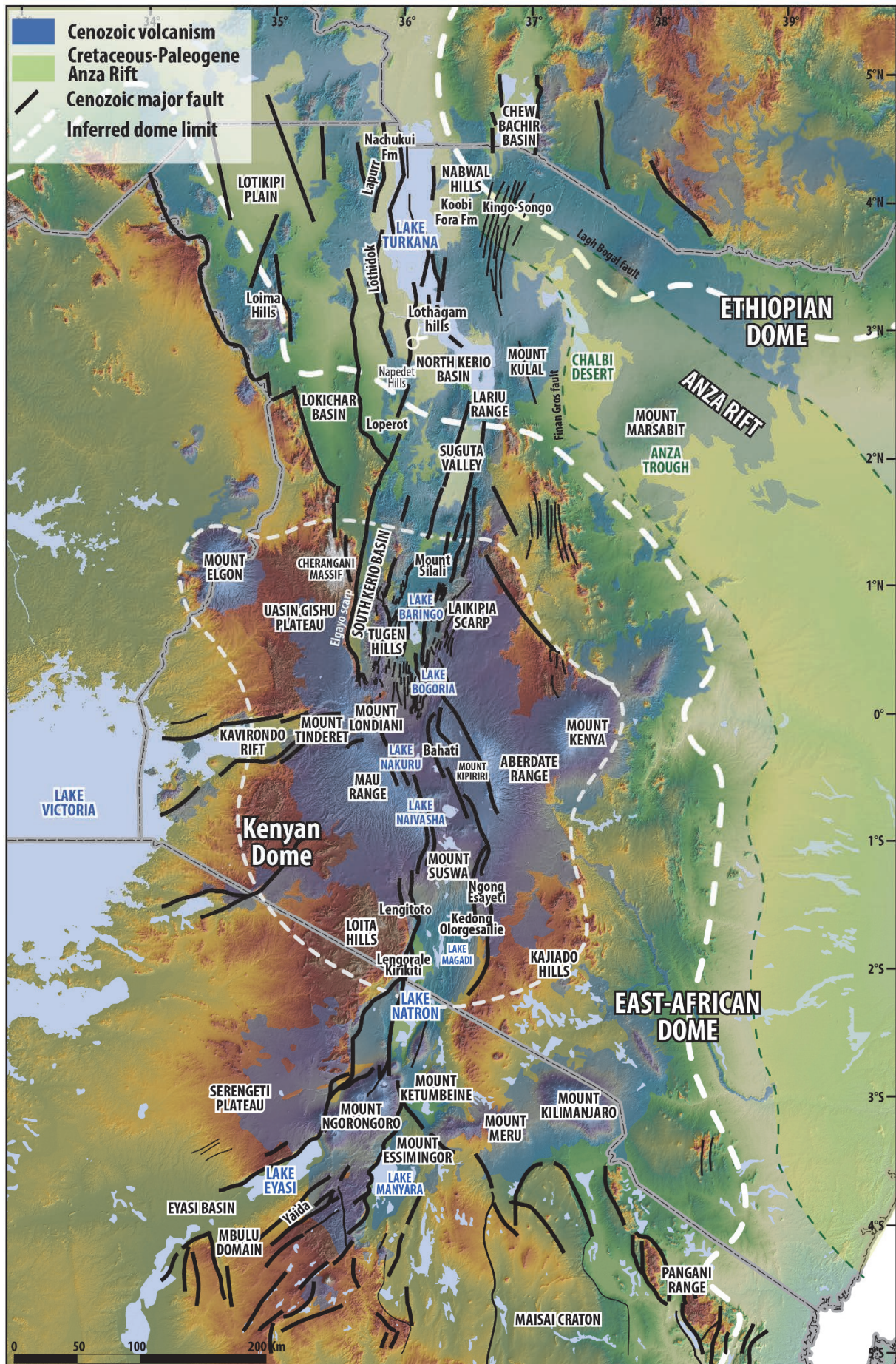


Figure 1.11 : Modèle numérique de terrain de la branche est du Rift est-africain. Volcanisme modifié d'après *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Baker et al., 1970, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Chapman et al., 1978; Baker, 1986, 1988; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Westcott et al., 1999; Mugisha et al., 1997; Morley, 1999; Hautot et al., 2000; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; Le Gall et al., 2008; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2011; cette étude. [Digital elevation model of the Eastern Branch of the East African Rift System. Volcanism contours modified after *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Faults location after e.g. Baker et al., 1970, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Chapman et al., 1978; Baker, 1986, 1988; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Foster et al., 1997; Westcott et al., 1999; Mugisha et al., 1997; Morley, 1999; Hautot et al., 2000; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; Le Gall et al., 2008; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2011; this study.]

1.2.2 LE RIFT CRÉTACÉ D'ANZA

Obliques aux rifts cénozoïques est-africains orientés nord-sud au nord du Kenya (e.g. Rift Turkana), les rifts nord-ouest – sud-est du Sud-Soudan et d'Anza constituent des témoins d'une phase d'extension active du Crétacé au Paléogène.

Localisé au sud-est de l'actuel Lac Turkana, le Rift (ou graben) d'Anza forme une dépression orientée nord-ouest – sud-est longue d'environ 500 km et large de 130 km au nord-ouest de laquelle les évidences d'extension s'atténuent (amincissement). La province volcanique de Marsabit individualise deux zones géographiques ayant fait l'objet d'acquisitions géophysiques (lignes sismiques et puits, Amoco; Bosworth and Morley, 1994; Morley et al., 1999b) : le Désert de Chalbi au nord-ouest et une zone de plus grande étendue au sud-est, au sein de laquelle se distinguent, (i) à l'ouest, le bassin de Kaisut et, (ii) à l'est, entre une série de blocs basculés ("*Intermediate tilted blocks*", Morley and Bosworth, 1999) et la faille bordière de Lagh Bogal, la dépression d'Anza ("*Anza Trough*"). Entre les failles bordières de Finan-Gros à l'ouest et de Lagh Bogal à l'est, le remplissage sédimentaire atteint 7 km d'épaisseur au sein de dépocentres dont la localisation est contrôlée par des failles.

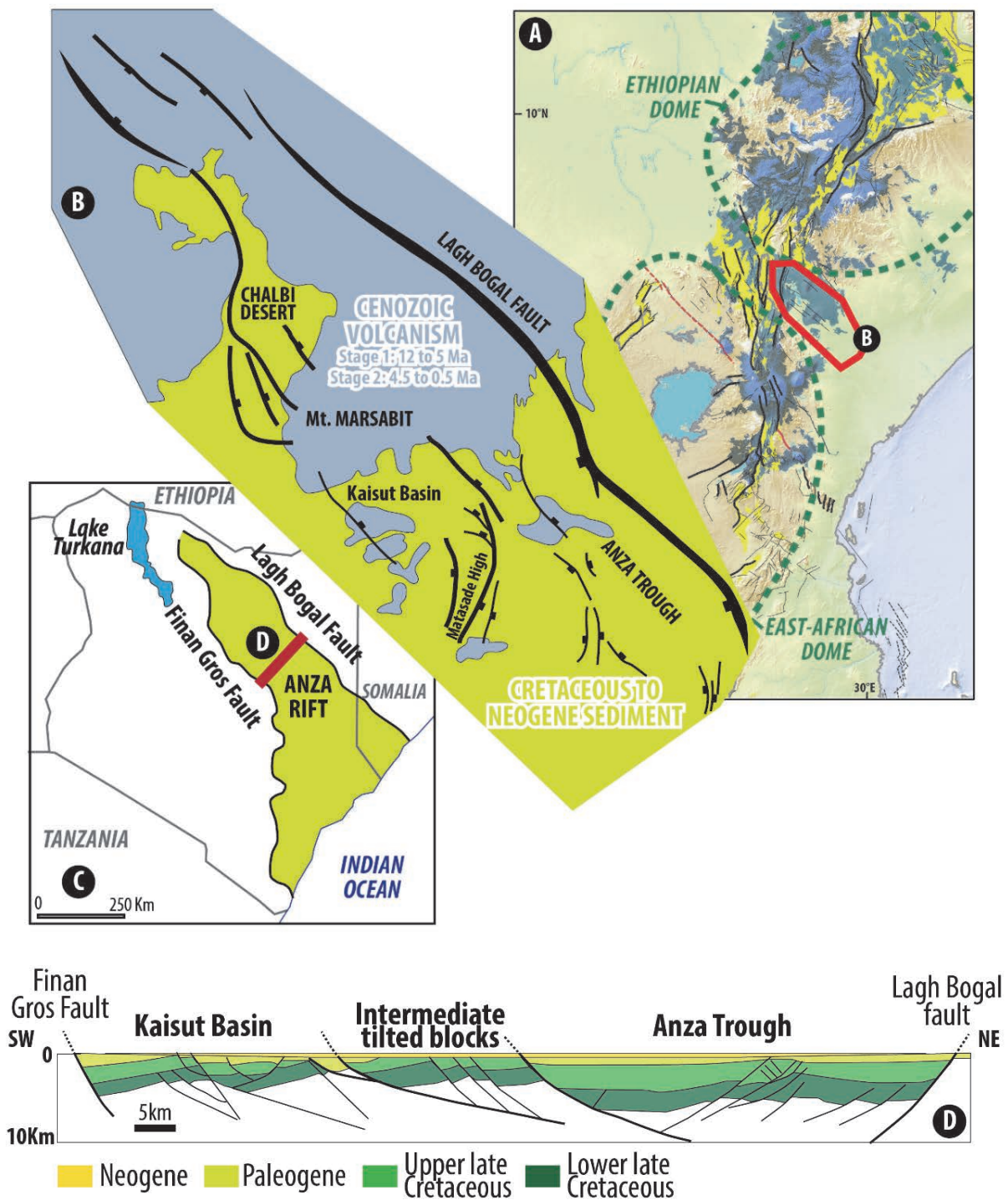


Figure 1.12 : (A) & (C) Carte de localisation du rift crétaé d'Anza. (B) Carte structurale du nord-ouest du rift d'Anza (modifié d'après Morley et al., 1999c). (D) Coupe géologique sud-ouest – nord-est du rift d'Anza basée sur l'interprétation d'une ligne sismique 2D (modifié d'après Morley et al., 1999c; localisation sur la carte (C). [(A) & (C) Location map of the Cretaceous Anza Rift. (B) Structural map of the northwestern Anza Rift (modified after Morley et al., 1999c). (D) Southwest – northeast geological cross-section of the Anza Rift based on 2D seismic line interpretation (modified after Morley et al., 1999c)]

Sur la base d'interprétations sismiques et de données de puits, les sédiments les plus anciens sont identifiés au nord-ouest (Désert de Chalby) où le socle précambrien est surmonté par des carbonates lacustres et des sables éoliens néocomiens sur lesquels reposent en discordance des sédiments aptiens à albiens. Partout ailleurs, le remplissage consiste essentiellement en des séries sédimentaires lacustres et fluvio-deltaïques datées du Crétacé supérieur au Paléogène (indifférencié) au sein desquelles s'intercalent des dépôts marins qui suggèrent des incursions de l'Océan Indien via le "Lamu Embayment" au Cénomaniens et au Maastrichtien inférieur (Bosworth and Morley, 1994; Morley et al., 1999b; fig. 1.13).

L'apparente complexité structurale du Rift d'Anza témoigne d'une géométrie ayant considérablement évoluée au cours du temps. Alors que la partie centrale du rift est caractérisée par une activité au Crétacé supérieure de la faille de Lagh Bogal, le sud-ouest du bassin ne montre que des mouvements verticaux significatifs qu'au Paléogène, indiquant ainsi une migration de l'extension vers le sud (fig. 1.13). D'axe parallèle au rift, les grandes structures anticlinales observées au sein de des données sismiques de la dépression d'Anza sont le résultat de l'alternance d'épisodes d'extension et d'inversion ayant affecté la région au cours du Paléogène (Morley et al., 1999b).

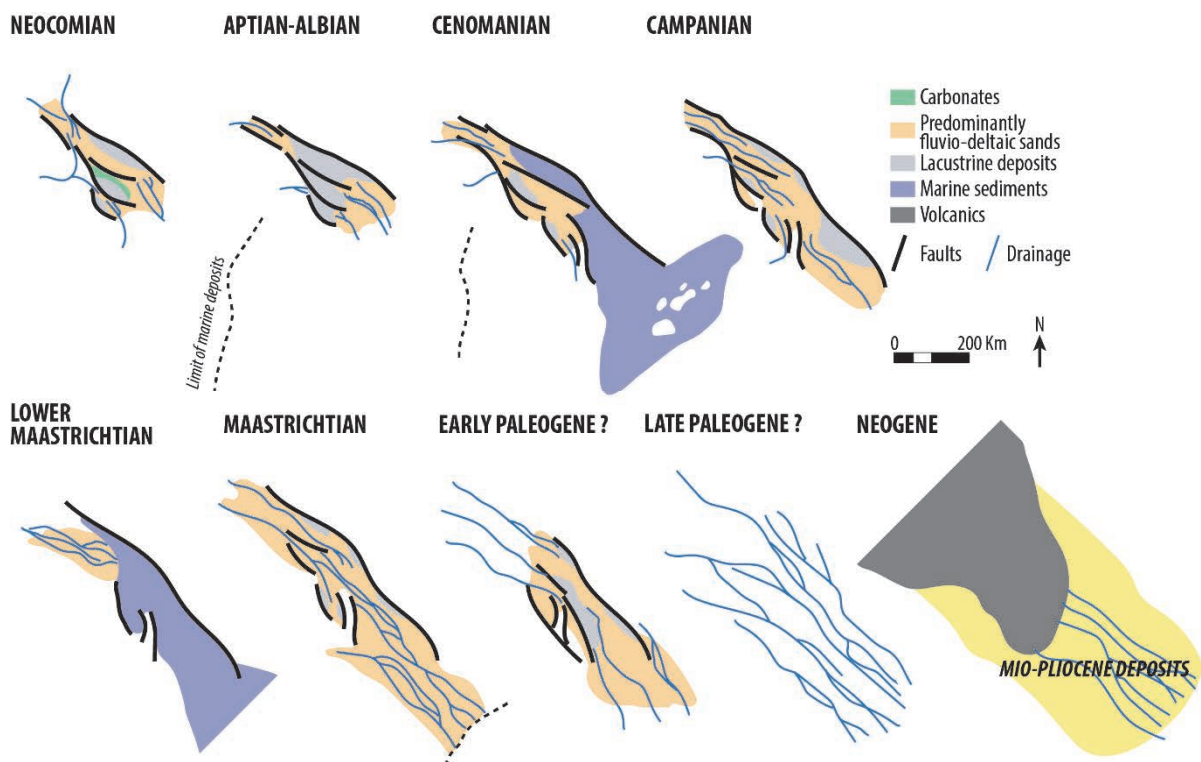


Figure 1.13 : Evolution du rift d'Anza basée sur un ensemble de données sismiques et de puits (modifié d'après Morley et al., 1999c). [Evolution of the Anza Rift based on a dataset of seismic lines and wells (modified after Morley et al., 1999c).]

D'une épaisseur de 300 à 600 m, les séries sédimentaires du Mio-Pliocène reposent en discordance sur les dépôts antérieurs. Cette discordance témoigne de l'absence d'activité tectonique significative après le Paléogène, le bassin subsidant dès lors en réponse au refroidissement de la lithosphère (bassin SAG; Morley et al., 1999b). Trois épisodes volcaniques sont enregistrés du Miocène moyen à l'Actuel (fig. 10), le premier entre 10 et 12 Ma, le second entre 7.7 et 4.5 Ma et le troisième entre 2.1 et 0.6 Ma (Brotzu et al., 1984).

1.2.3 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES A ÉPAULEMENTS PEU MARQUÉS : LES RIFTS NORD-KENYANS

Localisés entre les dômes éthiopien et est-africain au sein d'une dépression d'orientation nord-ouest - sud-est (la dépression Omo-Turkana parallèle aux rifts crétacés-paléogènes du Sud-Soudan et d'Anza), les Rifts nord-kenyans (du nord au sud: Rifts de Lokitipi-Gatombe, du Turkana, de Lokichar et de Kerio-Nord) forment une succession d'hémi-grabens depuis la plaine de Lotikipi jusqu'au sud du Lac Turkana (fig. 1.14). Dans ces bassins, la sédimentation a été interrompue par des épisodes volcaniques dont les datations (Bellieni et al., 1981; Zanettin et al., 1983a; McDougall and Watkins, 1988, 2006; Boschetto et al., 1992; Morley et al., 1992a, 1999c; Wescott et al., 1999; McDougall and Feibel, 1999; McDougall and Brown, 2006, 2009; McDougall et al., 2012) permettent de contraindre l'âge et l'évolution du remplissage sédimentaire des rifts de cette région qui constituent l'intersection entre le système de rifts crétacés-paléogènes d'Afrique centrale (dont le rift d'Anza fait partie) et le Rift est-africain cénozoïque.

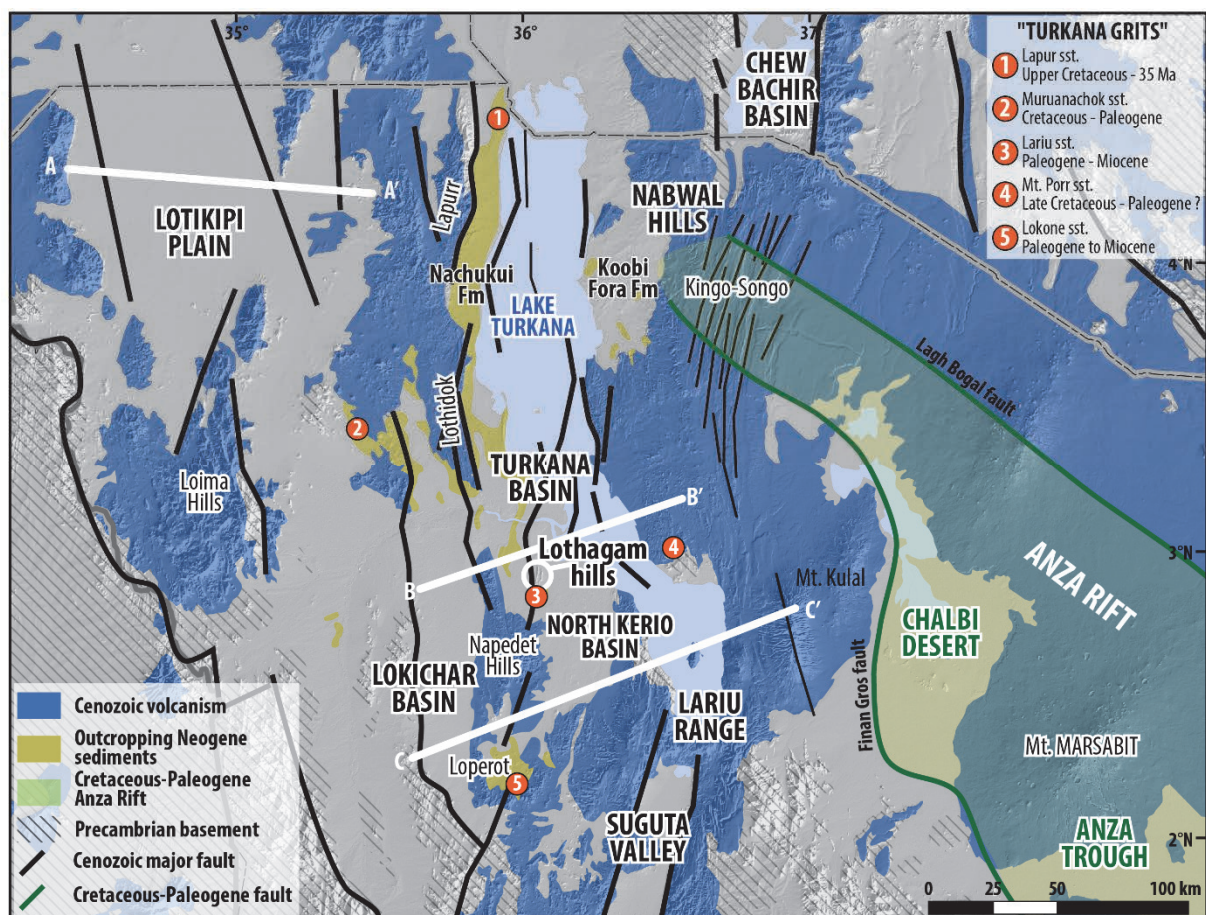


Figure 1.14 : Contexte géographique, géologique et structural des Rifts nord-kenyans. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Morley, 1999; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Geographical, geological and structural context of the Northern Kenyan Rifts. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults location after e.g; Morley et al., 1992, 1999; Rosendahl et al., 1992; Morley, 1999; Le Gall and Vetel, 2005; Vetel and Le Gall, 2006; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; this studied.]

Bien que l'enregistrement des séries sédimentaires et volcaniques soit partiel (en surface et en subsurface), la compilation des données de l'imposante littérature focalisée sur les Rifts nord-kenyans permet de synthétiser les principales étapes de l'évolution de cette région (fig. 1.11). Décrite de façon succincte ci-après, cette évolution est représentée de façon très schématique à travers des coupes restaurées (modifiées d'après Morley et al., 1992a; fig. 1.15) des rifts de Kerio-sud et Lokichar qui constituent les bassins sédimentaires les plus anciens associés au rifting (cénozoïque) est-africain dans son ensemble.

1.2.3.1 Éocène supérieur – Oligocène supérieur : extension précoce, réactivation des rifts crétacés-paléogènes

Précédant l'individualisation des Rifts nord-kenyans, le volcanisme de cette région est daté dès 35 Ma de la plaine de Lotikipi (fig. 1.15A) et des reliefs de Lothidok et Lapurr à l'ouest ("*Lokitaung and Kalin basalts*"; Bellieni et al., 1981; Davidson, 1983; Zanettin et al., 1983; Boschetto et al., 1992; Wescott et al., 1999; McDougall and Brown, 2009; fig. 1.10) aux collines de Nabwall et du Plateau de Kingo-Songo à l'est ("*Nabwal Formation*", McDougall and Feibel, 1999; McDougall and Brown, 2009; McDougall et al., 2012, fig. 1.10). Ces basaltes surmontent en discordance des sables arkosiques d'âge Crétacé supérieur (Turonien – Campanien inférieur) à Éocène ("*The Turkana Grits*", voir les synthèses de Tiercelin et al., 2012a, 2012b). De compositions minéralogiques équivalentes, ces deux provinces volcaniques aujourd'hui distinctes géographiquement formaient un unique ensemble s'étendant de l'est de l'actuel Lac Turkana à la Plaine de Lotikipi. Se poursuivant jusqu'à 25 Ma, cet important épandage basaltique est associé à un régime extensif précoce antérieur au rifting responsable de la formation des bassins nord-kenyans et probablement lié à la réactivation du rift crétacé-paléogène d'Anza (Morley et al., 1999b; Vetel and Le Gall, 2006; McDougall and Brown, 2009; fig. 1.15B-C). Cet épisode volcanique précoce est également enregistré au sud de l'Éthiopie ("*Amaro Horst*") entre 45 et 35 Ma suggérant ainsi une migration de la déformation éo-oligocène vers le sud (WoldeGabriel et al., 1991; Ebinger et al., 1993, 2000; George et al., 1998).

1.2.3.2 Oligocène supérieur – Miocène moyen : initiation des Rifts nord-kenyans, phase flexurale (SAG)

L'initiation des Rifts nord-kenyans ne débute qu'aux alentours de l'Oligocène terminal – Miocène inférieur (≈ 25 Ma; Morley et al., 1999c) avec une phase d'extension modérée, voire de flexuration (bassin SAG). Bien que commençant probablement à se former durant cette période, les héli-grabens aujourd'hui identifiés sur les données sismiques (Dunkelman et al., 1989; Morley et al., 1992a, 1999c) ne s'individualisent que bien après au regard (1) de l'âge et la similarité des séries

volcaniques de Kalakol à l'est (Boschetto et al., 1992; McDougall and Brown, 2008) et de Irile à l'ouest (McDougall, 1985; McDougall and Watkins, 1985, 1988, 2006; McDougall and Feibel, 1999); (2) de l'âge et la biostratigraphie des formations sédimentaires de Lothidok à l'ouest (Leakey and Leakey, 1987; Boschetto et al., 1992) et de Buluk et Il Yia à l'est (collines de Nabwall; Leakey and Walker, 1985a, 1985b; Boschetto et al., 1992) et (3) de l'âge des séries volcaniques de Loperi à l'ouest, de Nabwal-Arangan au centre, (collines de Lothagam) et de Nakwele à l'est (fig. 1.10 & fig. 1.15B-C). La contemporanéité de ces différents épisodes d'activité volcaniques et de sédimentation dans la zone des Rifts nord-kenyans témoignent de l'existence d'un bassin de grande superficie orienté nord-sud qui s'étendait de l'est de l'actuel Lac Turkana au bassin de Lokichar de la fin de l'Oligocène au Miocène Moyen (≈ 12 Ma) (fig. 1.15B-C). Les formations sédimentaires de Lothidok, Auwerwer et de Buluk-II Yia témoignent de l'existence d'un système fluvial s'écoulant principalement selon un sens est-ouest à nord-sud et dont l'initiation résulte potentiellement d'un soulèvement significatif du Dôme est-africain entre 17 Ma et 13.5 Ma (Wichura et al., 2010, 2015), synchrone à l'initiation des Rifts nord-kenyans.

1.2.3.3 Miocène moyen – Miocène terminal/Pliocène inférieur: période de rifting majeur, individualisation des bassins de Lokichar et Kerio-Nord

Au nord de la dépression Omo-Turkana, aucun épisode d'activité volcanique ou de sédimentation n'est enregistré à l'ouest ou à l'est entre le Miocène Moyen (≈ 9 Ma) et le début du Pliocène (≈ 4 Ma) (McDougall and Brown, 2009; McDougall et al., 2012; fig. 1.10), suggérant ainsi une phase d'érosion et/ou le début du soulèvement des épaulements du proto-rift Turkana où affleurent les séries volcano-sédimentaires oligo-miocènes et plio-pléistocènes. Au contraire, au sud de l'actuel Lac Turkana, les données sismiques couplées aux affleurements de la formation sédimentaire de Nawata, sur le horst de Lothagam ("*Lothagam Hills*"; McDougall and Feibel, 1999) témoignent de l'individualisation des bassins de Lokichar et Kerio-Nord qui forment alors une succession d'hémi-grabens au pendage orienté vers l'ouest (fig. 1.15B-C). Le soulèvement par la faille de Lokichar du horst constituant la limite est du bassin du même nom explique l'érosion des sédiments contemporains à la formation de Nawata et leur absence à l'affleurement (Morley et al., 1992a, 1999c; Morley, 1999d).

1.2.3.4 Plio-Pléistocène : formation du Rift Turkana et inversion des contraintes

Délimitées à leur base par une discordance, la Formation de Nachukui à l'ouest (contact discordant avec la Formation de Nawata incertain; Leakey et al., 1996; McDougall and Feibel, 1999) et les séries volcano-sédimentaires de Koobi-Fora et de Gombe à l'est (McDougall and

Watkins, 1985, 1988, 2006) témoignent de l'individualisation du bassin du Turkana entre 6 et 4 Ma et, plus probablement, à 4.2 Ma (McDougall et al., 2012) ; (fig. 1.10 & fig. 1.15B-C). Vers 2.5 Ma, un pic d'activité volcanique enregistré dans tout le bassin (i.e. tuff de Lokalalei et tuffs sus-jacent, McDougall et al., 2012) associé à une inversion localisée (rotation des contraintes de N90° vers N110°; Morley and Wigger, 1999; Le Gall et al., 2005) marque une phase de déformation extensive à transpressive tardive (Morley and Wigger, 1999; Le Gall et al., 2005).

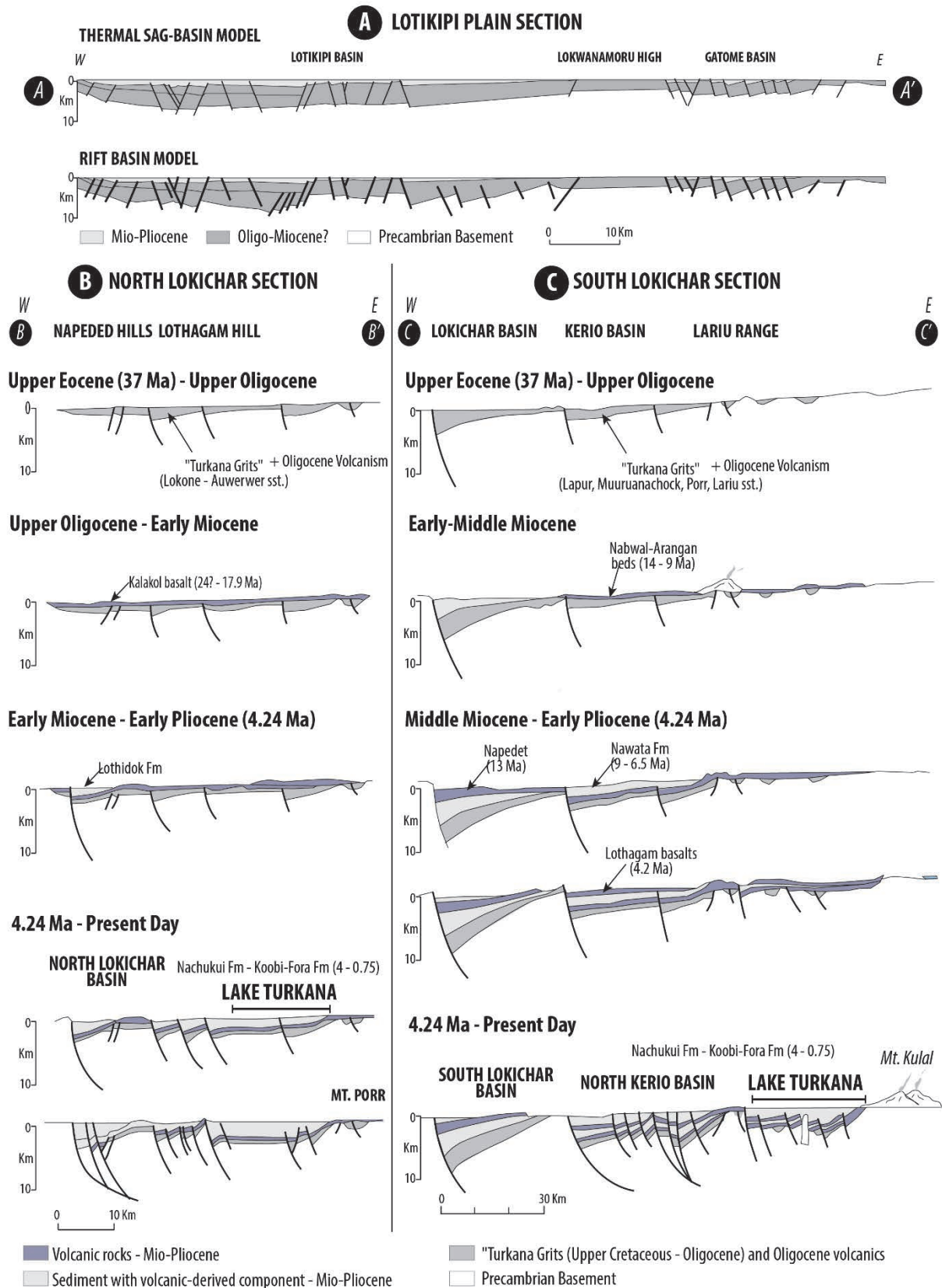


Figure 1.15 (A) Coupes géologique est-ouest de la plaine de Lotikipi basée sur des données d'affleurement et une ligne sismique 2D (modifié d'après Wescott et al., 1999; localisation sur la figure 1.14). (B) & (C) Coupes évolutives sud-ouest-nord-est du nord (B) et du sud (C) du bassin de Lokichar (modifié d'après Morley et al., 1992). [(A) East-West geological cross-section of the Lotikipi Plain based on surface data and a 2D seismic line (modified after Wescott et al., 1999). (B) & (C) Southwest – Northeast cross-sectional evolution of the northern (B) and southern (C) Lokichar basin (modified after Morley et al., 1992).]

1.2.4 RIFTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFTS KENYANS CENTRAUX (RIFTS KERIO-SUD ET BARINGO-BONGORIA)

Orienté nord-nord-est – sud-sud-est et localisé au sud du bassin de Lokichar et du graben de Suguta (fig. .16), le Rift Kenyan Central (qui comprend les Rifts de Kerio-sud et Baringo-Bongoria) forme une succession de deux hémi-grabens séparés par la faille de Saimo responsable du soulèvement d'un horst où se trouvent aujourd'hui les collines de Tugen. Ces deux sous-ensembles sont bordés, à l'ouest, par l'escarpement d'Elgayo, en totalité recouvert par les phonolites du Miocène moyen qui forment le Plateau de Uasin-Gishu, et, à l'est, par l'escarpement de Laikipia sur lequel affleurent les phonolites de Rumiri (contemporaines à celle de Uasin-Gishu) ainsi qu'un ensemble volcanique d'âge Mio-Pliocène (fig. 16). Constituant le prolongement sud des Rifts nord-kenyans, les Rifts kenyans centraux sont remplis par des séries volcano-sédimentaires dont l'âge et l'évolution sont bien contraints (Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992a, 1999c; Mugisha et al., 1997; Morley, 1999b; Hautot et al., 2000; Deino et al., 2002; Sawada et al., 2002; fig. 1.10).

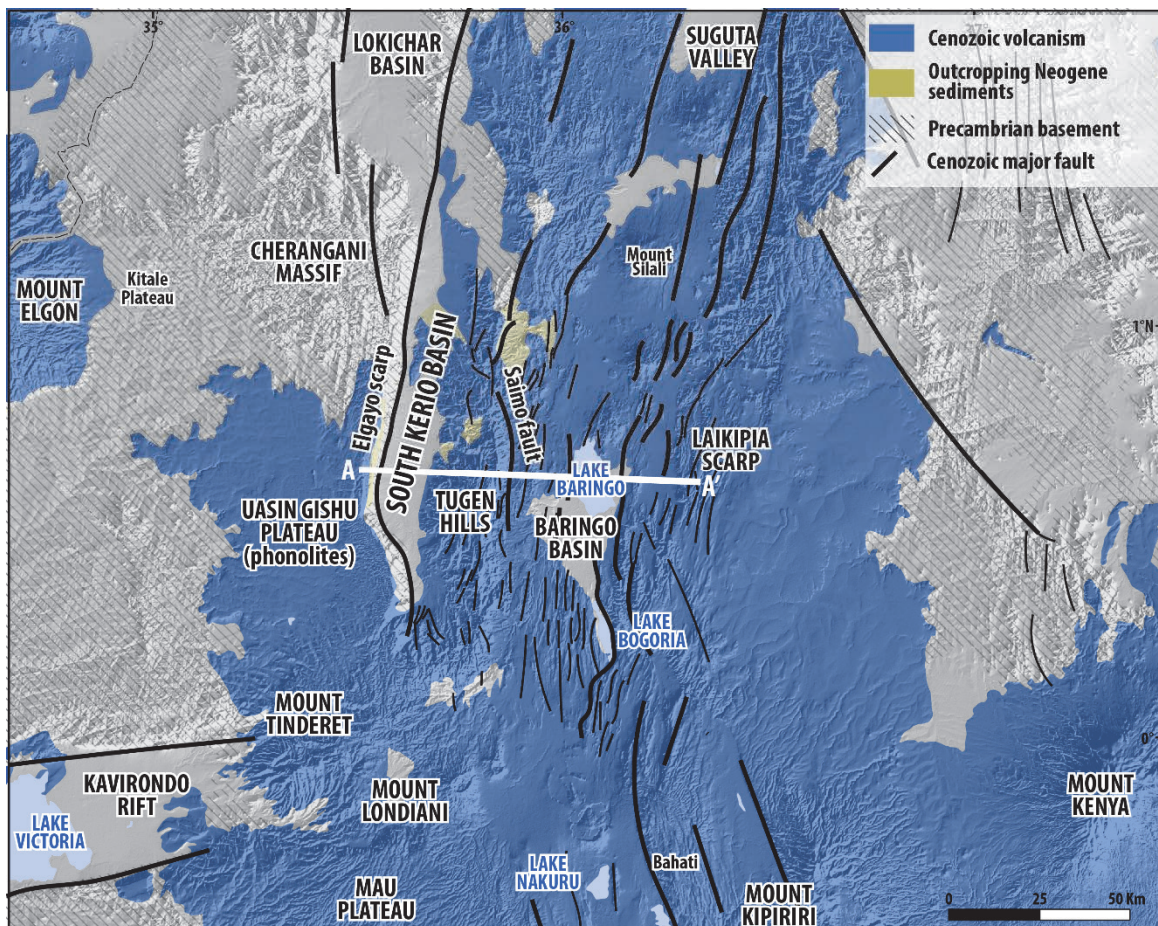


Figure 1.16 : Contexte géographique, géologique et structural des Rifts kenyans centraux. Volcanisme modifié d'après The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992, 1999; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; cette étude. [Geographical, geological and structural context of the Central Kenyan Rifts. Volcanism modified after The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2010. Faults location after Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992, 1999; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000; The Tectonic Map of Africa, Milesi et al., 2011; this studied.]

Comme pour les Rifts nord-kenyans, l'évolution des rifts de Kerio-sud et de Baringo-Bongoria est présentée ci-après de façon schématique à travers la restauration d'une coupe ouest – est s'étendant de l'escarpement d'Elgayo à celui de Laikipia (inspirée et modifiée d'après Chapman and Brook, 1978; Morley et al., 1992a; Hautot et al., 2000; fig. 1.17).

1.2.4.1 Paléogène (Éocène supérieur ?) – Miocène inférieur : extension modérée / flexuration; initiation des Rift de Kerio-sud et Baringo-Bongoria

L'évolution du Rift kenyan central est relativement semblable à celle du Rift de Lokichar localisé plus au nord. Au Paléogène, une phase d'extension modérée précoce initie la formation d'un bassin s'étendant au-delà des escarpements actuels, comme le démontre la présence de sédiments d'âge Paléogène sur l'escarpement d'Elgayo (Chapman et al., 1978) ; (fig. 1.17). Pendant cette période, le remplissage du bassin consiste en des grès fluviodeltaïques ("*Kiwarer Formation*"; e.g. Walsh, 1969; Chapman et al., 1978; Tiercelin et al., 2004a, 2004b, 2012a, 2012b). Ces sédiments paléogènes sont reconnus du rift de Kerio-sud aux collines de Tugen, et jusque dans le bassin de Baringo-Bongoria ("*Kamego Formation*"; e.g. Lippard, 1972; Chapman et al., 1978; Tiercelin et al., 2012a) au-dessous des basaltes de Samburu, dont l'éruption, entre 21 et 11 Ma (voir synthèse de Hautot et al., 2000), prédate leur dépôts (fig. 1.10). Du fait de la qualité toute relative des données sismiques disponibles dans la région (Morley et al., 1992a; Mugisha et al., 1997), les travaux antérieurs divergent vis-à-vis de la géométrie initiale de ce bassin paléogène – miocène inférieur. Alors que Chapman et al., (1978) et Mugisha et al., (1997) suggèrent l'existence d'un grand bassin flexural (SAG) sans fracturation majeure, Morley et al. (1992) avance l'hypothèse d'un grand hémigraben (s'étendant de l'escarpement d'Elgayo à celui de Laikipia) dont le maximum d'accommodation, localisé à l'ouest, serait contrôlé par l'activité précoce de la faille bordière d'Elgayo. Nous privilégions l'interprétation d'Hautot et al. (2000) qui consiste en un bassin de type SAG au sein duquel commencent à se former deux hémigrabens au droit de failles majeures localisées à l'ouest (au droit de l'actuel escarpement d'Elgayo) et au centre du Rift kenyan central, sur la bordure est des collines de Tugen (Faille de Saimo) ; (fig. 1.17).

1.2.4.2 Miocène inférieur – Miocène Moyen: épisode volcanique régional - épanchement de phonolites et de basaltes

À partir de 16 Ma, une activité volcanique intense est responsable de l'épanchement de basaltes et de phonolites sur une superficie considérable, du Plateau de Uasin-Gishu aux plateaux localisés à l'est de Laikipia (Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992a, 1999; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000). Probablement en discordance sur les sédiments sus-jacents, ces séries volcaniques

varient sensiblement d'est en ouest. Sur la bordure est du bassin de Kerio-sud, les basaltes d'Elgayo sont surmontés par les phonolites de Hof (≈ 15 Ma; Hautot et al., 2000) et de Uasin Gishu (13.6 - 11 Ma; Bishop et al., 1969; Baker et al., 1971). Au centre du bassin, elles surmontent la formation sédimentaire de Tambach (Chapman et al., 1978). Aux alentours des actuelles collines de Tugen, les grès de Kamego d'âge Paléogène – Miocène inférieur (équivalent de la Formation de Kimwarer) sont surmontés par la succession volcano-sédimentaire discordante de Sidekh (16 – 14.4 Ma) puis par les phonolites de Tim (14.3 – 13.1 Ma) (fig. 1.10). Plus à l'est, au sein du bassin de Baringo-Bongoria, la succession volcanique consiste essentiellement en des basaltes (Samburu Basalt 21 - 11 Ma) et des phonolites (Phonolites de Rumuriti; 12 – 10.3 Ma) d'âge équivalent à celles localisées au centre et à l'ouest du Rift kenyan central (Chapman et al., 1978; Hautot et al., 2000) ; (fig. 1.10 & 1.17).

1.2.4.3 Miocène moyen – Miocène supérieur : extension, individualisation des rifts de Kerio-sud et Baringo-Bongoria

Probablement initiée dès la fin de l'épisode volcanique du Miocène inférieur – Miocène moyen, une phase de déformation majeure affecte le bassin de Kerio-sud au Miocène moyen - Miocène supérieur, notamment sur la bordure ouest où le soulèvement de l'escarpement d'Elgayo, alors soumis à l'érosion, constitue la principale source de sédiment du bassin (Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000) ; (fig. 1.17). C'est pendant cette épisode de rifting que se dépose (en concordance) une épaisse série fluvio-lacustre, la Formation de Ngorora (13.1 – 8.5 Ma; Chapman et al., 1978; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000; fig. 1.10). Au Miocène supérieur, un épisode volcanique est responsable du dépôt de phonolites et de trachytes (phonolites d'Ewalel et trachytes de Kabernet; 8.5 – 7 Ma; fig. 1.10 & 1.17) qui scellent la formation de Ngorora (Chapman and Brook, 1978; Chapman et al., 1978). La déformation s'atténue dans le bassin où la subsidence est dès lors le résultat d'une extension modérée/flexuration (fig. 1.17).

Au centre, le soulèvement du horst de Tugen en réponse à la réactivation de la faille Saimo entraîne l'individualisation des deux héli-grabens initiés dès la phase de déformation précoce paléogène et dont l'évolution montre dès lors de significatives différences. La bordure est du bassin de Baringo-Bongoria consiste en un ensemble de failles orientées nord-sud parallèles à la faille bordière de Laikipia et responsables de la formation de petits fossés d'effondrement (fig. 1.17). La subsidence est moindre dans le bassin de Baringo-Bongoria dont la géométrie s'apparente plus à une flexuration dans laquelle se dépose la formation essentiellement volcanique (trachytes) de Tasokwan (7.6 – 6.6 Ma; Chapman and Brooke, 1978; fig. 1.10 & 1.17).

1.2.4.4 Pliocène-Pléistocène : focalisation de la déformation dans le bassin de Baringo-Bongoria, deuxième phase de rifting

À la fin du rifting miocène moyen – miocène supérieur, à l'interface mio-pliocène, la déformation se focalise dans le bassin de Baringo-Bongoria (Morley et al., 1992a; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000) où se déposent les "*Mpesida beds*" (≈ 7 Ma) et la Formation de Lukeino (6.5 – 5.7 Ma; Deino et al., 2002; Sawada et al., 2002); (fig. 1.10 & 1.17). Largement fracturés, la formation sus-jacente de Chemeron (5.7 – 2 ? Ma) et les basaltes de Kaparaina (5.7 – 5.7 Ma; Deino et al., 2002; Sawada et al., 2002) témoignent d'une nouvelle phase de déformation intense au début du Pliocène (4-5 Ma) responsable de la l'effondrement de la partie centrale du bassin ("*graben within graben*": Lukeino and Chemeron Basins; Morley et al., 1992a; Le Gall et al., 2000; fig. 1.17). Discordants sur la Formation de Chemeron (Hautot et al., 2000), les basaltes de Kwaibus et les trachytes de Hannington constituent potentiellement des témoins d'une reprise tardive de la déformation au Pléistocène. Cette période de déformation peut être subdivisée en deux phases au regard de la succession volcano-sédimentaire : une première entre ≈ 2 et 0.8 Ma et une seconde entre 0.8 Ma et aujourd'hui, soit pendant le dépôt de la formation de Kapthurin, laquelle repose en discordance sur les volcanites de Hannington (1 Ma; Hautot et al., 2000).

Au regard des données thermochronologiques (Spiegel et al., 2007), le soulèvement des escarpements du Rift Kenyan Central serait contemporain à cette période de déformation plio-pléistocène. En effet, après une dénudation enregistrée à la fin du Crétacé (refroidissement rapide; Rifting d'Anza) aucune évidence de soulèvement des escarpements n'est enregistrée jusqu'à la fin du Miocène où une rapide phase de refroidissement (traces de fission sur apatites et analyses U-Th/He) est enregistrée. Estimé avoir lieu entre 7-4 Ma à l'est et entre 5-2 Ma à l'ouest, le soulèvement des escarpements est relativement récent, indiquant ainsi une déformation maximale tardive.

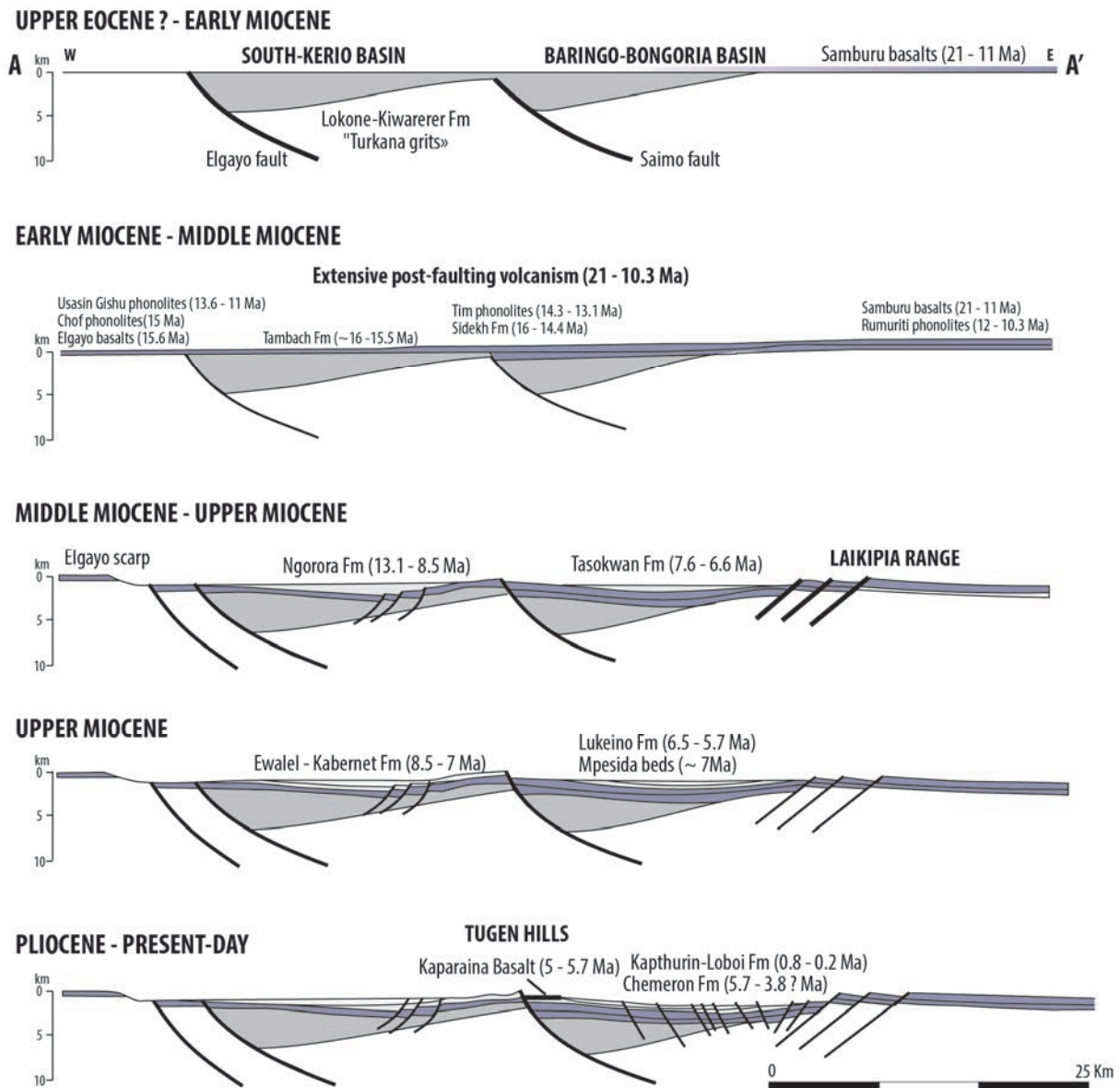


Figure 1.17 : Coupes évolutives schématique est-ouest des rifts Kerio sud et Baringo-Bongoria du Paléogène à l'actuel (largement modifié et complété d'après Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992; Hautot et al., 2000). [Schematic Est-West evolutionary cross-sections of South-Kerio and Baringo-Bongoria rifts from Paleogene to Present-Day (substantially modified and completed from Chapman et al., 1978; Morley et al., 1992; Hautot et al., 2000).]

1.2.5 RIFTS VOLCANIQUES BORDÉS PAR DES ÉPAULEMENTS : LES RIFT SUD-KENYANS ET LA DIVERGENCE NORD-TANZANIENNE

Au Sud des bassins de Baringo-Bogoria, le rift volcanique sud-kenyan (Rift Gregory) forme un graben bordé, sur ses côtés, par d'imposants épaulements de rifts (Massifs de Mau et d'Aberdate) et, à son extrémité sud, par la Divergence nord-tanzanienne (fig. 1.18). Le remplissage de cette partie du Rift est-africain consiste quasi-exclusivement en des roches volcaniques d'âge Miocène Supérieur à Holocène (e.g. McCall, 1967; Walsh, 1969; Fairhead et al., 1972; Bagdasaryan et al., 1973; Baker et al., 1978, 1988). Au niveau de la Divergence nord-tanzanienne, l'extension s'exprime à travers des rifts plus larges (50 km au sud du Kenya et plus de 200 km au nord de la Tanzanie) localisés au niveau de trois segments distincts séparés par une zone non déformée (le Plateau Masai) : (1) , à l'est, le Rift de Pangani orienté nord-ouest – sud-est affectant un substratum protérozoïque, (2) le rift nord-sud de Magadi-Natron et, (3) à l'ouest, le Rift d'Eyasi orienté nord-est – sud-ouest (Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008) (fig. 1.18). Du fait de l'absence de sédiment et de volcanisme dans le Rift de Pangani, nous ne discuterons pas la chronologie de son évolution. Constituant la terminaison sud de la Branche est du Rift est-africain, la Divergence nord-tanzanienne est caractérisée (i) par un changement de nature de la croûte sur laquelle les rifts se développent, laquelle consiste en un socle archéen non déformé (Craton Tanzanien) au contraire des Rift kenyans et ceux de la Branche ouest qui se surimposent sur d'anciennes chaînes protérozoïques et (ii) par la disparition rapide de magmatisme syn-rift associé au panache mantellique est-africain le long de la ceinture transverse formée par les volcans Kilimanjaro-Meru-Ketumbeine-Ngorongoro (Le Gall et al., 2008). Ces deux secteurs sont caractérisés par des épisodes volcaniques géographiquement restreints, au contraire des Rifts Nord Kenyans et Kenyans Centraux.

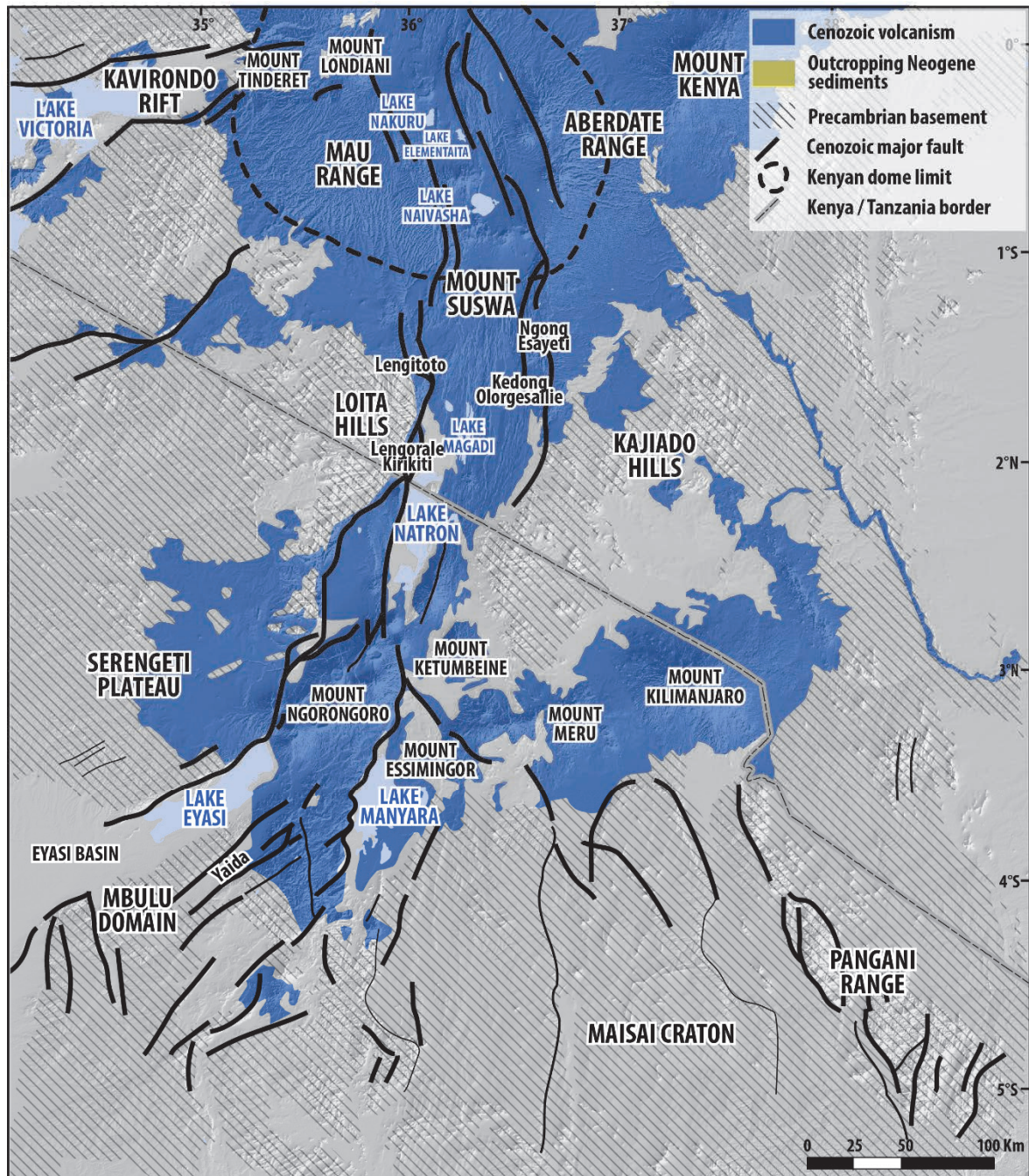


Figure 1.18 Contexte géographique, géologique et structural des rifts sud-kenyans et de la divergence nord tanzaniène. Volcanisme modifié d'après *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Baker and Wohlenberg, 1971; Baker et al., 1971, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Baker, 1986; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010; cette étude). [Geographical, geological and structural context of the Southern Kenyan Rift and of the North Tanzanian Divergence. Volcanism modified after *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Fault location after e.g. Baker and Wohlenberg, 1971; Baker et al., 1971, 1978, 1988; Fairhead et al., 1972; Baker, 1986; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010; this study).]

L'évolution (depuis 8 Ma) de cette partie méridionale du Rift est-africain est schématisée à travers une série de cartes modifiées d'après Le Gall et al. (2008) (fig. 1.19).

1.2.5.1 Miocène moyen – Miocène supérieur : épanchement phonolitiques précoces

Bien antérieures aux premières manifestations significatives de rifting enregistrées dans la région, les phonolites d'âge Miocène moyen – Miocène Supérieur de Kapiti et de Kishalduga s'étendent sur une superficie considérable, de l'est de Nairobi au nord des collines de Loita (Baker et al., 1971, 1978; Baker, 1986) ; (fig. 1.19). Contemporain à l'épanchement des phonolites de Uasin-Gishu dans les Rifts kenyans centraux, ces phonolites constituent potentiellement leur prolongement méridional.

1.2.5.2 Miocène supérieur (8-6 Ma) : initiation du Rift sud-kenyan

Au niveau des zones d'Ol Esayeti et de Essinmigor, au sein du proto-rift sud-kenyan, un épisode volcanique synchrone à ceux de Tinderet et Nairobi est enregistré entre 8 et 6 Ma (McCall, 1967; Walsh, 1969; Baker et al., 1971, 1978; Bagdasaryan et al., 1973; fig. 1.10). Il s'agit de la plus ancienne occurrence de volcanisme au sein de la Divergence nord-tanzanienne. Le rifting commence à se propager au sud, de Tinderet-Nairobi vers le Lac Nakuru (Baker et al., 1988; Le Gall et al., 2008; fig 1.19).

1.2.5.3 Miocène terminal (6-5Ma) : propagation du rifting et du magmatisme vers le sud, soulèvement des épaulements de Mau et Aberdate

Cet intervalle de temps est caractérisé par l'éruption de séquences basaltiques, phonolitiques et trachytiques qui comblent la dépression en cours de formation dans un secteur compris entre le Lac Naivasha et le Lac Magadi et recouvrent les épaulements que constituent les massifs de Mau à l'ouest et d'Aberdate à l'est (Baker et al., 1988; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008). La formation de cet héli-graben est accompagnée de l'éruption de volcans centraux (fig. 1.19).

1.2.5.4 Pliocène (5-2.5 Ma) : initiation des rifts de la Divergence nord-tanzanienne

Entre 5 et 2.5 Ma, l'activité volcanique de la région d'Essimigor persiste mais migre pour la première fois vers l'ouest, à l'extrémité nord-ouest du rift naissant d'Eyasi où se forme une série d'édifices volcaniques datés entre 5.5 à 4.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973; Foster et al., 1997). L'activité volcanique s'atténue ensuite sensiblement entre 4.5 et 3.7 Ma dans toutes la Divergence nord-tanzanienne. Une recrudescence du volcanisme affectant le sud du Rift sud-kenyan et les rifts d'Eyasi-Manyara est ensuite enregistrée entre 3.7 et 2.5 Ma (Bagdasaryan et al., 1973) (fig. 1.10). La plus ancienne manifestation de sédimentation est enregistrée dans le secteur de Manyara à 4.9 Ma (dépôts lacustres des "*Laetolil Beds*"; Foster et al., 1997). L'activité des failles était à cette époque

mineure, voire inexistante, suggérant une sédimentation au sein d'un bassin de type "SAG". Plus au nord, la faille bordière du bassin du Lac Natron initie la formation d'un héli-graben et le soulèvement de l'épaule qui lui est associé (Foster et al., 1997) (fig. 1.19).

1.2.5.5 Pléistocène inférieur (2.5-1.5Ma) : bassin flexural et migration du volcanisme vers l'est

La distribution du volcanisme change drastiquement vers 2,5 Ma avec l'éruption du volcan de Ngorongoro au nord du Lac Eyasi et la formation d'une série d'édifices vers l'est selon un axe est-ouest transverse aux rifts (Manega, 1993; Foster et al., 1997; fig. 1.19). D'autres éruptions localisées ont lieu à cette période au sud du Lac Eyasi et dans le secteur des Lacs de Magadi-Natron (Bagdasaryan et al., 1973; MacIntyre et al., 1974; Wilkinson et al., 1986; Le Gall et al., 2008). Un second épisode de sédimentation est enregistré à 1,6 Ma dans le secteur d'Olduvai. Non affectés par des failles, ces sédiments lacustres suggèrent la persistance d'un bassin flexural de type SAG (Foster et al., 1997).

1.2.5.6 Pléistocène inférieur – Holocène (1.5Ma – 0 Ma) : rifting majeur

Bien que les failles bordières principales aient commencé à créer des bassins sédimentaires dès 5-3 Ma, la phase de rifting majeure est enregistrée entre 1.26 et 1.0 Ma (fig. 1.10) au regard de la distribution et la fracturation de coulées basaltiques qui buttent contre l'escarpement de Oldonyo Ogol. Cet épisode de déformation majeure est suivi par la formation d'édifices volcaniques explosifs encore actifs aujourd'hui (e.g. Kilimanjaro). Le résultat de cette phase majeure de déformation est un ensemble d'héli-grabens (bassins d'Eyasi, de Wembere, de Natron, de Manyara et de Balangida (fig. 1.18 & 1.19) dont le remplissage ne dépasse pas 3 km d'épaisseur et sont, pour la plupart, bordés par une faille bordière unique (Foster et al., 1997).

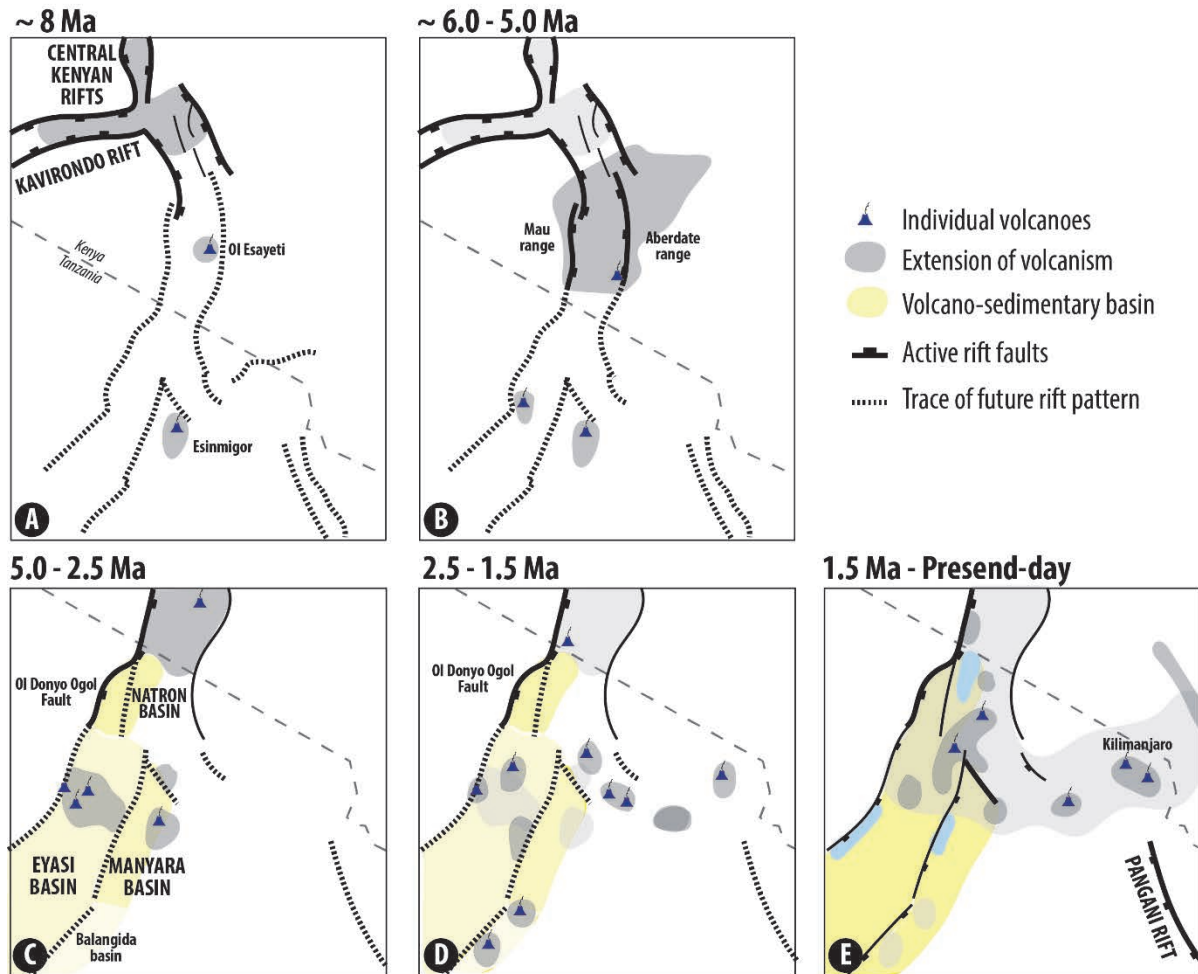


Figure 1.19 : Évolution structurale et magmatique des rifts sud-kenyans et de la divergence nord tanzanienne du Miocène Supérieur à l'Actuel (modifié d'après Le Gall et al., 2008). [Structural and magmatic evolution of Southern Kenyan Rifts and of the North Tanzanian Divergence from Upper Miocene to Present-Day (modified from Le Gall et al., 2008.)]

1.2.6 RIFTS SÉDIMENTAIRES BORDÉS PAR UN OU DEUX ÉPAULEMENTS : LES BASSINS DE LA BRANCHE OUEST

S'étendant de la frontière Uganda-Soudan jusqu'au sud du Lac Malawi (fig. 1.20), la Branche ouest est caractérisée par (i) une activité volcanique peu intense et focalisée dans des zones géographiquement restreintes (i.e. au niveau des Virunga, du Sud du Lac Kivu et au Nord du Lac Malawi) et (ii) par une série de rifts plus ou moins asymétriques bordés par des failles majeures et séparés par des zones transverses responsables de l'alternance de polarité des bassins. D'importantes dimensions (larges de 25-65 km et longs de 80 km à plusieurs centaines de kilomètres; fig. 1.20), ces bassins sont aujourd'hui en grande partie recouverts par une série de lacs (du nord au sud, les lacs Albert, George, Edward, Kivu, Tanganyika, Rukwa et Malawi).

Malgré une quantité significative de données géophysiques (lignes sismiques et puits, gravimétrie; e.g. Rosendahl and Livingstone, 1983; Ebinger et al., 1987; Rosendahl, 1988; Ebinger, 1989; Upcott et al., 1996; Karner et al., 2000), l'âge de l'initiation et la chronologie de l'évolution des bassins de la branche ouest sont relativement méconnus du fait de l'absence de puits stratigraphiques profonds et du peu d'attention portée aux données biostratigraphiques. L'absence d'âges, notamment dans les Rifts Kivu, Tanganyika et Malawi, ne permet donc pas d'établir un modèle d'évolution satisfaisant pour ces bassins et encore moins une comparaison pertinente avec l'évolution des rifts de la Branche est. Mise à part la chronologie du volcanisme des régions des Virunga-Kivu et Rungwe, seuls le Rift Albert et le Rift Rukwa ont fait l'objet d'analyses permettant de contraindre l'âge de leur initiation et leur évolution.

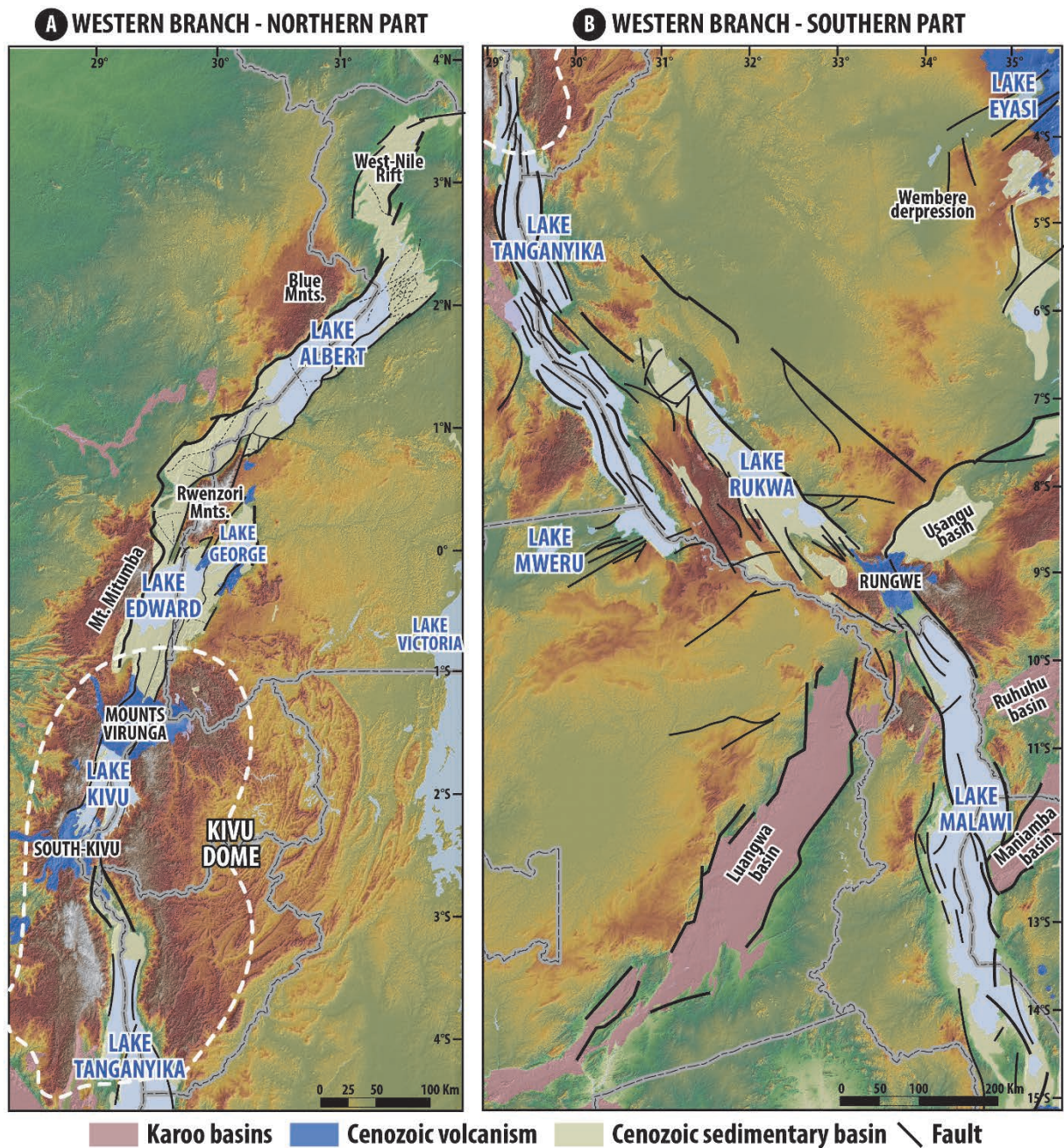


Figure 1.20 : Modèle numérique de terrain du nord (A) et du sud (B) de la branche ouest du Rift est-africain. Volcanisme modifié d'après *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Tracé des failles d'après e.g. Ebinger et al., 1984, 1987; Morley, 1988; Tiercelin et al., 1988; Ebinger, 1989a-b; Rosendahl et al., 1992; Upcott et al., 1996; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Laerdal and Talbot, 2002; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010; cette étude. [Digital elevation model of the Northern (A) and Southern (B) Western Branch of the East African Rift System. Volcanism modified after *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010. Faults after e.g. Ebinger et al., 1984, 1987; Morley, 1988; Tiercelin et al., 1988; Ebinger, 1989a-b; Rosendahl et al., 1992; Upcott et al., 1996; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Laerdal and Talbot, 2002; *The Tectonic Map of Africa*, Milesi et al., 2010; this study.]

1.2.6.1 Rifts Albert et Edward

Localisé au nord de la Branche ouest du Rift est-africain, le Système Albertin correspond aujourd'hui à deux rifts principaux exclusivement sédimentaires (Rift Albert et Rift Edward) formant des héli grabens basculés vers l'ouest bordé par une faille majeure responsable du soulèvement d'un épaulement sur leur bordure ouest (Montagnes Bleues, Monts Mitumba). Au contraire, à l'est, il n'existe aucun épaulement significatif. L'état de l'art sur l'évolution du Système Albertin est abordé dans le paragraphe 1.3.

1.2.6.2 Volcanisme associé aux Monts Virunga et au Rift Kivu

Les Monts Virunga constituent l'une des rares évidences de volcanisme de la Branche Ouest du Rift est-africain (fig. 20). Le plus ancien épisode volcanique (i.e. "*Virunga Initial*", Kampunzu et al., 1998) consiste essentiellement en des tholéïites continentales datées (datations K-Ar) entre 11 Ma (voir 12,6 Ma, Bellon and Pouclet, 1980; âges remis en cause par Kampunzu et al., 1998) et 9 Ma (Ebinger, 1989a; Kampunzu et al., 1998). Ces coulées tholéïitiques sont directement surmontées par des laves alcalines émises aux alentours de 9 Ma. Le volcanisme plio-pleistocène à holocène (i.e. "*Virunga Recent to Present*", Kampunzu et al., 1998) fait suite à une longue phase d'inactivité (de 9 à 3 Ma) et marque l'édification des huit volcans ultra-alcalins centraux qui constituent aujourd'hui les Monts Virunga et culminent jusqu'à 4507 mètres (Mont Karisimbi).

Au sud, l'évolution du volcanisme du Sud-Kivu (ou Provinces de Bukavu et Mwenga-Kamituga; fig. 1.20) est sensiblement équivalente à celle des Virunga avec (i) une initiation à 8.2 Ma, (ii) une phase de quasi-inactivité entre 2.6 et 0.5 Ma et (iii) quelques événements entre 0.5 Ma et aujourd'hui. Le Rift Kivu consiste en deux héli-grabens distincts (un bassin localisé au nord et à l'autre à l'est) au sein desquels se sont déposés plus de 1500 m de sédiments au droit de la faille bordière majeure localisée à l'ouest. Au sud du Lac Kivu, le Rift de Ruzizi orienté nord-ouest – sud-est est basculé vers l'est. Sur la base de l'âge du volcanisme et de sa relation avec l'activité des failles, Ebinger (1989) et Kampunzu et al. (1998) suggèrent une initiation du bassin est du Rift Kivu à la fin du Miocène (≈ 8 Ma), la déformation migrant ensuite vers le sud, l'initiation du bassin de Ruzizi étant estimé aux alentours de 5 Ma (Ebinger, 1989).

1.2.6.3 Rift Tanganyika

Le Rift Tanganyika (fig. 1.20) est composé de plusieurs héli-grabens basculés vers l'ouest ou l'est et de grabens quasi-symétriques bordés par deux failles majeures dont le remplissage, exclusivement sédimentaire, atteint 4000 m d'épaisseur (e.g. Rosendahl et al., 1986, 1992; Morley,

1988; Tiercelin et al., 1988b; Ebinger, 1989; Scholz and Rosendahl, 1990, 1991). Les épaulements du rift sont peu marqués excepté au sud du bassin. Les différents sous-bassins constituant le Rift Tanganyika sont liés par de complexes zones structurales d'accommodation (ou zones faillées transverses; "*Transerse Fault Zone*"; Morley, 1988) ou séparés par des horsts de socle précambrien. L'âge de l'initiation du rift est aujourd'hui encore inconnu bien que de nombreuses théories aient été proposées entre 1980 et 1990 sur la base d'estimations à partir des données sismiques disponibles (18.6 Ma – Patterson, 1983; 25-15 Ma – Rosendahl and Livingstone, 1983; Morley, 1988; Tiercelin et al., 1988b; Williamson et al., 1991; 5-6 Ma; LeFournier et al., *unpublished*). Sur la base d'extrapolation des taux de sédimentation holocènes ("*Reflection-Seismic-Radiocarbon Methods, RSRM*") Cohen et al., (1993) estime que le Rift Tanganyika se développe à partir de 9-12 Ma. L'initiation du rifting dans les parties nord et sud du rift seraient plus jeunes, respectivement comprise entre 7 et 8 Ma et 2 et 4 Ma (Cohen et al., 1993).

1.2.6.4 Rift Rukwa

Orienté nord-ouest – sud-est, le Rift Rukwa est localisé entre le Lac Tanganyika et la province volcanique de Rungwe, au nord du Lac Malawi (fig. 1.20). La géométrie du Rift Rukwa consiste en un héli-graben classique basculé vers le nord-est et bordé par une faille majeure (faille de Lupa) au droit de laquelle le remplissage sédimentaire atteint plus 11 km d'épaisseur (Kilembe and Rosendahl, 1992). Plus marqué au sud-est du rift, l'épaulement associé à l'activité de cette faille bordière consiste en des reliefs peu marqués et discontinus. Surimposé sur une zone de cisaillement crustal, i.e. la chaîne ubendienne ("*Ubendian shear belt*"), le Rift Rukwa a subi de multiples phases d'extension au cours de son évolution du fait de la réactivation des structures protérozoïques entre le Précambrien et le Phanérozoïque (McConnell, 1950, 1972; Tiercelin et al., 1988a; Ebinger, 1989b; Lenoir et al., 1994; Theunissen et al., 1996; Delvaux et al., 1998). La base du remplissage est notamment caractérisée par un épais intervalle de sédiments déposés (i) pendant l'épisode de rifting Karoo au Permo-Trias et (ii) pendant une phase de déformation crétacée (partie basale du "*Red Sandstones Group*"; Roberts et al., 2004, 2010, 2012). Longtemps estimées entre 7 et 8 Ma, les premières occurrences d'extension cénozoïques liées au développement du Rift est-africain sont aujourd'hui datées à environ 25 Ma, soit l'âge attribué aux phases précoces d'extension observées dans des rifts kenyans de la Branche est (voir figure 1.10). La partie supérieure (miocène?) du "*Red Sandstones Group*" est caractérisée par la présence d'une discordance dont l'âge, mal contraint, est estimé entre 8 et 6 Ma (Wescott et al., 1991; Morley et al., 1999a). Le remplissage néogène du rift consiste en une alternance argilo-sableuse ("*The Lake Beds Formation*") d'âge Miocène terminal – Pliocène (Wescott et al., 1991; Morley et al., 1999a).

1.2.6.5 Province volcanique de Rungwe et Rift Malawi

Le Rift Malawi constitue la terminaison méridionale de la Branche ouest du Rift est-africain. Comme le Rift Tanganyika, il se présente sous la forme d'une succession d'hémi-grabens alternativement basculés vers l'ouest ou l'est, délimités par des horst et/ou des zones d'accommodation, et remplis par une série sédimentaire pouvant atteindre 4-5 Km d'épaisseur (Ebinger et al., 1987; Rosendahl et al., 1992). D'altitude décroissante du nord au sud, les épaulements du rift sont très peu marqués. D'anciens bassins sédimentaires associés au rifting permo-trias "*Karoo*" sont localisés à l'est et à l'ouest du Lac Malawi (Bassins de Luangwa, Ruhuhu et Maniamba). Au nord-est du Lac Malawi, le bassin nord-est – sud-ouest d'Usangu correspond à une propagation du rifting orthogonale à l'orientation de la Branche Ouest. Du fait de l'absence de volcanisme et d'analyse biostratigraphique, l'âge de la base du remplissage et de l'initiation du Rift Malawi n'est pas contraint bien qu'il soit estimé au Miocène Supérieur sur la base de la plus ancienne activité volcanique enregistrée dans la région de Rungwe, à l'extrémité nord du Rift Malawi (Ebinger et al., 1989b, 1993).

Seule occurrence d'activité volcanique dans la région, la Province Volcanique de Rungwe est localisée à l'intersection des rifts Rukwa, Usangu et Malawi. Cette spécificité structurale a amené certains auteurs à interpréter cette région comme un point triple (Delvaux et al., 1992, 2006). Chorowicz (1989) interprète les failles orientées nord-ouest – sud-est qui connectent le nord du Rift Malawi avec le Rift Tanganyika comme une zone de failles transformantes intra-continentales. Trois phases d'activité volcaniques sont enregistrées dans le secteur de Rungwe: une première comprise entre 8.6 Ma et 5 Ma, voir dès 9.2 Ma (trachytes de Usangu; Ivanov et al., 1999), la seconde entre 3.04 et 1.34 Ma et la dernière depuis 0.57 Ma (Ebinger et al., 1989b, 1993; Ivanov et al., 1999; Fontijn et al., 2010, 2012).

Sur les bordures des rifts Rukwa et Malawi, les données thermochronologiques (van der Beek et al., 1998) indiquent trois phases distinctes de dénudation des épaulements. Ces trois phases de dénudations, 250-200 Ma, \approx 150 Ma, 20Ma, correspondent aux trois épisodes de rifting enregistrés dans la région, à savoir les Rifts Karoo, Crétacé et Est-Africain (Cénozoïque). La dernière phase de dénudation, estimée aux alentours de 20 Ma (van der Beek et al., 1998), suggère une initiation du Rift Malawi bien plus ancienne que celle communément considérée (i.e. 9Ma; Ebinger et al., 1989b, 1993).

1.3 LE RIFT DU LAC ALBERT

Décrit au sein des Chapitres 3 et 5, le contexte géologique général du Rift Albert est ici présenté sous forme de synthèse concise. Une synthèse des travaux antérieurs focalisés sur l'analyse des formes du relief est par ailleurs proposée dans le Chapitre 4.

1.3.1 CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE

Le rift du Lac Albert (Rift Albert) fait partie du "Système albertin" ("*The Albertine Rift System*"; Pickford et al., 1993) qui inclut le Rift du Nil, le Rift Albert et le Rift Edward-George. Délimité au nord par le linéament d'Aswa et par la province volcanique des Virunga au sud, ce système constitue la terminaison nord de la Branche ouest du Rift est-africain. Orienté nord-est – sud-ouest, le Système Albert se développe au sud sur un substratum protérozoïque correspondant à la chaîne kibarienne. Au nord, le Rift Albert se surimpose à un socle archéen (Craton ougandais/congolais) ; (fig. 1.21).

1.3.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Jusque récemment, le Rift Albert était traditionnellement interprété comme un héli-graben asymétrique basculé vers l'ouest et bordée par la faille majeure de Bunia (fig. 1.21), laquelle est probablement responsable du soulèvement des Montagnes Bleues (jusqu'à 2300 m d'altitude) qui bordent l'actuel Lac Albert (615 m d'altitude) au nord-ouest (Ebinger, 1989a et données gravimétriques d'Ebinger et al., 1991; Upcott et al., 1996 et Karner et al., 2000). À l'est, le Rift Albert est bordée par des failles antithétiques, la faille N°60 de Toro-Bunyoro au nord et la faille N°40° de Tonya au sud, toutes deux responsables de la formation d'un escarpement de 1200 m d'altitude (fig. 1.21). Sur la base de modélisations gravimétriques, Karner et al. (2000) estiment que l'extension crustale associée au développement du Rift Albert est comprise entre 6 et 16 km et que le remplissage sédimentaire atteint une épaisseur de 4600 m au droit de la faille bordière congolaise. Récemment, sur la base de données sismiques et du retraitement des données gravimétriques, les travaux de Karp et al. (2012) suggèrent que le Rift Albert consiste plutôt en un graben quasi-symétrique ayant subsidé de façon symétrique et continue au droit de deux failles bordières majeures (failles de Bunia à l'ouest et de Toro-Bunyoro et Tonya à l'est).

Les données géodésiques indiquent que le bassin du Lac Albert s'ouvre actuellement à une vitesse de 2 mm/a selon un régime essentiellement extensif orienté ouest-nord-ouest - est-sud-est (e.g.

Delvaux and Barth, 2010; fig. 1.21). Néanmoins, la présence de mécanismes au foyer décrochants ainsi que d'éventuelles structures "en fleur" (dispersion des failles) et anticlinales au sein du remplissage sédimentaire suggèrent que le Rift Albert a potentiellement été soumis à des contraintes transtensives (voir transpressives, i.e. inversion tectonique; Logan et al., 2009; Abeinomuqisha and Kasande, 2012) au cours de son développement.

Localisées entre le Lac Albert et le Lac Edward et atteignant plus de 5000 m d'altitude, les Montagnes des Rwenzori constituent un élément remarquable du Système albertin. Le mécanisme associé à la surrection de ce massif de socle archéen est encore aujourd'hui méconnu. Les données thermochronologiques (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015) et biostratigraphiques (e.g. Pickford et al., 1993) indiquent une phase de soulèvement majeure à l'interface Pliocène-Pléistocène (2.5 Ma) tandis que les données sismologiques témoignent de l'absence de racine crustale et de croûte amincie (Wölbern et al., 2010). Les données microstructurales et les mécanismes au foyer montrent la prédominance de mouvements décrochants au sein des Montagnes des Rwenzori (McConnell, 1959; Ring, 2008; Koehn et al., 2010), au contraire des Rift Albert et Edward dont l'ouverture est globalement régie par des contraintes extensives (Delvaux and Barth, 2010; fig. 1.21). Deux mécanismes principaux ont été proposés pour expliquer un tel soulèvement : (1) une réponse isostatique résultant du dégagement de matériel crustal (Koehn et al., 2010), le soulèvement étant alors le résultat du "*cantilever effect*" (Kusznir and Ziegler, 1992) et (2) une délamination de la croûte inférieure du fait de l'existence de zones de faiblesse héritées du socle précambrien (Wallner and Schmeling, 2010).

Au sud, le Rift Edward-George est peu documenté et a seulement fait l'objet de rares publications (Lærdal and Talbot, 2002; McGlue et al., 2006). Le Rift Edward consiste en un hémigraben asymétrique basculé vers l'ouest où la faille bordière majeure est responsable du soulèvement d'un épaulement de rift. Au droit de cette faille, le remplissage sédimentaire atteint plus de 4 km d'épaisseur. Au sud-est, le rift est bordé par une succession de failles normales en échelon responsables de décalages mineurs (Lærdal and Talbot, 2002; McGlue et al., 2006). Datés du Miocène Terminal au Pliocène, les sédiments les plus anciens reconnus à l'est du Lac Edward donnent une indication sur l'âge minimum du rifting.

1.3.3 AGE DE L'INITIATION ET MODÈLE D'ÉVOLUTION

L'âge de l'initiation du Rift Albert a longtemps été débattu du fait d'interprétations sédimentaires divergentes. En effet, les premiers dépôts sédimentaires du bassin du Lac Albert n'ont, jusqu'à présent, pas été considérés comme des dépôts syn-rift mais plutôt comme des sédiments fluviaux pré-rift (Hopwood and Lepersonne, 1953; Ebinger, 1989a). Sur la base des données biostratigraphiques disponibles dans les années 80-90, l'âge des premiers dépôts syn-rifts a été estimé aux alentours du Miocène supérieur (8 Ma; Ebinger, 1989a; Pickford et al., 1993), soit un âge postérieur aux premières évidences de volcanisme enregistrées dans la région entre 12.6 et 9 Ma (Monts Virunga; Kampunzu et al., 1998; fig. 1.21). Selon Pickford et al. (1993) et Van Damme and Pickford (2003), cette première phase de rifting est responsable de la formation d'un paléo-lac qui s'étendait alors du Rift du Nil jusqu'au sud du Lac Edward. La surrection des Montagnes de la Rwenzori aux alentours de 2.5 Ma aurait ensuite entraîné l'individualisation de niveaux de bases distincts : ceux des actuels Lac Albert et Lac Edward et lac George (Pickford et al., 1993; Taylor and Howard, 1998; Van Damme and Pickford, 2003). Couplées aux récentes données issues de l'exploration pétrolière du Lac Albert, des analyses palynologiques avancent aujourd'hui la possibilité d'une initiation du rift dès le Miocène Inférieur (≈ 17 Ma; Lukaye, 2009; Abeinomugisha and Kasande, 2012).

Sur la base de l'analyse des faciès sédimentaire des affleurements de la zone de Kisegi-Nyabusosi au niveau de la terminaison nord des Montagnes des Rwenzori, Roller et al., (2010) proposent une évolution du Rift Albert en quatre étapes majeures : (1) une phase de bassin flexural (SAG) de 14.5 à 10 Ma, (2) une phase d'accommodation modérée et caractérisée par des cycles transgressifs successifs entre 10 et 4.5 Ma, (3) une phase de rifting majeure entre 4.5 et 2 Ma et (4) une nouvelle phase de subsidence importante liée à une activité tectonique intense entre 2 et 1.5 Ma.

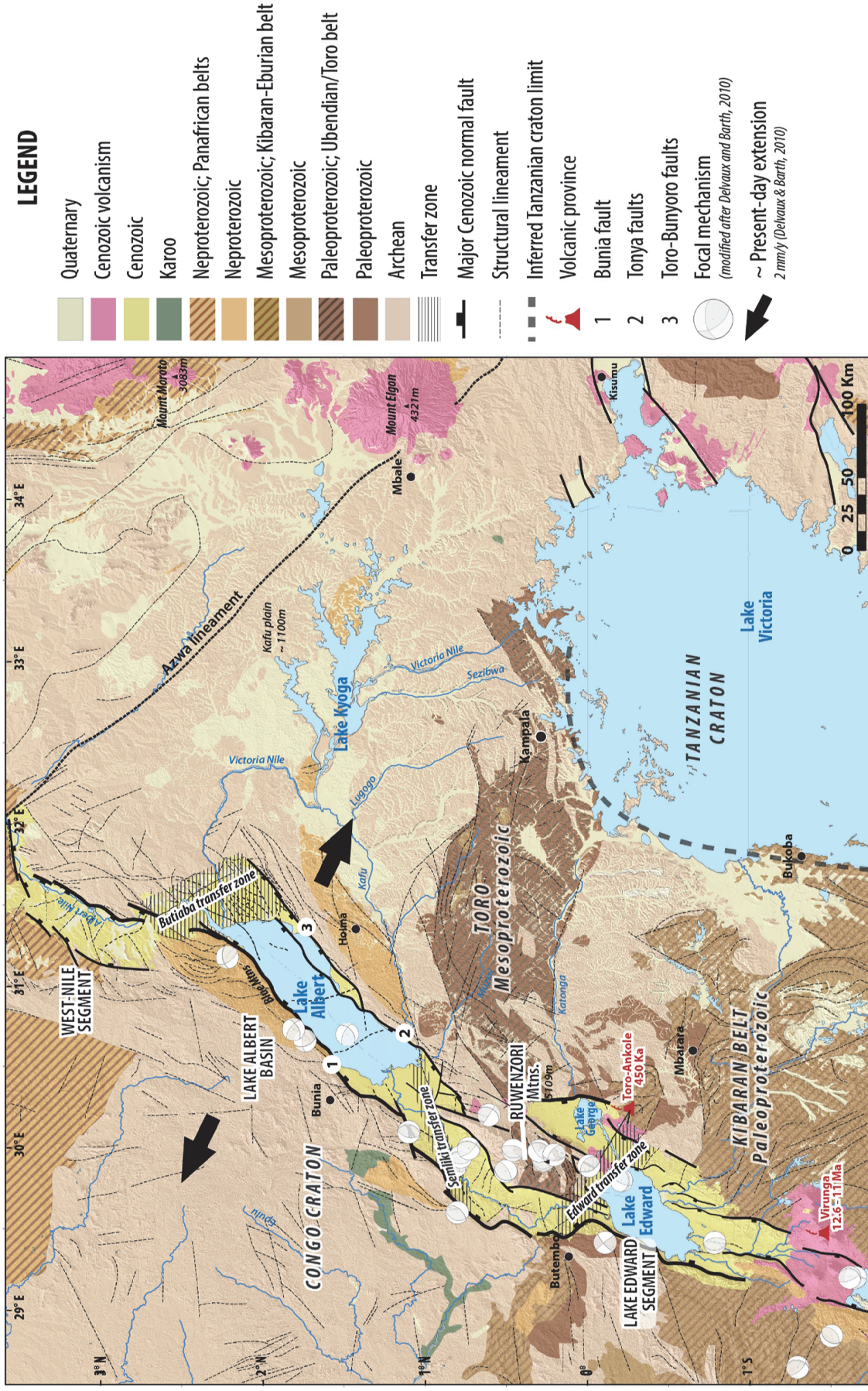


Figure 1.21 : Le Système de Rifts Albert. Carte géologique et structurale du Système de Rifts Albert du linéament d'Aswa au nord à la Province Volcanique des Virunga au sud. Contours géologiques et linéament de socle d'après the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consortium, Jenett et al., 2009. [The Albertine Rift System. Geological and structural map of the Albertine Rift system from the Azwa lineament to the Virunga volcanic province. Basement geological contours and structural lineaments modified after the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consortium, Jenett et al., 2009.]

**CHAPITRE 2 - ANALYSE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE
DU RIFT ALBERT**

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 2 - ANALYSE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE	DU RIFT ALBERT	81
2.1	MÉTHODES D'ANALYSE ET LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS	85
2.1.1	SÉDIMENTOLOGIE DE FACIES : PRINCIPES ET MÉTHODES	85
2.1.2	REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU LAC ALBERT : LOCALISATION DES AFFLEUREMENT ET Puits ÉTUDIÉS	86
2.2	STRATIGRAPHIE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT	88
2.2.1	TRAVAUX ANTÉRIEURS	88
2.2.2	ACTUALISATION DU MODÈLE D'ÂGE ASSOCIÉ AU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT	88
2.2.3	CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES	91
2.3	SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS	95
2.3.1	ANALYSE MACROSCOPIQUE DE FACIÈS	95
2.3.1.1	Lac distal "profond" (Fa1)	95
2.3.1.2	Lac proximal "peu profond" (Fa2)	98
2.3.1.3	Delta lacustre : barre d'embouchure subaquatique (Fa3)	103
2.3.1.4	Littoral et baie lacustre (Fa4)	107
2.3.1.5	Plaine côtière lacustre (Fa5)	108
2.3.1.6	Chenal de rivière alluviale et coulée de débris (Fa6)	110
2.3.2	ANALYSE MICROSCOPIQUE DE FACIÈS : EXOSCOPIE DES QUARTZ	112
2.3.2.1	Grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1)	114
2.3.2.2	Grains de quartz sub-arrondis peu altérés (Fex2)	117
2.3.2.3	Grains de quartz sub-anguleux à anguleux non altérés (Fex3)	117
2.3.2.4	Grains de quartz oxydés (Fex4) et diatomites (Fex5)	117
2.4	ÉVOLUTION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES AU COURS DU TEMPS	121
2.4.1	MIOCÈNE INFÉRIEUR TERMINAL (≈17 Ma) AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR (≈9 Ma) – FORMATIONS KISEGI ET KARARA : PROGRADATION DE BARRES D'EMBOUCHURE LACUSTRES	123
2.4.2	MIOCÈNE SUPÉRIEUR (≈9 Ma) AU PLIOCÈNE INFÉRIEUR (≈4 Ma) – FORMATIONS OLUKA, NYABUROGO ET NKONDO : MAXIMUM D'INONDATION	127
2.4.3	PLIOCÈNE (≈4 Ma) AU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR (≈2.2 Ma) – FORMATIONS DE NYAKABINGO ET WARWIRE : CHUTE DU NIVEAU DU LAC	128
2.4.4	PLÉISTOCÈNE/HOLOCÈNE – FORMATIONS DE NYABUSOSI, KYEORO ET KAISO-VILLAGE : SÉDIMENTATION MIXTE	128
2.5	STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : CORRÉLATIONS TERRAIN-SUBSURFACE À L'ÉCHELLE DU BASSIN DU RIFT ALBERT	130
2.5.1	CORRÉLATIONS AFFLEUREMENTS – SUBSURFACE: MÉTHODES	130
2.5.1.1	Corrélations à l'échelle du bassin	130
2.5.1.2	Interprétation sismique	131
2.5.1.3	Bathymétrie	133
2.5.2	LES CYCLES MAJEURS DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN	134

2.1 MÉTHODES D'ANALYSE ET LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

2.1.1 SÉDIMENTOLOGIE DE FACIES : PRINCIPES ET MÉTHODES

L'analyse du remplissage sédimentaire du Rift Albert a pour objectif de caractériser l'évolution des environnements de dépôt au cours du temps afin de déterminer des cycles et surfaces stratigraphiques. Définis sur des coupes verticales 1D (d'affleurement et de puits), ces cycles et surfaces sont ensuite corrélés à l'échelle du bassin afin de reconstituer l'architecture (géométries 2D et 3D) du remplissage sédimentaire.

Largement décrite dans le Chapitre 3, cette démarche repose sur l'analyse et l'interprétation d'un certain nombre de caractéristiques des faciès sédimentaires (i.e. sédimentologie de faciès) observés à l'affleurement et sur les carottes et *cuttings* de puits. Macroscopiques (e.g. lithologie, granulométrie, texture, structures sédimentaires, restes et traces d'organismes vivants) et microscopiques (e.g. formes et nature des grains constitutifs, taux d'altération, biocorrosion, micro-organismes), ces caractéristiques permettent de définir les conditions de mise en place des différents faciès identifiés et ainsi de les associer à un environnement de dépôt.

À l'affleurement, l'application d'une telle méthode consiste en la réalisation d'une série de coupes verticales (au 1:50, 1cm=50cm) sur lesquelles ont été prélevés des échantillons et mesurés des paléocourants (indication sur l'orientation du paléodrainage). Un certain nombre de ces échantillons a ensuite fait l'objet (i) d'observation à la loupe binoculaire et au microscope électronique à balayage (MEB, exoscopie des grains de quartz) et (ii) d'analyses palynologiques. Le nombre et la qualité des affleurements ne permettant pas d'avoir la succession sédimentaire dans son ensemble, les différentes coupes sont ensuite replacées sur des profils topographiques les unes par rapport aux autres grâce à leur pendage apparent (calculé d'après leur pendage réel mesuré sur le terrain; Annexe 2.1).

En subsurface, l'analyse sédimentaire du remplissage repose sur l'interprétation de données diagraphiques, sur la compilation et l'interprétation des descriptions de *cuttings* et sur la description et l'interprétation de carottes issues des campagnes d'exploration pétrolière. Les données sources ne pouvant être diffusées dans un souci de confidentialité, seule l'interprétation des données de subsurface sera présentée dans cette thèse.

La substitution latérale et/ou verticale des différents faciès sédimentaires permet de définir un modèle de faciès (ou diagramme de substitution de faciès) qui traduit la morphologie et les conditions environnementales du paysage (profil de dépôts) pendant le dépôt des sédiments.

Chaque section du profil de dépôt (e.g. du plus proximal au plus distal: plaine alluviale, plaine côtière, littoral, delta, lac profond) est caractérisée par une association de faciès. La succession de ces associations de faciès dans le temps (i.e. évolution verticale sur une coupe 1D) traduit quant à elle des phases transgressives (lorsque le niveau de la mer ou du lac monte : évolution d'une association de faciès typique d'un milieu proximal vers une association de faciès caractéristique d'un environnement plus distal) ou des phases régressives (chute du niveau du lac ou de la mer, faciès distal à faciès proximal)

Ce chapitre est focalisé sur la description des faciès reconnus à l'affleurement et sur l'interprétation de leur environnement de dépôt et, dans une moindre mesure, sur l'analyse séquentielle et les corrélations à l'échelle du bassin (largement décrites dans le chapitre suivant).

2.1.2 REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU LAC ALBERT : LOCALISATION DES AFFLEUREMENT ET PUIXS ÉTUDIÉS

Du fait d'un climat tropical humide, la végétation couvre une grande partie des affleurements de la succession sédimentaire d'âge Miocène – Pléistocène du Rift Albert. Cette succession sédimentaire est exposée dans sa quasi-totalité dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi, au sud de la plaine de la Semliki, entre la faille bordière Ougandaise à l'est, la terminaison nord des Montagnes des Rwenzori à l'ouest et une faille normale nord-est – sud-ouest au nord. Elle n'affleure en revanche que de manière partielle au niveau de la terrasse de Kaiso-Tonya, localisée droit de la faille bordière ougandaise, sur la bordure est du rift, et au nord du Lac Albert (secteur du Nil; fig. 2.22).

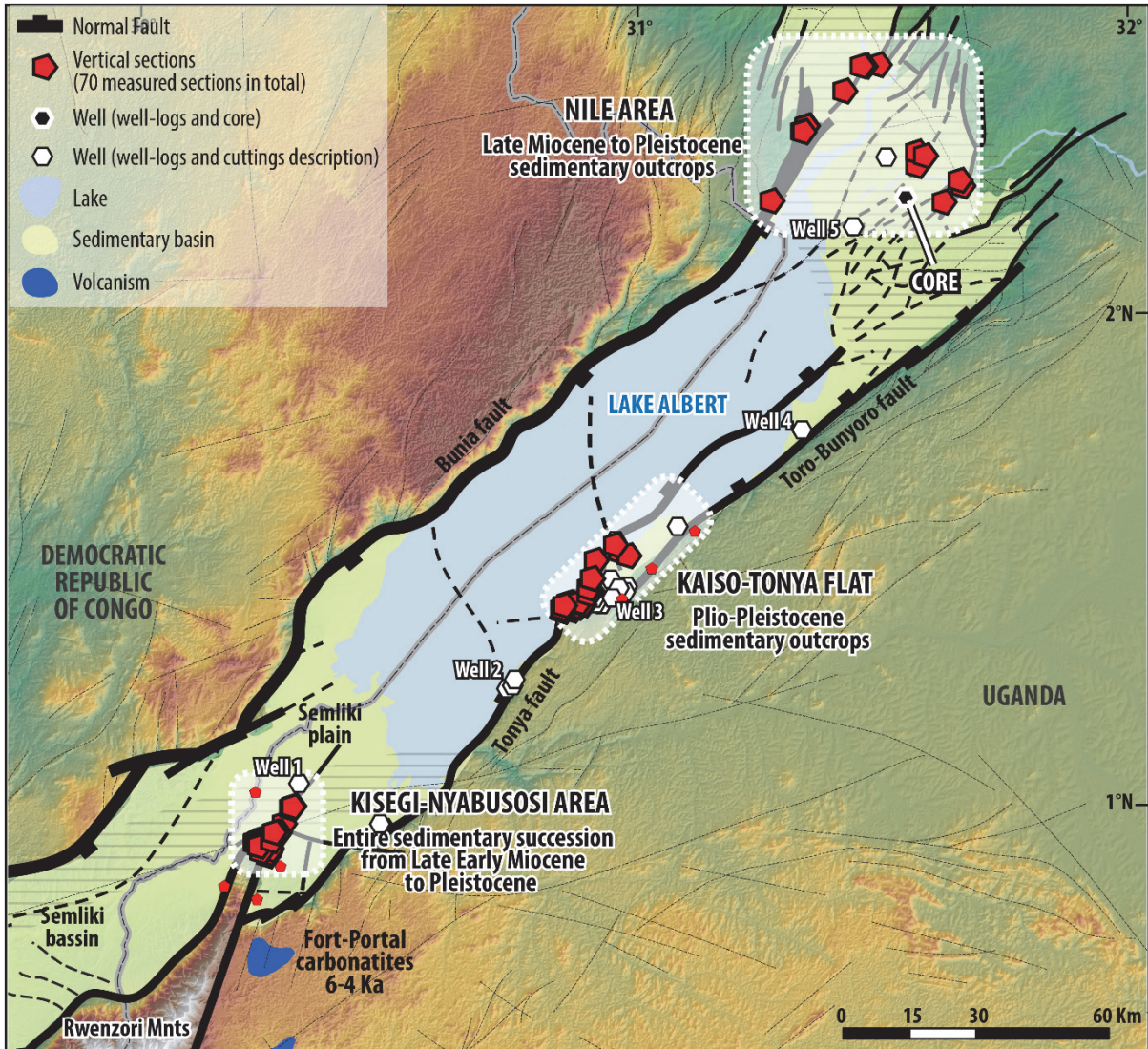


Figure 2.22 : Localisation des données disponibles pour l'analyse du remplissage sédimentaire du rift Albert. [Location of the data available for the study of the Albert Rift sedimentary infilling.]

Au total, 70 coupes verticales ("logs") d'une épaisseur variable (quelques mètres à plus de 150 mètres, le plus souvent de l'ordre d'une dizaine/vingtaine de mètres) ont été mesurées dans ces trois secteurs. Seule la zone de Kisegi-Nyabusosi expose la série sédimentaire dans son ensemble, du contact avec le socle archéen/protérozoïque jusqu'à l'actuel, où elle atteint plus de 1000 m d'épaisseur. Au niveau de la banquette de Kaiso-Tonya, seule la partie supérieure du remplissage affleure tandis qu'au nord du Lac Albert, dans le secteur du Nil, les coupes mesurées ne sont que très ponctuelles. L'analyse du remplissage sédimentaire présentée dans ce chapitre repose essentiellement sur l'exploitation des données des secteurs de Kisegi-Nyabusosi et Kaiso-Tonya.

En subsurface, les diagraphies et les cuttings d'une vingtaine de puits ont fait l'objet d'une analyse détaillée mais seule une carotte a pu être décrite et interprétée (pour cause d'accès limité aux données). Ces puits sont exclusivement localisés sur la bordure est du Rift.

2.2 STRATIGRAPHIE DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT

2.2.1 TRAVAUX ANTÉRIEURS

À l'affleurement, les travaux de Pickford et al (1993) furent les premiers à proposer une subdivision du remplissage sédimentaire néogène à quaternaire du bassin du Lac Albert en formations (bio-) stratigraphiques. La définition et la datation de ces différentes formations reposent sur leur lithologie et, surtout, sur leur contenu biostratigraphique qui consiste essentiellement en des mammifères, des mollusques et des micro-organismes (algues, pollens et spores). Les associations de mollusques, pollens et spores indiquant essentiellement des changements environnementaux contrôlés par le climat, les restes de mammifères constituent les seuls fossiles pouvant être utilisés pour une datation absolue calibrée sur la Charte Chronostratigraphique Internationale (Gradstein et al., 2012).

Avant les travaux de Pickford et al. (1993), entre les années 1920 et 1970, de nombreux auteurs ont tenté de dater les sédiments du remplissage de Rift Albert en utilisant la faune qui lui est associée (e.g. Wayland, 1926; Hopwood, 1926; MacInnes, 1942; Lepersonne, 1949; Hopwood and Lepersonne, 1953; Adam and Lepersonne, 1959; Hooijer et al., 1963; Bishop, 1965, 1971; Gautier, 1965; Cooke and Coryndon, 1970). Les premières datations basées sur une nomenclature lithostratigraphique claire n'ont néanmoins vu le jour qu'entre les années 1980 et 1990, à la suite de l'Expédition Paléontologique Ougandaise ("*Uganda Paleontology Expedition*"; e.g. Pickford et al., 1993).

Les fossiles de vertébrés sont essentiellement préservés (i) dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi où six formations lithostratigraphiques ont été définies et cartographiées (Formations de Kisegi, Kakara, Oluka, Nyaburogo, Nyakabingo et Nyabusosi) et (ii) sur la banquette de Kaiso-Tonya où la succession sédimentaire est subdivisée en quatre formations majeures (Formation de Nkondo, Warwire, Kyeoro et Kaiso-Village) (Pickford et al., 1993; fig. 2.24 & 2.25).

2.2.2 ACTUALISATION DU MODÈLE D'ÂGE ASSOCIÉ AU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT ALBERT

En collaboration avec Martin Pickford et Brigitte Senut, nous proposons ici d'actualiser le modèle d'âge de ces formations biostratigraphiques en mettant à jour les données disponibles et en leur appliquant des barres d'erreurs (fig. 2.23). Pour cela, l'intervalle de temps associé à chaque taxon de vertébré découvert dans le remplissage du Rift Albert est reporté sur la Charte

Chronostratigraphique Internationale (barres grises de la figure 2.23). Chaque spécimen est ensuite classifié selon son degré d'évolution : primitif, jeune, mature, vieux et terminal (points rouges de la figure 2.23). L'âge des différentes unités biostratigraphiques correspond à l'intervalle de temps pendant lesquelles les différentes espèces caractéristiques de chacune des formations ont pu cohabiter.

Localisée du côté congolais du Rift Albert (sites fossilifères de Sinda et Karugamania; Yasui et al., 1992; Pickford et al., 1993), les plus vieux sédiments du Rift Albert connus sont datés de la fin du Miocène Inférieur ($\approx 17 \text{ Ma} \pm 0.8 \text{ Ma}$) par la présence de spécimens de *Deinotherium hobieyi* et *Brachyodus aequatorialis*. Du côté ougandais, les sédiments les plus anciens sont datés de la seconde moitié du Miocène moyen (partie supérieure de la Formation Kisege, 12.5 Ma) par la découverte de fossiles de *Pleidon moharensis* et *Rhinocerotidae paradiceros mukirii*. Le Miocène supérieur est caractérisé par les Formations Kakara (11.5-9 Ma) et Oluka (6.5-5 Ma) au sein desquelles ont été décrits de nombreux restes de *Tetralophodon anthracothere*, *Stegotetrabelodon*, *Primelephas gomphotheroides* ou *Nyanzachoerus syrticus*. Le Pliocène inférieur correspond à la Formation de Nyaburogo (4.2-5 Ma) dans le secteur de Kisege-Nyabusosi et aux formations de Nkondo (5.1-4.6 Ma) et Warwire ($\approx 4 \text{ Ma}$) sur la banquette de Kaise-Tonya. Ces formations exposent un nombre significatif de vertébrés tels que *Mammuthus subplanifrons*, *Torolutra ougensis* et différentes espèces de *Nyanzachoerus*. Les formations de Nyakabingo (4-2.2 Ma; région de Kisege-Nyabusosi), de Kyeoro (4.6-2 Ma) et de Kaise-Village ($\approx 2.2 \text{ Ma}$) (Kaise-Tonya) sont datées jusqu'au Pléistocène inférieur par des spécimens caractéristiques de *Loxodonta*, *Elephas*, *Kolpochoerus* ou *Giraffa*. Le Pléistocène est associé à la Formation de Nyabusosi ($\approx 1.5 \text{ Ma}$; Kisege-Nyabusosi) au sein de laquelle ont été découverts des restes de *Elephas recki atavus* ou de *Kolpochoerus majus* (fig. 2.23).

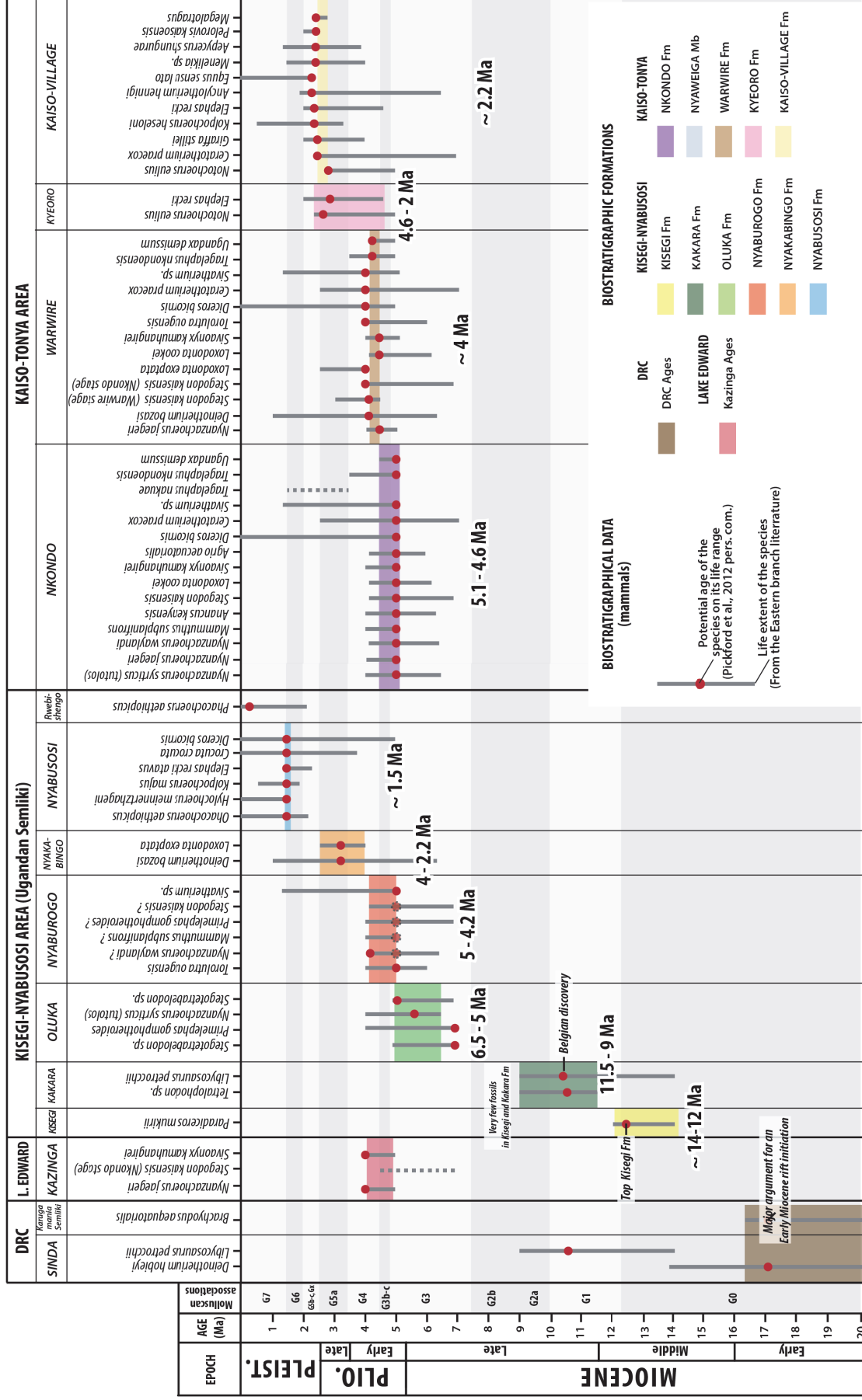


Figure 2.23 : Âges des formations biostratigraphiques basés sur la datation des fossiles de vertébrés qui leur sont associés (actualisé des travaux de Pickford et al., 1993 and pers. com). [Age of the biostratigraphic formations of the Kisegi-Nyabusosi and Kiso-Tonya area based on their associated vertebrates remains (update of the work of Pickford et al., 1993 and pers. comm.).]

2.2.3 CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Basées sur la répartition des faunes décrites ci avant (Pickford et al., 1993; cette étude) les cartes géologiques des secteurs de Kisegi-Nyabusosi et Kaiso-Tonya sont présentées en les figures 2.24 et 2.25. Bien que légèrement modifiés suite au trois missions de terrain réalisées dans le cadre ce travail, les contours géologiques sont proches de ceux proposés par Pickford et al. (1993) dès le début des années 1990. Les mesures de pendages témoignent cependant d'un potentiel contact faillé entre les formations Oluka et Nyaburogo dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi. Outre les contours géologiques et les failles, la localisation des coupes verticales réalisées pendant les différentes missions de terrain de ce travail ainsi que les mesures de paléocourants et de pendages qui leur sont associées sont reportées sur les cartes présentées ci-après. Les différentes sections de ce chapitre y feront régulièrement référence.

KISEGI-NYABUSOSI AREA GEOLOGICAL MAP

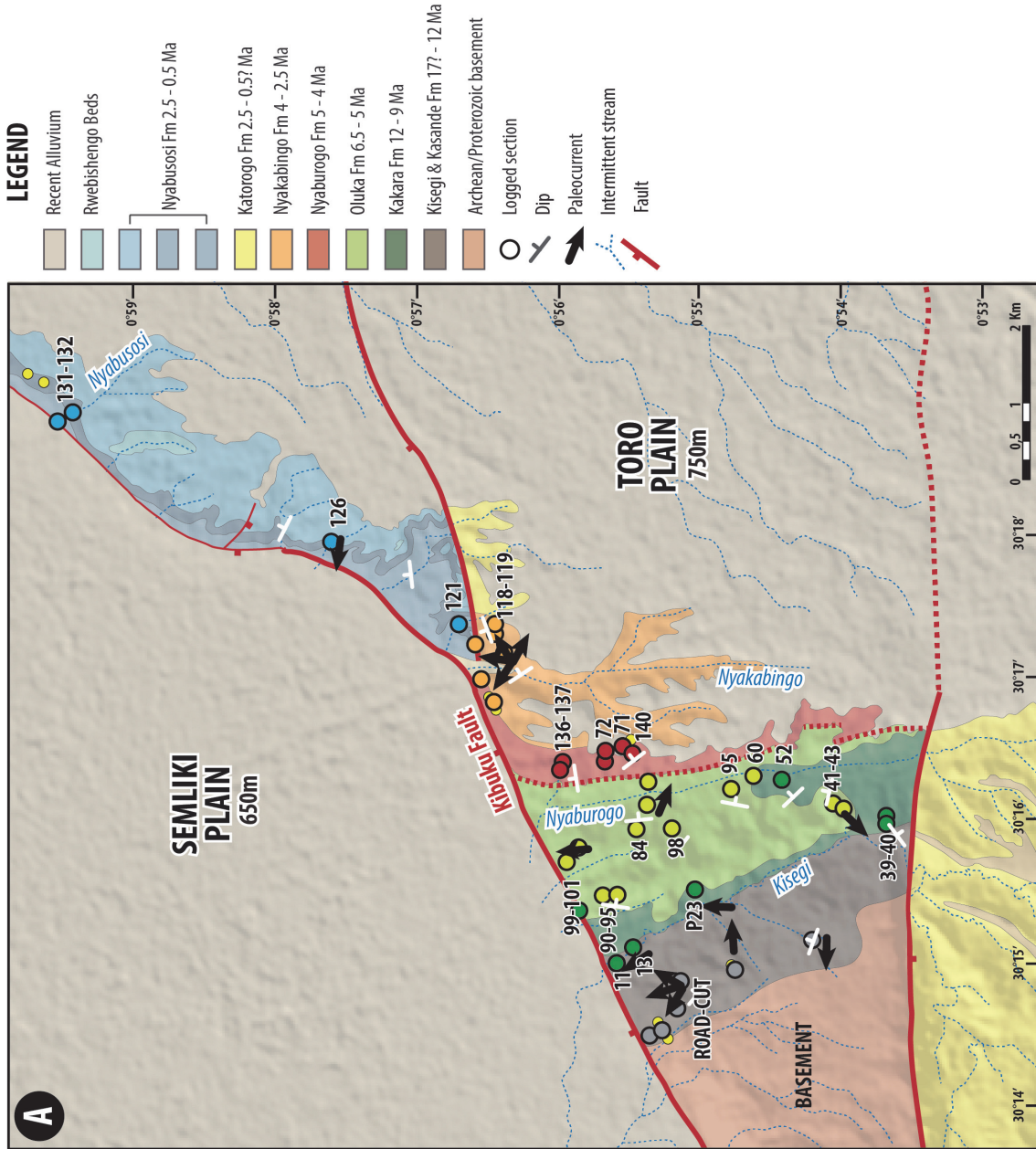


Figure 2.24 : (A) Carte géologique du secteur de Kisegi-Nyabusosi (largement modifiée d'après Pickford et al., 1993) et localisation des coupes verticales mesurées et des mesures de paléocourants et pendages. (B) Stéréogrammes des mesures de paléocourants. (C) Stéréogrammes des mesures de pendages. (A) Geological map of the Kisegi-Nyabusosi area (substantially modified after Pickford et al., 1993) and location of measured vertical sections, paleocurrents and dip measurements. (B) Stereograms of paleocurrents measurements. (C) Stereograms of dips measurements.]

KAISO-TONYA FLAT GEOLOGICAL MAP

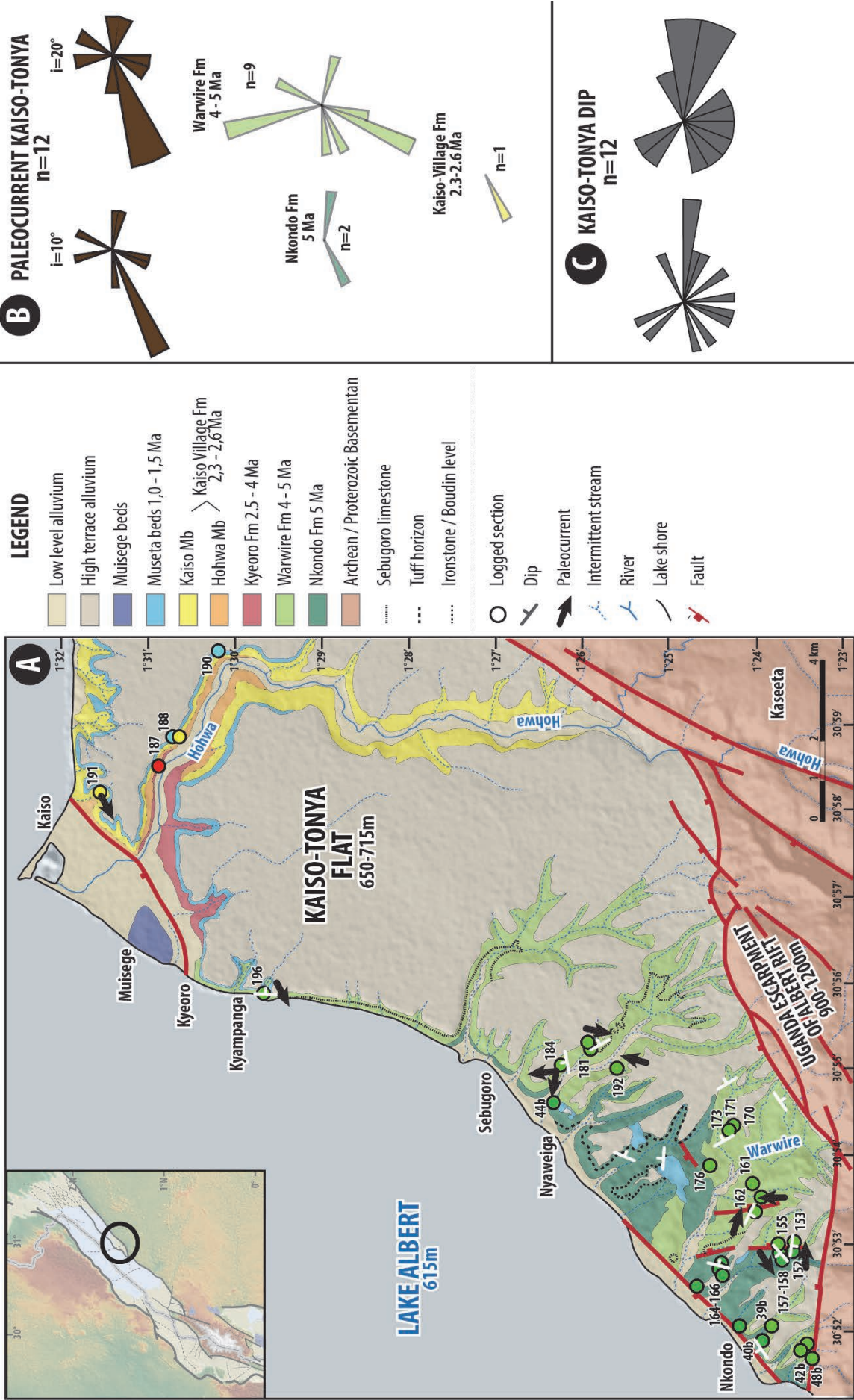


Figure 2.25 : (A) Carte géologique de la terrasse de Kaiso-Tonya (largement modifiée d'après Pickford et al., 1993) et localisation des coupes verticales mesurées et des mesures de paléocourants et pendages. (B) Stéréogrammes des mesures de paléocourants. (C) Stéréogrammes des mesures de pendages. (substantially modified after Pickford et al., 1993) and location of measured vertical, paleocurrents and dip measurements. (B) Stereograms of paleocurrents measurements. (C) Stereograms of dips measurements.]

2.3 SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS

L'analyse des affleurements des secteurs de Kisegi-Nyabusosi et Kaiso-Tonya a permis de définir six associations de faciès majeures au sein du remplissage sédimentaire du Rift Albert (§2.3.1). Caractérisées par un certain nombre de faciès types, ces associations se distinguent par l'environnement de dépôt qui leur est associé. Du plus distal au plus proximal, ces environnements sont : lac distal "profond" (Fa1), lac proximal "peu profond" (Fa2), delta subaquatique lacustre (Fa3), littoral et baie lacustre (Fa4), plaine côtière lacustre (Fa5) et chenal de rivière alluviale (+ coulée de débris) (Fa6). Les principales caractéristiques de ces associations de faciès sont exposées ci-après sous forme de tableaux au début de leur description. À l'échelle microscopique (Microscope Électronique à Balayage, MEB; §2.3.2), cinq faciès distincts ont été identifiés d'après l'exoscopie des grains de quartz : sables à grains de quartz sub-arrondis très altérés ayant subi une dissolution intense (Fex1), sables à grains de quartz sub-arrondis à sub-anguleux peu altérés (Fex2), sables à grains de quartz sub-anguleux à anguleux non altérés (Fex3), sables oxydés (Fex4) et "sables" d'origine organique (diatomite, Fex5).

2.3.1 ANALYSE MACROSCOPIQUE DE FACIÈS

2.3.1.1 Lac distal "profond" (Fa1)

FACIES ASSOCIATION 1 (Fa1): Distal "deep" lacustrine

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa1-1	Homolithic and massive or horizontally laminated dark to light grey clays	Few ferruginous nodules and concretions; diagenetic gypsum	None	- Botryococcus algae - Rare in-situ freshwater bivalves - Organic-rich (carbonaceous)	- Decantation - Distal lake
Fa1-2	(a) Highly ferruginous condensed level(10cm to 70cm); poorly sorted fine to very coarse sandstones (b) Ferruginous oolitic sandstones	(a) None, massive (b) oolite, onchoides	None	(a) Important amount of gastropods remains	(a) Distal expression of a proximal by-passing; distal lake (b) ?

Table 2.1 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa1 (lac distal "profond"). [Main characteristics of the facies association Fa1 (distal "deep" lake).]

Description

Cet environnement de dépôt correspond essentiellement à des argiles homolithiques de couleur gris/gris-sombre le plus souvent massives, plus rarement laminées (Fa1-1; fig. 2.27). Lorsqu'elles sont présentes, ces laminations consistent, dans la majorité des cas, en une alternance millimétrique de strates argileuses et de strates argileuses riches en matière organique et occasionnellement en une alternance centimétrique à décimétrique d'argiles et de silts et/ou argiles silteuses. Localement interstratifiées entre des bancs sableux (Fa2 et Fa3), ces argiles forment fréquemment des intervalles

atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ces argiles, occasionnellement silteuses, sont régulièrement riches en matière organique avec une quantité significative d'algues lacustres (de la famille des *Botryococcus*), et contiennent, localement, de rares bivalves en position de vie (endoformes, coquilles connectées). Ces argiles ne montrent aucune évidence de bioturbation, de sol hydromorphe ou de dessiccation.

Interprétation

Les caractéristiques de ces argiles indiquent un dépôt dans un milieu sous-aquatique (absence de dessiccation) réducteur comme en témoignent la présence de matière organique et de faune benthique (bivalves) et l'absence de bioturbation. Caractéristiques d'un environnement de type lac pérenne, les algues lacustres de la famille des *Botryococcus* se développent dans un milieu calme exposé à la lumière (zone photique), ce dernier point indiquant d'une tranche d'eau modérée (<50m).

Cas particulier

Les argiles lacustres sont localement interstratifiées de niveaux ferrugineux aux faciès variés (Fa1-2; fig. 2.27). Ils se présentent sous formes de bancs massifs décimétriques très denses ou de lumachelles à oncoïdes, oolites ou coquilles (en débris ou entières) de gastéropodes. Le plus souvent jointifs (texture de type "grainstone") ces éléments sont localement joints par une matrice sableuse mal classée de granulométrie moyenne à très grossière.

Ces bancs ferrugineux correspondent à des niveaux condensés associés à une phase transgressive, à un by-pass amont et/ou à une brève phase progradante (énergie importante responsable de la formation de lumachelles) suivie d'une augmentation du niveau du lac (rétrogradation).

Signature diagaphique

En subsurface, cette association de faciès se traduit sur les diagaphies par une radioactivité naturelle importante (valeurs de gamma-ray importante) et une évolution symétrique des valeurs de porosité et de densité. Les intervalles les plus radioactifs correspondent à des argiles riches en matière organique. La réponse diagaphique des niveaux ferrugineux est méconnue (fig. 2.26).

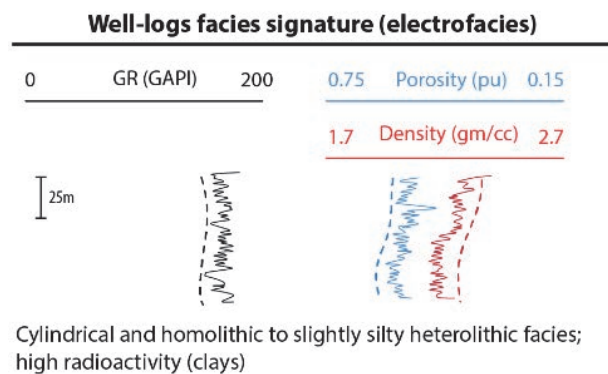
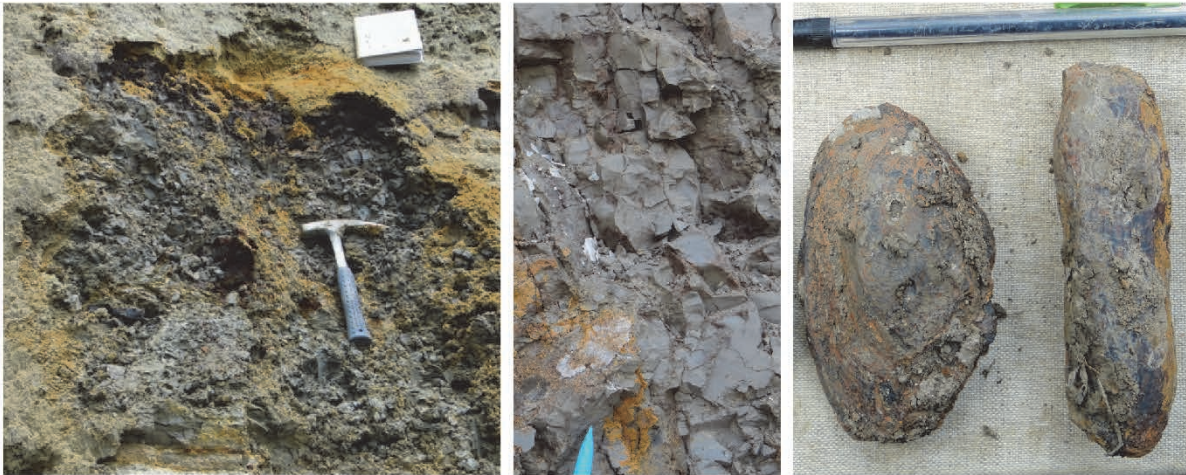
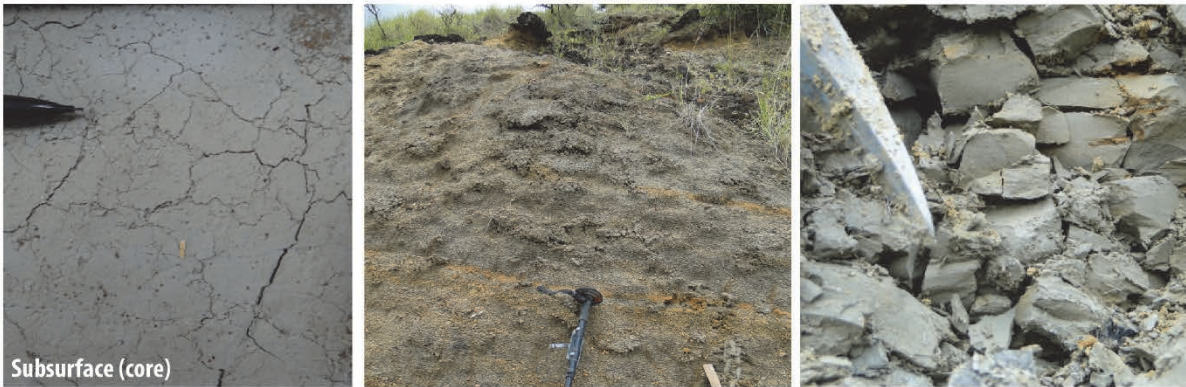


Figure 2.26 : Signature diagaphique de l'association Fa1.
[Well-log signature of the facies association Fa1.]

FACIES ASSOCIATION 1 (Fa1): Distal "deep" lacustrine



Fa1-1: Homolithic, massive or horizontally laminated organic-rich dark grey clays. Poor biological content; rare in-situ freshwater bivalves but no bioturbation.



Subsurface (core)

Fa1-1: Massive light grey clay with ferruginous nodules and concretion



Fa1-2: Highly ferruginous concensed level with accumulation of gastropods remains and ooides



Fa1-2: Pisolithic ferruginous bed

Fa1-2: Pisolithic ferruginous bed

Fa1-3: Onchoidal "ironstone"

Figure 2.27 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa1. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa1.]

2.3.1.2 Lac proximal "peu profond" (Fa2)

FACIES ASSOCIATION 2 (Fa2): Proximal "shallow" lacustrine

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa2-1	- Alternation of grey clays, silty clays and thin beds (1-20cm) of fine to medium sands - Poorly sorted sands - Clay dominated	- Clays: massive or horizontally laminated - Sands: most of the time massive; rare unidirectional current ripples or megaripples cross-bedding, horizontal bedding	- Occasional vertical and/or horizontal burrows in sand - Most of the time monospecific; rare beds showing plurispecific bioturbations	- Pedialstrum algae - Locally organic-rich	- Decantation perturbed by floods - Shallow lake
Fa2-2	- Coarse to fine-grained sands - Pluridecimeteric to metric beds - Poorly sorted; rare fining-up trends	- Sands: most of the time massive; rare unidirectional current ripples, megaripples cross-bedding and horizontal bedding	- Occasional vertical and/or horizontal burrows in sand - Most of the time monospecific; rare beds showing plurispecific bioturbations	- Pedialstrum algae - Locally organic-rich	- Flood: sand sheet - Shallow lake
Fa2-3(s)	- Mixed lithology clay/sand : silty clay to fine- to medium-grained sands (centimetric to pluridecimeteric beds) - Poorly sorted; overall fining-up trend	- Often structureless due to high bioturbation - Unidirectional current ripples cross-bedding, compound ripple cross-bedding, occasional flaser, lenticular and wavy bedding - Base and top characterized by erosional surface	- Highly bioturbated - Mostly monospecific bioturbation, some interval plurispecific	- Pedialstrum algae - Locally organic-rich	- Flood - sand sheet - Shallow lake
Fa2-4	- Massive, highly porous and very fine- to fine-grained "sand", diatomite (decimeteric to plurimeteric beds) -> Diatomite	- Massive, structureless - Decimeteric to plurimeteric beds	None	- Diatome	- Organic origin - Shallow lake

Table 2.2 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa2 (lac proximal "peu profond"). [Main characteristics of the facies association Fa2 (proximal "shallow" lake).]

Description

À l'affleurement, les sédiments lacustres peu profonds consistent soit :

- en une alternance d'argiles identiques au faciès Fa1-1 et de minces (centimétriques à décimétriques) strates de sables fins à moyens mal classés, sans évidence claire de granoclassement (Fa-2-1; fig. 2.29). Le plus souvent massives, ces strates sableuses sont parfois bioturbées (terriers horizontaux ou verticaux – bioturbation oligo- à homolithique) ou montrent des litages obliques de rides ou mégarides de courant unidirectionnel voir des litages plans horizontaux (régime hydraulique supérieur).
- en des bancs pluri-décimétriques à métriques de sables fins à grossiers mal classés, localement bioturbés (terriers horizontaux ou verticaux – bioturbation oligo- à homolithique) et le plus souvent massifs (sans structure sédimentaire, Fa2-2; fig. 2.29). Quelques-uns de ces bancs montrent un éventuel léger granoclassement normal.
- en des diatomites formant des intervalles pluri-métriques à décimétriques de "sables" fins à très fins, très poreux, massifs et sans structure sédimentaire (Fa2-4; fig. 2.29).

Les faciès sont légèrement différents en carottes où ils consistent en des strates d'épaisseur centimétrique à décimétrique de sables fins à moyens à occasionnel granoclassement normal (Fa2-3_(s); fig. 2.30). Leur spécificité réside dans la présence de surfaces érosives basales et sommitales qui

traduisent le caractère épisodique de leur dépôt. Souvent très bioturbés (bioturbation mono- à pluri-spécifique), ces bancs montrent localement des structures sédimentaires de type litages obliques madrés ("*flaser beddings*"), ondulés ("*wavy beddings*") ou lenticulaires ("*lenticular beddings*") qui témoignent de l'alternance de périodes calmes (dépôt d'argiles plus ou moins silteuses) et d'épisodes d'écoulements (sables à rides de courant). L'intensité et la diversité de la bioturbation observée dans ces bancs attestent par ailleurs de la nature peu profonde de l'environnement dans lequel ils se déposent.

Interprétation

Ces alternances argilo-sableuses (Fa2-1; Fa2-3_(s)) sous-aquatiques lacustres (voir interprétation Fa1) traduisent un processus de dépôt épisodique. Trois types de processus peuvent être évoqués en domaine lacustre (Talbot and Allen, 1996): (i) les crues, (ii) les tempêtes et (iii) les écoulements gravitaires.

L'absence de granoclassement net et de figures sédimentaires de courant de turbidité de basse et moyenne densité (e.g. litage oblique de ride et/ou mégaride chevauchante) au sein des sables excluent leur association à un processus d'écoulement gravitaire (séquences de Stow et Bouma; e.g. Shanmugam, 2003).

Ce ne sont pas des dépôts de tempêtes du fait de l'absence d'évidence d'écoulement oscillatoire, d'une granulométrie trop élevée, et d'un mauvais classement (e.g. Reineck and Singh, 1972; Goldring and Bridges, 1973).

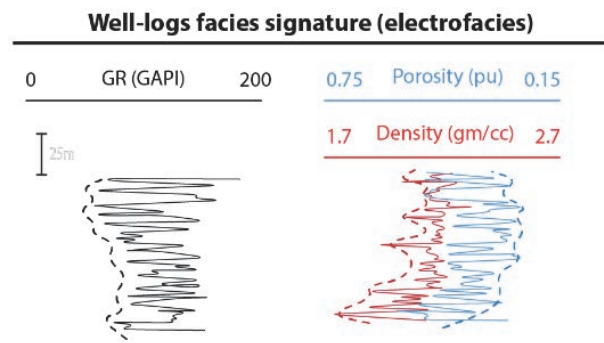
Ces alternances répondent aux critères de crues du fait du caractère mal classé et massif des sables, lesquels exposent rarement des figures sédimentaires. Plusieurs types de dépôts de crue existent : hyperpycnites sur front de delta (e.g. Olariu and Steel, 2009; Olariu et al., 2010; Saitoh and Masuda, 2013) ou écoulements directionnels sur une pente en amont (Postma, 1990a, 1990b; Mutti et al., 2000).

Les faciès observés s'apparentent plutôt à ce dernier type de dépôt, c'est à dire à des lobes sableux ("*sheets-flood*") associés à des épisodes de crues sur une rampe, sans pente significative.

La présence de surfaces d'érosion sommitales traduit par ailleurs une géométrie en lobes progradants lors de crues successives, les dépôts de crue les plus récents déposés en aval érodant le sommet des dépôts associés à une crue antérieure.

Signature diagraphique

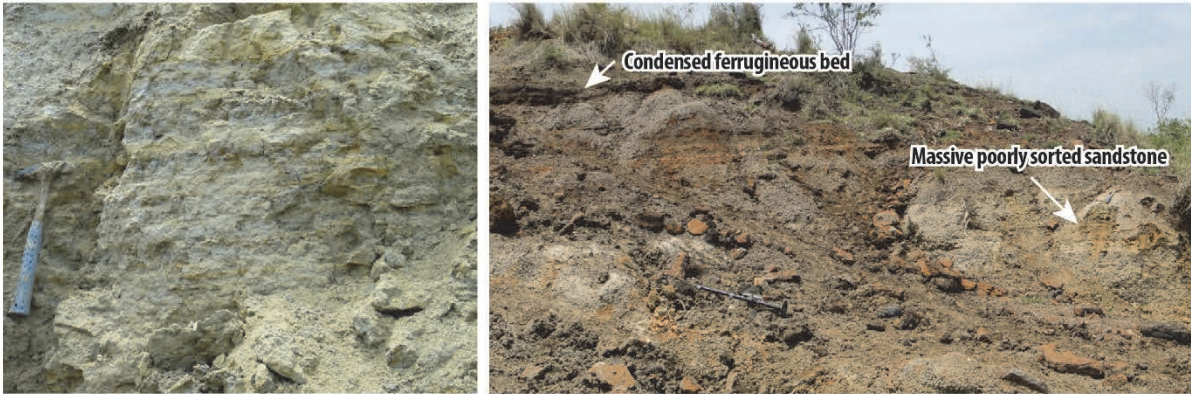
Sur les diagraphies, cette association de faciès (mis à part les diatomites) est associée à d'importantes variations de radioactivité (nombreux pics de gamma-ray) et de porosité. La tendance générale d'une séquence de dépôt de crue est souvent caractérisée par une forme en "entonnoir" (radioactivité décroissante) qui traduit un enrichissement en sable au détriment des intervalles argileux (fig. 2.28).



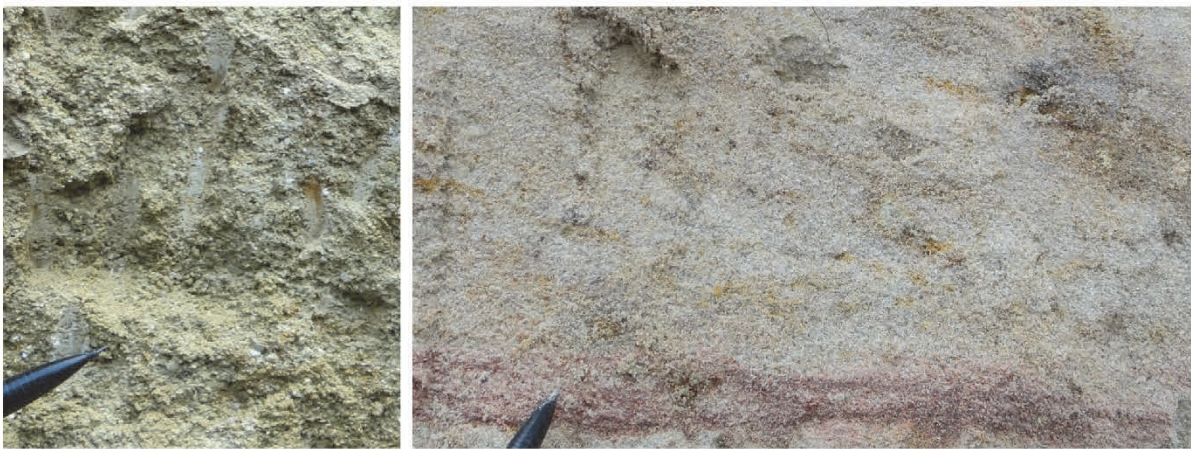
High variations (thin peaks) of radioactivity (gamma-ray) and porosity values. Funnel shape of gamma-ray (coarsening upward trend).

Figure 2.28 : Signature diagraphique de l'association Fa2.
[Well-log signature of the facies association Fa2.]

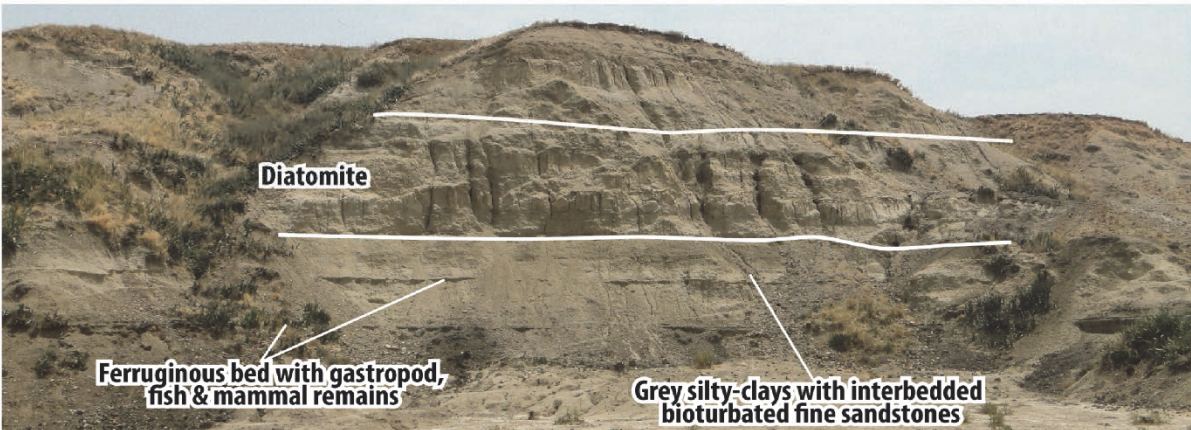
FACIES ASSOCIATION 2 (Fa2): Proximal "shallow" lacustrine



Fa2-1: Alternation of clays and poorly sorted fine- to medium-grained sands. Sand occasionally bioturbated. Rare current ripple cross-bedding and wavy/lenticular beddings.



Fa2-2: Poorly sorted fine- to coarse-grained sands, locally bioturbated. Most of the time massive, occasionally with current ripples cross-bedding.



Fa2-4: Massive very fine-grained sandstones - Diatomite

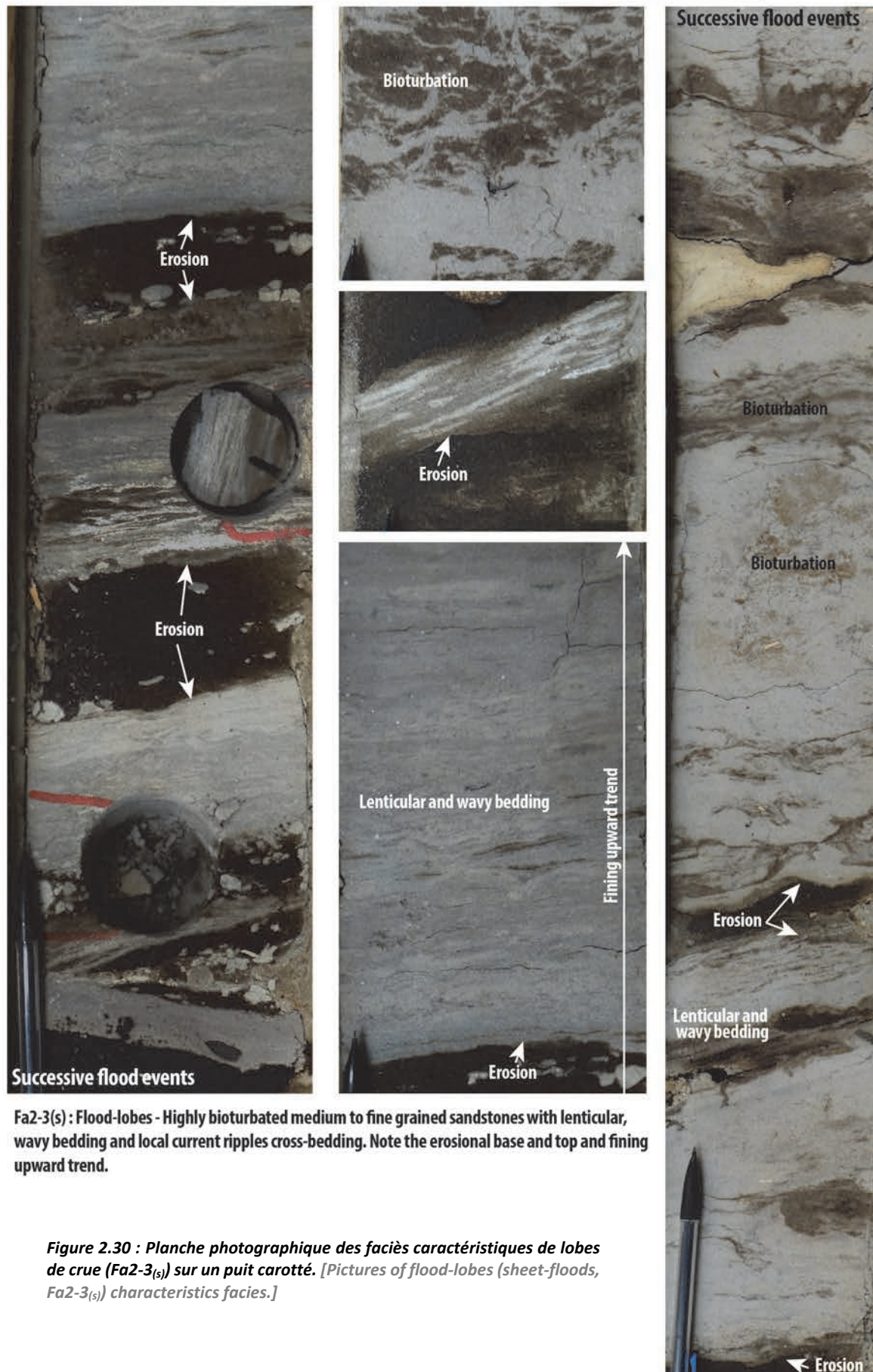


Fa2-4: Alternation of diatomite and clays

Fa4-2: Diatomite

Figure 2.29 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa2 à l'affleurement. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa2 on outcrops.]

FACIES ASSOCIATION 1 (Fa2): Proximal "shallow" lacustrine (subsurface facies - core)



Fa2-3(s) : Flood-lobes - Highly bioturbated medium to fine grained sandstones with lenticular, wavy bedding and local current ripples cross-bedding. Note the erosional base and top and fining upward trend.

Figure 2.30 : Plaque photographique des faciès caractéristiques de lobes de crue (Fa2-3_(s)) sur un puit carotté. [Pictures of flood-lobes (sheet-floods, Fa2-3_(s)) characteristics facies.]

2.3.1.3 Delta lacustre : barre d'embouchure subaquatique (Fa3)

FACIES ASSOCIATION 3 (Fa3): Lacustrine delta

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa3-1	- Fine- to coarse-grained sandstones; predominantly medium- grained (decimetric to plurimetric beds; 20cm - 2-3m) - Well sorted, occasional coarsening upward	(a) Current ripple and megaripple (3D) cross-bedding; decimetric set; localized reactivation surfaces (coarse-grained) and interbedded clays (b) Climbing ripple and megaripple and 3D/2D megaripples cross-bedding surimposed on sand bars -> compound cross-bedding (sigmoidal form); rare upturned megaripples cross-bedding (slope + shearing) (a) and (b): top of bed-set locally consisting of by-passing surface	Occasional monospecific bioturbation (vertical burrows)	Pediastrum algae in clayey interval	- Lacustrine delta: subaquatic distal mouth-bars
Fa3-2	- Medium- to very coarse-grained sandstones (decimetric to plurimetric beds; 50cm to 2m) - Poorly sorted sand; rare fining upward trend - Few rounded pebbles	- Megaripple cross-bedding organized in thinning upward sets - Bedset occasionally with compound crossbedding stratifications - Oblique laminates	Rare bioturbation	None	- Subaqueous flood dominated coastal delta -> mouth-bars
Fa3-3	- Ferruginous fine- to pebbly sandstone (centimetric to pluridecimetric beds) - Various facies	None	Horizontal and vertical burrows, plurispecific bioturbation (not systematic)	Gastropods, fish, reptile and mammal remains	?

Table 2.3 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa3 (delta lacustre). [Main characteristics of the facies association Fa3 (lacustrine delta).]

Description

Ces faciès consistent essentiellement en des bancs sableux décimétriques à pluri-métriques à litages obliques composés qui traduisent la migration de barre sableuses (>10m). De granulométrie fine à grossière, ces sables sont homolithiques, bien triés, et ponctuellement caractérisés par une granocroissance (Fa3-1) ou, plus rarement, une légère granodécroissance (Fa3-2) (fig. 2.32 & 2.33). Les litages obliques de rides/mégarides de courant 2D/3D (crêtes sinueuses) ou 3D observés au sein de ces intervalles sableux sont fréquemment chevauchants, ce qui traduit la combinaison de mécanisme de transport en traction ("*bed-load*") et en suspension ("*suspended-load*"; Allen, 1981). À plus grande échelle, ces rides et mégarides se surimposent à d'épaisses barres sableuses (>10m) pour former des litages obliques composites sigmoïdaux ("*compound cross-bedding*"). Ces barres sableuses sont localement bioturbées à leur sommet (terriers le plus souvent verticaux – bioturbation oligo- à monospécifique) Les intervalles argileux localisés entre les barres d'embouchure contiennent une quantité significative d'algues lacustres de la famille des *Pediastrums*.

Interprétation

Couplées aux mégarides chevauchantes, les litages composites sont caractéristiques de barres sableuses formées à l'interface entre embouchure de rivière et front de delta (barres d'embouchure – "*mouth-bars*"; e.g. Coleman and Wright, 1975; Galloway, 2001; Olariu et al., 2012). Bien que

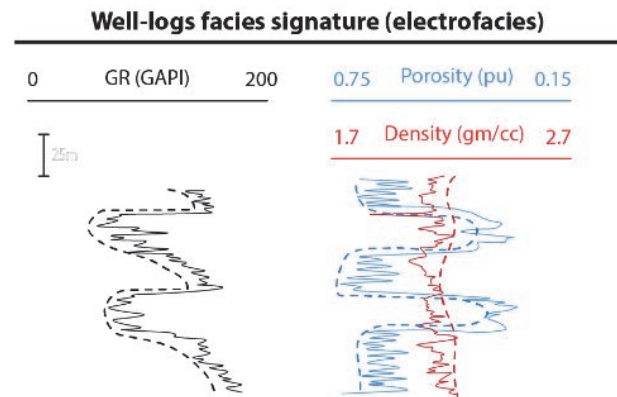
relativement peu fréquente (potentiellement du fait d'épisodes successifs de crues), la bioturbation observée au sein de ces barres témoigne d'un environnement subaquatique. Les niveaux conglomératiques observés ponctuellement au sommet des barres d'embouchure constituent le résultat d'un by-pass le plus probablement lié à un épisode de crue (Mutti et al., 1996, 2000, 2003). Les *Pediastrums* sont des algues lacustres caractéristiques d'un environnement subaquatique perturbé par des arrivées sableuses et peuvent donc se développer en milieu deltaïque (front de delta).

Cas particulier

Ces barres d'embouchure sont régulièrement associées à des niveaux gréseux ferrugineux massifs (sans structure sédimentaire) aux faciès et à la granulométrie variés (Fa3-3; fig. 2.33). Ces niveaux sont souvent intensément bioturbés et exposent fréquemment des restes de gastéropodes, poissons, reptiles et mammifères. Parfois difficiles à distinguer des niveaux condensés (Fa1-2), ces niveaux ferrugineux traduisent un environnement de dépôts subaquatique proximal, à l'interface entre le front de delta et le littoral lacustre (bioturbation).

Signature diagraphique

Sur les diagraphies, l'association de faibles valeurs de radioactivité (faible gamma-ray) en forme "d'entonnoir" (séquence grano/sablo croissante) et d'importantes valeurs de porosité constituent la réponse caractéristique d'une barre d'embouchure progradante (fig. 2.31).



Funnel shapes (coarsening up trend); sandy heterolithic facies. Sharp radioactive top (clays)

Figure 2.31 : Signature diagraphique de l'association Fa3.
[Well-log signature of the facies association Fa3.]

FACIES ASSOCIATION 3 (Fa3): Lacustrine delta



Fa3-1: Medium- to coarse-grained sandstone with coarsening-upward trend, megaripple cross-bedding and horizontal bioturbation



Fa3-1: Medium to coarse grained sandstone with compound upturned megaripples (slope + shearing)



Fa3-1: Outcrop of lacustrine mouth-bar facies. Fine- to coarse-grained sandstone with compound, 3D megaripples, current ripples and climbing ripple/megaripple cross-bedding. Ferruginized at the top.



Fa3-1: Medium- to very coarse-grained sandstones with climbing megaripple cross-bedding and horizontal lamination at the top



Fa3-1: Fine grained sandstone with compound cross-bedding and horizontal laminations at the top

Figure 2.32 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa3 (1/2). [Pictures of the characteristics facies of the association Fa3 (1/2).]

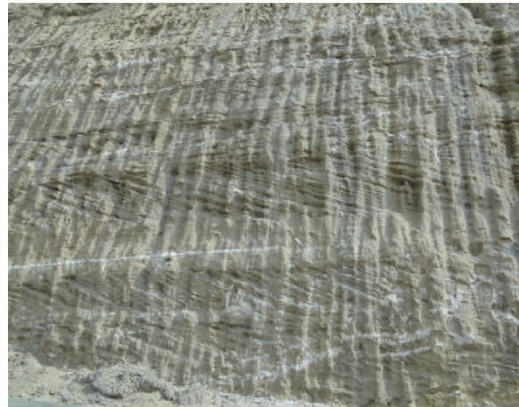
FACIES ASSOCIATION 3 (Fa3): Lacustrine delta



Fa3-2: Fine- to medium- grained sandstone with megaripple /ripple cross-bedding surimposed on sand barsti form compound sigmoidal-shaped cross-bedding



Fa3-1: Fine to medium grained sandstone with current ripple or megaripple (3D) cross-bedding organized in decimetric sets (F3-6); localized reactivation surfaces (coarse grained material) and interbedded shales



Fa3-2: Very coarse grained sandstone showing fining-upward trend and thinning upward megaripple sets (stacked at the top)



Fa3-3: Ferruginous sandstone with gastropod remains



Fa3-3: Bioturbated ferruginous sandstone



Fa3-3: Ferruginous coarse-grained sandstone

Figure 2.33 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa3 (2/2). [Pictures of the characteristics facies of the association Fa3 (2/2).]

2.3.1.4 Littoral et baie lacustre (Fa4)

FACIES ASSOCIATION 4 (Fa4): Lacustrine shoreline

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa4-1	- Massive fine- to medium-grained sandstone (decimetric to metric beds) - Well sorted	None	Very bioturbated; horizontal and vertical burrows, plurispecific	None	- Lacustrine shoreline
Fa4-2	- Clean fine- to medium-grained sandstone (decimetric to metric beds) - Well sorted	- Current and avalanching ripple/megaripple cross-bedding	Horizontal and vertical burrows, plurispecific bioturbation	Local coquina (gastropods debris)	- Lacustrine embayment

Table 2.4 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa4 (littoral et baie lacustre). [Main characteristics of the facies association Fa4 (lacustrine shoreline to embayment).]

Description

Cette association de faciès consiste exclusivement en des sables homolithiques, propres, fins à moyens, bien classés et organisés en bancs pluri-centimétriques à métriques (Fa4-1 et Fa4-2; fig. 2.34). Ces sables massifs (Fa4-1), ou à litages obliques de rides et mégarides de courant ou de rides d'avalanche, sont intensément bioturbés (bioturbation plurispécifique; terriers horizontaux et verticaux et autres bioturbations indéterminées) et parfois associés à des lumachelles (Fa4-2).

Les mesures de paléocourants réalisées sur ces faciès dans les formations de Nyakabingo (secteur de Kisegi-Nyabusosi) et Warwire (terrasse de Kaiso-Tonya) indiquent une forte dispersion des directions d'écoulement, directions qui sont ponctuellement incompatibles à celles d'un delta lacustre (directions perpendiculaires au trait de côte ou orientées vers le littoral).

Interprétation

L'intense et diversifiée bioturbation observée indique un milieu subaquatique peu profond et le caractère homolithique des sables suggère un dépôt dans un environnement de type littoral lacustre, hors delta (absence de faciès de barres d'embouchure et dispersion des paléocourants).

L'absence de rides de vague et le caractère moyennement classé (granulométrie fine à moyenne) excluent un dépôt le long d'un littoral dominé par les écoulements oscillatoires de vagues. Ces faciès peuvent néanmoins résulter de courants directionnels de dérive littorale induits par le vent comme cela est connu le long de nombreux lacs africains (e.g. lacs Malawi, Turkana, Tanganyika; e.g. Frostick and Reid, 1986)

Signature diagraphique

Souvent interstratifiés par des intervalles argileux lacustres (Fa1-1), ces faciès sont difficiles à distinguer des lobes de crue en subsurface (Fa2).

FACIES ASSOCIATION 4 (Fa4): Lacustrine shoreline



Fa3-1: Massive well sorted fine-grained sand; highly bioturbated



Fa4-2: Coquina



Fa4-2: Fine- to medium-grained bioturbated sand with current and avalanching ripple and megaripple cross-bedding



Figure 2.34 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa4. [Pictures of the characteristic facies of the association Fa4.]

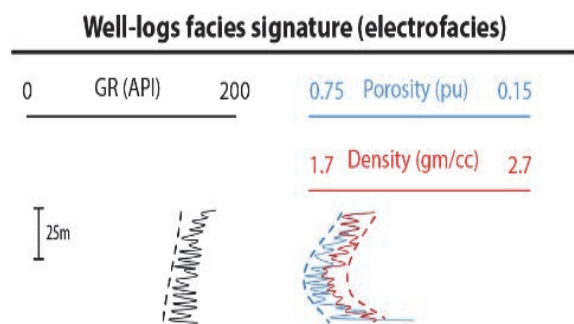
2.3.1.5 Plaine côtière lacustre (Fa5)

FACIES ASSOCIATION 5 (Fa5): Lacustrine coastal plain

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa5-1	- Dark-grey to green massive clays, locally silty - Few hydromorphic soil	None	Rare burrows (insect?)	- Plant remains, lignite (cuticles, wood debris) - Poaceae, gramineae	- Decantation - Lacustrine coastal plain: marshes, ponds - Water saturation

Table 2.5 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa5 (plaine côtière lacustre). [Main characteristics of the facies association Fa3 (lacustrine delta).]

La plaine côtière lacustre se traduit essentiellement par des argiles grisâtres à verdâtres riches en débris de plantes, en lignite et en pollens de la famille des *Poaceae/Gramineae* (fig. 2.35) et au sein desquelles quelques évidences de sols hydromorphes ont pu être observées. Ces argiles se déposent dans des environnements riches en végétaux sous faible tranche d'eau de type marais



Bell and cylindrical shape; low density, high porosity and radioactivity (lignite and clays)

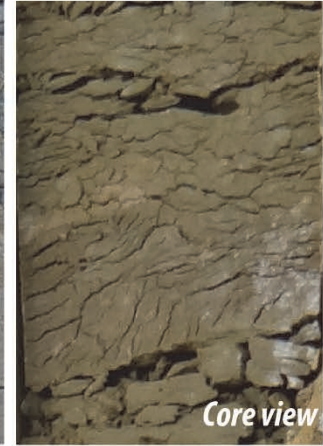
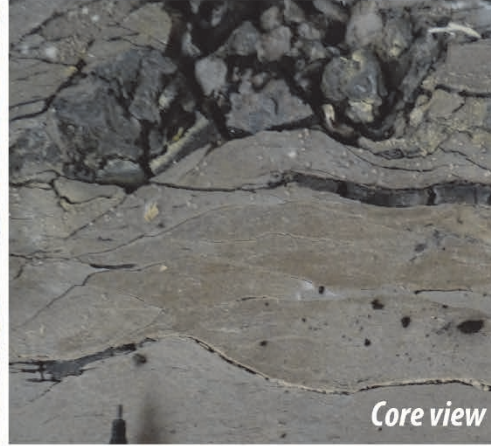
Figure 2.35 : Signature diagraphique de l'association Fa5. [Well-log signature of the facies association Fa5.]

ou fond de baie. En subsurface, la réponse diagraphique de tels faciès correspond à de fortes valeurs de radioactivité et de porosité et une faible densité (fig. 2.36).

FACIES ASSOCIATION 5 (Fa5): Lacustrine coastal plain



Fa5-1: Grey/black massive clay with significant amount of lignite and plant debris



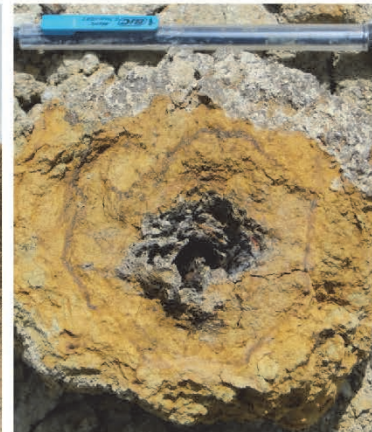
Fa5-1: Grey to green massive clay



Fa5-1: Leaf trace in grey clay



Fa5-1: Massive green clay



Fa5-1: Nodule with fossilized root

Figure 2.36 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa5. [Pictures of the characteristics facies of the association Fa5.]

2.3.1.6 Chenal de rivière alluviale et coulée de débris (Fa6)

FACIES ASSOCIATION 6 (Fa6): River channel

Facies	Lithology and granulometry	Sedimentary Structures	Bioturbation	Biological content	Process of formation Interpretation
Fa6-1	- Very coarse- to medium-grained reddish sandstones (decimetric to plurimetric beds) - Relatively well sorted; fining upward trend	- Megaripples (2D) cross-bedding in decimetric laminasets - Sharp end/or erosional base - Occasional basal conglomeratic lag	Rare burrows (insect?)	None	- Bedload - Distributary channel of a lacustrine delta - Alluvial plain
Fa6-2	- Polygenic and heterogranular pebbly to conglomeratic sandstones; silty/clayey matrix (plurimetric beds) - Very poorly sorted	None	None	None	Debris flow

Table 2.6 : Principales caractéristiques de l'association de faciès Fa6 (chenal de rivière et coulée de débris). [Main characteristics of the facies association Fa6 (river channel and debris-flow).]

Description

Cet environnement consiste essentiellement en des sables très moyens à très grossiers granodécroissants et à litages obliques de mégarides/rides 2D et 3D. La base de ces bancs sableux décimétriques à plurimétriques est nette, érosive et parfois soulignée par des niveaux à galets (lags) (Fa6-1; fig. 2.38). Dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi sont observés des sables grossiers à conglomeratiques massifs, très mal triés, et sans structure sédimentaire (Fa6-2; fig. 2.38). Ce faciès grossier est exclusivement présent au sein de la Formation de Katorogo (secteur de Kisegi-Nyabusosi) qui tronque les formations antérieures basculées.

Interprétation

L'absence de bioturbation, l'organisation en séquences érosives granodécroissantes et la présence de *Poaceae* indiquent un dépôt dans un milieu continental de type plaine alluviale. L'observation de litages obliques de mégarides 2D-3D témoigne d'un dépôt dans un chenal fluviatile à mode de transport en traction ("*bed-load*"), à l'interface entre un système en tresses et un système faiblement sinueux (chenal distributaire; e.g. Allen, 1965; Miall, 2006). Quelques événements gravitaires récents sont reconnus à travers la présence de coulées de débris (conglomerats mal classés massifs; Fa6-2).

Signature diagraphique

La signature diagraphique de ces chenaux fluviatiles consiste, à leur base, en une rapide et nette baisse des valeurs de gamma-ray puis en de faibles valeurs de radioactivité en forme de "cloche" (séquences grano/sablo décroissantes) ; (fig. 2.37).

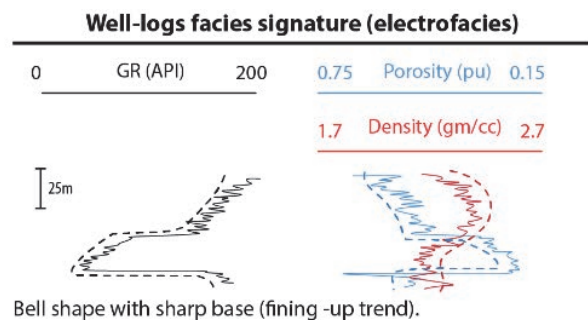
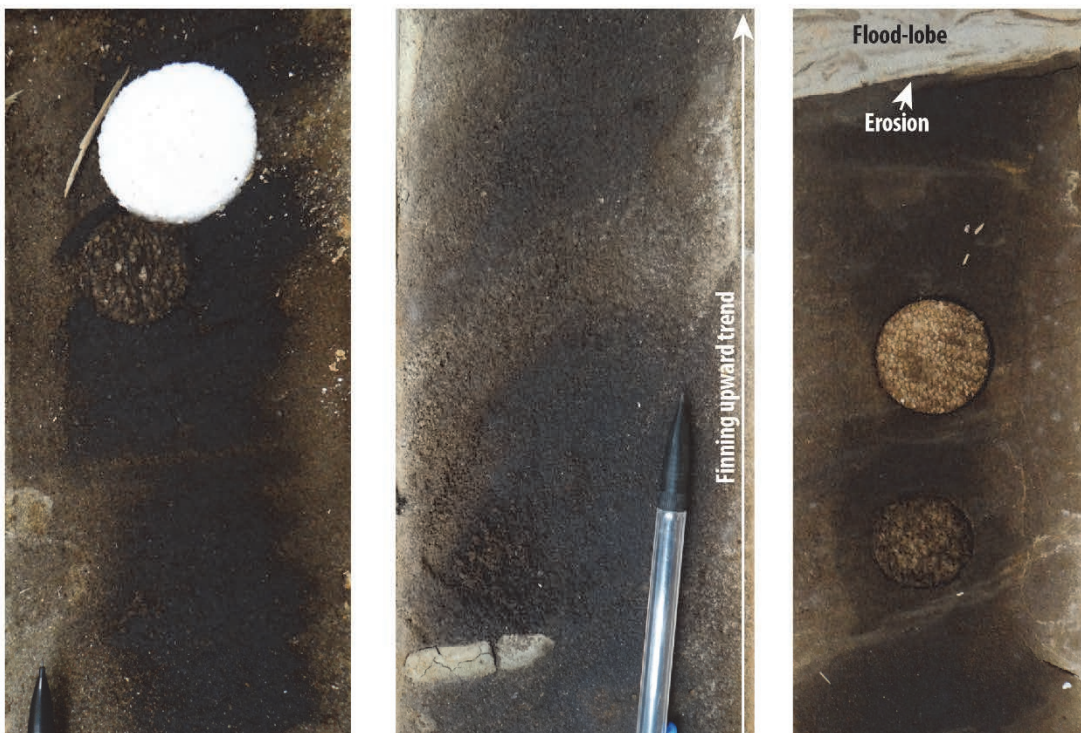


Figure 2.37 : Signature diagraphique de l'association Fa6. [Well-log signature of the facies association Fa6.]

FACIES ASSOCIATION 6 (Fa6): River channel



Fa6-1: Fining-upward sequence of coarse-grained red sandstone with conglomeratic basal lag and megaripple cross-bedding (2D) organized in decimetric sets (stacked at the top)



Fa6-1: Fining-upward medium- to coarse- grained sandstone with ripple/megaripple cross-bedding



Fa6-2: Very poorly sorted conglomeratic sandstone with polygenic and heterogranular pebbles; Localized silty-clayey matrix

Figure 2.38 : Planche photographique des faciès caractéristiques de l'association de faciès Fa6. [Pictures of the characteristic facies of the association Fa6.]

2.3.2 ANALYSE MICROSCOPIQUE DE FACIÈS : EXOSCOPIE DES QUARTZ

L'analyse des grains de quartz par microscope électronique à balayage (exoscopie) est un puissant outil permettant de reconstituer leur histoire géologique, de leur "libération" de leur roche d'origine par altération (chimique ou mécanique) en amont, jusqu'à leur sédimentation dans le bassin sédimentaire en aval, bassin au sein duquel ils subissent ensuite les effets de la diagénèse. Leur morphologie, leur taux de préservation ainsi que les traces d'action mécanique ou chimique observées à leur surface constituent autant de caractéristiques permettant de déterminer leur source (i.e. la roche dont ils sont issus) ainsi que les mécanismes responsables de leur transport jusqu'au bassin sédimentaire.

Les descriptions et interprétations présentées ci-après reposent sur les synthèses fondatrices de Doornkamp et Krinsley (1971), Krinsley and Doornkamp (1973) et Le Ribault (1977).

Dans cette optique, une trentaine d'échantillons de sables représentatifs de l'ensemble de la succession sédimentaire du Rift Albert ont été analysés au microscope électronique à balayage (MEB). Cinq faciès majeurs ont ainsi été identifiés : sables à grains de quartz sub-arrondis très altérés ayant subi une dissolution intense (Fex1), sables à grains de quartz sub-arrondis à sub-anguleux peu altérés (Fex2), sables à grains de quartz sub-anguleux à anguleux non altérés (Fex3), sables oxydés (Fex4) et diatomites (Fex5). Les principales caractéristiques de ces faciès sont compilées dans la table 2.7.

QUARTZ GRAIN STRUCTURE- EXOSCOPY FACIES (Fex)

Facies	Grain shape	Chemical trace	Mechanical trace	Diagenesis	Origin Transport mechanism
Fex-1	Sub-rounded, rarely sub-angular	<p>High to very high dissolution (etching); local evidence of successive generations of dissolution</p> <ul style="list-style-type: none"> - Numerous chemical etched V-form - Linear dissolution - Anastomosed network - Dissolution pits - Etch triangle - Solution crevasse - Deep surface etching (deep hole) 	<p>Polished forms related to transportation by water-flow</p> <ul style="list-style-type: none"> - Mechanical V-shape depression - Irregular breakage pattern - Conchoidal fractures - Rounded edges - Straight to slightly curved grooves 	<ul style="list-style-type: none"> - Rare quartz crystal growth, salt precipitation and adhering particles - Precipitation of small silica particles 	<ul style="list-style-type: none"> - Erosion of a weathering profile (upper saprolite) - Subaqueous transportation (river-channel, flood lobes)
Fex-2	Sub-rounded, smoothed edges	<p>Occasional and moderate evidence of (secondary) dissolution</p> <ul style="list-style-type: none"> - Small chemical etched V-form - Deep surface etching (deep hole) 	<p>Smoothed to moderately smoothed mechanical forms</p> <ul style="list-style-type: none"> - Mechanical V-shape depression - Irregular breakage pattern - Conchoidal fractures - Rounded edges - Straight to slightly curved grooves - Shock "cupule" - Shearing structure 	<ul style="list-style-type: none"> - Rare precipitation of silica particles 	<ul style="list-style-type: none"> - Erosion of fresh to slightly weathered basement (base of weathering profile) - Subaqueous transportation (river-channel)
Fex-3	Angular to sub-angular; sharp edges	<p>Very rare evidence of moderate etching</p>	<p>Clear (unpolished) and sharp mechanical forms</p> <ul style="list-style-type: none"> - Conchoidal fractures - Straight to slightly curved grooves - Shock "cupule" - Shearing structure - Friction trace 	<ul style="list-style-type: none"> - None 	<ul style="list-style-type: none"> - Erosion of fresh basement - Limited transport (flood lobes?)
Fex-4	Sub-rounded to sub-angular - Covered by aggregated oxydes	<p>Hidden by oxides precipitation</p>	<p>Hidden by oxides precipitation</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Iron oxides precipitation 	<ul style="list-style-type: none"> - Post-depositional oxides precipitation
Fex-5	Organic origin - Diatomite (subaqueous algae)	<p>None</p>	<p>None</p>	<ul style="list-style-type: none"> - None 	<ul style="list-style-type: none"> - Accumulation of diatom in subaqueous (lacustrine) environment

Table 2.7 : Catalogue des faciès microscopiques définis d'après la morphologie des grains de quartz [Catalog of microscopic facies defined after the morphology of quartz grains.]

2.3.2.1 Grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1)

Ces grains de quartz sont caractérisés par une forme majoritairement sub-arrondie, plus rarement sub-anguleuse. Leur morphologie générale ainsi que leur surface témoignent d'une altération chimique intense responsable de leur dissolution partielle (fig. 2.39 & 2.40). L'analyse de ces structures d'origine chimique (e.g. écailles siliceuses concaves, ou desquamation, réseau de dissolution anastomosé, triangle ou "V" de dissolution) témoigne de l'existence d'au moins deux générations de dissolution. La première consiste en une dissolution en profondeur du grain de quartz (triangles de dissolution emboîtés) et est responsable de son aspect très disséqué/dégradé et des propriétés réservoir exceptionnelles des faciès sableux dans lesquels ils sont observés (porosité et perméabilité élevées). Elle résulte d'une altération chimique intense du substratum responsable de la formation d'un profil latéritique dont les grains de quartz sont issus. Compte-tenu de l'importance de la dissolution à laquelle les grains Fex1 ont été soumis, leur matériel d'origine correspond manifestement à la partie supérieure d'un profil d'altération (soumis à une hydrolyse intense). La seconde génération de dissolution correspond à une dégradation de la surface du grain (triangles et réseaux de dissolution anastomosés peu profonds). Postérieures au dépôt, ces figures de dissolution résultent d'une altération récente due au climat tropical humide actuel de l'Ouganda. Prélevés à l'affleurement, les échantillons sont en effet soumis à l'influence du climat et des précipitations actuelles.

Ces grains de quartz exposent par ailleurs des traces d'actions mécaniques liées au transport par des eaux courantes. La diversité de ces traces d'origine mécanique (cassures conchoïdales, figures de frottement/cisaillement, i.e. figure de broutage et stries, traces de chocs en "V", cupules) témoigne de la variation de l'énergie de l'environnement subaquatique dans lequel ont évolué ces grains de quartz. Comme pour la dissolution, plusieurs générations d'actions mécaniques peuvent être identifiées. Par exemple, la présence de cassures conchoïdales ou de figures de broutage émoussées suggère deux mécanismes de transport distincts : (i) un transport en régime de haute énergie (e.g. torrentiel) responsable de la formation des cassures et traces de frottement et (ii) un régime fluvial moins turbulent responsable de leur émoussement par "roulement" du grain. Couplées à leurs arêtes émoussées, ces figures d'action mécanique attestent d'un transport significatif des grains de quartz par un système fluvial, depuis leur source, jusque dans le Rift Albert. Cette interprétation est en adéquation avec la localisation de ces grains dans le remplissage du rift. En effet, ces grains de quartz sont majoritairement observés dans les faciès de delta et de littoral lacustres (Fa3 et Fa4), deux environnements alimentés en sédiments par un système fluvial.

EXOSCOPY FACIES 1 (Fex1) - Sub-rounded quartz; very high dissolution

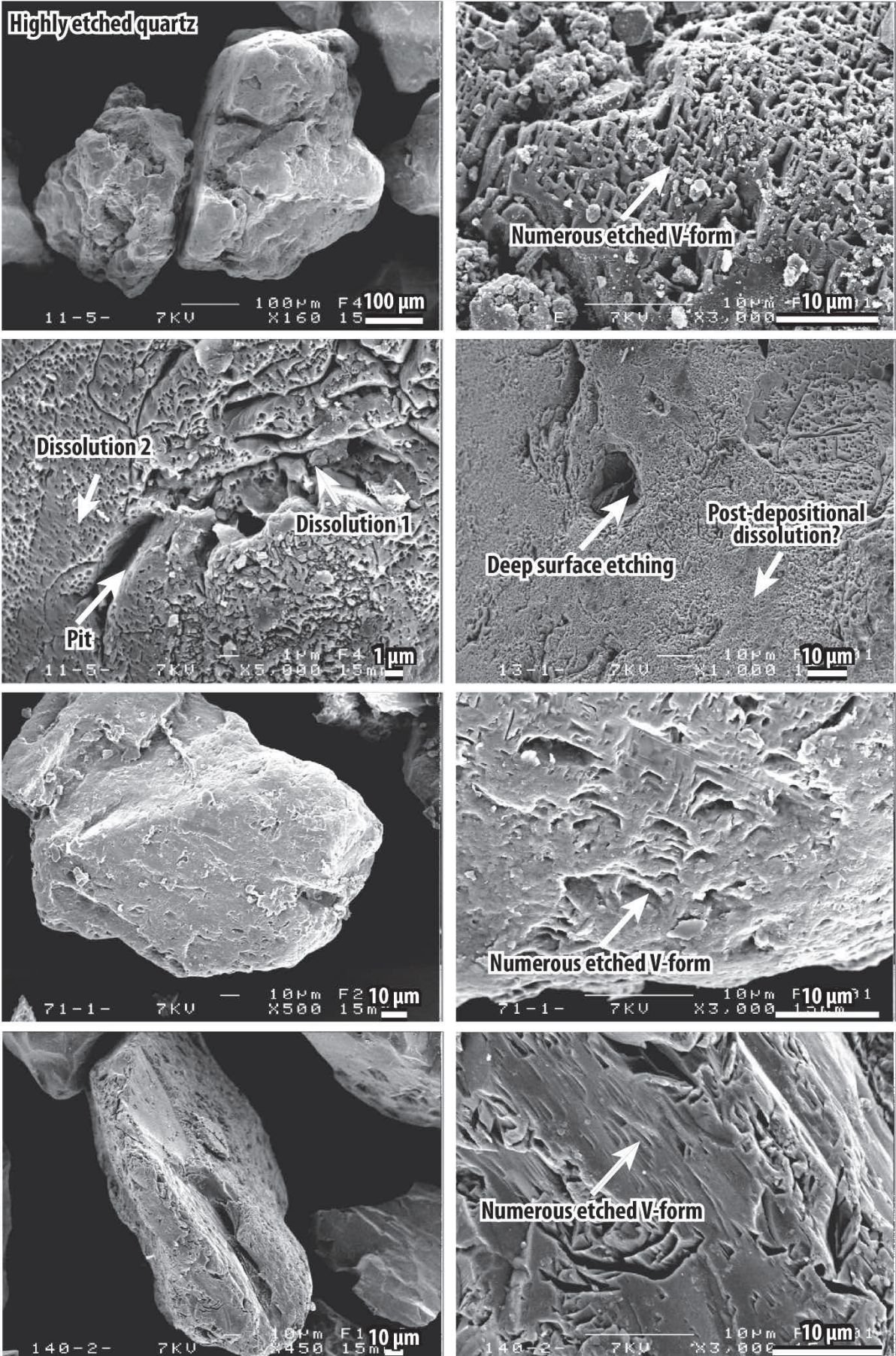


Figure 2.39 : Planche photographique de grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1; photographies réalisées au MEB) (1/2). [Pictures of highly weathered sub-rounded quartz grains (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM) (1/2).]

EXOSCOPY FACIES 1 (Fex1) - Sub-rounded quartz; very high dissolution

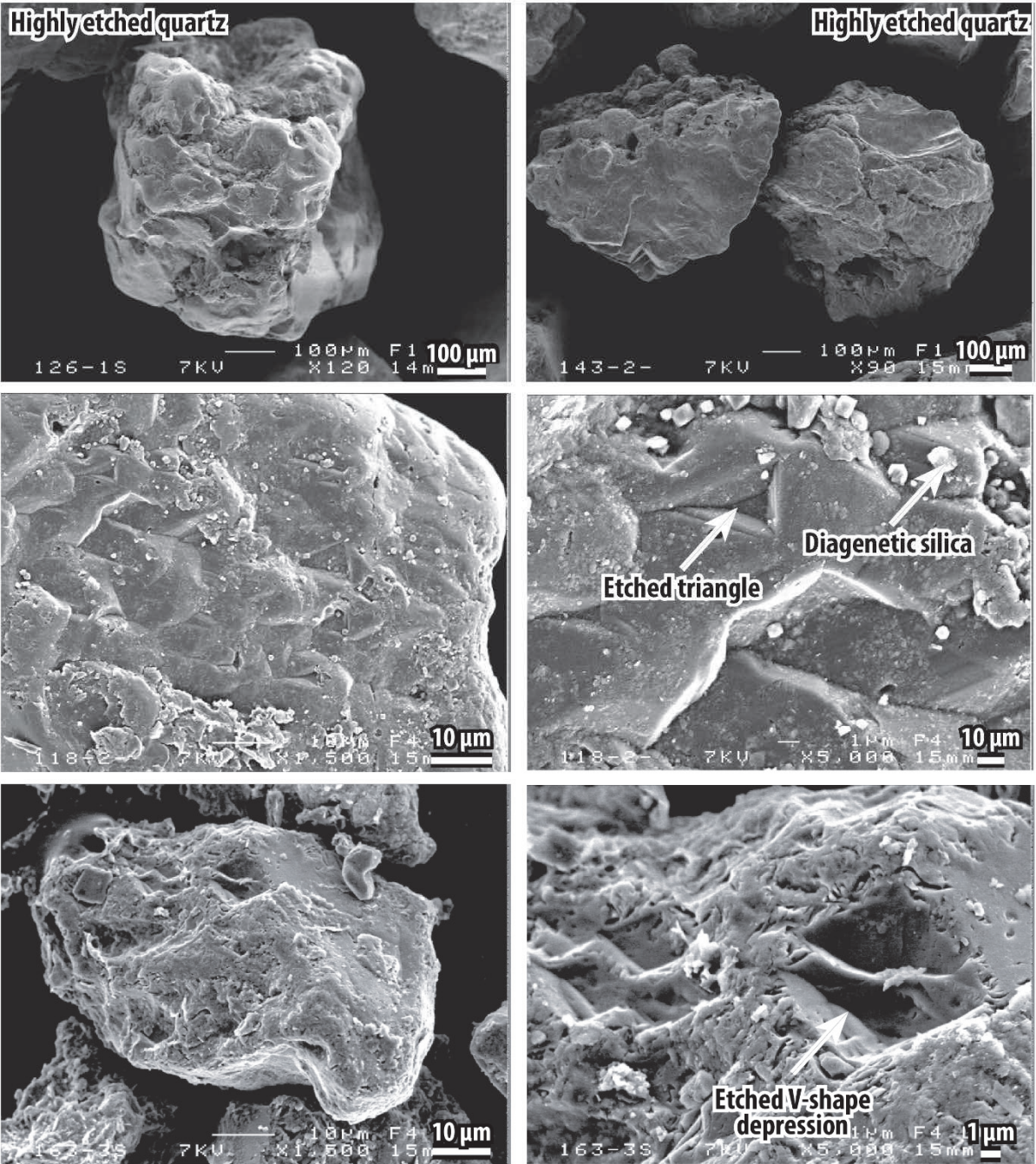


Figure 2.40 : Planche photographique de grains de quartz sub-arrondis très altérés (Fex1; photographies réalisées au MEB) (2/2). [Pictures of highly weathered sub-rounded quartz grains (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM) (2/2).]

2.3.2.2 Grains de quartz sub-arrondis peu altérés (Fex2)

De prime abord similaire à l'association de faciès Fex1, l'association Fex2 regroupe un ensemble de grains dont les arêtes, dans l'ensemble relativement émoussées (grains sub-anguleux à sub-arrondis), témoignent de différent taux de transport par les eaux courantes (fig. 2.41). Comme les grains caractéristiques de l'association de faciès Fex1, la présence de nombreuses traces d'origine mécanique (cassures conchoïdales, figures de frottement, chocs en "V") suggèrent un transport par un réseau fluvial. Ces grains sont d'ailleurs majoritairement observés au sein des mêmes faciès macroscopiques (Fa3 et Fa4). La différence majeure entre les associations de faciès Fex1 et Fex2 réside dans le taux d'altération des grains de quartz. En effet, les grains de l'association Fex2 ne montrent que quelques ponctuelles traces de dissolution profonde suggérant une roche d'origine moins altérée que celle constituant la source des grains Fex1.

2.3.2.3 Grains de quartz sub-anguleux à anguleux non altérés (Fex3)

Caractérisés par des arêtes très peu émoussées, les grains de quartz Fex3 ne présentent aucune évidence de dissolution chimique intense et primaire (fig. 2.42), suggérant ainsi (i) un déchaussement d'une roche-source peu altérée (altération ménagée : base de profil d'altération où l'hydrolyse est moins importante) ou (ii) l'érosion d'une arène n'ayant subi que peu de dissolution. Peu nombreuses, les traces d'action mécanique ne montrent aucun signe d'émoussement et consistent essentiellement en des cupules, des traces de cisaillement et des cassures conchoïdales, lesquelles sont caractéristiques d'un environnement de haute énergie. La nature et le nombre limité de ces traces couplés à l'aspect anguleux des grains suggèrent un transport limité ponctuel sur une faible distance. Observés dans la majeure partie des environnements de dépôt (sableux) définis à l'affleurement, ces grains sont néanmoins plus nombreux dans les faciès de lobes de crues qui consistent en un épandage sableux dans le bassin. De par leur caractère épisodique, les crues "arrachent" les grains à leur roche d'origine et les transportent pendant une courte durée, limitant ainsi leur émoussement.

2.3.2.4 Grains de quartz oxydés (Fex4) et diatomites (Fex5)

Outre la morphologie des grains de quartz, l'analyse au microscope électronique à balayage a par ailleurs permis (i) d'observer le caractère secondaire (post-dépôt) de l'oxydation de certains bancs gréseux ferrugineux (faciès Fex4 associé aux bancs ferrugineux bioturbés et fossilifères Fa3-3; fig. 2.43) et (ii) de confirmer la présence de diatomées (Fex5) au sein des bancs de "sables" fins à très fins, poreux, et très peu denses (diatomites, Fa2-4; fig. 2.43).

EXOSCOPY FACIES 2 (Fex2) - Sub-rounded quartz; slightly weathered, significant transport

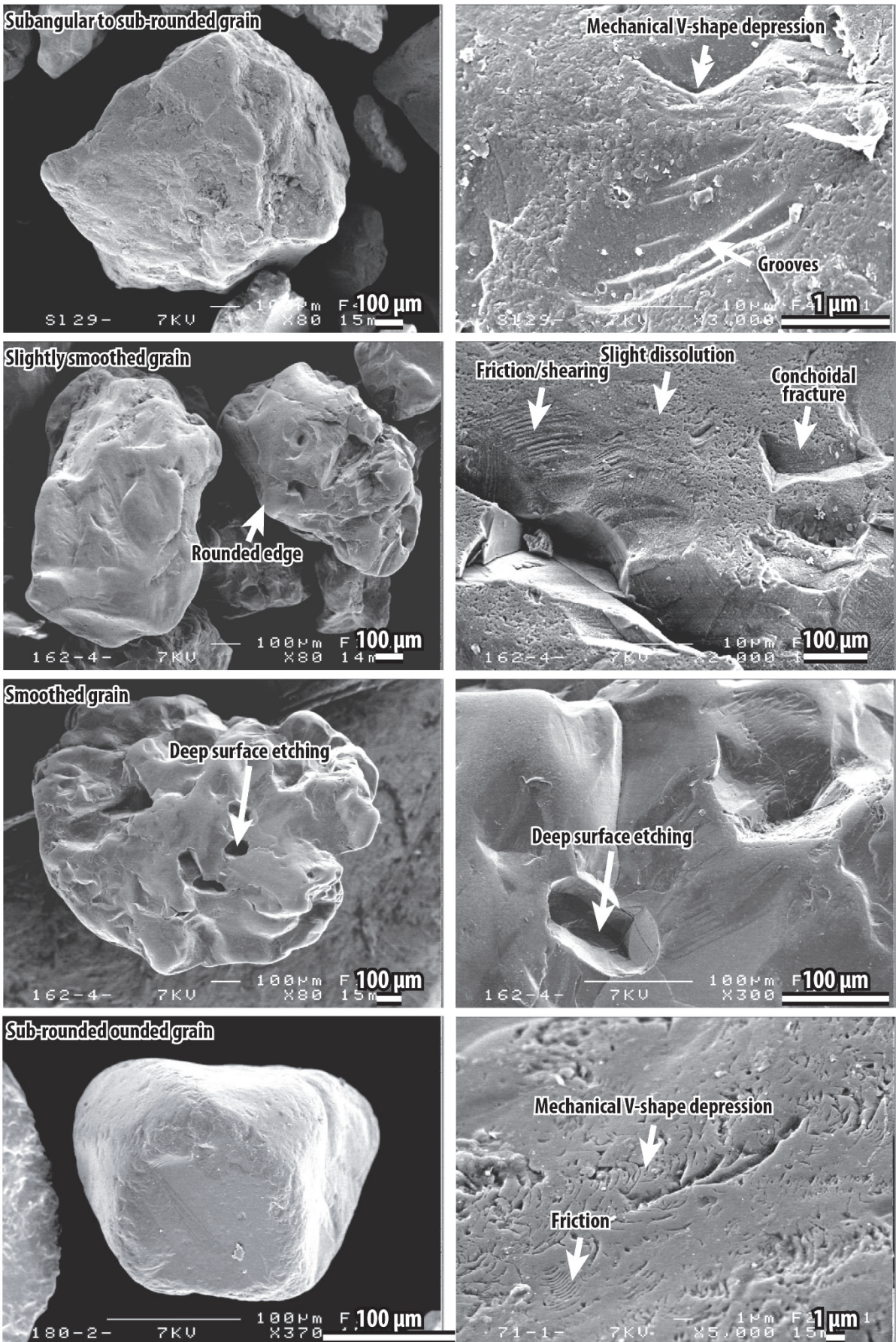


Figure 2.41 : Planche photographique de grains de quartz sub-anguleux à sub-arrondis peu altérés (Fex2; photographies réalisées au MEB). [Pictures of slightly weathered sub-angular to sub-rounded quartz grains (Fex2; pictures from SEM).]

EXOSCOPY FACIES 3 (Fex3) - Angular quartz; no dissolution, moderate transport

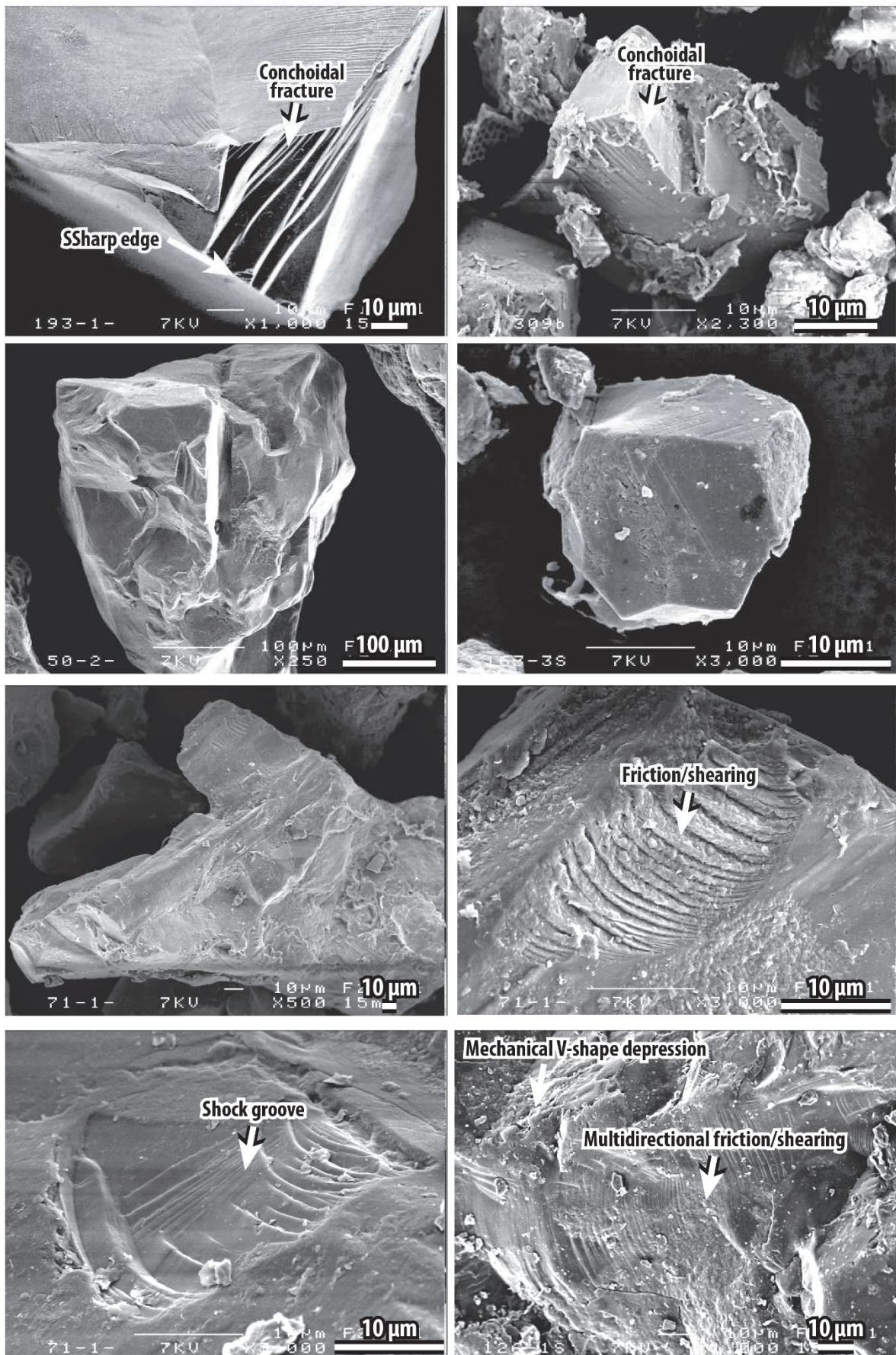
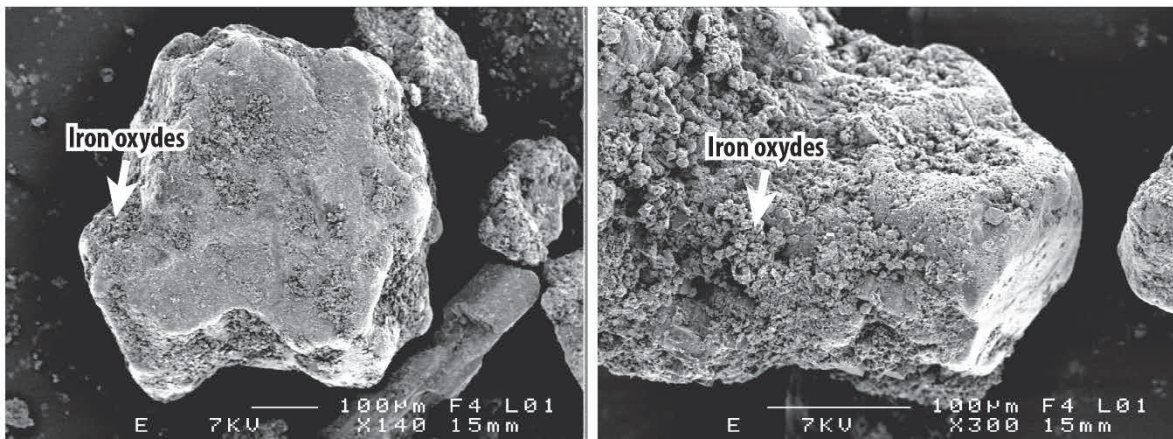


Figure 2.42 : Planche photographique de grains de quartz anguleux à sub_anguleux non altérés (Fex3; photographies réalisées au MEB). [Pictures of unweathered angular to sub-angular quartz grains (Fex2; pictures from SEM).]

EXOSCOPY FACIES 4 (Fex4) - Ferruginous quartz; post-depositional oxidation



EXOSCOPY FACIES 5 (Fex5) - Diatomite

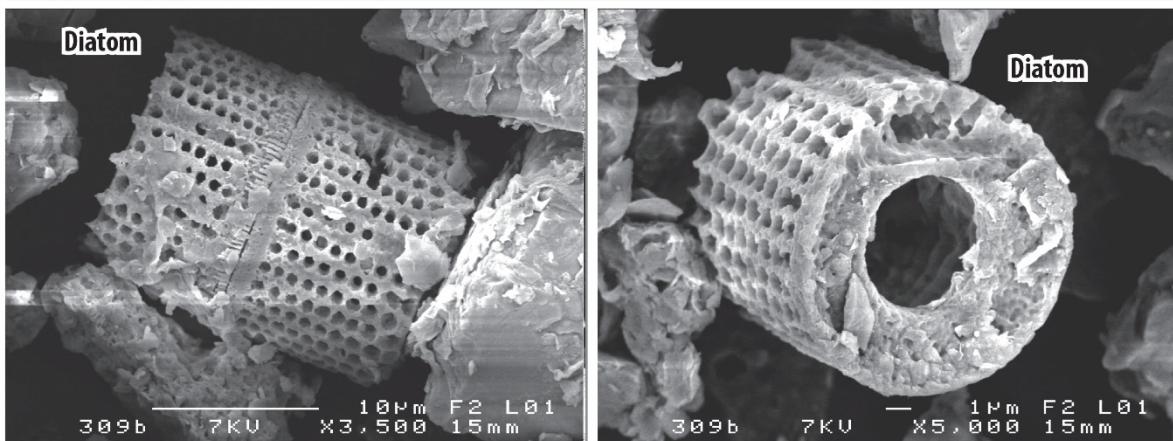


Figure 2.43 : Planche photographique illustrant des oxydations secondaires (Fex4) et des diatomées (Fex5) (photographies réalisées au MEB). [Pictures of secondary oxidation (Fex4) and diatoms (Fex5) (pictures from Scanning Electron Microscope, SEM).]

2.4 ÉVOLUTION DES FACIÈS SÉDIMENTAIRES AU COURS DU TEMPS

Comme déjà mentionné, les affleurements sont discontinus et de mauvaise qualité. Par conséquent, aucune coupe continue de la série sédimentaire néogène du bassin du Lac Albert n'existe. L'élaboration d'une coupe de référence suppose donc de compiler les coupes partielles en estimant les lacunes à partir des informations cartographiques issues des travaux de Pickford et al. (1993) réévaluées et complétées dans ce travail (mesures de pendage notamment).

Ce log composite permet ensuite de reporter les informations biostratigraphiques, les faciès identifiés et les environnements de dépôts et ainsi de définir les cycles stratigraphiques (pour le secteur de Kisegi-Nyabusosi; fig. 2.44). L'essentiel des coupes sont disponibles en annexes, certaines d'entre elles étant dans le texte.

Les paragraphes ci-après retracent l'évolution des faciès sédimentaires du remplissage du Rift Albert selon un découpage temporel correspondant aux formations lithostratigraphiques définies par Pickford et al. (1993) dans les secteurs de Kaiso-Tonya (bordure est du Lac Albert) et Kisegi-Nyabusosi (sud-ouest du Lac Albert – terminaison nord des Montagnes des Rwenzori).

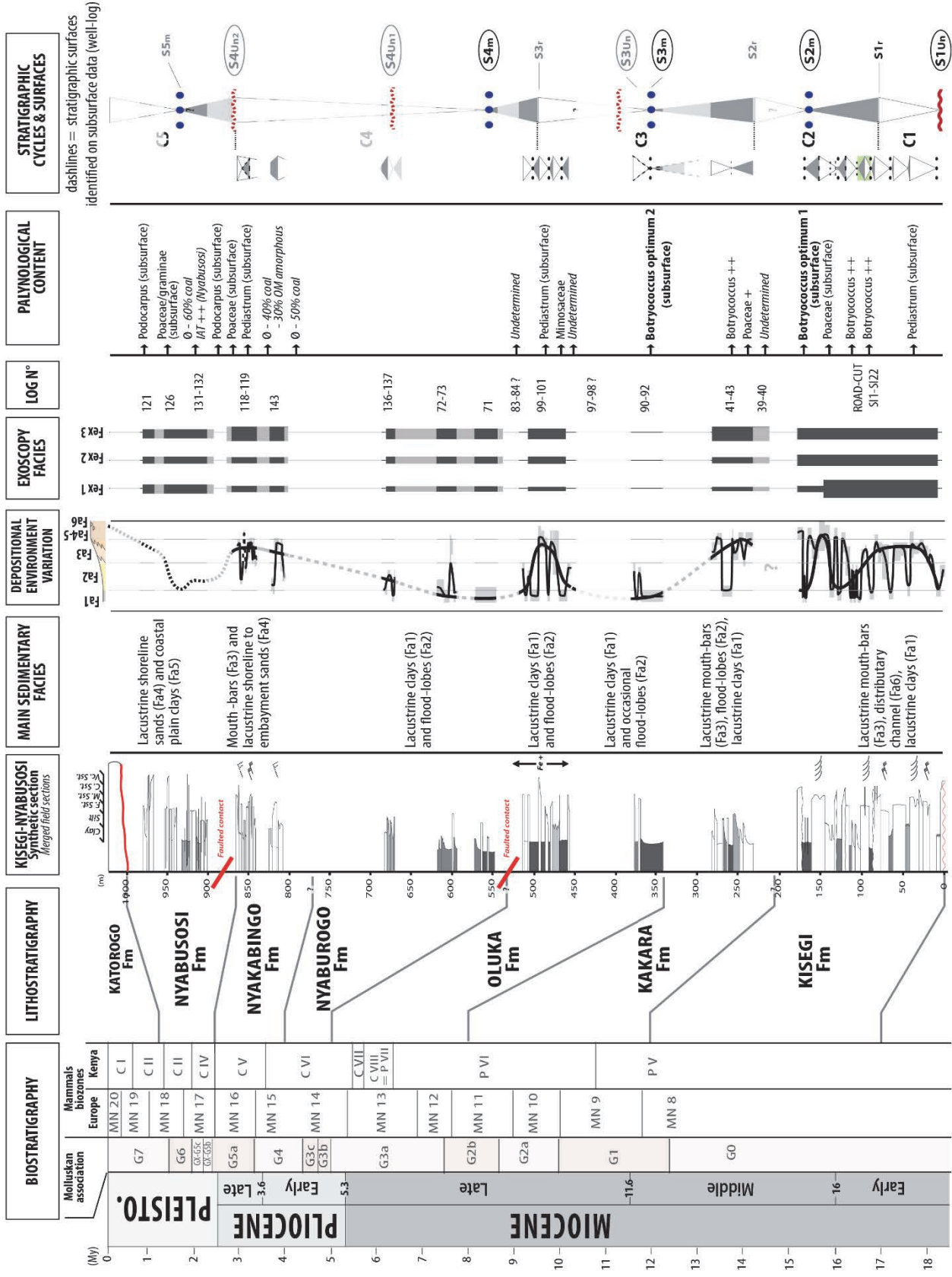


Figure 2.44 : Planche synthésisant la stratigraphie et l'évolution du remplissage sédimentaire du Rift Albert entre le Miocène inférieur terminal et l'actuel. [Plate synthesizing the stratigraphy and the evolution of the Albert Rift sedimentary infilling from Uppermost Early Miocene to Present-Day.]

2.4.1 MIOCÈNE INFÉRIEUR TERMINAL (≈17 Ma) AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR (≈9 Ma) – FORMATIONS KISEGI ET KARARA : PROGRADATION DE BARRES D'EMBOUCHURE LACUSTRES

Formation Kisegi

Représentée par la succession lithologique la plus complète à l'affleurement de tout le remplissage du rift du Lac Albert (coupe verticale continue de 185 m le long d'un affleurement de bord de route, fig. 2.45), la Formation Kisegi (Miocène inférieur terminal – Miocène moyen) repose en discordance sur un socle altéré et consiste majoritairement en des faciès deltaïques lacustres subaquatiques (Fa3) avec des intervalles argileux lacustres profonds (Fa1) passant à des faciès moins profonds (Fa2) et, ponctuellement à des d'argiles de plaine côtière (Fa5) et rarement de chenaux fluviaux distributaires (Fa6-1). Peu de niveaux riches en fer sont observés au sein de cette formation. Seuls quelques rares intervalles sableux deltaïques sont imprégnés de fer (Fa3-3) et de rares niveaux condensés sont intercalés dans les argiles (Fa1-2).

En contact avec un socle altéré (base de profil d'altération), la base de la formation consiste en un niveau conglomératique très mal trié associé à un écoulement de haut régime hydraulique et surmonté par des faciès de crues (Fa2) et de barres d'embouchure (Fa3). L'évolution vers des faciès argileux (Fa1) traduit une tendance rétrogradante dont le paroxysme (surface d'inondation maximum, MFS), est marqué par un intervalle d'argiles lacustres riches en matière organique, notamment en algues de types *Botryococcus* (Fa1-1). Localement en biseau ("*onlap*") sur le socle sous-jacent, cette tendance transgressive n'est pas toujours préservée (fig. 2.45).

Lorsque la tendance rétrogradante observée localement à sa base n'est pas préservée, la Formation Kisegi consiste essentiellement en (i) une grande tendance régressive ($S1_{Un} - S1_r$) consistant en une évolution depuis un milieu lacustre distal (Fa1) à deltaïque (Fa3) vers des environnements plus proximaux de type plaine côtière (argiles riches en lignite et débris végétaux; Fa5) et plaine alluviale (chenaux distributaires; Fa6-1) suivie (ii) d'une phase rétrogradante marquée par le retour de faciès lacustres argileux distaux.

La grande tendance régressive ($S1_{Un} - S1_r$) s'exprime à travers la succession de cycles progradants/rétrogradants asymétriques dominés par la tendance progradante qui consiste en des barres d'embouche localement intercalées d'intervalles argileux lacustres (Fa1) et/ou de faciès lacustres peu profonds (lobes de crues, Fa2). Le maximum de progradation (surface de régression maximale, MRS) est marqué par un intervalle fluvial de 5 m d'épaisseur (sables grossiers à base érosive et stratifications entrecroisée; Fa6-1).

La phase rétrogradante ($S1_r - S2_m$) est caractérisée par un enrichissement en argiles lacustres riches en *Botryococcus* (Fa1). Éphémère, l'intervalle fluviatile associé au maximum de régression ($S1_r$) est en effet directement surmonté par des argiles lacustres riches en *Botryococcus* (lac "profond"; Fa1-1) qui traduisent une rapide montée du niveau du lac. La tendance progradante postérieure à ce maximum d'inondation consiste en un passage de faciès lacustres profonds (Fa1) à peu profonds (Fa2) vers une épaisse succession de bancs sableux essentiellement deltaïques (Fa3). Le sommet de la formation est marqué par une tendance rétrogradante majeure consistant en un passage d'argiles de plaine côtière (Fa5) vers des argiles lacustres (Fa1) riches en *Botryococcus* et matière organique. Cet intervalle (également nommé Membre de Kasande) lacustre distal constitue le maximum d'inondation du Miocène moyen (MFS, Surface S2m).

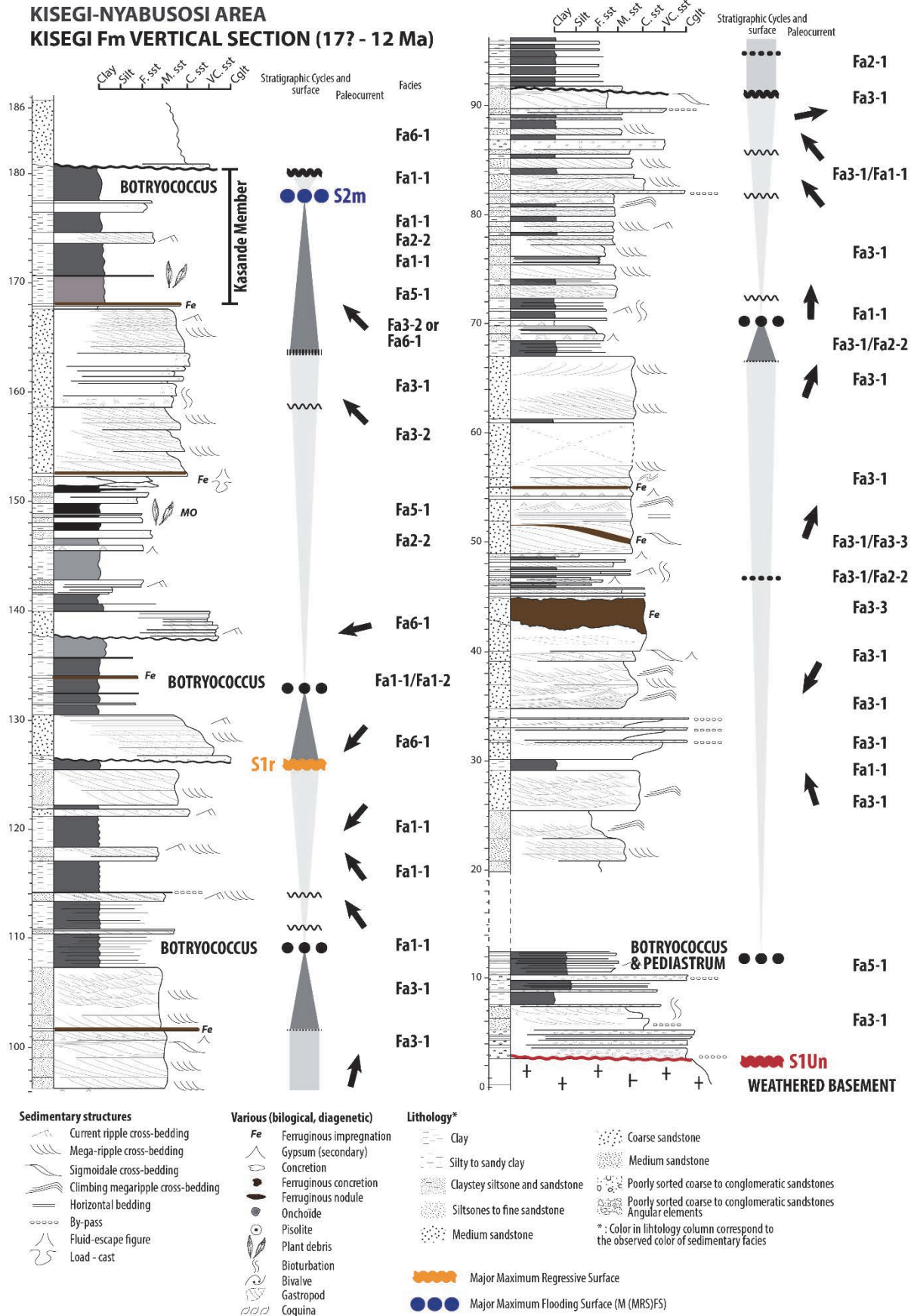


Figure 2.45 : Coupe verticale de la Formation Kisegi (≈17 – 12.5 Ma), secteur de Kisegi-Nyabusosi. [Vertical section of the Kisegi Formation (≈17 – 12.5 Ma), Kisegi-Nyabusosi area.]

Formation Kakara

Du fait d'une couverture végétale importante, peu d'affleurements de la Formation Kakara ont pu être observés. Seules trois coupes verticales ponctuelles d'une dizaine de mètres d'épaisseur ont ainsi fait l'objet d'une analyse de faciès. La compilation de ces coupes permet d'illustrer 35 m de la partie médiane de la formation, laquelle atteint, au total, environ 150 m d'épaisseur (voir méthode et annexe 2.1). Le contact avec la Formation Kisegi n'a pas été observé à l'affleurement mais les travaux de Roller et al. (2010) et la carte géologique de Pickford et al. (1993) suggèrent un contact concordant entre les deux formations.

Essentiellement sableuse, la base de la succession consiste principalement en de typiques barres d'embouchure représentées par des sables fins à grossiers bien triés, granocroissants, et à litages obliques (mégarides et rides de courant, Fa3-1 et Fa-3). Leur sommet consiste localement un niveau conglomératique (by-pass). Contrairement à la Formation Kisegi où la bioturbation est rare, les faciès deltaïques de la Formation Kakara sont fréquemment bioturbés, ce qui conforte leur caractère subaquatique. Ces faciès sableux sont intercalés par de minces (< 2m) intervalles argileux de couleur verdâtre contenant de la lignite, de potentiels sols hydromorphes et des pollens de *Poaceae*, suggérant ainsi un environnement plutôt proximal (plaine côtière lacustre ou plaine deltaïque; Fa5). Au-dessus, un enrichissement en argiles lacustres (présence de *Botryococcus*; Fa1-1) et la présence de niveaux condensés ferrugineux riches en gastéropodes (Fa1-2) traduisent une montée du niveau du lac (phase rétrogradante).

Couplées aux descriptions de Roller et al. (2010) et Pickford et al. (1993), nos observations indiquent que la Formation Kakara marque le passage d'une tendance progradante majeure (faciès deltaïques proximaux, Fa3-2) vers une grande tendance rétrogradante (argiles lacustres distales et niveaux condensés; Fa1) qui atteint son paroxysme dans les formations Oluka et Nyburogo au Miocène supérieur /Pliocène inférieur (voir ci-après).

Aucun faciès de cône alluvial n'a été caractérisé dans les faciès associés à cet intervalle de temps.

L'analyse par microscope électronique à balayage des sables des formations Kisegi et Kakara montre la prédominance de grains de quartz de type Fex1. Issus d'un socle altéré, la présence de ces grains en grande quantité suggère le décapage d'un profil d'altération amont et une remobilisation dans le bassin par un système fluvial et/ou pédimantaire de la fin du Miocène inférieur (17 Ma) au Miocène moyen (≈ 9 Ma) (voir Chapitre 4 et 5). La présence systématique de feldspaths (en faible quantité néanmoins) indique que ces processus d'érosion affectent également un substratum sain ou légèrement altéré.

2.4.2 MIOCÈNE SUPERIEUR (≈ 9 Ma) AU PLIOCÈNE INFÉRIEUR (≈ 4 Ma) – FORMATIONS OLUKA, NYABUROGO ET NKONDO : MAXIMUM D'INONDATION

L'intervalle de temps Miocène supérieur – Pliocène inférieur correspond à 2 formations dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi, les formations Oluka (≈ 175 m d'épaisseur) et Nyaburogo (≈ 250 m d'épaisseur), et à la Formation Nkondo (≈ 100 m d'épaisseur; Pickford et al., 1993) sur la terrasse de Kaiso-Tonya.

Les faciès de ces formations consistent essentiellement (>80%) en d'épais (jusqu'à 30 m d'épaisseur) intervalles d'argiles localement riches en matière organique, en *Botryococcus* et en bivalves d'eau douce en position de vie (Fa1-1). Ces argiles sont fréquemment intercalées de niveaux condensés ferrugineux (Fa1-2), de sables massifs oxydés (oxydation secondaire, Fa3-3, Fex4) et, ponctuellement, de lobes de crue (Fa2). Quelques chutes modérées du niveau du lac (tendance progradante) sont soulignées par la présence de sables granocroissants à litages obliques associés à des barres d'embouchure deltaïques (Fa3-1).

Observée aussi bien dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi (formations Oluka et Nyaburogo) que sur la terrasse de Kaiso-Tonya (Formation de Nkondo) cette persistante et relative homogénéité des faciès argileux lacustres distaux (Fa1) témoignent de faibles variations du niveau du lac du Miocène supérieur au Pliocène. L'environnement contemporain des formations Oluka, Nyaburogo et Nkondo correspond donc à un lac pérenne relativement profond ponctuellement perturbé par des épisodes de crues.

L'analyse microscopique des intervalles sableux associés aux lobes de crues (Fa2) et aux quelques intervalles deltaïques (Fa3), montre une évolution de la morphologie des grains de quartz par rapport aux formations Kisegi et Kakara. La proportion de grains émoussés témoignant d'une intense et profonde dissolution (Fex1) diminue au profit de grains de quartz sub-arrondis moins altérés (dissolution secondaire de surface, Fex2) et, plus rarement, de grains anguleux très peu altérés (Fex3; essentiellement observés au sein des lobes de crue). Couplés à la présence de feldspaths (peu nombreux), ces grains de quartz témoignent de l'érosion d'un substratum moins altéré en amont du Rift Albert que pendant le Miocène moyen (formations Kisegi et Kakara).

2.4.3 PLIOCÈNE (≈4 Ma) AU PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR (≈2.2 Ma) – FORMATIONS DE NYAKABINGO ET WARWIRE : CHUTE DU NIVEAU DU LAC

À dominante sableuse, les formations Nyakabingo (secteur de Kisegi-Nyabusosi; épaisseur de ≈150m) et Warwire (banquette de Kaiso-Tonya; 70m d'épaisseur d'après Pickford et al., 1993) consistent en une alternance d'argiles lacustres distales (Fa1-1) ou de plaine côtière (contenant de la lignite, Fa5), de sables fins à moyens propres, bien classés, et très bioturbés caractéristiques d'un littoral ou d'une baie lacustre (Fa4-1 et Fa4-2), et de diatomites (Fa2-4; principalement sur le terrasse de Kaiso-Tonya). Contenant des *Pediastrums*, les intervalles argileux lacustres (Fa1-1) témoignent d'un environnement moins distal (énergie plus importante) que celui associé aux formations d'Oluka, Nyaburogo et Nkondo. L'association des faciès observés au sein des formations Nyakabingo et Warwire indique une proximalisation des conditions de dépôts associée à une grande tendance progradante enregistrée pendant tout le Pliocène.

Les grains très altérés (Fex1) sont peu nombreux dans ces formations. La majeure partie des sables est composée d'un mélange de grains plus ou moins émoussés (Fex2) à dissolution modérée et de grains anguleux à sub-anguleux sans trace de dissolution (Fex3). La roche d'origine de ces grains de quartz correspond donc vraisemblablement à une base de profil d'altération.

2.4.4 PLÉISTOCÈNE/HOLOCÈNE – FORMATIONS DE NYABUSOSI, KYEORO ET KAISO-VILLAGE : SÉDIMENTATION MIXTE

Les formations de Nyabusosi (secteur de Kisegi-Nyabusosi), de Kyeoro et Kaiso-Village (terrasse de Kaiso-Tonya) consistent principalement en une alternance de faciès subaquatiques (présence de bioturbations) lacustres (Fa1 & Fa2) à deltaïques (Fa3) et de faciès proximaux de plaine côtière (Fa5) voir de plaine alluviale (Fa6-1). Les formations de Kyeoro et de Kaiso-Village n'affleurent que très ponctuellement, la majeure partie des descriptions et interprétations suivantes résulte de l'analyse des affleurements de la Formation Nyabusosi dans le secteur de Kisegi-Nyabusosi.

Représentée par une alternance de lobes de crue (Fa2-1 & Fa2-2) et d'argiles lacustres à bivalves en position de vie (Fa1), et localement, à *Botryococcus*, la base de la Formation Nyabusosi témoigne d'une rétrogradation succédant à la grande phase progradante pliocène (formations Nyakabingo et Warwire). La partie supérieure de la formation consiste essentiellement en une alternance (i) de sables mal triés, moyens à très grossiers, massifs et granodécroissants (mais sans base érosive, chenaux ?; Fa6-1), (ii) en des sables fins à moyens souvent bioturbés, localement à litages obliques (Fa3) et (iii) en des argiles grises à verdâtres riches en débris végétaux et lignites (Fa5). L'alternance

de ces faciès témoignent de rapides variations du niveau du lac dans un environnement peu profond (deltaïque proximal à littoral lacustre puis plaine côtière voir alluviale, Fa3, Fa4, Fa5, Fa6-1?). L'évolution des faciès lacustres distaux vers ces faciès proximaux illustre une grande phase progradante pendant le Pléistocène moyen à supérieur.

À l'échelle microscopique, les sables de la formation Nyabusosi n'exposent pas, ou très peu, d'évidence de dissolution (Fex2 et Fex3) mais de nombreuses traces d'actions mécaniques non émoussées témoignent de l'érosion, en amont du bassin, d'une roche saine ou très peu altérée par un système fluvial.

2.5 STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : CORRÉLATIONS TERRAIN-SUBSURFACE À L'ÉCHELLE DU BASSIN DU RIFT ALBERT

2.5.1 CORRÉLATIONS AFFLEUREMENTS – SUBSURFACE: MÉTHODES

2.5.1.1 Corrélations à l'échelle du bassin

Les cycles stratigraphiques (cycles rétrogradants et progradants issus du bilan accommodation/sédimentation) sont définis à partir de l'évolution des environnements de dépôts (§2.4) qui est déterminée grâce à l'analyse (1) des faciès à l'affleurement (sédimentologie de faciès); (2) des micro-organismes (algues, pollens et spores) présents à l'affleurement et dans les puits (palynologie) et (3) de la signature diagraphique des différents faciès sédimentaires en subsurface.

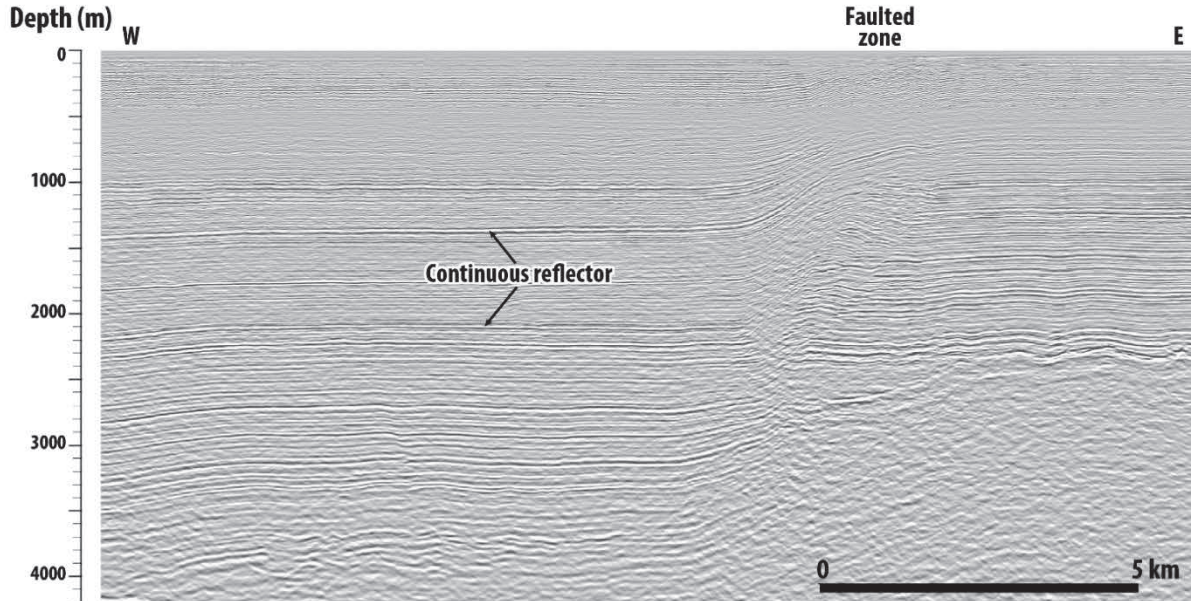
Les cycles stratigraphiques sont délimités par des surfaces de régression maximale ("*Maximum Regressive Surface*" – MRS; Catuneanu et al., 2009) qui correspondent à l'environnement le plus proximal. Entre ces maxima de progradation sont définies des surfaces d'inondation maximale ("*Maximum Flooding Surface*" – MFS; Posamentier and Allen, 1999) qui correspondent (i) à l'environnement de dépôt le plus distal et (ii) à l'inversion de tendance entre rétrogradation et progradation. Les surfaces de non-conformité ("*unconformity*"; Un, Embry, 2009; associée à une accélération de la suppression d'espace disponible) correspondent, soit à une surface d'érosion subaérienne en fin de progradation/régression, soit à un rapide changement de faciès en domaine sous-aquatique durant la progradation/régression en réponse à une brutale diminution de profondeur ("*downward shift*").

Les corrélations à l'échelle du bassin (fig. 2.48) ont été réalisées de deux manières en fonction de la distance séparant les différents puits considérés. Dans le cas de puits séparés de quelques kilomètres (e.g. terrasse de Kaiso-Tonya), les corrélations ont été effectuées en corrélant les unités génétiques de puits à puits selon la méthode de mode d'empilement des unités stratigraphiques élémentaires ("*stacking pattern method*"; Van Wagoner, 1988; Van Wagoner et al., 1990; Homewood et al., 1992) puis validées par les variations d'associations d'algues, pollens et spores caractéristiques de chaque puit (e.g. quantité maximale de *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Podocarpus* ou *Poaceae*). Trois ordres de cycles stratigraphiques ont été définis (fig. 2.44, 2.48 & 2.49), potentiellement du 3^{ème} (x1 Ma), 4^{ème} (x100 Ka) et 5^{ème} (≈100 Ka) ordre selon la nomenclature de Vail et al. (1991). Lorsque les puits étaient séparés de plusieurs dizaines de kilomètres, les corrélations ont été réalisées en utilisant les cycles stratigraphiques majeurs et les contraintes apportées par le contenu palynologique ainsi que par les réflecteurs sismiques associés aux surfaces stratigraphiques (MFS, MRS, Un).

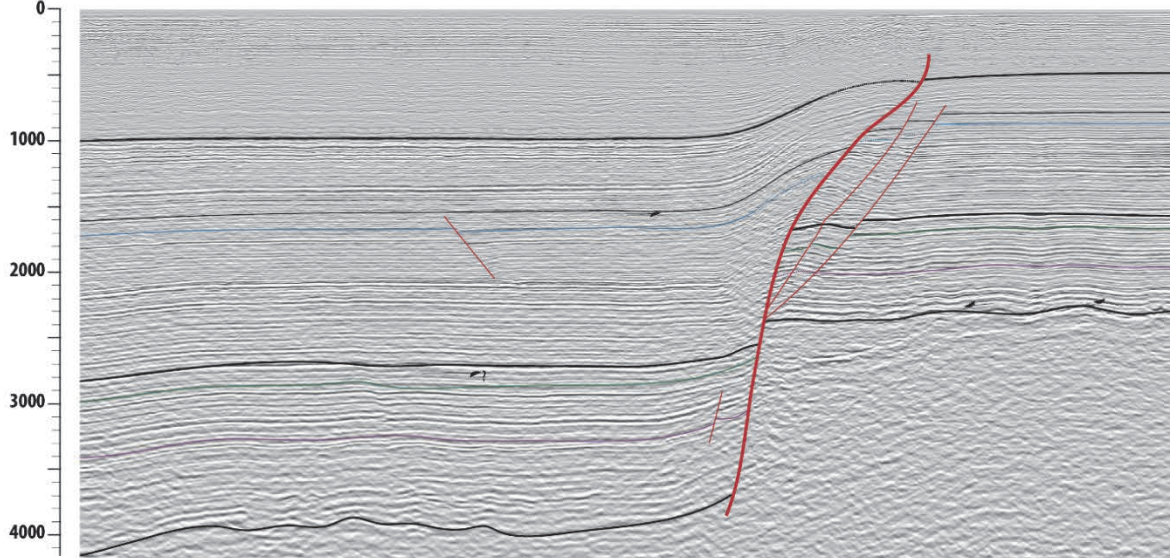
2.5.1.2 Interprétation sismique

Les données de sismique réflexion 2D montrent des réflecteurs sismiques essentiellement parallèles avec très peu de réflecteurs divergents ou sigmoïdaux (clinoformes progradants). Par conséquent, la technique classique de stratigraphie sismique utilisant les troncations (Vail et al., 1977) et les points de rupture des clinoformes ("*offlap migration*"; "*shoreline trajectory*" sensu Helland-Hansen and Martinsen, 1996) ne peut être utilisée dans le bassin du Lac Albert. Les critères d'observations concernent donc essentiellement les faciès sismiques (fréquence, amplitude et continuité des réflecteurs). Cela implique de définir, au préalable, les surfaces stratigraphiques (MFS, MRS, Un) sur les puits et affleurements puis de les propager sur la sismique. Les surfaces d'inondation maximale (MFS) et les discontinuités (Un) définies sur les puits (et à l'affleurement), calées sur la sismique, montrent ainsi une remarquable continuité et constituent des lignes temps exploitables à l'échelle du bassin (fig. 2.46).

A - 2D SEISMIC LINE



B - PICKING OF STRATIGRAPHIC SURFACES



C - SEISMIC PACKAGES

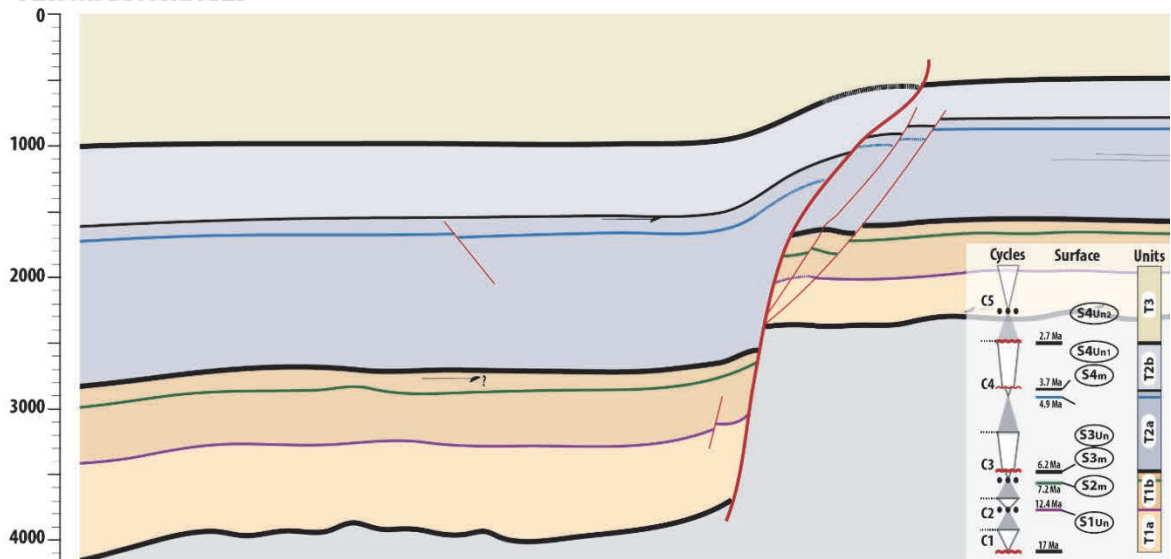


Figure 2.46 : Exemple de ligne sismique 2D illustrant la configuration continue et parallèle des réflecteurs.
[Example of a 2D seismic line illustrating the continuous and parallel configuration of the reflectors.]

2.5.1.3 Bathymétrie

L'absence de turbidites et de courant hyperpycnaux suggère un profil de dépôt relativement plat, sans pente majeure et donc un lac relativement peu profond, peu différent de celui d'aujourd'hui (profondeur moyenne de 25m et maximale de 60m).

La continuité des réflecteurs et de leur faciès sismique ainsi que l'absence de cliniformes conforte l'interprétation bathymétrique proposée à l'issue de l'analyse de faciès. Lorsqu'ils sont présents, l'épaisseur des cliniformes n'excède qu'exceptionnellement 100m, et ce, exclusivement au Pliocène terminal – Pléistocène dans le secteur nord-est du bassin, confortant une bathymétrie n'excédant que rarement la centaine de mètres (fig. 2.26).

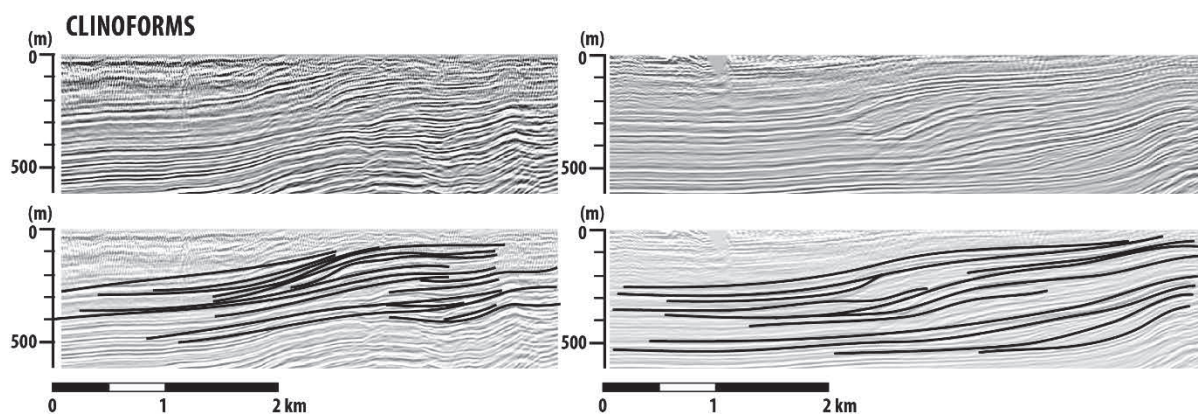


Figure 2.47 : Exemples de quelques-uns des rares cliniformes observés sur les données sismiques. [Examples of several of the rare clinoforms observed on the seismic data.]

Le long des surfaces d'inondation maximale (MFS), l'absence de changement des faciès sismiques associés aux faciès les plus profonds correspondant, sur les bordures du bassin (puits et affleurements), à des argiles lacustres (Fa1), indique une pérennité de ces dépôts distaux jusqu'au centre du bassin, sans turbidites ni hyperpycnites.

2.5.2 LES CYCLES MAJEURS DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN

Cinq cycles majeurs d'une durée de 2 à 5 Ma (3^{ème} ordre) ont été identifiés et corrélés entre les affleurements et les puits (fig. 2.44, 2.48 & 2.49). L'ensemble des données relatives à l'analyse de faciès et l'analyse séquentielle sont synthétisés sur la figure 2.49.

Cycle 1 (S1_{un} à S1_r; Miocène inférieur terminal)

Correspondant à la base de la Formation Kisegi, ce cycle est largement asymétrique et correspond à une tendance globalement progradante de faciès deltaïques. Lorsqu'elle est préservée, la tendance rétrogradante/transgressive est enregistrée à la faveur d'une transition entre des faciès grossiers conglomératiques (Fa6-1) surmontant un socle altéré (à l'affleurement comme sur les puits où il est fréquemment décrit comme kaolinisé) et des faciès lacustres (Fa1 à Fa3). Le maximum d'inondation (MFS) est positionné au sein d'un intervalle lacustre argileux (Fa1) riche en *Botryococcus*. Le demi-cycle progradant/régressif correspond à un changement soudain de faciès sédimentaires, depuis des barres d'embouchure deltaïques (Fa3) vers des faciès de plaine côtière (Fa5) et des chenaux fluviaux (Fa6-1).

Cycle 2 (S1_r à S2_r; Miocène moyen)

Le second cycle stratigraphique est associé à la partie supérieure de la Formation Kisegi et la partie inférieure de la Formation Kakara. Il est l'un des cycles les plus dominés par un environnement lacustre distal comme l'indique la prédominance d'argiles lacustres (Fa1-1) riches en matière organique (notamment dans les cuttings des puits) et de *Botryococcus*. Le paroxysme de rétrogradation (MFS S2_m; 12.4 ± 0.4 Ma) est marqué par un pic en *Botryococcus* observé sur l'ensemble des puits analysés. La tendance régressive est enregistrée à la faveur de la transition entre des dépôts de crues (Fa2) et des faciès deltaïques (Fa3) dans lesquels est positionné le maximum de régression (MRS, S2_r).

Cycle 3 (S2_r à S3_r; Miocène supérieur)

Correspondant aux formations Kakara et Oluka, le Cycle 3 est le cycle le plus distal. Le demi-cycle rétrogradant consiste en une alternance de lobes de crues et d'argiles lacustres (Fa2-1) évoluant vers des faciès lacustres distaux exclusivement argileux et riches en matière organique et en *Botryococcus* (Fa1-1). Le maximum de rétrogradation est associé à une très grande quantité de *Botryococcus* observée sur tous les puits et à l'affleurement (S3_m; 7.2 ± 0.2 Ma).

La tendance régressive correspond au passage d'argiles lacustres distales (Fa1) vers des barres d'embouchure proximales (Fa3) et, rarement à des dépôts alluviaux (Fa6, S3_r, MRS). La base de

cette tendance progradante est caractérisée par une surface de non-conformité ("*unconformity*", S3_{Un}; 6.2 ± 0.2 Ma) observée à l'échelle du bassin et illustrée par un rapide changement de faciès (argiles lacustres Fa1 directement surmontées par des barres d'embouchure proximales, Fa3) résultant d'une brutale diminution de profondeur ("*downward shift*") du lac. Cette transition est cohérente avec une diminution rapide de la quantité d'algues *Botryococcus* au profit d'algues de type *Pediastrum* et l'augmentation de la proportion de pollens de la famille des *Poaceae*.

Cycle 4 (S3_r à S4_{Un2}; Pliocène)

Associé aux formations Nyaburogo/Nyakabingo (secteur de Kisegi-Nyabusosi) et Nkondo/Warwire (terrasse de Kaiso-Tonya) ce cycle expose tous les faciès identifiés depuis des argiles lacustres distales (Fa1) vers des dépôts alluviaux (Fa6). La tendance rétrogradante correspond à une évolution depuis des faciès deltaïques (Fa3) vers des faciès lacustres distaux (Fa1; formations Nyaburogo et Nkondo) au sein desquels est positionné la surface d'inondation maximale (S4_m; 4.9 ± 0.5 Ma). La quantité modérée d'algues de la famille des *Botryococcus* indique que les faciès les plus "profonds" de ce cycle sont moins distaux que ceux des cycles 2 et 3.

La tendance progradante est particulièrement bien marquée par une transition rapide entre des faciès lacustres distaux (Fa1) et des faciès de littoral lacustre (Fa4-Fa5) évoluant progressivement vers des faciès de plaine alluviale (séquences granodécroissantes, Fa6). Cette tendance régressive est caractérisée par deux discontinuités de 4^{ème} ordre (S4_{Un1} et S4_{Un2}), la plus importante étant la plus récente. La première (S4_{Un1}; 3.5 ± 0.5 Ma) correspond à une rapide diminution de profondeur ("*downward shift*") et à une augmentation en pollens de la famille des *Poaceae* au détriment des algues lacustres (*Botryococcus* et *Pediastrums*). La deuxième surface de non-conformité (S4_c; 2.7 ± 0.2) marque la fin du cycle progradant/régressif et correspond à une surface d'érosion subaérienne comme l'indique la présence de faciès alluviaux (chenaux de rivière, séquences granodécroissante) et de pollens de la famille des *Poaceae*. Cette surface est par ailleurs associée à l'apparition de *Podocarpus*, famille de pollens caractéristique d'altitude importante (>1000m; soulèvement des Montagnes des Ruwenzori).

Cycle 5 (S4_{Un2} - actuel; Pléistocène à Actuel)

Mal observé du fait du peu d'affleurements (Formation Nyabusosi) et de la mauvaise qualité des données diagraphiques, ce dernier cycle est dominé par des dépôts subaériens alluviaux caractérisés par une quantité significative de *Poaceae* et de *Podocarpus*. Le maximum d'inondation de ce cycle (S5_m) est associé à des argiles lacustres caractérisées par une augmentation soudaine et éphémère en *Botryococcus* et *Pediastrum*.

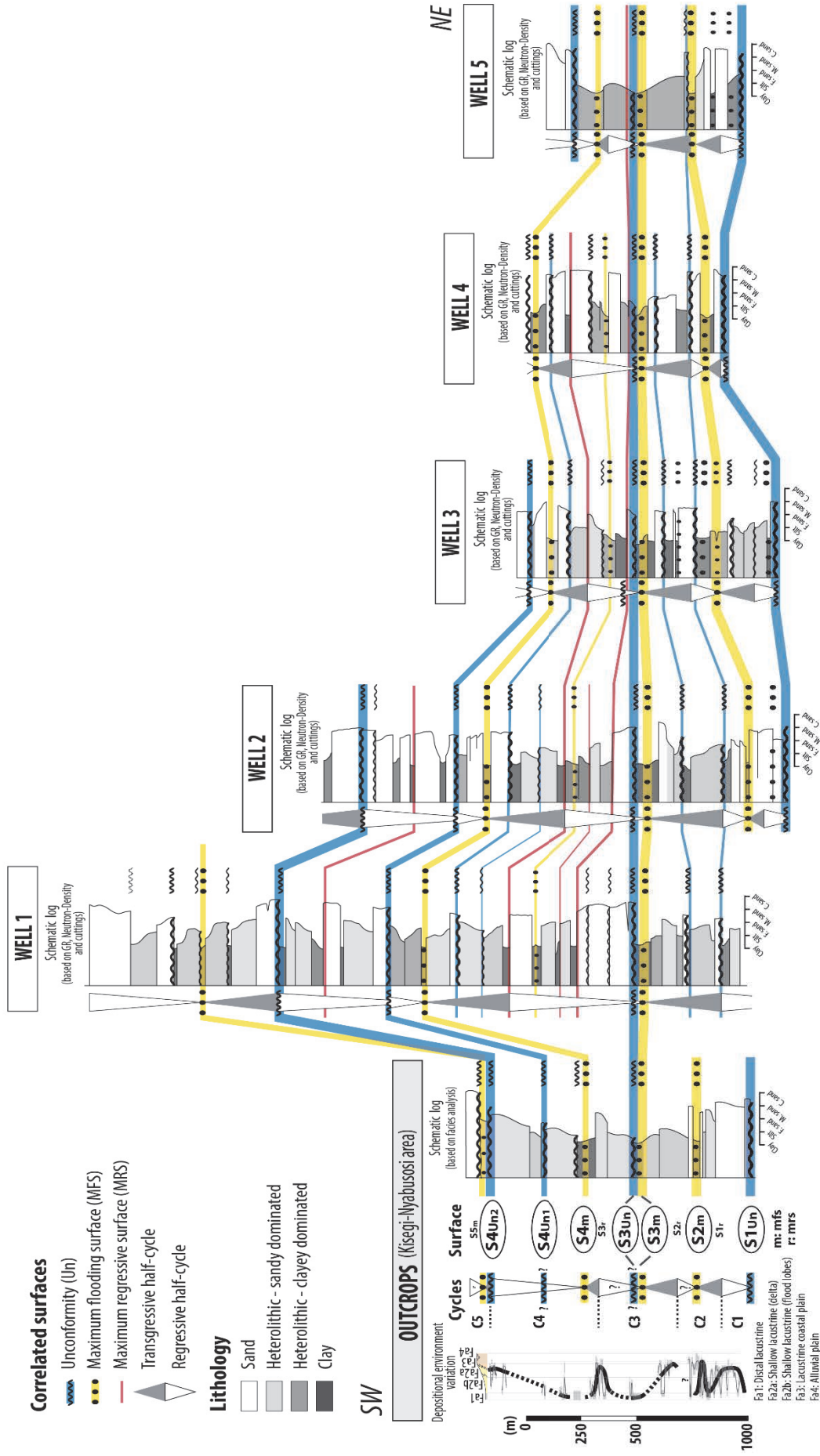


Figure 2.48 : Correlations à l'échelle du bassin du Lac Albert. Exemples de corrélations affleurements-puits et puits-puits. Localisation des puits sur la figure 2.1. [Basin-scale correlations. Examples of correlated wells along the Lake Albert Basin. Locations of wells and outcrops on figure 2.1.]

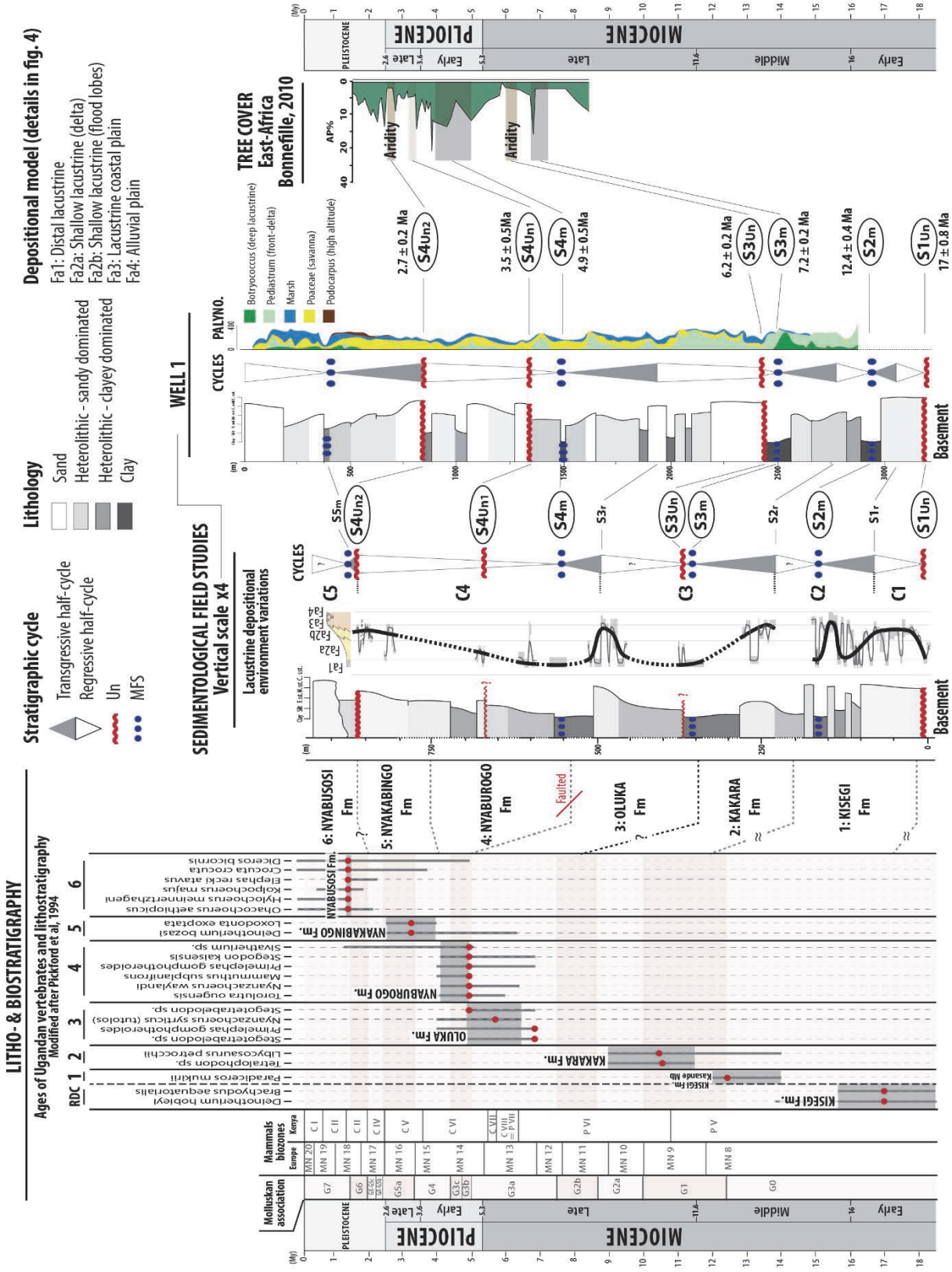


Figure 2.49 : Planche synthétisant le modèle d'âge, l'évolution sédimentaire, le découpage stratigraphique, les corrélations affleurements-puits et le signal climatique du remplissage sédimentaire du Rift Albert. Le signal climatique est comparé à la charte régionale de Bonnefille, 2010. [Synthetic plate summarizing the age model, the sedimentary evolution, the stratigraphic cycles and surfaces, the outcrops-wells correlations and the climatic signal of the Albert Rift infilling, the latter is compared with the regional climatic chart of Bonnefille, 2010.]

**CHAPITRE 3 – ÉVOLUTION DE LA DÉFORMATION ET DU
REEMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT
DU LAC ALBERT**

ARTICLE 1 : DEFORMATION AND SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE LAKE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM)

Manuscript in preparation

Brendan SIMON^(1,2), François GUILLOCHEAU⁽¹⁾, Olivier DAUTEUIL⁽¹⁾, Cécile ROBIN⁽¹⁾, Thierry NALPAS⁽¹⁾, Martin PICKFORD⁽³⁾, Brigitte SENUT⁽³⁾, Philippe BOURGES⁽²⁾ + others (TOTAL, to be determined)

⁽¹⁾ Géosciences Rennes – UMR 6118, Campus de Beaulieu, Bât. 15, 263 av. du Général Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France.

⁽²⁾ TOTAL E&P, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France.

⁽³⁾ Muséum National d'Histoire Naturelle, UMR 7207, CNRS; 8 rue Buffon, CP 38, 75005 Paris, France.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE 3 – ÉVOLUTION DE LA DÉFORMATION ET DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DU RIFT DU LAC ALBERT .	139
ARTICLE 1 : DEFORMATION AND SEDIMENTARY EVOLUTION OF THE LAKE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM).....	141
3.1 INTRODUCTION	145
3.2 REGIONAL SETTINGS	146
3.2.1 THE EAST AFRICAN DOME RIFT SEGMENTS	146
3.2.2 THE ALBERTINE RIFT SYSTEM.....	148
3.3 MATERIAL AND METHODS.....	151
3.3.1 DATA AVAILABLE.....	151
3.3.2 BASIN-SCALE CORRELATIONS	152
3.3.3 SEISMIC INTERPRETATION	152
3.3.4 AGE MODEL	153
3.3.5 ACCOMMODATION SPACE MEASUREMENT	154
3.4 RESULTS.....	155
3.4.1 DEPOSITIONAL MODEL AND SEQUENCE STRATIGRAPHY ANALYSIS	155
3.4.1.1 Depositional model	155
3.4.1.2 Paleo-bathymetry.....	157
3.4.1.3 Sequence stratigraphy analysis: basin-scale correlations	158
3.4.2 AGE MODEL	160
3.4.3 ACCOMMODATION EVOLUTION	163
3.4.4 ACCOMMODATION DISTRIBUTION AND INFILLING GEOMETRY: ISOPACH MAPS AND REGIONAL SECTIONS	165
3.4.4.1 Main geometries and fault patterns.....	165
3.4.4.2 Deformation evolution	165
3.5 ALBERT RIFT EVOLUTION	171
3.5.1 PRE-RIFT (? to 17 ± 0.8 Ma, $S1_{Un}$)	171
3.5.2 UPPERMOST EARLY MIOCENE TO LATE MIOCENE (17 ± 0.8 Ma to 6.2 ± 0.2 Ma; $S1_{Un}$-$S3_{Un}$): LOW EXTENSION PHASE	172
3.5.3 LATE MIOCENE TO LOWER PLEISTOCENE (6.2 ± 0.2 Ma to 2.7 ± 0.2 Ma; $S3_{Un}$-$S4_{Un2}$): FIRST RIFTING PHASE	173
3.5.4 LOWER PLEISTOCENE (2.7 ± 0.2 Ma, $S4_{Un2}$) TO PRESENT DAY: SECOND RIFTING PHASE	174
3.6 DISCUSSION.....	177
3.7 CONCLUSIONS	181

3.1 INTRODUCTION

Extending from the Afar triple junction in the north (Northern Ethiopia) to the Funhalouro Rift (Limpopo Plain, Mozambique, fig. 3.50a) in the south, the East African Rift System (hereafter referred as the EARS) is an incipient divergent boundary between three major tectonic plates: the Arabian, Nubian (African) and Somalian plates (e.g. Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008, 2014; Saria et al., 2014). Rifts and associated sedimentary basins of the EARS are located on two broad elevated "domes", the Ethiopian and the East African domes (Ebinger, 1989). These wide region of anomalously high topography are related to thermal and dynamic activity of one or several mantle plumes connected to the so-called African asthenospheric superswell or superplume (Nyblade and Robinson, 1994; Ebinger and Sleep, 1998; George et al., 1998; Ritsema et al., 1998; Pik et al., 2006) potentially at the origin of the extension.

Although the EARS is one of the most extensively studied rift in the world, several questions remains about (1) the age of the rifts initiations (e.g. Macgregor, 2015), (2) the age of the doming (pre- to post-rift; e.g. Pik et al., 2003) (3) the existence and the age of rift shoulders (syn- or post-rift; e.g. Van der Beek et al., 1998; Spiegel et al., 2007; Bauer et al., 2010, 2012, 2015) and (4) the different stages of evolution of the rifts and their relationships with the deformation. We here mainly focus on this last point through stratigraphical and structural analysis of one of the EARS basin, the Lake Albert Basin (Uganda) located at the northern termination of the western branch.

Three main types of sub-basins can be define along the EAR: (1) rifts valleys superimposed or filled by volcanic rocks and few sediments with uplifted margins (eastern branch of the EARS – e.g. Gregory rift), (2) rift basins with few or no volcanic rocks and little uplift of rift shoulders (e.g. Tanganyika and Malawi rifts) and (3) non-volcanic rift basins with uplifted margin on one or both side (e.g. Turkana, Albert and Rukwa rifts). The age of the volcanic rifts initiation is documented on the basis of volcanic infilling dating (e.g. Zanettin et al., 1983; Ebinger, 1989a; Ebinger and Sleep, 1998; George et al., 1998; Kampunzu et al., 1998; Nyblade and Brazier, 2002). Conversely, the age of initiation and evolution of non-volcanic and non-uplifted rifts are poorly known due to the absence of deep drillings reaching the substratum and the limited attention paid to biostratigraphy of the sedimentary basins (e.g. Pickford et al., 1993; Van Damme and Pickford, 2003).

The aim of this study is to discuss the geological evolution of the Lake Albert Basin on the basis of new data (wells and 2D seismic dataset) and analysis of outcropping sediments (biostratigraphy

and sedimentology). Our objective is to propose (1) an age model of the sedimentary infilling and its sequence stratigraphic framework and (2) a new tectono-stratigraphic calendar of the Lake Albert Basin evolution.

3.2 REGIONAL SETTINGS

3.2.1 THE EAST AFRICAN DOME RIFT SEGMENTS

The EARS is divided into two branches, an eastern and a western branch, surrounding an Archean craton and lying on Proterozoic mobile belts of which they follow the crustal-scale preexisting fabrics trends (e.g. Chorowicz and Sorlien, 1992; Corti et al., 2007; Morley, 2010). The eastern branch (or Kenyan rifts) extends from the Lake Turkana in the North to a diffuse zone of extension referred as the Tanzanian Divergence in the South (fig. 3.50a). This eastern branch is characterized by a moderate seismic activity and an important magmatism. In contrast, the western branch, extending from the Azwa Precambrian lineament in the north (fig. 3.50a-b) to the Lake Malawi in the south, corresponds to a succession of seismically active asymmetric rifts segmented by transverse fault zones (TFZ; e.g. Bosworth, 1985; Rosendahl, 1987; Ebinger, 1989b; Chorowicz and Sorlien, 1992; Morley, 1999, 2010; fig. 3.50b) and displaying alternating sense of asymmetry (Ebinger, 1989a). One of the characteristic of this western branch is the rare volcanic activity restricted to several main provinces, namely Toro-Ankole (≈ 0.6 Ma), Virunga (first episode at 12.6 Ma), South Kivu (≈ 10 Ma) and Rungwe (≈ 8.6 Ma) (see review in Kampunzu et al., 1998). South of the East African dome, the EARS expose a diffuse pattern of extension connected to the Davie ridge in the south-east and propagating toward Namibia in the south-west where the Okavango delta (Botswana) shows incipient stage of rifting (fig. 3.50a).

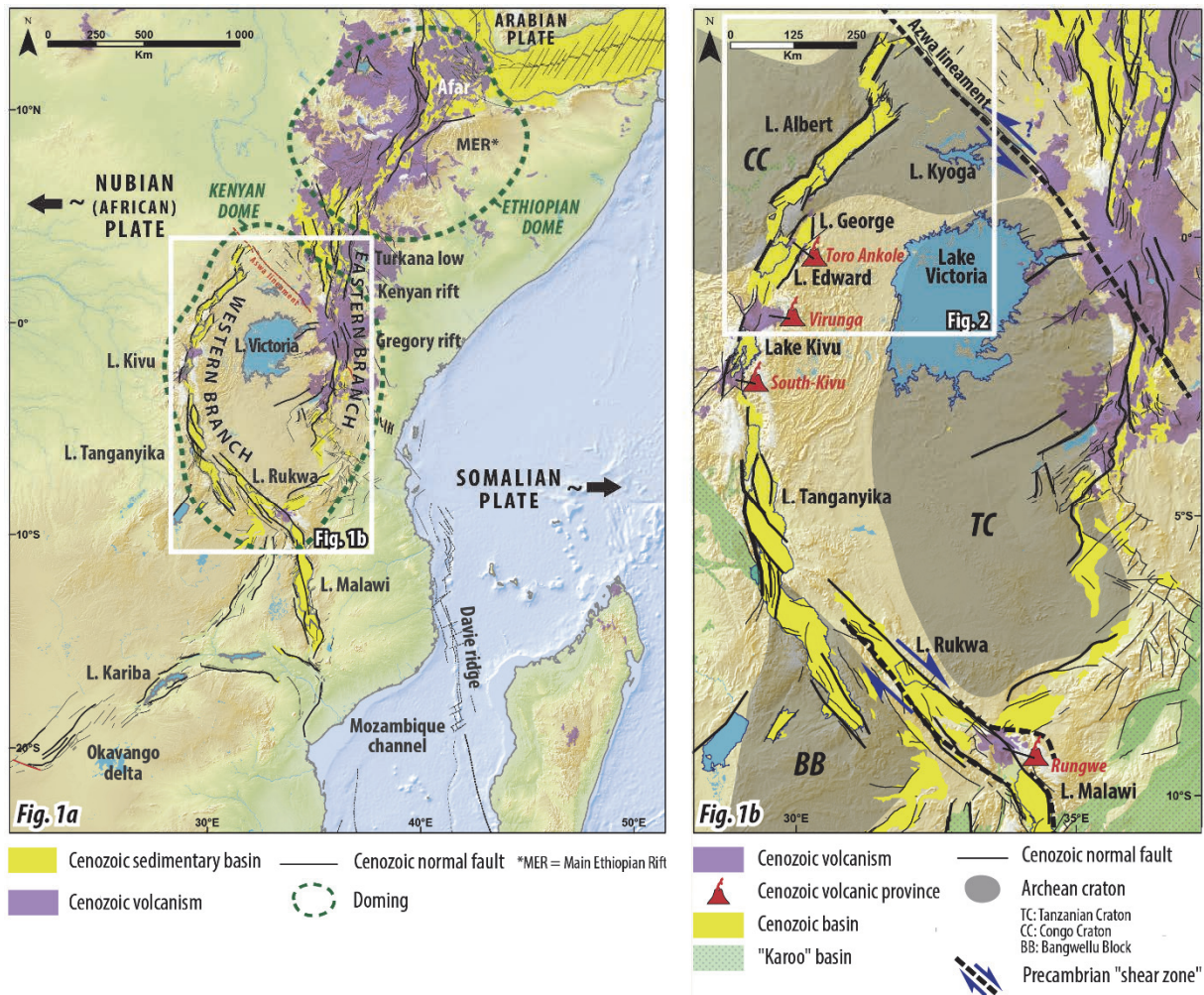


Figure 3.50 : The East African rifts system and its western branch. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system (Fig. 1a) and geological features of the Western branch from Archean (cratons) to Mesozoic (Karoo basins) and Cenozoic (East African rifts) (Fig. 1b). Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2010.

Along the eastern branch, magmatism began in the Late Oligocene – Early Miocene (Bishop et al., 1969; Baker et al., 1971; Morley et al., 1999c; McDougall and Brown, 2009) and Ar/Ar ages document an overall southward migration of rifting through time until the Tanzanian divergence (e.g. Baker et al., 1971; Baker, 1987; Ebinger, 1989a; Kampunzu et al., 1991, 1998; George et al., 1998). Timing of the western branch is uncertain because of the absence of fauna in sediments and the rare volcanic activity. On the basis of the oldest volcanic episodes occurring in the Virunga between 12.6 (Bellon and Pouclet, 1980) and 11 Ma (Kampunzu et al., 1998 and literature therein), the western branch is usually interpreted younger than the eastern branch. Nevertheless, recent studies based on new sediments analysis and dating (biostratigraphy, magnetostratigraphy) indicate that rifting initiation probably began as soon as the late Oligocene in the Rukwa rift (Roberts et al., 2010, 2012).

The present day extension direction related to the EARS opening was for a long time debated between an oblique opening model consisting of a SE drifting of the Somalian plate (e.g. Chorowicz and Mukonki, 1980; Kazmin, 1980; Tiercelin et al., 1988; Daly et al., 1989; Scott and Rosendahl, 1989; Chorowicz, 1990, 2005; Wheeler and Karson, 1994) and an orthogonal opening model based on the actual overall E-W extension with direction of extension slightly varying along the two branches (e.g. Ebinger, 1989a; Morley, 1999, 2010; Morley et al., 1999; Delvaux, 2001; Lezzar et al., 2002; Delvaux and Barth, 2010). Recently, both earthquake slip vectors data and GPS geodesy studies support the second hypothesis of a general E-W extension (e.g. Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008, 2014; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014).

3.2.2 THE ALBERTINE RIFT SYSTEM

The Lake Albert Basin belongs to the Albertine Rift System which includes the Lake Albert, the Lake Edward and the Lake George (Pickford et al., 1993). Bounded by the Azwa lineament to the North and by the Virunga volcanic province to the south (fig. 3.50a & 3.51), this system is characterized by an outstanding 5000 meters high relief located between the Lake Albert and Lake Edward, the Rwenzori Mountains (fig. 3.51).

The Lake Albert Basin was traditionally considered as an asymmetric half-graben dipping to the north-west where the major bounding Bunia fault system (fig. 3.51) probably led to the uplift of the 2100 m high Blue Mountains (Ebinger, 1989a and gravity modelling of Ebinger et al., 1991; Upcott et al., 1996; Karner et al., 2000). The eastern boundary consists of westward-dipping antithetic Toro-Bunyoro and Tonya Faults systems (fig. 3.51) which controlled the uplift of the 1200m high topographic escarpment observed at the eastern border of the lake (difference of elevation with the lake level of $\approx 400\text{m}$). By matching the observed and modeled topography with free-air gravity, Karner et al. (2000) assumed a crustal extension ranging from 6 to 16 Km for a sediment thickness up to 5 Km deposited during 5 Ma. Recently, on the basis of new seismic data and gravity re-processing, Karp et al. (2012) shows that the Lake Albert Basin is rather a "full-graben" that "has subsided symmetrically and continuously in the Late Cenozoic along two extensive boundary fault systems on either side of the basin".

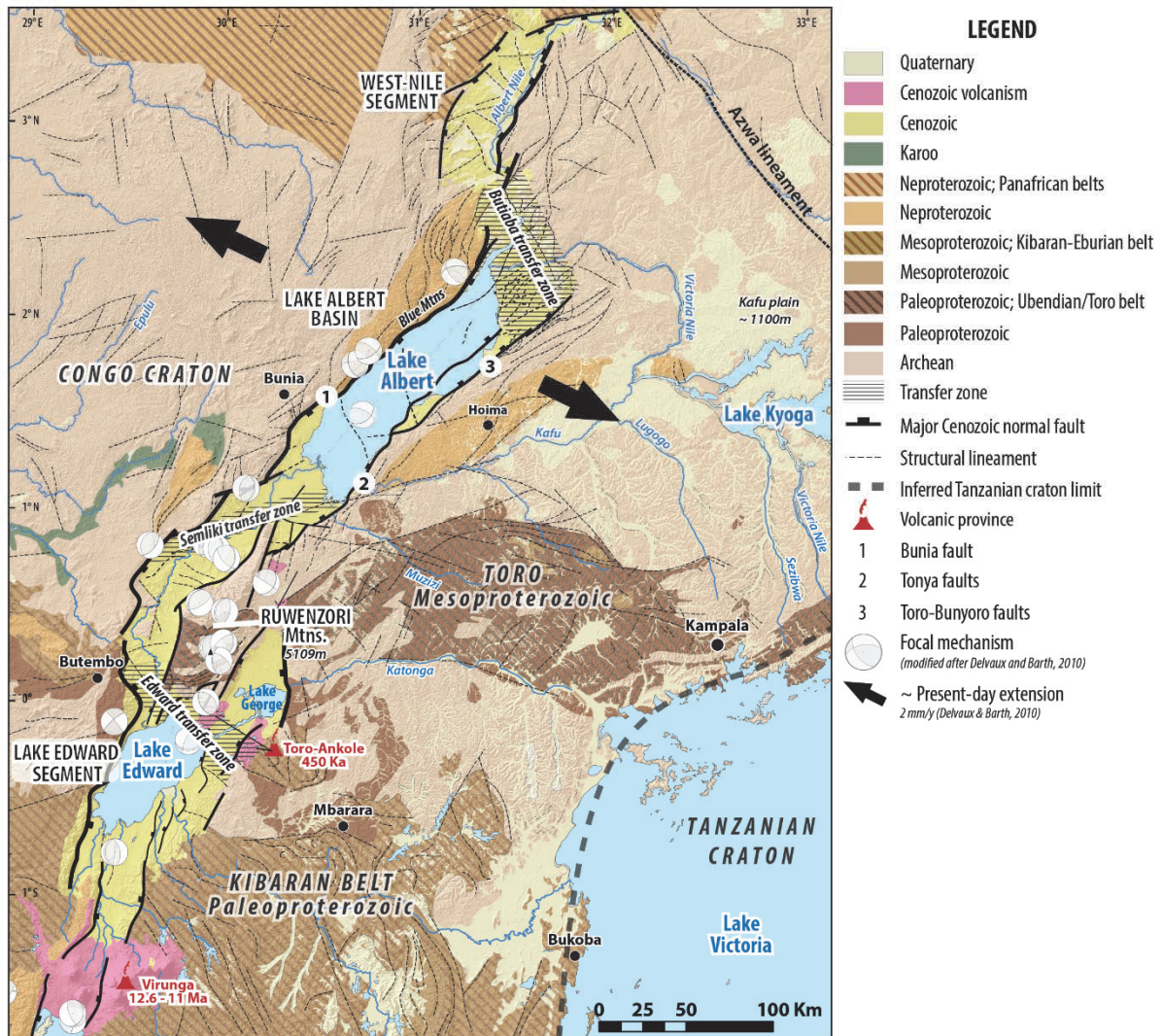


Figure 3.51 : The Albertine Rift System. Geological and structural map of the Albertine Rift system from the Azwa lineament to the Virunga volcanic province. Geological contours, faults and structural lineaments modified after MacDonald and the Department of Geological Survey and Mines of Uganda, 1966 and GTK Consortium, Jenett et al., 2009.

Focal mechanism (Delvaux and Barth, 2010) and GPS geodesic studies (Calais et al. 2006; Stamps et al. 2008) indicate that the Lake Albert Basin is currently opening at 2 mm/a in a dominantly WNW-ESE extensional stress regime. However, localized earthquakes showing strike-slip solutions (e.g. Ring, 2008; Koehn et al., 2010), rare positive flower structures (splay geometry of faults) and anticline structures (Abeinomugisha and Kasande, 2012) suggest that the Lake Albert Basin might have experienced potential strike-slip movement during its evolution. Those discussion about an oblique component could be explained by the basement structure heritage. Indeed, south of the Nile, the Lake Albert Basin is located at the interface of the Archean Congo Craton and the Paleo- to Meso-Proterozoic Kibaran mobile belt of which it follows a roughly NE-SW trend.

The age of rifting initiation in the Lake Albert Basin is debated because the first Early Miocene sediments preserved in the basin have not been considered as syn-rift deposits but rather as "pre-

rifting fluvial sediments" (Hopwood and Lepersonne, 1953; Ebinger, 1989a). Based on the biostratigraphy available at this time, the first syn-rift lacustrine sediments were considered to be Late Miocene in age (8 Ma; Ebinger, 1989a; Pickford et al., 1993), following a first volcanic episode of the Virunga Province dated from 12.6 to 9 Ma (Kampunzu et al., 1998 and literature therein). This first major rifting phase might have been responsible for the formation of a paleo-lake (Lake Obweruka) covering the entire Albertine Rift area until the Rwenzori uplifted around 2.5 Ma (Pickford et al., 1993; Taylor and Howard, 1998; Van Damme and Pickford, 2003). Recent petroleum exploration and biostratigraphical investigations argue for an older rifting initiation, uppermost Early Miocene in age (≈ 17 Ma; Abeinomuigisha and Kasande, 2012).

The origin of the Rwenzori Mountains is still debatable. Both thermochronological (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015) and biostratigraphical data (e.g. Pickford et al., 1993) indicated a last uplift during Upper Pliocene to Pleistocene, mainly around 2.5 Ma. A first stage of exhumation probably compensated by erosion occurred during Jurassic times (Bauer et al., 2012). Seismological data, (Wölbern et al., 2010) shows the absence of a crustal root and thinned crust below the Rwenzori Mountains. On the basis of microtectonic measurements and focal mechanism analysis, the tectonic setting of the Rwenzori mountains is assumed to be dominated by strike-slip movements (McConnell, 1959; Ring, 2008; Koehn et al., 2010). Two main mechanisms are proposed to explain the extreme uplift of the Rwenzori Mountains: (1) isostatic response related to the removal of crustal material in the hangingwall of a normal fault (Koehn et al., 2010), horst uplift being thus the consequence of the "cantilever effect" (Kusznir and Ziegler, 1992) and (2) delamination of the lower crust and mantle lithosphere due to pre-existing weak-zones (Wallner and Schmeling, 2010).

By performing a sedimentary study of the Kisegi-Nyabusosi area outcrops, Roller et al. (2010) defined a four stages evolution of the Lake Albert Basin: (1) From 14.5 to 10 Ma, the first stage corresponds to a sag basin with little accommodation space creation infilled by fluvial sediments. (2) From 10.0 to 4.5 Ma, the second phase is characterized by the creation of limited accommodation space and record successive rises of the lake level, as indicated by a transition from distal fluvial plain to lacustrine environment. Increase of accommodation /sediment supply ratio is believed to record an initial rifting activity. (3) Between 4.5 and 2 Ma, the third stage corresponds to a classic rift controlled by sediment-supply rather than by accommodation. Lacustrine deposits record lake-level highstands. (4) Finally, from 2 to 1.5 Ma, an overall increase of the subsidence associated to a significant sediment supply is responsible for the acceleration of the flanks uplift. This infilling corresponds to stacked transgressional cycles from fluvial to lacustrine environment.

3.3 MATERIAL AND METHODS

3.3.1 DATA AVAILABLE

The study of the Lake Albert Basin presented herein is based on the analysis of field and subsurface data. Field data consist of numerous short sections (from 5 to 170m, fig. 3.52) on which both sedimentological and biostratigraphical analysis were performed, most of them having previously been studied by Pickford and co-authors (e.g. 1993). Outcropping areas are restricted in (1) the Kisegi-Nyabusosi area, at the northern tip of the Rwenzori Mountain (the so-called Semliki area), (2) in the Kaiso-Tonya flat, on the central eastern shore of Lake Albert and (3) in the northern part of Lake (fig. 3.52). The subsurface dataset consists of approximately 300 2D seismic lines and 20 interpreted wells.

We here present the interpretation of eleven regional seismic lines and five wells selected in order to represent the characteristic geometrical configurations of the Lake Albert Basin (section 1 to 11 and wells 1 to 5; fig. 3.52). In addition to five exploration wells, two fictive wells resulting from seismic interpretation (well A and B; fig. 3.52) are presented in order to illustrate the most subsiding part of the basin. Unfortunately, those data are limited to the Ugandan side of the Lake Albert.

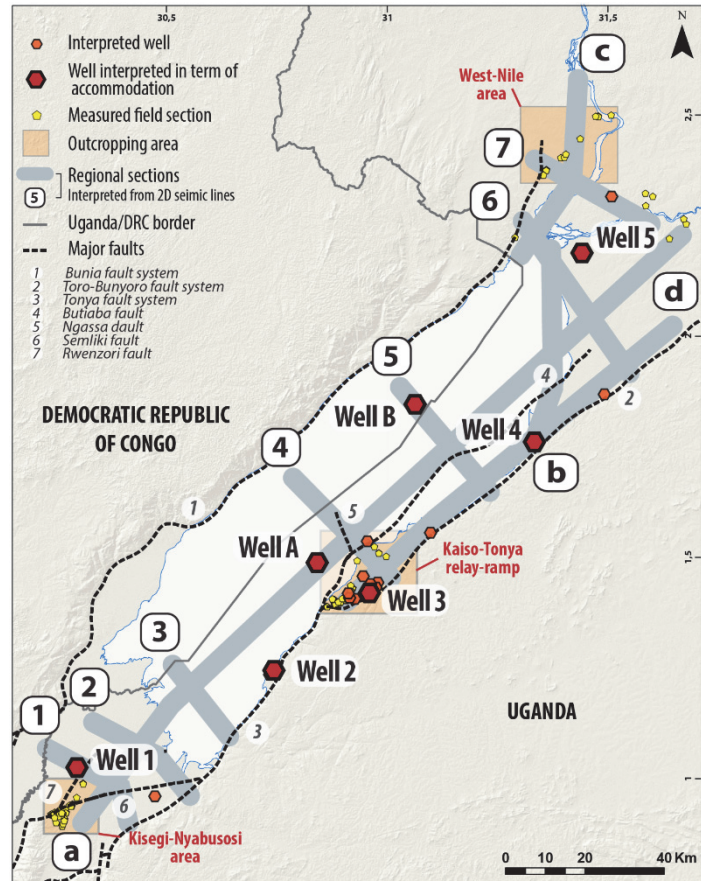


Figure 3.52 : Location map of interpreted data. Wells and field-sections are localized onshore of the Ugandan side of the Lake Albert Basin. Wells 1 to 5 correspond to petroleum exploration wells while wells A and B are fictive wells interpreted from seismic data.

3.3.2 BASIN-SCALE CORRELATIONS

Stratigraphic cycles – transgressive and regressive cycles – were interpreted from the evolution of sedimentary environments (alluvial to distal lacustrine). Those environments were defined on the basis of (1) sedimentary facies analysis of outcrops, (2) palynomorph content (pollens and spores in wells and outcrops) and (3) well-logs signatures of sedimentary facies.

By definition, stratigraphic cycles are bounded by Maximum Regressive Surface (MRS – Catuneanu et al., 2009) which correspond to the most proximal environment. In between are defined Maximum Flooding Surfaces (MFS; Posamentier and Allen, 1999) which correspond to the most distal environment and represent turnaround surfaces between transgressive and regressive trend. The unconformities (Un; Embry, 2009) can occur during the regression and record either an aerial erosional surface or a downward-shift of sedimentary facies in a subaqueous environment.

Depending of the distance separating wells, basin-scale correlations were performed in two different ways. In case of wells separated by few kilometers (e.g. Kaiso-Tonya flat), correlations are made by applying stacking pattern technics (Van Wagoner et al., 1988, 1990; Homewood et al., 1992) and then validated by characteristics algae, pollen and spore trends (e.g. maximum amount of *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Podocarpus* or *Poaceae*). Three cycle orders were defined, possibly 3rd, 4th and 5th, the latter only used for stacking pattern correlations. When wells are separated by few tens of kilometers, correlations were made favor to major stratigraphic cycles and were strongly constrained by palynomorph records.

3.3.3 SEISMIC INTERPRETATION

2D seismic reflection dataset mainly displays a parallel configuration of reflection, with very few localized divergent or sigmoidal (prograding clinoforms) reflectors. Consequently, the classical seismic stratigraphy analysis using truncations (Vail et al., 1977) and offlap migration ("shoreline trajectory" *sensu* Helland-Hansen and Martinsen, 1996) cannot be applied successfully in the Lake Albert Basin. The only variations concerned seismic facies packages and reflectors continuity, amplitude and frequency. This implies that stratigraphic surfaces (MFS, MRS, Un) were first defined from wells and then propagated to seismic lines. Structural analysis (mainly fault distribution and geometries) was realized using several reasonable vertical exaggerations (around 1:1 to 1:2).

Both sediment thickness and sedimentation rates maps were compiled for three time interval. Sedimentation rates maps (undecompressed) are used as a proxy of the spatial distribution of accommodation rate (see discussion below, §3.4.3). In addition, eleven regional sections based on 2D seismic interpretation illustrate the relationships between structure and sedimentation. Regional 2D sections and thickness maps (isopach maps) were converted into depth using a time (ms) to depth (m) conversion law constraint by wells and provided by the petroleum company Total.

3.3.4 AGE MODEL

Pickford et al. (1993) divided the outcropping Neogene and Quaternary sedimentary succession of the Lake Albert Basin into eight lithostratigraphic formations in the Kisegi-Nyabusosi area and into four major formations in the Kaiso-Tonya area (see fig. 3.52 for location and §3.4.2 for a detailed description). This subdivision of the sedimentary infilling is based on lithologies and biostratigraphic content such as mammals (e.g. Pickford et al., 1993 and literature therein), mollusks (Van Damme and Pickford, 1994) and, more recently, pollens, pores and algae (Lukaye, 2009; Shaw et al., 2009). Mammals are the only fossils that can be used for calibration onto the international chronostratigraphic chart (Gradstein et al., 2012). Mollusks associations are limited to the Albertine rift area and Neogene pollens and spores mainly record environmental changes driven by the climate. In this study, vertebrate biozonations are calibrated in ages in (1) Kenya, where radiometric dating of tuffs and lavas constrain the age of the vertebrate taxon ranges or, when species were not described in Kenya, (2) favor to the international European vertebrate biozones chart. The time range of each vertebrate taxon is reported on the stratigraphic sections (and thus on the associated lithostratigraphic formations) and, according to their degree of evolution, classified into five main categories: primitive, early, mature, late and end of phylum. For each formation, the common range of the different characteristic vertebrate species defines a time-interval for the considered lithostratigraphic units (Yalden, 2011).

The first limit of this approach is the use of mammals as dating elements because (1) their preservation is highly controlled by the type of sedimentary environment, (2) for some time interval few (or none) species were sampled and (3) the time range of some species is poorly constrained. The second limit is that those mammals were only found on outcrops. Their ages need thus to be propagated in subsurface data using sequence stratigraphy and paleo-environmental data (pollens and spores record) correlations.

For those reasons, we proposed to test the outcrops age model extended to wells doing a comparison with regional paleo-climatic charts. The basin-scale climatic chart is based on the following assumptions: humid conditions are related to periods of maximum lake growth emphasized by *Botryococcus* algae and more arid conditions correspond to minimum lake extension (large alluvial plains and littoral environments) highlighted by an increase of aerial floras, i.e. *Poaceae*. Transitions from humid to arid conditions correspond to sharp decrease of water depth, i.e. unconformities. This basin-scale climatic signal is then compare to dated regional climatic chart, here mainly the one of Bonnefille, (2010) based on the "tree cover" of East-Africa estimated from percentages of tree and shrubs pollens.

3.3.5 ACCOMMODATION SPACE MEASUREMENT

In order to quantify the vertical displacement within the Lake Albert Basin (subsidence and uplift), accommodation space was measured using the backstripping method (e.g. Watts and Steckler, 1979). Accommodation is defined as the space created in the sea, or in a lake, in response to the vertical movement of the base of the basin (relative to lithospheric/mantellic deformation) and the lake level, consequence of the hydrological budget related to climatic variations. This is not a direct measurement of the subsidence because we were not able to remove the lake level variations related to the climatic variations. Nevertheless, vertical facies change from shallow lake to coastal plain or alluvial plain environment, suggesting moderate variations of the lake level and thus indicating that most of the accommodation space creation is controlled by tectonic vertical movements.

Accommodation measurements requires: (1) time-lines (turnaround surfaces, MFS and MRS or unconformities, Un) previously defined (§ 3.2) and referred in absolute ages (§ 3.3.4), (2) porosity data deduced from well-logs signatures and cuttings and (3) estimation of paleo-depths interpreted from facies analysis (outcrops analysis, well-logs signature and palynological content). The decompaction is based on depth-porosity coefficient for different lithologies, here mainly clay and sand. Different scenario were tested applying uncertainties ranges associated to the absolute ages, paleo-depths and lithologies.

Accommodation space variations were measured in five wells (wells 1 to 5; fig. 3.52). In addition, two "fictive wells" interpreted from 2D seismic lines aim to illustrate the accommodation variations in the most subsiding parts of the basin where no well are available (wells A and B; fig. 3.52).

3.4 RESULTS

3.4.1 DEPOSITIONAL MODEL AND SEQUENCE STRATIGRAPHY ANALYSIS

3.4.1.1 Depositional model

Five major facies associations were defined on outcrops and well-logs in the infilling of the Lake Albert Basin (fig. 3.53): distal "deep" lacustrine (Fa1), proximal "shallow" lacustrine (Fa2), deltaic lacustrine (Fa3), lacustrine shoreline and embayment to lacustrine coastal plain (Fa4) and alluvial plain environments (Fa5).

Distal "deep" lacustrine (Fa1) environments essentially correspond to homolithic, massive or horizontally laminated dark grey clays. Some interval can be either more silty or organic-rich with abundant *Botryococcus* algae. The biological content is poor, with rare *in-situ* freshwater bivalves (with connected shells) but no bioturbations.

The depositional setting is the one of a perennial lake (freshwater algae and bivalves) as indicated by the lack of mud-cracks or soils (even hydromorphic).

In subsurface, the well-log signature of this environment consists of a high natural radioactivity (gamma-ray) and a symmetrical evolution of density and porosity (fig. 3.53). More radioactive intervals correspond to organic-rich clayey interval.

Proximal "shallow" lacustrine (Fa2) environments consist of an alternation of clays (Fa1) and coarse- to fine-grained sands few to tens centimeters thick. Those sandy beds are most of the time poorly sorted, structure-less (massive) and do not show neither normal nor reverse grading. Some of them show crude planar horizontal laminations (upper flow regime) or evidences of fine-grained sand with bedload current ripples cross-beddings (no occurrence of climbing current ripples cross-beddings). *Pediastrum* are observed in the clayey intervals.

Those lacustrine beds do not correspond neither to classical lacustrine turbidites (no normal grading, no Bouma or Stow sequences; e.g. Wells et al., 1999) nor hyperpicnal flows (no reverse grading, no climbing current ripples; e.g. Olariu and Steel, 2009; Olariu et al., 2010). They look similar to sheet-flood deposits directly supplied from the aerial domain (structure-less, poorly graded and sorted) such as the classical examples of Turner, (1973) or Mutti et al., (2000).

The well-log is characterized by high variations (thin peaks) of radioactivity (low and high gamma-ray) and porosity values (from clay to sand; fig. 4.53). The overall gamma-ray trend generally exposed a slight funnel shape (slight coarsening upward trend).

Lacustrine delta (Fa3) environment is mainly made of homolithic coarse-grained sand organized in coarsening upward units (from medium- to coarse-grained sand) of several meters with 2D-3D (sinuous

crest) to 3D current megaripples, some of them being climbing (mixed bedload – suspended-load transport; Allen, 1981). At another scale, those megaripples are superimposed on sand bars (wavelength > 10m) forming compound cross-beddings. Both bars and megaripples migrate in the same direction. Clayey intervals contain significant amount of *Pediastrum* algae.

The occurrence of climbing megaripples and compound cross-beddings (indicating sand bars) are characteristic of mouth-bars along a river delta-front system (e.g. Coleman and Wright, 1975; Galloway, 2001; Olariu et al., 2012).

High porosity and funnel shape (coarsening upward) of low gamma-ray values are characteristic response of prograding mouth-bar in well-logs.

Lacustrine shoreline and embayment to lacustrine coastal plain (Fa4) deposits corresponds to green to grey clays interbedded by fine- to medium-grained sandy beds (from tens centimeters to two meters thick). Clays are green to grey, massive and occasionally silty and frequently lignite-rich. Sandy facies mainly consist of well-sorted highly bioturbated and clean sandstones with current and avalanching ripples and megaripples cross-beddings and locally numerous gastropod debris (coquina) and various plant residues.

Those facies suggest a deposition in a lacustrine shoreline to coastal plain environment with embayment and marshes (lignite).

Clayey facies of this environment are characterized by high radioactivity (gamma-ray), high porosity and low density values, the last two curves evolving symmetrically and recording woodland plant and lignite debris (fig. 3.53).

Alluvial/deltaic plain (Fa5) environments mainly correspond to very-coarse- to medium- grained sands organized in fining-upward sequences (several meters thick) with 2D and 3D current megaripples cross-beddings. The base of these sandy units is sharp and erosional and sometimes topped by thin intervals of pebbly to conglomeratic sandstones (lag). Those units are overlaid by green clays with plants debris, hydromorphic soils and significant amount of aerial *Poaceae* (*Gramineae*) pollens.

The fining upward trend within cross-bedded sands is characteristic of distributary fluvial channels in an alluvial plain (e.g. Allen, 1965; Miall, 2006).

Channel well-log signature consists of low radioactivity values showing bell shapes (fining-upward trend) and rapid shift of gamma values at the base (fig. 3.53).

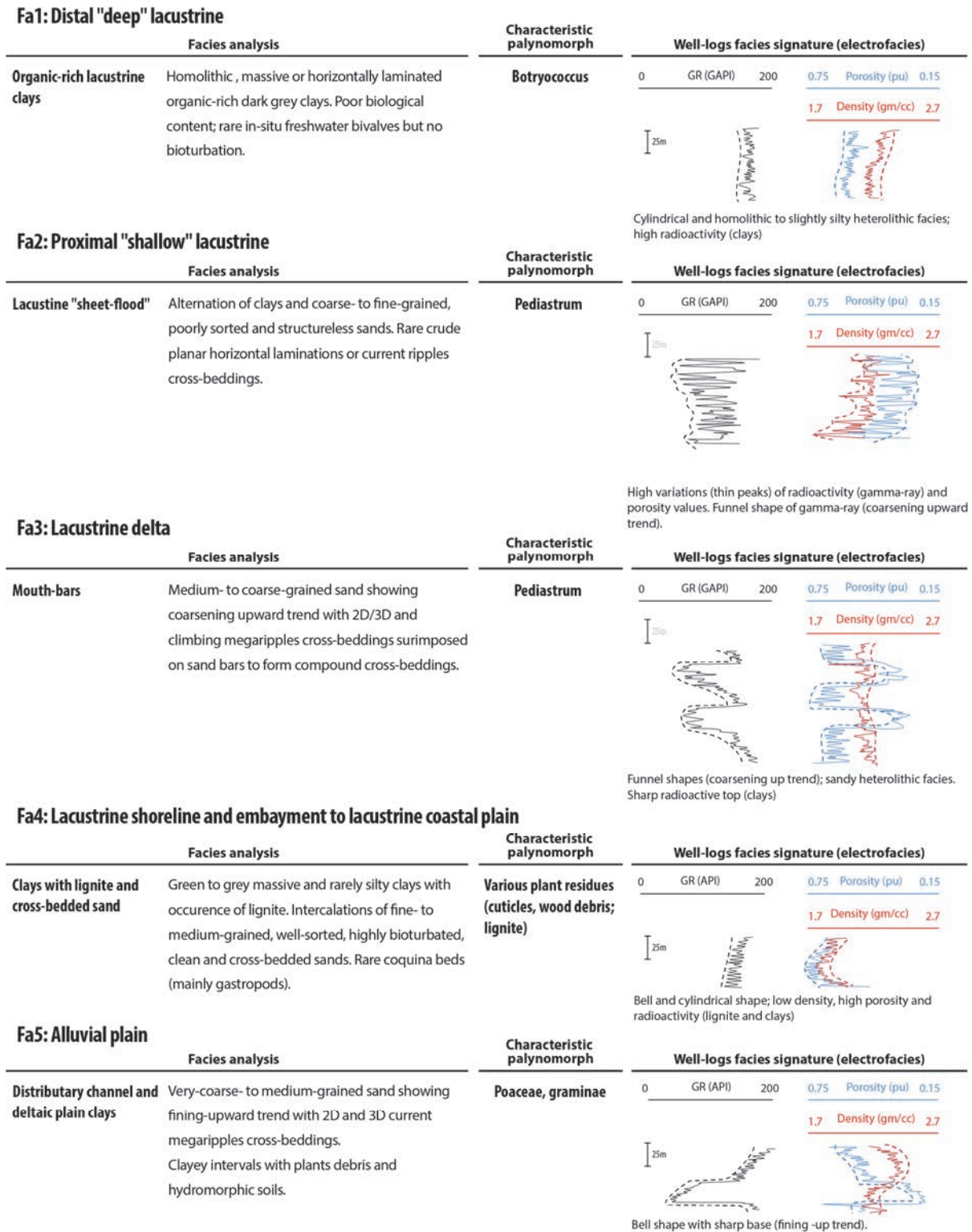


Figure 3.53 : Main characteristics of litho-facies associations. Main depositional environments, lithologies, palynomorph and well-log signatures of the five facies associations identified on outcrops and wells.

3.4.1.2 Paleo-bathymetry

The absence of turbidite and hyperpicinal flows suggests a quite flat domain with no major slopes and thus a quite shallow lake, not very different from the present-day one (average depth of 25m; e.g.

Howard and Karundu, 1992). This is supported by the rare occurrence of clinoforms on seismic lines and the parallel and continuous configuration of seismic reflector along which facies evolves from distal lacustrine to coastal plain environments. The clinoforms are not higher than 100m.

3.4.1.3 Sequence stratigraphy analysis: basin-scale correlations

Five major cycles with a mean duration of 2 to 5 Ma (3rd order; fig. 3.54 & 3.55) were identified and correlated on both outcrops and wells based on the facies variation defined above. Numerous cycles of shorter duration (4th to 5th orders) were identified offshore and correlated from wells to wells favor to their stacking pattern (fig. 3.56).

Cycle 1 (S1_{Un} – S1_r) is a highly asymmetrical cycle, its transgressive trend being locally recorded as the transition from a 0-2m thick poorly-sorted conglomerate overlying a weathered basement to lacustrine facies. The regressive half-cycle corresponds to the shift from mouth bars (Fa3) to coastal plain (lignitic clays, Fa4) and alluvial facies (distributary channel, Fa5; S1_r MRS).

Cycle 2 (S1_r to S2_r) is one of the most lacustrine-dominated cycle (with cycle 3, C3) as indicated by distal clays (Fa1) characterized by large amount of organic material and intervals very rich in *Botryococcus* algae which illustrate the maximum flooding (S2_m). The regressive trend is characterized by the transition from flood deposits (alternating clays and sandy sheet-floods, Fa2) to mouth-bar (Fa3) where the MRS is positioned (S2_r).

Cycle 3 (S2_r to S3_r) is the most lacustrine cycle. It is dominated by clays (with *Botryococcus* and organic material) and heterolithic clay-sand alternations (flood lobes). The regressive trend is characterized by a major unconformity (S3_{Un}) coeval with a sharp facies transition from distal lacustrine deposits (Fa1) to proximal mouth bars (Fa3) and alluvial deposits (Fa5; S3_r MRS). This transition is concomitant with a change of algae species from *Botryococcus* to *Pediastrum* and an increase of *Poaceae* pollens.

Cycle 4 (S3_r to S4_{Un2}) shows all the facies from distal lacustrine (Fa1) to sheet-flood-deltaic (Fa2 and Fa 3), coastal plain (Fa4) and alluvial plain environments (Fa5). The lack of important amount of *Botryococcus* indicates that the most lacustrine facies (S4_m) are not as distal and "deep" than cycles 2 and 3. The regressive half-cycle is characterized by two 4th order unconformities (S4_{Un1} and S4_{Un2}), the most important being the youngest one (S4_{Un2}). It records a sharp transition from distal lacustrine to lacustrine shoreline (Fa4) and alluvial plain environments (fining upward sequences; Fa5).

Cycle 5 (S4_{un2} to present day) is dominated by aerial alluvial deposits with *Poaceae* and *Podocarpus* pollens, this last specie being characteristic of high elevations. The maximum flooding (S5_m) is located in shallow lacustrine clays with an instant increase of *Botryococcus* and *Pediastrum* algae

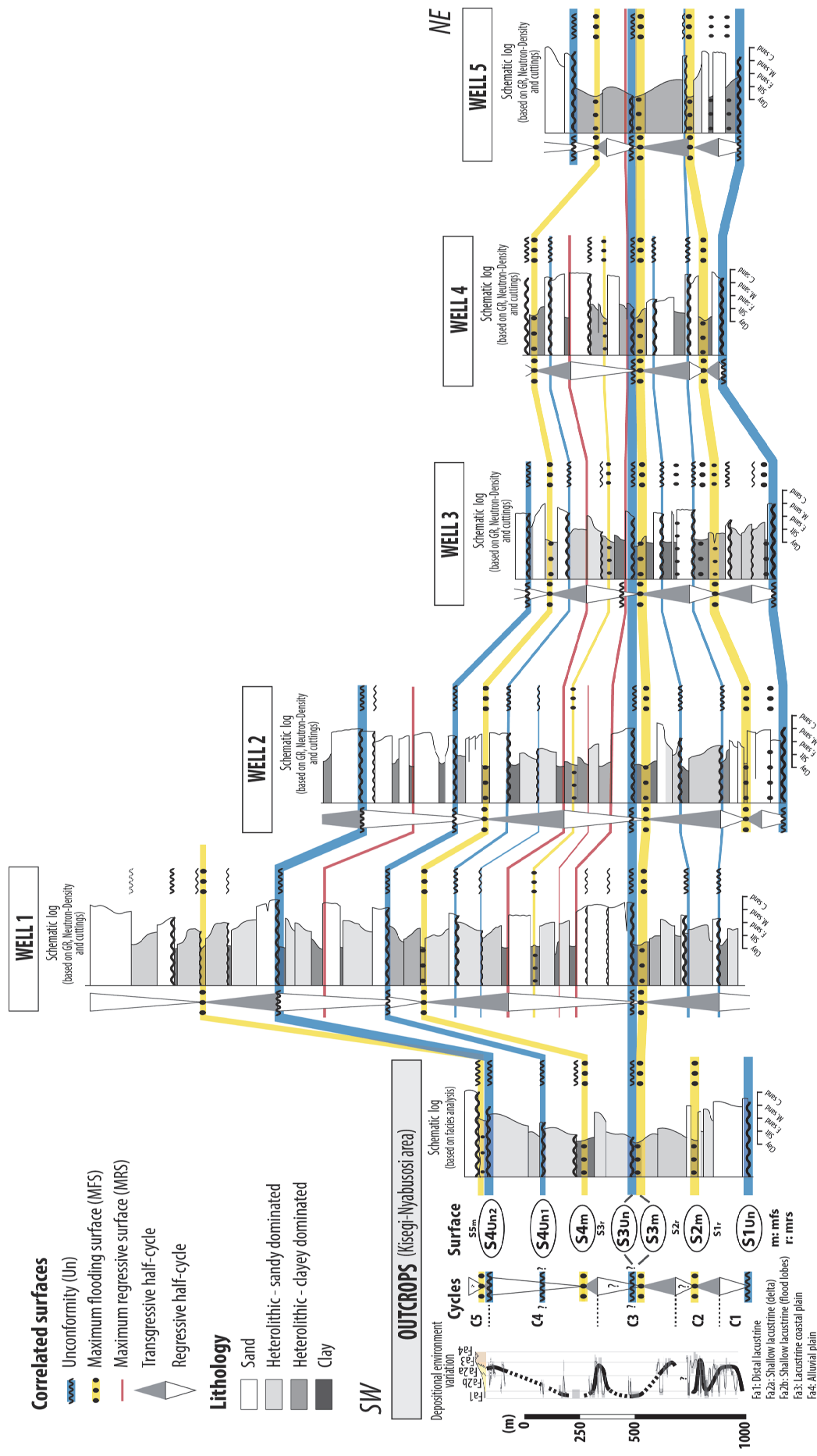


Figure 3.54 : Basin-scale correlations. Examples of correlated wells along the Lake Albert Basin. Correlations were realized favor to sequence stratigraphy method and paleo-environmental data (palyomorph, example on figure 6 for the well 1). Locations of wells and outcrops on figure 3.3.

3.4.2 AGE MODEL

Several attempts of sediments dating using fauna (mollusks, vertebrates) were performed from the twenties to the seventies on isolated outcrops of the Kisegi-Nyabusosi and Kaiso-Tonya areas (e.g. Wayland, 1926; Hopwood, 1926; MacInnes, 1942; Lepersonne, 1949; Hopwood and Lepersonne, 1953; Adam and Lepersonne, 1959; Hooijer et al., 1963; Bishop, 1965, 1971; Gautier, 1965; Cooke and Coryndon, 1970). Nevertheless, the first dating based on a clear lithostratigraphy nomenclature was proposed by the Uganda Palaeontology Expedition at the turnaround of eighties-nineties (e.g. Pickford et al., 1993).

Vertebrates are only preserved in the Kisegi-Nyabusosi area (fig. 3.52), south of Lake Albert, where six formations were dated (Kisegi, Kakara, Oluka, Nyaburogo, Nyakabingo, Nyabusosi Formation; Fig. 6) and in the Kaiso-Tonya area (Fig. 3), on the eastern shore of Lake Albert where four formations were defined (Nkondo, Warwire, Kyeoro and Kaiso-Village Formations) (Pickford et al., 1993).

Located on the Congolese side of the rift (Sinda and Karugamania sites; Yasui et al., 1992; Pickford et al., 1993), the oldest sediments are Early Miocene in age as illustrated by the presence of *Deinotherium hobieyi* and *Brachyodus aequatorialis*. On the Uganda side, the first sediments are dated at the second-half of the Middle Miocene (Kasande Member, upper part of the Kisegi Formation, 12.5 Ma) by vertebrate fossils including *Pleidon moharensis* as well as a small *Rhinocerotidae paradicerus mukirii*. The Late Miocene is characterized by the Kakara (11.5-9 Ma) and Oluka (6.5-5 Ma) formations whose most characteristic fossils are *Tetralophodon anthracothere*, *Stegotetrabelodon*, *Primelephas gomphotheroides*, *Nyanzachoerus syrticus*. The Early Pliocene corresponds to the Nyaburogo Formation (4.2-5 Ma) in the Kisegi-Nyabusosi area and to the Nkondo (5.1-4.6 Ma) and Warwire (\approx 4 Ma) Formations in the Kaiso-Tonya area. This time interval is characterized by numerous vertebrates including *Mammuthus subplanifrons*, *Torolutra ougensis* or different species of *Nyanzachoerus*. The Nyakabingo Formation of the Kisegi-Nyabusosi area and the Kyeoro (4.6-2 Ma) and Kaiso-Village (\approx 2.2 Ma) Formations of the Kaiso Tonya area corresponds to the Upper Pliocene with vertebrates including species of *Loxodonta*, *Elephas*, *Kolpochoerus* or *Giraffa*. The transition between Pliocene and Pleistocene is associated to the Nyabusosi Formation (\approx 1.5 Ma) in which were found examples of *Elephas recki atavus* or *Kolpochoerus majus*. Notice that several time intervals were not covered by the life range of the vertebrate fossils found in the outcropping areas (e.g. 0.6 Ma between Kisegi and Kakara formations or 2.5 Ma between Kakara and Oluka formations; fig. 3.55).

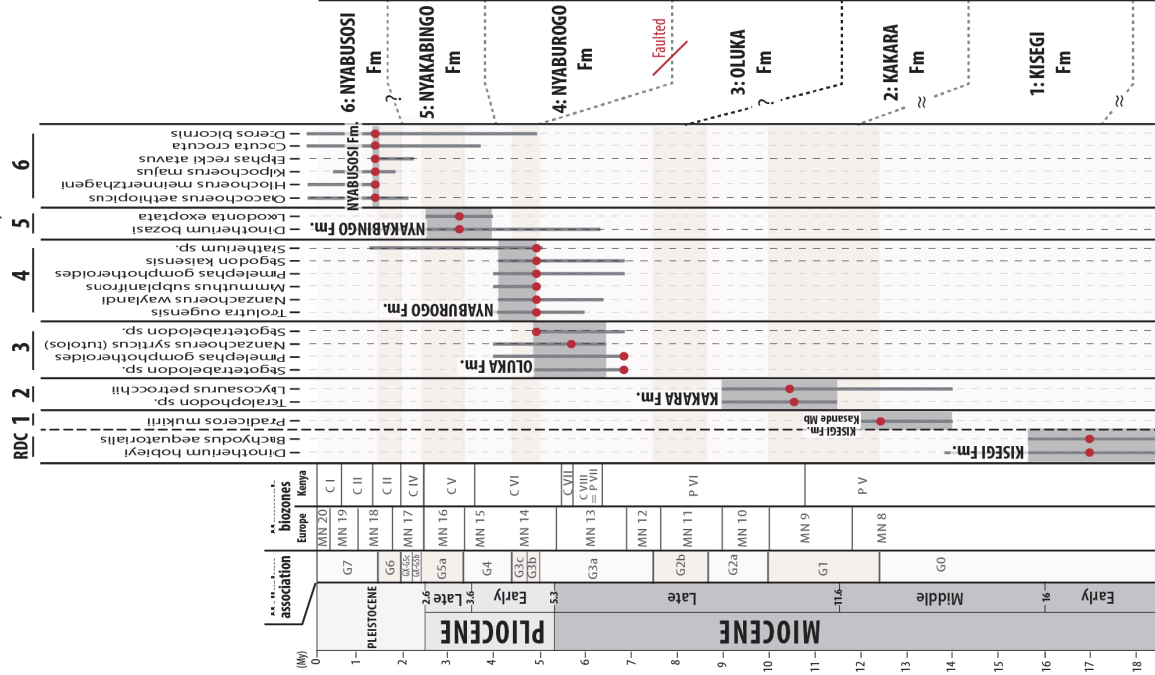
Propagation of the proposed age model (§3.3.4) in subsurface requires a climatic chart based on the correlation of outcrops of the Kisegi-Nyabusosi and Kairo-Tonya areas dated by vertebrates and subsurface data where a complete record of palynomorph exists.

From outcrops to wells, five main stratigraphic 3rd order cycles were correlated. In addition 4th and 5th order cycles were correlated offshore favor to their stacking patterns (fig. 3.54 & 3.55). The first 3rd order cycle (C1, Lower Kisegi Formation – Early Miocene) corresponds to a relatively humid period as illustrated by significant amount of *Pediastrum*. The second cycle (C2, Upper Kisegi Formation to Lower Kara Formation – Uppermost Early Miocene to the first half of Upper Miocene) show a major flooding highlighted by a peak of *Botryococcus* algae both on outcrops and wells (S2_m MFS). The third cycle (Upper Kakara Formation to Oluka Formation - Late Miocene) is the most humid, with important amount of *Pediastrum* and *Botryococcus* and rare *Poaceae*. A peak of *Botryococcus* emphasized a second major flooding (S3_m) while the instant appearance of *Poaceae* is associated to the S3_{Un} unconformity. The fourth cycle (C4, Nyaburogo and Nyakabingo Formations – Pliocene) records an overall aridification highlighted by an increase of *Poaceae* and the transition from distal to coastal lacustrine environments. Unconformities (S4_{Un1} and S4_{Un2}) are associated with the disappearance of *Pediastrum* favor to *Poacea*. The last cycle (C5, Nyabusosi Formation – Pleistocene) marks the return of a more humid climate as suggested by the increase of *Botryococcus* and *Pediastrum*.

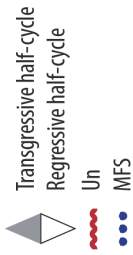
This climatic signal of the Lake Albert Basin based on algae, pollen and spore trends is in good agreements with the regional climatic chart published by Bonnefille (2010) (fig. 3.55). Indeed, the maximum lake extensions interpreted from the important amounts of *Botryococcus* (S2_m, Cycle C2 MFS; S3_m, Cycle C3 MFS; S5_m, Cycle C5 MFS) are associated to large tree covering in Africa (humid period of Bonnefille, 2010) while the increase of *Poaceae* observed close to S3_{Un}, S4_{Un1} and S4_{Un2} unconformities are coeval to arid periods (savannah or glaciation, Bonnefille, 2010; fig. 3.55). This comparison is also a way to precise dating of the turnaround surfaces using the time range of humid and arid periods as the interval of occurrence of MFS and MRS.

LITHO - & BIOSTRATIGRAPHY

Ages of Ugandan vertebrates and lithostratigraphy
Modified after Pickford et al., 1994



Stratigraphic cycle



Lithology



Depositional model (details in fig. 4)

- Fa1: Distal lacustrine
- Fa2a: Shallow lacustrine (delta)
- Fa2b: Shallow lacustrine (flood lobes)
- Fa3: Lacustrine coastal plain
- Fa4: Alluvial plain

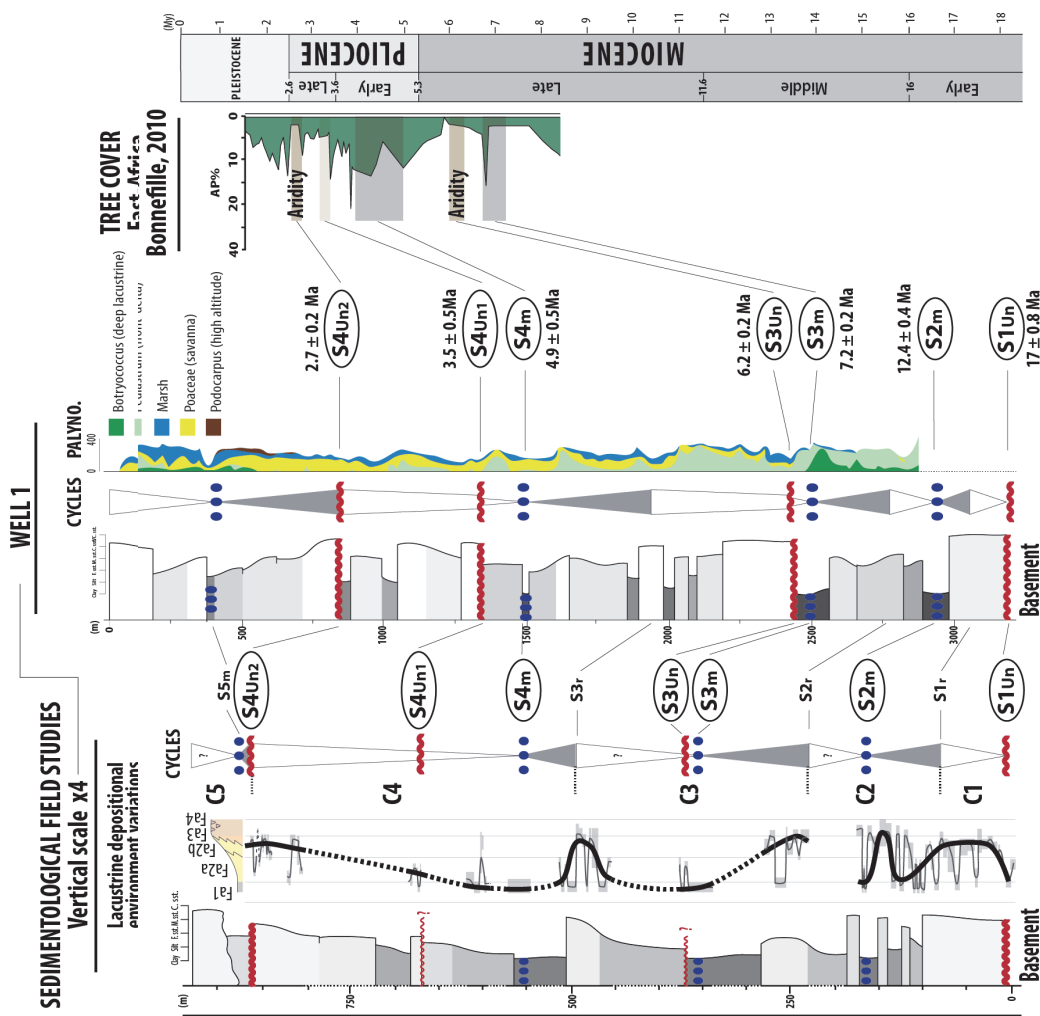


Figure 3.55 : Age model of the Lake Albert Basin sedimentary infilling. Ages of the seven stratigraphic surfaces interpreted from field and subsurface analysis. Biostratigraphic ages are compared to paleo-environmental (palynomorph, Total, per.com.) and regional climatic chart (Bonnefille, 2010).

3.4.3 ACCOMMODATION EVOLUTION

Both cumulative accommodation space and accommodation rates were measured for seven time lines ($S1_{Un}$, $S2_m$, $S3_m$, $S3_{Un}$, $S4_m$, $S4_{Un1}$ and $S4_{Un2}$) using an average compaction hypothesis (fig. 3.56). The variation of both trends and rates is broadly the same whatever the well considered, with maximum rates around the Miocene-Pliocene boundary. The accommodation curves show three major periods bounded by two major unconformities ($S3_{Un}$, 6.2 Ma and $S4_{Un2}$, 2.7 Ma; fig. 3.56).

Time interval 1 ($S1_{Un}$ - $S3_{Un}$): Early (17 ± 0.8 Ma) to Middle (6.2 ± 0.2 Ma) Miocene: With mean values of 150 to 200 m/Ma, the rate of accommodation space creation is the slowest of the basin history. Sediment accumulation is located in the southern half of the basin and accommodation increases southward, with cumulated accommodation ranging from 500m (well 3 to 5; central part) to more than 2500m (wells 1, 2, and B; southern to central part). This time interval is subdivided in two sub-periods (1) $S1_{Un}$ - $S2_m$ (17 ± 0.8 Ma to 12.4 ± 0.4 Ma) interval shows moderate accommodation rates (<300 m/Ma, except in well B) while (2) $S2_m$ - $S3_{Un}$ (12.4 ± 0.4 Ma to 6.2 ± 0.2 Ma) interval highlights a significant decrease from ≈ 250 m/Ma to 125 m/Ma in the most subsiding parts of the basin (wells A and B).

Time interval 2 ($S3_{Un}$ - $S4_{Un2}$): Middle Miocene (6.2 ± 0.2 Ma) to Uppermost Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma): $S3_{Un}$ unconformity marks a sharp increase of the accommodation rates in the whole basin with mean values higher than 500 m/Ma. In the most subsiding areas (southern and central part of the Lake Albert Basin), the accommodation frequently exceeds 600-800 m/Ma. Exceptions are observed on the footwalls of the Butiaba and Semliki faults (Kaiso-Tonya and Semliki compartments) where sediments thickness is thinner (Well 3 and 4, see later). $S4_{Un2}$ unconformity is coeval with a sharp decrease of accommodation rates from 600-800 m/Ma to 100 m/Ma.

Time interval 3 ($S4_{Un2}$ - Lake-floor): Uppermost Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma) to Present-Day: The mean accommodation rate is significantly decreasing from 450 m/Ma ($S4_{Un2}$; 2.7 ± 0.2 Ma) to 250 m/Ma (present-day) in the most subsiding part of the basin (Well 1, 2, A and B). The erosion of the uplifted Kaiso-Tonya and northern Butiaba areas led to the infilling of their accommodation space during this time interval.

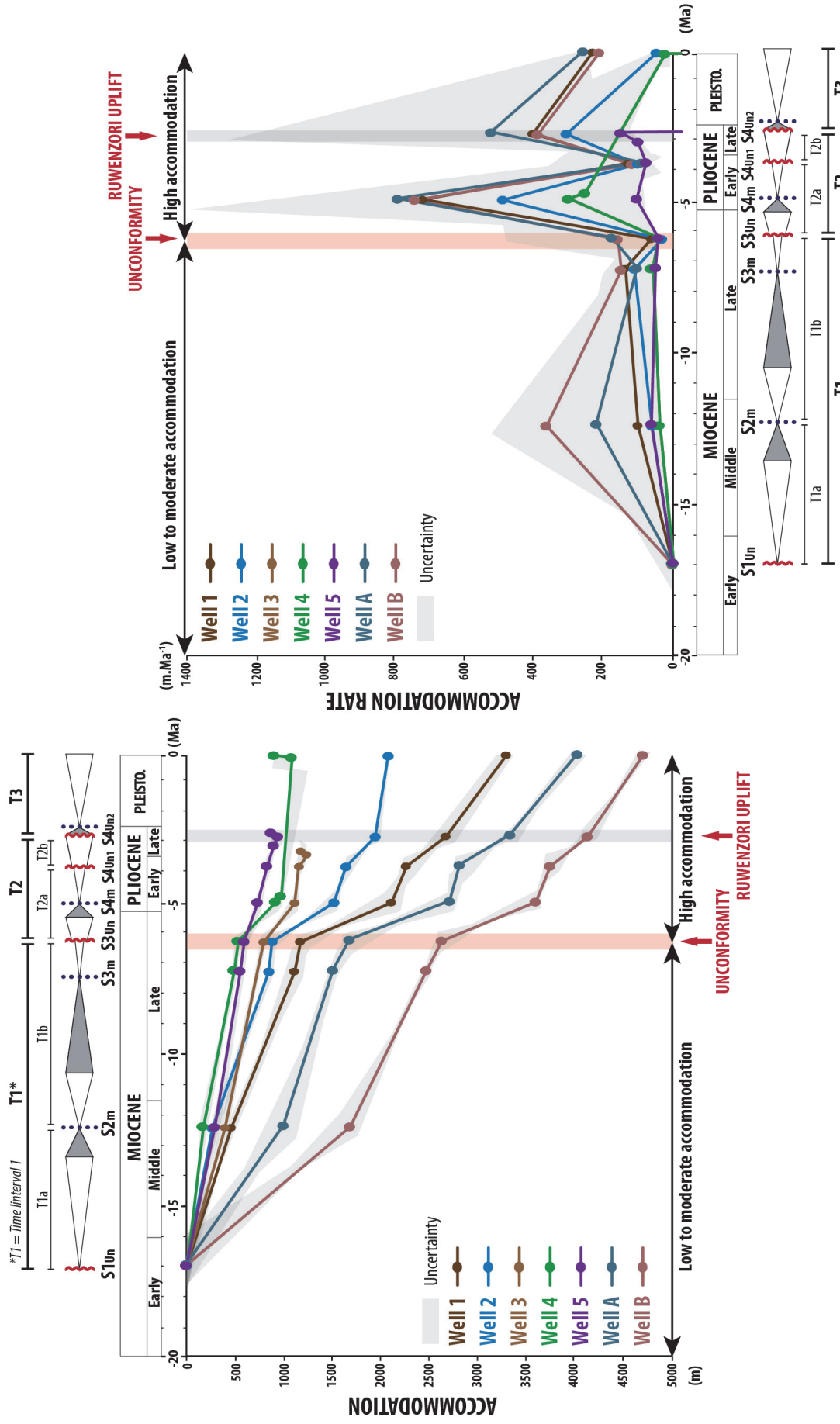


Figure 3-56 : Accommodation and associated accommodation rate evolution of the Lake Albert Basin. Accommodation is measured using the backstripping method on five exploration wells (wells 1 to 5) and two fictive wells (wells A and B) interpreted from seismic data. See figure 3 for wells location.

3.4.4 ACCOMMODATION DISTRIBUTION AND INFILLING GEOMETRY: ISOPACH MAPS AND REGIONAL SECTIONS

3.4.4.1 Main geometries and fault patterns

The main characteristic of the Lake Albert Basin is the symmetrical graben geometry of the central segment. Both thickness map and regional sections show that four major faults accommodate the sedimentation between the N40° to N60° striking, 80-70° dipping bounding fault systems (Bunia fault on the Congolese side and Toro-Bunyoro and Tonya fault systems on the Ugandan side, fig. 3.51 & 3.57). Parallel to the N70° dipping Toro-Bunyoro bounding fault system, the N60° striking, 60° dipping Butiaba fault delimitate the Kaiso-Tonya compartment (fig. 3.58; section 4). In the south-eastern part of the basin, the N80° Semliki Fault dips toward the NW at an angle of 50° and individualizes the Semliki compartment (fig. 3.58a; section 2). These compartments predominantly exposed parallel reflectors with only unclear slight thinning of the infilling toward major faults (fig. 3.58). The sedimentation consist of predominantly tabular stacking of sediments showing thickness variations on each side of the major faults (e.g. Butiaba and Semliki fault; fig. 3.58; sections 2, 4 and 5). Thickness variation are only observed along the the axis of the rift (thinning toward the north, fig. 3.57 & 3.58; sections a and b). In the central-part of the basin, the Kaiso-Tonya flat constitutes a structurally complex relay-ramp zone where the N40° Tonya fault system and N60° Toro-Bunyoro fault system are overlapping (fig. 3.57). Connected to the Kaiso-Tonya flat, the N140°-N160° Ngassa transverse fault subdivides the basin in two sets, the southern one being thicker than the northern one. A last major N°40 striking, 40° dipping fault, the Rwenzori fault, is observed at the northern tip of the Rwenzori Mountains, south of Lake Albert (fig. 3.57 & 3.58, section 2).

Displacements related to the major N40-60° fault family gradually dies out in diffuse zones of deformation, the Butiaba and Semliki transfer fault zones (TFZ; fig. 3.57 & 3.58). Essentially observed in the Butiaba TFZ, a secondary N20° fault group shows relative small length and throw and is connected to the N60° trending fault. Those faults are responsible for the horst and graben configuration of this TFZ. This northern Butiaba TFZ, as the southern Semliki TFZ, exposed a complex highly faulted pattern (fig. 3.58a-b, sections 6, 7, c, d) where several folded (pop-up like) structures and "ramp-and-relay shape" of fault planes are locally observed.

3.4.4.2 Deformation evolution

Seismic data exposed numerous onlapping terminations of basal sediments on basement unconformity (S1_{Un}) but infilling does not present any obvious growth strata (structural wedges).

"Pre-rift" structures are locally observed below $S1_{Un}$. Mainly located to the south of the Lake Albert those "valley-like" structures are approximately 500m-deep and 4km-wide and show onlapping reflector but no growth strata (fig. 3.58a, section 3). Some of these structures are asymmetric and controlled by fault on one of their side.

From early to upper Miocene (**time interval 1; $S1_{Un}$ - $S3_{Un}$**), sedimentation occurs all over the basin with a maximum accommodation space creation in the southern part, between the $N80^\circ$ striking, 50° dipping Semliki transverse fault and the $N140$ - $N160^\circ$ striking, 70° - 60° dipping Ngassa fault. During this period (mostly between $S1_{Un}$ and $S2_m$) of moderate sedimentation rates (50 to 250 m/Ma), sharp thickness variations along NE-SW (Butiaba fault) to ENE-WSW faults (Semliki TFZ) form tabular and roughly isopach compartments (Kaiso-Tonya and Semliki compartments, fig. 3.57). The infilling is also thicker south of the Ngassa faults (fig. 3.57; section a). During this time interval ($S1_{Un}$ - $S3_{Un}$), finite displacement on basin base ($S1_{Un}$) ranges from 1000m to 1600m down the Butiaba Fault (fig. 3.58a, section 5), 1200m down the Rwenzori fault (fig. 3.9a, section 1), 800m down the Semliki fault (fig. 3.58a, section 2) and 1500m south of the Ngassa Fault (fig. 3.58b, section a).

The second time interval (**time interval 2; $S3_{Un}$ - $S4_{Un2}$**) shows a sharp increase of sedimentation rates in the whole basin (up to more than 600 m/Ma, fig. 3.57). Accommodation space creation migrates northward, beyond the Ngassa fault. Several depocenters (thickness > 1600m; fig. 3.57) are individualized (1) to the north-west of the basin, down of the SW-NE Butiaba Fault, (2) in the central part, down the $N140^\circ$ Ngassa fault and (3) to the west of the $N40^\circ$ Rwenzori fault in the southern corner of the basin (fig. 3.57).

During this period ($S3_{Un}$ - $S4_{Un2}$), finite displacement on surface $S3_{Un}$ ranges from 500m to 800m west of the Rwenzori and Semliki faults, 800 to 1000m down the Butiaba fault and around 500m south of the Ngassa fault. The infilling consists of a thick isopach interval (up to 2000m, fig. 3.58) characterized by a configuration of parallel reflectors. $S4_{Un1}$ - $S4_{Un2}$ interval is locally marked by discrete differential accommodation and localized low stand wedges (fig. 3.58; sections 5, b and c).

The Pleistocene (**time interval 3; $S4_{Un2}$ - Lake-floor**) shows an overall trend of sediments thickening toward the central part of the basin (up to 1500m; fig. 3.57) with the individualization of a major depocenter located down the Butiaba fault. Thickness distribution highlights erosion on the Kaiso-Tonya flat and in the northern termination of the basin. Another area of maximum accommodation space creation is located west of the Rwenzori fault (1500m, fig. 3.57). Compare

to the second time interval, sedimentation rates decrease uniformly in the whole basin (from 500-600 m/Ma to less than 300 m/Ma; fig. 3.57).

During this period, fault throw gradually dies out. Finite displacement decrease in the whole basin and rarely exceeds 300m. Seismic quality associated to this interval is poor. However, differential subsidence is highlighted by some unclear low stand wedges and Pleistocene series are onlapping $S4_{U_{n2}}$ unconformity in the northern uplifted part of the basin (Butiaba area, fig. 3.58, section *a* and *b*).

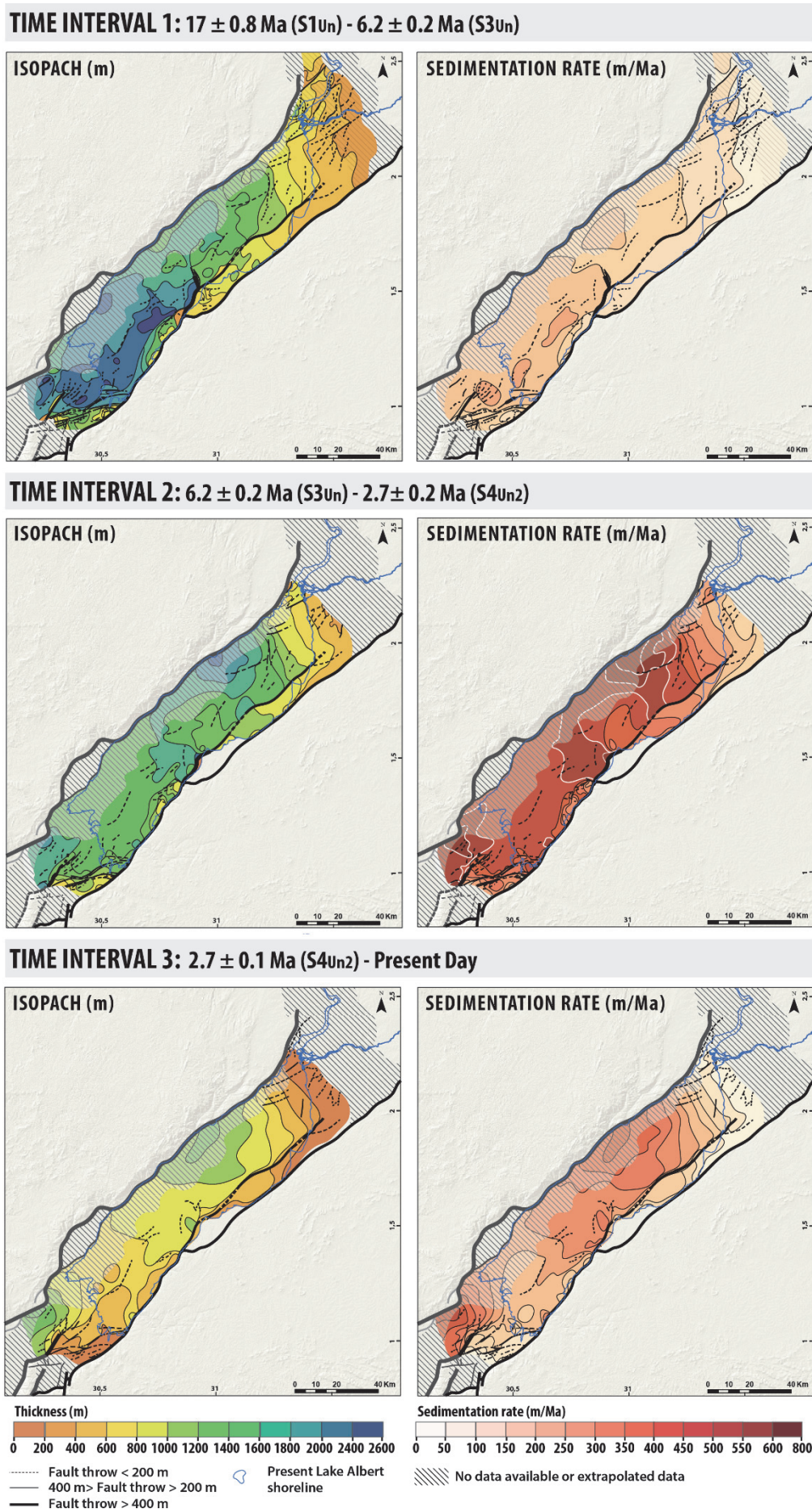
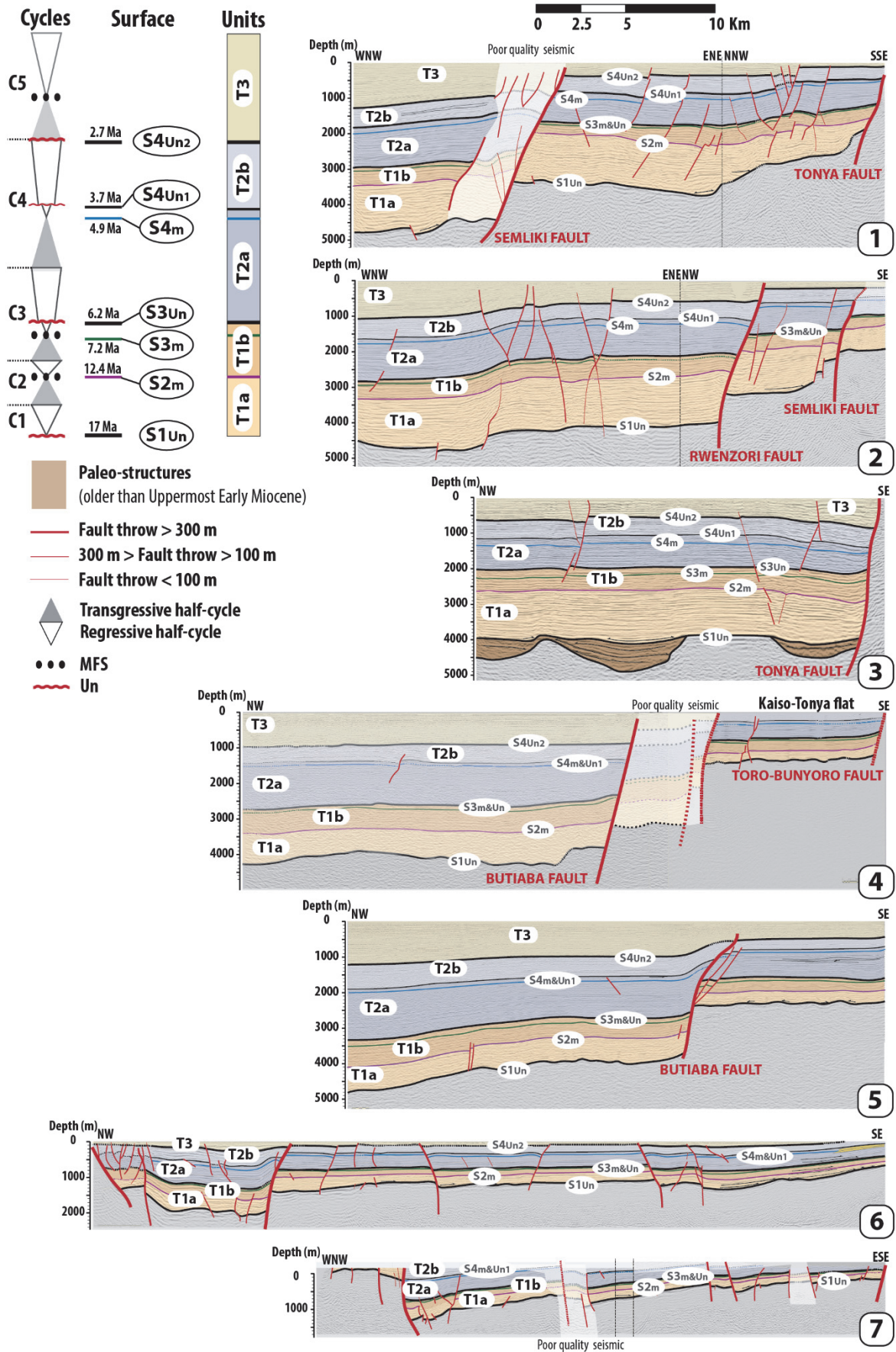


Figure 3.57 : Isopach and sedimentation rate maps of the Lake Albert Basin. Compilation of thickness (isopach) and sedimentation rate maps for three time intervals (T1, T2, T3).

Figure 3.9a



LONGITUDINAL SECTIONS (NW-SE)

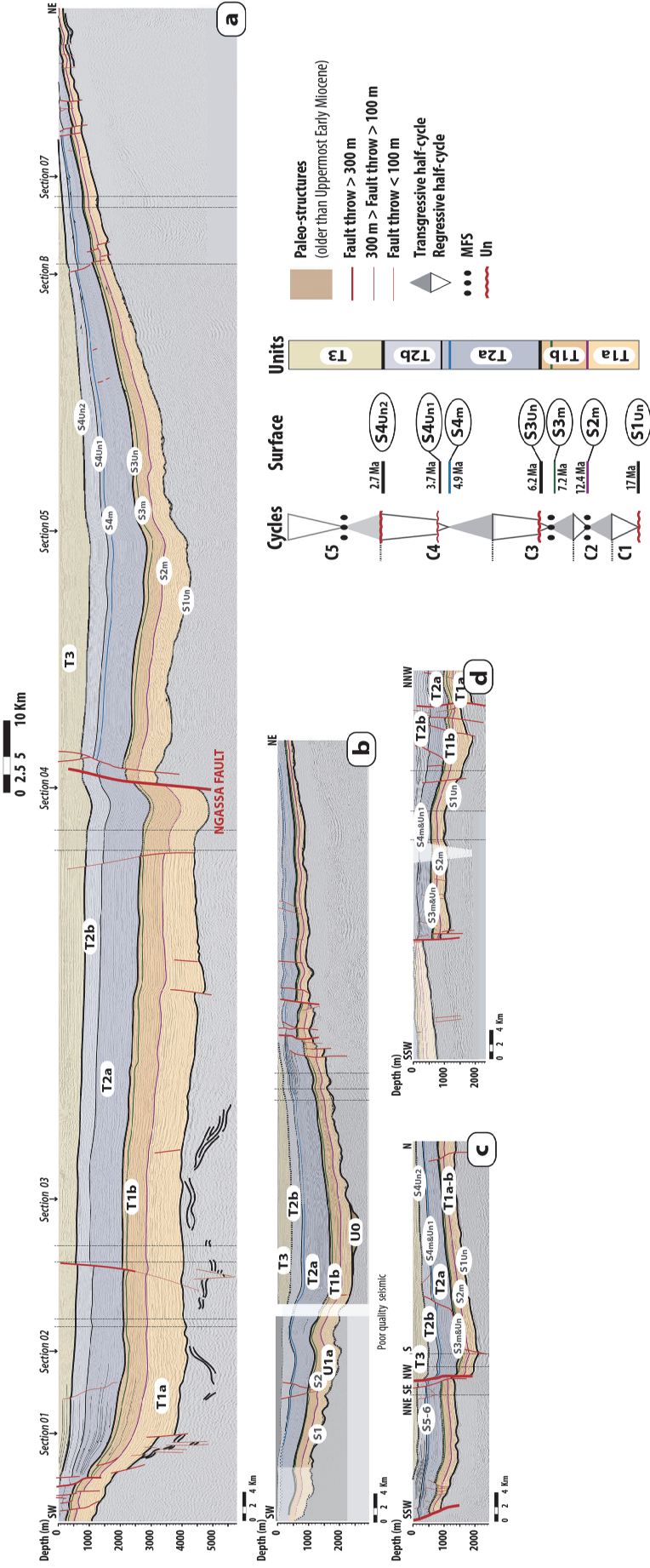


Figure 3.58 : Regional sections. Transverse (Fig. 9a) and longitudinal (Fig. 9b) regional sections of the Lake Albert Basin based on 2D seismic lines interpretation. See figure 3 for the sections location.

3.5 ALBERT RIFT EVOLUTION

The Lake Albert Basin evolution can be subdivided into four major stages: a "pre-rifting" period and three "syn-rift" stages which characteristics are synthetized in figure 3.59.

3.5.1 PRE-RIFT (? to 17 ± 0.8 Ma, S1_{un})

The first sediments are deposited on weathering basement or filling incised "valley-like" structures (§3.4.4.2). The age and origin of these **incisions** are debated. Three scenarios can be proposed based on regional geological knowledge:

- (1) Carboniferous to Early Permian (Karoo) glacial incisions filled by post-glacial lacustrine sediments (Ecca-type facies). This scenario is supported by numerous evidences of glacial valleys on the Congolese side of the EARS described by several authors (e.g. Cahen and Lepersonne, 1981; Linol et al., 2015) since the work of Boutakoff (1948), and by the occurrence of Early Permian glacio-lacustrine sediments north of Lake Victoria (Entebbe area; Schlueter et al., 1993). In that scenario, those glacial valleys were later faulted during the Triassic extension, a widespread episode of deformation well-known in eastern and southern Africa (e.g. Catuneanu et al., 2005).
- (2) Fluvial origin (bedrock channels) recording a pre-rift drainage flowing toward the Atlantic Ocean, as suggested by de Heinzelin (1962) and later by other authors (e.g. Pickford et al., 1993). The age of this network is not properly known but should be older than Early Miocene and not Pliocene as suggested by de Heinzelin (1962).
- (3) Structures controlled by normal faults during the earliest stage of the rift as supported by the occurrence of the first extensional geometries (S1_{un}-S2_m) in the same area (south of Lake Albert).

The **weathering profile** (laterite) corresponds to kaolinitized basement rocks (5 to 20m thick in several wells). Those laterite profiles are well known on both side of the rift and are related to African-scale climatic events (e.g. Chardon et al., 2006; Beauvais et al., 2008; Burke and Gunnell, 2008). They were first described in Uganda by Ollier, (1960) and characterized at the Ugandan scale by McFarlane, (1976) and Taylor and Howard, (1998). On the Congolese side, they are dated as Paleocene - Early Eocene using cross-cutting relationships with volcanic rocks of the Cameroon Volcanic Line (Guillocheau et al., 2015). Those ages are consistent with the absolute dating

performed in West-Africa by Beauvais et al., (2008). Those weathering profiles are associated to humid periods recorded around the Early Eocene Climatic Optimum.

3.5.2 UPPERMOST EARLY MIOCENE TO LATE MIOCENE (17 ± 0.8 Ma to 6.2 ± 0.2 Ma; $S1_{Un}$ - $S3_{Un}$): LOW EXTENSION PHASE

The first sediments are preferentially located south of the Ngassa fault where up to 2300m of accommodation space is created according to a mean rate of 150-250 m/Ma. In the early times (time interval 1a; $S1_{Un}$ - $S2_m$), accommodation is controlled by fault in the southern Lake Albert Basin, as illustrated by moderate thickness variations on each side of the major faults (e.g. Rwenzori fault; fig. 3.57 & 3.58).

The sedimentary infilling (cycles C1, C2 and transgressive half-cycle C3; fig. 3.55) consists of lacustrine deposits (from distal "deep" facies to deltaic mouth-bars and flood lobes), sometimes with fluvial deposits only observed on the Kaiso-Tonya flat and in the northern Butiaba (fig. 3.57) and associated to MRS. C2 and C3 transgressive half cycles correspond to two major organic matter-rich lacustrine floodings (fig. 3.55).

The main remaining questions are (1) the tectonic nature of the basin at this time (rift vs. flexural basin) and (2) its geographical extension compared to the present day Lake Albert, with a larger lake at the time of deposition that latter collapsed at the time of true rifting.

- (1) The main depocenters locations (fig. 3.57, time interval 1) are not clearly controlled by faults, suggesting a flexural deformation regime rather than pure extension controlled by major bounding faults. This is supported by the low accommodation rate during this time interval which range from 125 m/Ma to no more than 250 m/Ma.
- (2) The arguments for a larger basin extension than the present fault bounded Lake Albert rift are:
 - a northern large flexure as stated above, suggesting a possible larger basin than the present-day Lake Albert;
 - the presence of lacustrine distal facies at time of major lake flooding close from the present-day bounding faults (Toro-Bunyoro fault, fig. 3.51 & 3.57), along the Kaiso-Tonya flat (well 3 and well 4; fig. 3.56), indicating a shoreline located beyond the present-day bounding faults;
 - the absence of true alluvial fan along the Kaiso-Tonya flat, close to the present-day border of the rift.

From a climatic point of view, this time interval record two humid periods, the second one corresponding to a large development of forest recorded from Niger to East Africa and dated around 7 Ma (forest-phase; Bonnefille, 2010; fig. 3.55).

Those results question the age of the beginning of the formation of the sedimentary basin and of the initiation of significant rifting. Previously, rifting was considered to initiate in Uppermost Middle Miocene and Upper Miocene coeval with the initial Virunga volcanic episode (12.6 - 9 Ma, Kampunzu et al., 1998 and literature therein), following a "pre-rift" phase consisting of a shallow downwarp in Middle Miocene times (Pickford et al., 1993). Our work shows that sedimentation began as soon as Uppermost Early Miocene (17 ± 0.8 Ma) in this downwarping (or flexure) which probably results from lithospheric stretching and thinning responsible for the local evidences of early and minor normal faulting observed in the infilling from Uppermost Early Miocene (17 ± 0.8 Ma) to Late Miocene (6.2 ± 0.2 Ma).

3.5.3 LATE MIOCENE TO LOWER PLEISTOCENE (6.2 ± 0.2 Ma to 2.7 ± 0.2 Ma; S3_{Un}-S4_{Un2}): FIRST RIFTING PHASE

The transition with the previous interval coincides to a sharp basin-scale unconformity (surface S3_{Un}). This time interval is characterized by high accommodation rate (up to 800 m/Ma; fig. 3.56) and the location of the main zones of subsidence are controlled by faults (fig. 3.57).

The sedimentary infilling (C3 regressive half-cycle and cycle C4; fig. 3.55) mainly consists of distal shallow lacustrine facies passing laterally to deltaic and fluvial facies. Above S4_m flooding, the progradational trend result from an infilling of the basin by littoral (Fa4) to fluvial (Fa5) deposits, coeval with a sand enrichment and an increase of *Poaceae* pollens (fig. 3.55). Unconformities (S4_{Un1} and S4_{Un2}) are associated with the rapid disappearance of *Pediastrum* favor to *Poacea* (fig. 3.55).

The remaining question is the nature of the deformation regime, pure extensional or oblique. Some authors previously argued for such an oblique extension on the basis of possible splay geometries of few faults (negative and positive flower structures; Abeinomugisha and Kasande, 2012) and the obliquity of Lake Albert in the frame of the Western Branch (e.g. Abeinomugisha, 2003; Abeinomugisha and Mugisha, 2004; Logan et al., 2009; Delvaux and Barth, 2010; Abeinomugisha and Kasande, 2012). Nevertheless, our seismic interpretations (fig. 3.58) does not highlight neither the existence of clear flower structures (when looking at 1:1 exaggeration scale) nor en-echelon fault pattern, thus making difficult to conclude about a possible major strike-slip component.

The high subsidence rates (600-800 m/Ma; fig. 3.56) and the location of depocenters down the major faults (fig. 3.57) argue for a rifting phase. The lack of typical rift structures (e.g. growth strata and tilted blocks; fig. 3.58) could be explained by the absence of shallow decollement levels.

3.5.4 LOWER PLEISTOCENE (2.7 ± 0.2 Ma, S4_{Un2}) TO PRESENT DAY: SECOND RIFTING PHASE

The transition to the last stage corresponds to a major unconformity (S3_{Un2}). Sedimentation occurred along two major depocenters located to the north-west, between the Bunia and Butiaba faults and to the south-west, down the Rwenzori fault. Mean accommodation rates decrease from 400 to 200 m/Ma (fig. 3.57). The infilling (C5) is dominated by shallow lacustrine to fluvial deposits and the locations of depocenters, combined with subsidence rates, argue for a second rifting phase controlled by normal faults (fig. 3.57).

The basal unconformity (S3_{Un2}) is related to the Rwenzori Mountains and, probably, the Blue Mountains uplifts as indicated by:

- (1) the field mapping and paleontological dating of the sedimentary succession of the Kisegi-Nyabusosi area (Pickford et al., 1993) which indicates tilting and truncation at this time;
- (2) the thermochronological data (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015) showing a major phase of exhumation of the Rwenzori Mountains at the Pliocene-Pleistocene interface;
- (3) the occurrence of *Podocarpus* pollen which develop at an elevation higher than 1000m, confirming the growth of a close relief (i.e. the Rwenzori and Blue Mountains).

Those vertical movements are coeval with the uplift of the present-day flats (or terraces; e.g. Kaiso-Tonya) bounded by the Butiaba and Toro-Bunyoro faults and the uplift and tilting of the northeastern part of the rift, the Butiaba area.

S4_{Un2} unconformity can also be correlated to a major phase of aridity well identified around 2.5 Ma (Bonnefille, 2010; fig. 3.55).

During the Middle Pleistocene (≈ 400 Ka), a second period of deformation and relief creation occurred with the flexuration of the Tanzanian craton in response to the uplift of both western branch (Bauer et al., 2010a, 2010b, 2012, 2015) and Eastern Branch of the East African Rift System (Gregory Rift and North Tanzanian Divergence; Fairhead et al., 1972; Baker et al., 1978; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008). This corresponds to a major drainage inversion and the creation of

the Lake Victoria local base level (Pickford et al., 1993; Taylor and Howard, 1998; Williams et al., 2003; Talbot and Williams, 2009). This could be the period of the growth of the present-day Ugandan escarpment of the Albert Rift with reactivation of the Toro-Bunyoro and Tonya bounding faults, as suggested by the perched incised valleys observed at the top of the scarp.

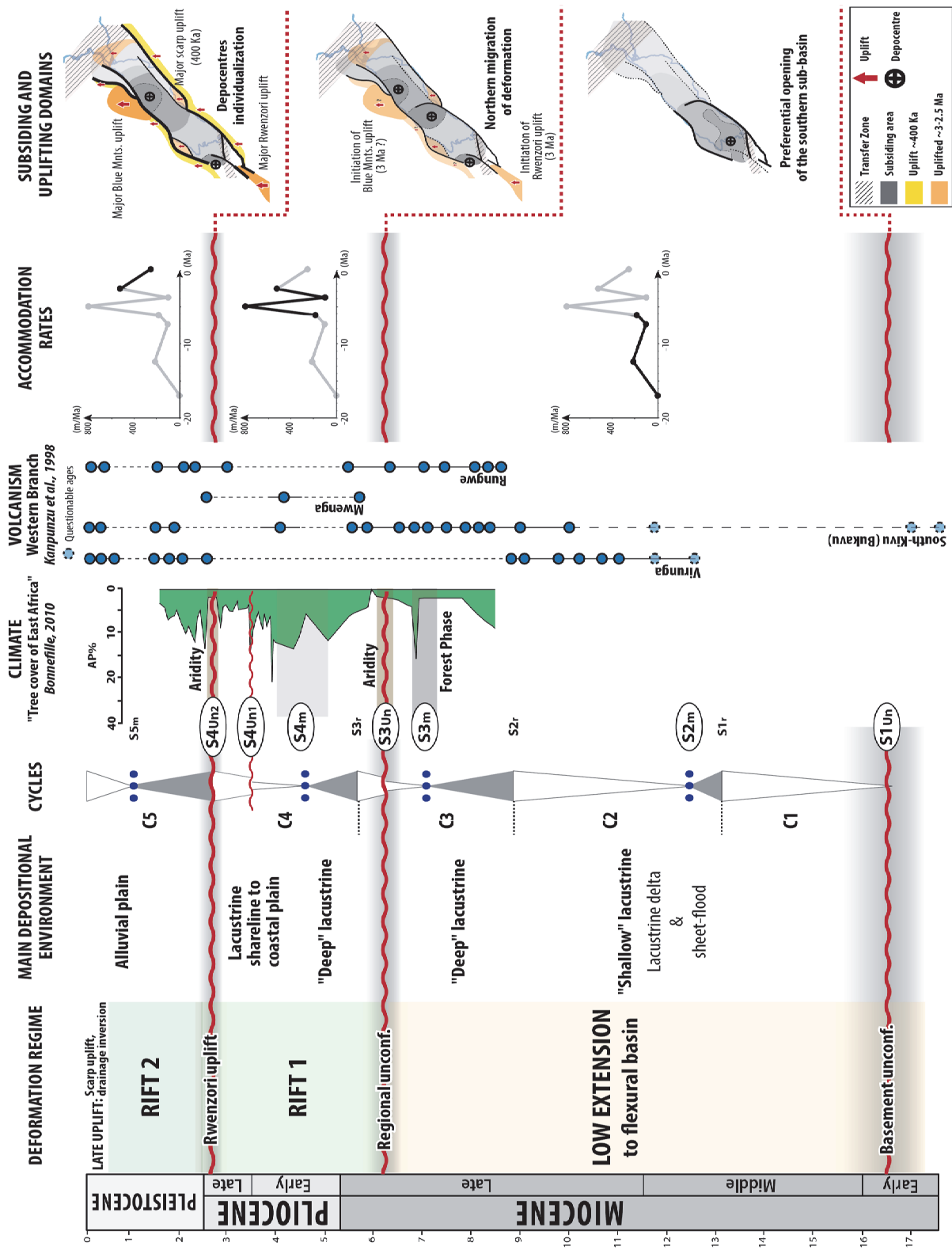


Figure 3.59 : Synthetic chart of the Lake Albert Basin evolution. Climatic chart from Bonnefille, 2010 and ages of volcanic episodes of the western branch from Kampunzu et al., 1998 (and literature therein).

3.6 DISCUSSION

The question here is to discuss the local or EARS-scale meaning of the periods of deformation pattern changes of the Lake Albert Basin around 17, 6.2 and 2.7 Ma. From this perspective, we performed a synthesis of the evolution of the different basins of the EARS on the basis of the tremendous amount of publications focused, per basin, on (1) the dated volcanism, (2) the sedimentary succession, (3) the known unconformities recording changes of deformation and (4) the denudation periods provided by the thermochronological data (fig. 3.60). Unfortunately, no absolute ages are available for two major non volcanic rifts, the Tanganyika and Malawi Rifts.

Uppermost Early Miocene (17 Ma) – the first period dated at **17 Ma** (late Early Miocene), i.e. initiation of the subsidence in the Lake Albert Basin – low extension to flexural phase), is recorded on the northern part of the East African Dome along the eastern branch of the EARS in central and southern Kenya and in the Anza Rift. It is not the case in the Northern Kenyan Rifts (Turkana *s.l.*), on the gap between the Ethiopian and East African Domes, where it is not recognized.

In the Anza Rift (Morley et al., 1999b), it corresponds to the end of the subsidence of the basin under a strike-slip tectonic regime characterized by a major unconformity and the last marine flooding in the area.

In central Kenya (South-Kerio and Baringo-Bongoria basins), the Uppermost Early Miocene is associated with the end of a first depositional period of unknown age which possibly filled a first graben (Kimwarer and Kamego Formations ; e.g. Chapman and Brook, 1978; Hautot et al., 2000; Tiercelin et al., 2012) overlapped by volcanics (Elgayo and Samburu basalt, Uasin-Gishu, Sidekh and Tim phonolites) overlapping both sides of the previous early sedimentary basin with a clear flexural pattern (Chapman and Brook, 1978; Baker, 1987; Mugisha et al., 1997; Hautot et al., 2000). This period is also coeval with the first occurrence of volcanism (Kishalduga nephelinites; \approx 16 Ma) in southern Kenya, in the area of the Upper Miocene Gregory Rift (Crossley, 1979; Crossley and Knight, 1981).

Late Miocene (6.2 Ma) – the initiation of significant rifting at **6.2 Ma** (Late Miocene) in the Lake Albert Basin (Rift stage 1) can be related to a set of deformation events ranging from 7.5 to 6 Ma (with a lot of dating uncertainties) on the East African Dome, from the Northern Kenyan Basins to the North Tanzanian Basins, along the eastern branch and up to the Rukwa Rift in the central part the Western Branch.

In the Northern Kenya Basins, this period corresponds to the beginning of the outpouring of the Gombe Basalt which follows a hiatus of 6 Ma in both volcanic and sedimentation record in the Koobi Fora Sub-basin (Nabwal Hills; north-east of the present-day Turkana Rift; McDougall and Watkins, 1988, 2006). This can also be the age of the discontinuity between the Nawata and the Nachukui formation in the Lothagam area (south-west of the present-day Turkana Rift; McDougall and Feibel, 1999). In the Central Kenyan Rifts, this period of deformation could be recorded by the unconformity occurring at the base of the Kabernet Trachyte in the Tugen hills (Chapman and Brook, 1978; Chapman et al., 1978). In the Rukwa Rift, the Late Miocene could correspond to beginning of a second period of rifting (Wescott et al., 1991; Morley et al., 1999a; Roberts et al., 2010, 2012).

In Central Kenya, thermochronological data indicates denudation and uplift of the rift flanks between 7 and 4 Ma on the eastern side and between 5 and 2 on the western side (Spiegel et al., 2007).

Pliocene-Pleistocene transition (2.7 Ma) – the change of rifting mode in the Albert Rift recorded at 2.7 Ma (Pliocene-Pleistocene transition; coeval with the uplift of the Rwenzori Mountains), is not easy to relate to one precise deformation event occurring along the East African Dome because of the several tectonics pulse (and associated unconformities) and deformation pattern changes recorded in both Western and Eastern branches.

It could be related to the reactivation of rifting in the Baringo-Bongoria Rift in Central Kenya (Chapman and Brook, 1978; Morley et al., 1992a; Hautot et al., 2000; Le Gall et al., 2000) or to the different stages of extension recorded in the basins of the North Tanzanian Divergence (2.5 and 1.5 Ma, Natron, Manyara and Eyasi basins; Foster et al., 1997; Le Gall et al., 2008)

Taking into account an error bar of ≈ 1 Ma, the main unconformities of the Lake Albert Basin, seem to occur at the East-African Dome scale, even if, at this moment impossible, it is impossible to infer and characterized regional deformation changes at time of those unconformities. A second interesting result is that the basins of both branches experienced the same geometrical evolution from large basins with limited fault controls during Late Miocene to narrow true rift in Late Pleistocene (Northern Kenyan Basins: Evans, 2013; Central Kenya Basins: e.g. Chapman et al., 1978), in agreement with the volcanism distribution, large (width >100 km) during the Miocene times, narrower (width $\times 10$ km) from Late Pliocene to Pleistocene times and today limited to narrow rifts (Baker and Wohlenberg, 1971).

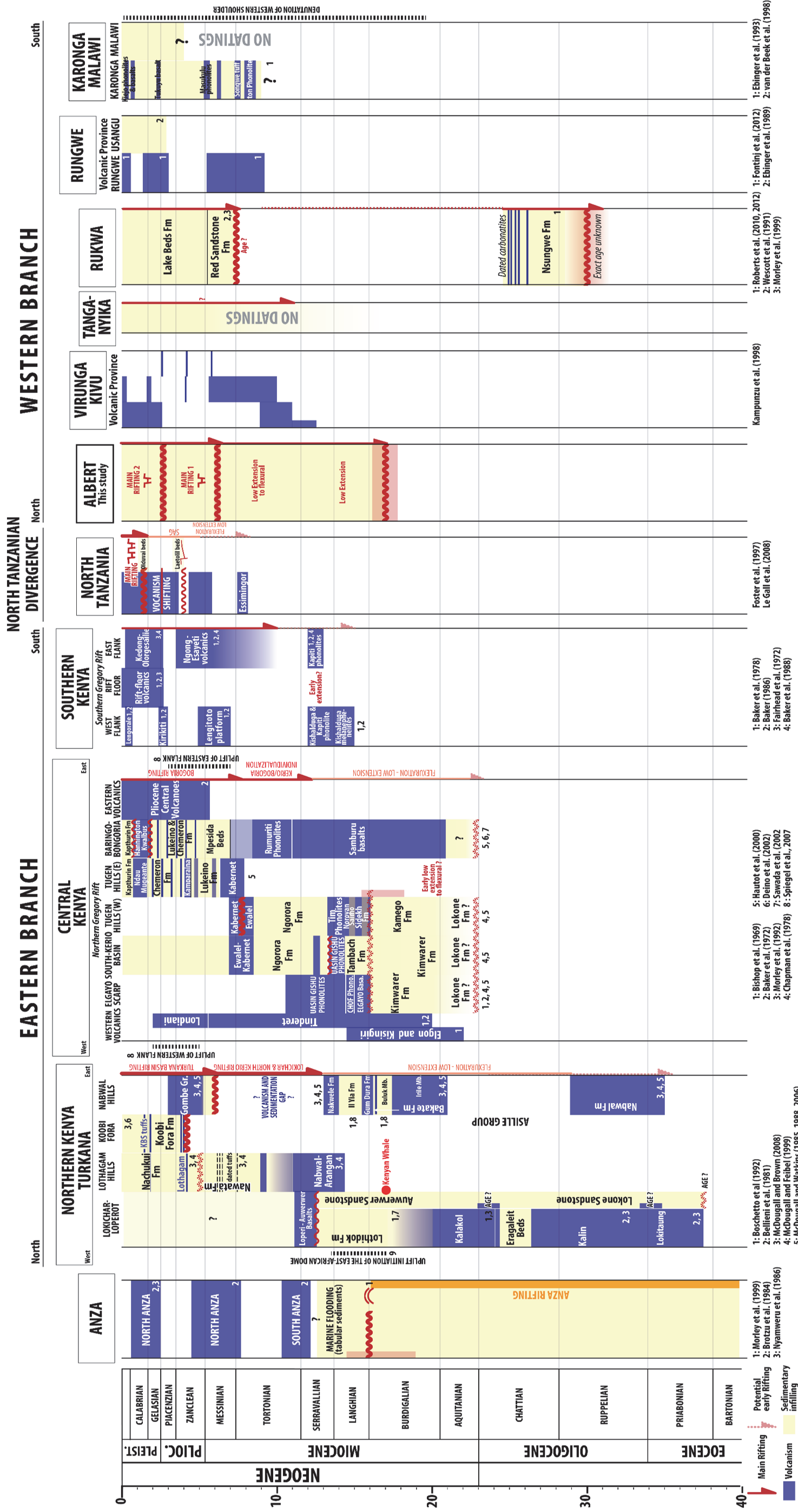


Figure 3.60 : Synthetic chart of the initiation and the main stages of evolution of the rift basins of the Western and Eastern branches of the East-African Rift System based on the age of their sedimentary and volcanic infilling (based on a bibliographic synthesis, references on the figure).]

3.7 CONCLUSIONS

We here proposed a new reconstruction of the tectono-sedimentary evolution of the Lake Albert Basin based on a re-evaluation of the outcropping data (sedimentary facies and biostratigraphic data) and on an exceptional subsurface dataset. We were able to:

- realize the first sequence stratigraphic framework for one of the East African Rifts (the Lake Albert Rift) defining major stratigraphic surfaces (maximum flooding and unconformities) and cycles on the basis of outcrops, well-logs (stacking pattern) and pollens/spores trend (proxy of the lake level variations) correlations,
- propose an age model based on onshore mammals biozones propagated at basin-scale by onshore – offshore correlations and climatostratigraphy (palynology and sequence stratigraphy),
- quantify accommodation (as a proxy of subsidence) evolution through time using all the data previously mentioned.

On the basis of biostratigraphical studies, early deposition in the Lake Albert Basin occurred during Early Miocene times (17 Ma), much older than the Late Miocene age previously considered on the basis of volcanic events and old biostratigraphical ages.

The infilling essentially consists of lacustrine deposits wherein were characterized two major unconformities dated at 6.2 Ma (Uppermost Miocene) and 2.7 Ma (Pliocene-Pleistocene boundary), coeval with major subsidence and climatic changes.

Combined with fault analysis, the evolution of subsidence and its distribution highlight a four-step evolution of the Lake Albert Basin:

- Incision of the basement of unknown origin and age but prior to Early-Miocene.
- 18-16 to 6.2 Ma: flexural basin potentially larger than the present-day rift and infills by organic-rich lacustrine deposits.
- 6.2 to 2.5 Ma: first phase of rifting characterized by high subsidence rates in depocenters controlled by fault.
- 2.5 to 0 Ma: second rifting phase following the Rwenzori Mountains and, potentially, the Blue Mountains uplift. Depocenters locations are controlled by major faults and delimited in the central and southern part of the basin.

The specificity of the Lake Albert Basin is its geometrical configuration. Actually, it consists of isopach fault-bounded units with no clear characteristic of a rift (i.e. tilted blocks, growth strata) but with relatively high subsidence rates, possibly suggesting low extension rates and lack of shallow decollement level.

**CHAPITRE 4 - ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN
OUGANDA**

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 4 - ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA	183
INTRODUCTION	187
4.1 LES FORMES DU RELIEF RECONNUES EN OUGANDA : DÉFINITION ET MODES DE FORMATION – ÉTAT DES CONNAISSANCES	191
4.1.1 LES SURFACES D'APPLANISSEMENT	191
4.1.1.1 Généralités	191
4.1.1.2 Les surfaces d'aplanissement de type "etchplains" (surfaces de corrosion).....	192
4.1.1.3 Les surfaces d'aplanissement de type pédiments, pédi-vallées et pédiplains	196
4.1.2 FACTEURS DE CÔNTRÔLE DE LA GENÈSE ET DE L'ÉTAGEMENT DES SURFACES D'APLANISSEMENT.....	198
4.2 MÉTHODES D'ANALYSE DES FORMES DU RELIEF	201
4.2.1 CARACTÉRISATION ET CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT	201
4.2.1.1 Observations de terrain.....	201
4.2.1.2 Cartographie des formes du relief.....	202
4.2.2 CHRONOLOGIE RELATIVE, DATATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT ET ÉLABORATION DE MODÈLES D'ÉVOLUTION DU RELIEF À LONG-TERME	207
4.3 ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA : HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS.....	208
4.3.1 LA GÉOMORPHOLOGIE EN OUGANDA : UNE LITTÉRATURE DENSE ET CONFUSE	208
4.3.2 LA NOMENCLATURE "TRIPARTITE" DU RELIEF OUGANDAIS	209
4.3.3 1955-1969 : SURFACES D'APLANISSEMENT ET PROFIL LATÉRITIQUES ASSOCIÉS	211
4.3.4 LES MODÈLES RÉCENTS D'ÉVOLUTION	215
4.4 LES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA ET LEUR PROFIL D'ALTÉRATION ASSOCIÉ.....	217
INTRODUCTION.....	217
4.4.1 LA SURFACE ALTÉRÉE SUPÉRIEURE (Uw).....	223
4.4.2 LA SURFACE ALTÉRÉE INTERMÉDIAIRE (Iw & IwD)	228
4.4.3 LES SYSTÈMES PÉDIMENTAIRES (P _{ac} , P _{kaf} , P _{kat} , P _{mba} , P _{ntu} , P _{rw} , P _{ta} , P _{ke} , P _{tu}).....	235
4.4.4 LES VALLÉES INCISÉES	242
4.4.5 CHRONOLOGIE RELATIVE	249
4.4.6 ÉLÉMENTS DE DATATION DES SURFACES D'APPLANISSEMENT	255
4.4.6.1 Volcanisme à l'ouest de l'Ouganda : Monts Virunga et Province de Toro-Ankole	258
4.4.6.2 Volcanisme à l'est de l'Ouganda et au nord-ouest du rift Kenyan	259
4.4.6.3 Plateaux phonolitiques et volcanites de Tinteret et du rift Kavirondo	262
4.4.6.4 Synthèse des contraintes chronologiques et proposition d'un modèle d'âge des surfaces d'aplanissement en Ouganda	262
4.4.7 MODÈLE D'ÉVOLUTION A LONG TERME.....	265
4.4.7.1 Paléocène – Éocène moyen (59-45 Ma) : Surface Altérée Supérieure (Uw)	268
4.4.7.2 Éocène supérieur (59-45 Ma) – Miocène inférieur (22 Ma) – Surface Altérée Intermédiaire (Iw).....	269
4.4.7.3 Miocène inférieur (17 ± 0.8 Ma) – Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) : Systèmes Pédimentaires (P _{ac} , P _{kaf} , P _{kat} , P _{mba} , P _{ntu}).....	271
4.4.7.4 Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) – 400 Ka : Montagnes des Ruwenzori et vallées incisées	273
4.4.7.5 400 Ka – Actuel : soulèvement et basculement tardif; inversion du drainage.....	274

INTRODUCTION

Au premier ordre, le relief ougandais est caractérisé par quatre grands types de formes (fig. 4.62 & 4.79):

- (1) Les domaines de rift (Rift du Nil, Rift Albert, Rift Edward-George) et leur reliefs associés (Montagnes des Rwenzori, Montagnes Bleues; Monts Mitumba) ;
- (2) Des massifs volcaniques (Monts des Virunga, Mont Elgon, Napak, Moroto et Kadam) ;
- (3) Plateaux et collines plus ou moins incisés/disséqués aux versants généralement convexes faiblement inclinés (e.g. Plateaux de Mubende et Fort-Portal, Colinnes d'Insingiro et de Rwampara) ;
- (4) De grandes plaines plus ou moins incisées par les rivières (e.g. Kafu and Katonga).

Les deux dernières catégories de formes de relief (3 & 4) correspondent à différents états de préservation de surfaces dites "d'aplanissement". Ces surfaces sont généralement des surfaces d'érosion quasi-planes à gradient de pente très faible, qui couvrent souvent de vastes zones géographiques (x 10 km² à x 10000 km²) et tronquent les structures du socle sous-jacent (Brown, 1968; Migoñ, 2004a; Huggett, 2011). Elles sont observées sous forme de plaines, de plateaux ou de reliefs résiduels associés à des profils latéritiques résultant de l'altération chimique du substratum sous climat chaud et humide. Ces processus d'altération sont particulièrement marqués en Ouganda de par sa position tropicale à intertropicale depuis le Crétacé supérieur (fig. 4.61).

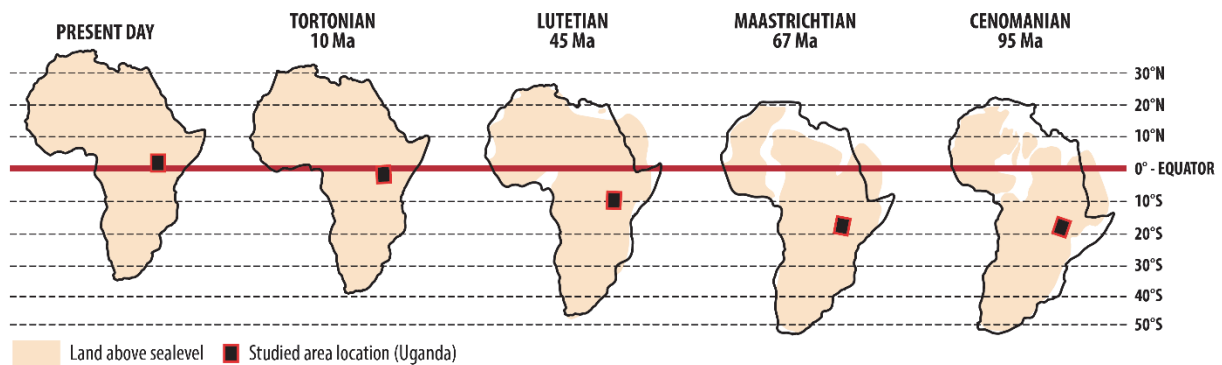


Figure 4.61 : Reconstitution paléogéographique montrant l'évolution de la position latitudinale de l'Ouganda du Cénomani à l'actuel (modifié d'après Vrielynck and Bouysse, 2003). [Paleogeographical reconstitution showing the evolution of the latitudinal position of Uganda from Cenomanian to present-day (modified after Vrielynck and Bouysse, 2003).]

Ces surfaces planes sont caractéristiques du relief ougandais, des cratons africains, et, plus largement, des grands domaines continentaux intraplaques soumis à des déformations de faible amplitude mais de grandes ou moyennes longueurs d'onde ($\lambda \approx x100 \text{ Km} - x1000 \text{ Km}$), lesquelles résultent en partie de processus profonds (lithosphériques et mantelliques; e.g. Sandiford and Quigley, 2009, Braun et al., 2014) . Bien que spectaculaires, les reliefs associés au rifting est-africain

sont de deuxième ordre et résultent de déformations de fortes amplitudes et de courtes à moyennes longueurs d'onde ($\lambda \approx x10 \text{ Km} - x100 \text{ Km}$) localisées à la limite divergente de plaques tectoniques et associées à des processus impliquant tout ou partie de la lithosphère (e.g. failles, flexures). Utilisé de manière générique, le terme "surface d'aplanissement" ("*planation surface*") correspond exclusivement à une morphologie du relief mais ne désigne aucun processus génétique.

Les méthodes d'analyse de ces surfaces planes sont différentes de celles utilisées pour caractériser et comprendre les reliefs observés aux limites de plaques tectoniques (chaînes de montagne, arc insulaire, épaulement de rifts) sur lesquelles se focalisent nombre de géologues et géomorphologues depuis la moitié du XXème siècle. Constituant des marqueurs de l'évolution à long terme (x10 Ma à x100 Ma) de nombreux domaines continentaux, les surfaces d'aplanissement sont aux centres des modèles "classiques" d'évolution géomorphologiques proposés pendant la première moitié du XXème siècle (e.g. Davis, 1899; Penck, 1924; King, 1952) et aujourd'hui en grande partie décriés et remis en cause. Couplée aux données thermochronologiques et à l'analyse des bassins sédimentaires environnants, l'étude des surfaces d'aplanissement fait l'objet, depuis une vingtaine d'année, de nombreux travaux qui s'efforcent de comprendre la genèse et l'évolution des morphologies associées aux domaines intracontinentaux (e.g. Gunnell et al., 2003; Chardon et al., 2006; Barbarand et al., 2013; Green et al., 2013; Bonow et al., 2014).

Après avoir présenté un état des connaissances sur la définition et l'origine des formes du relief observées en Ouganda, ce chapitre a pour objectif (I) de caractériser les formes du relief observées, (II) d'établir leur chronologie relative, (III) de présenter les éléments permettant leur datation, puis, (IV) de proposer un modèle d'évolution. Les différentes localités géographiques citées dans ce chapitre sont présentées sur la figure 4.62.

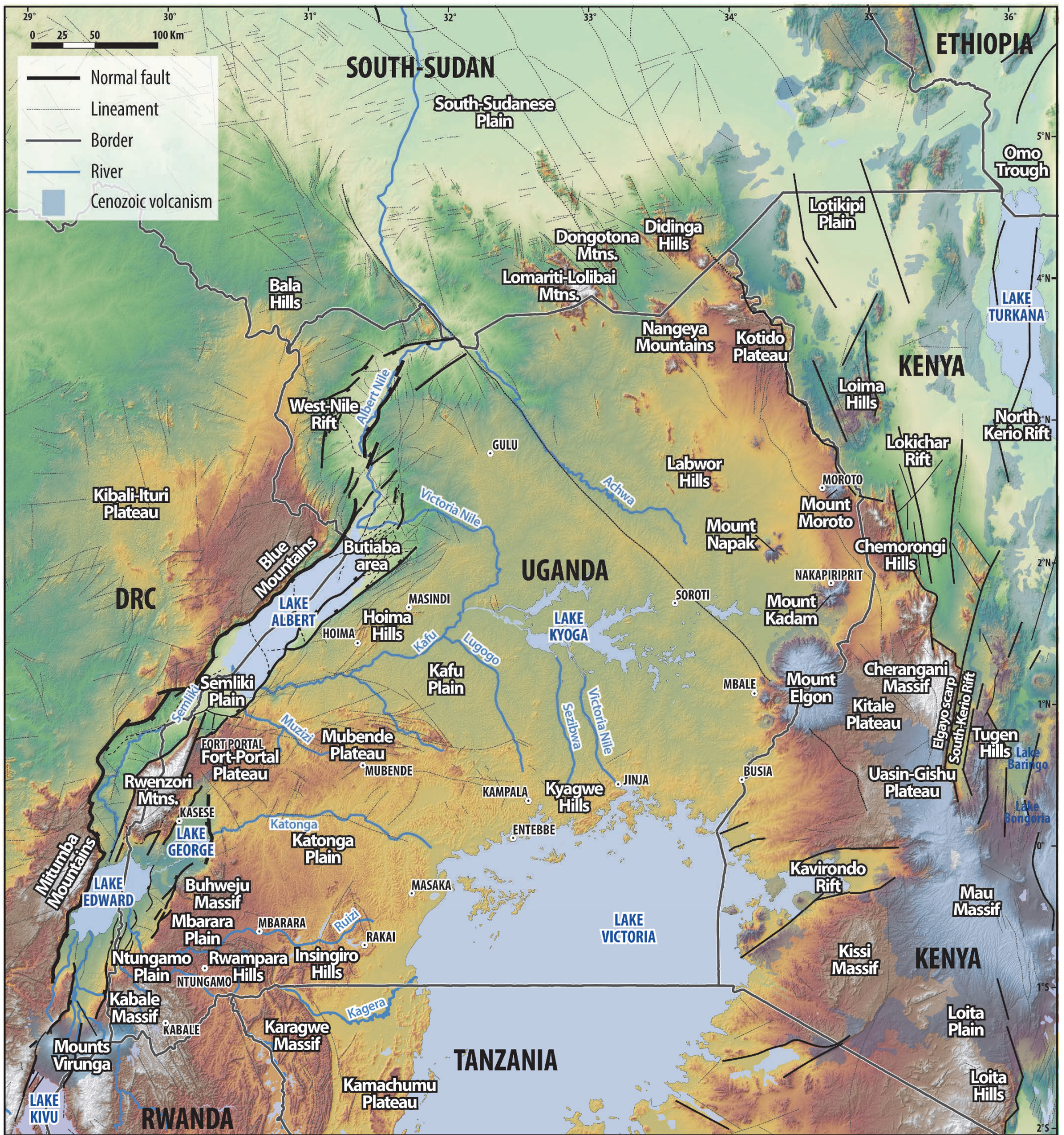


Figure 4.62 : Modèle Numérique de Terrain (SRTM 90m) sur lequel sont référencées les différentes localités géographiques mentionnées dans ce chapitre. [Digital Elevation Model referencing geographical locations mentioned in this chapter].

4.1 LES FORMES DU RELIEF RECONNUES EN OUGANDA : DÉFINITION ET MODES DE FORMATION – ÉTAT DES CONNAISSANCES

Cette section a pour objectif de présenter un état des connaissances sur les surfaces d'aplanissement qui constituent les formes du relief caractéristiques de l'Ouganda (reliefs résiduels – i.e. plateaux et collines – et grandes plaines) en caractérisant leur morphologie et les processus responsables de leur formation.

4.1.1 LES SURFACES D'APPLANISSEMENT

4.1.1.1 Généralités

Les surfaces d'aplanissement sont des surfaces relativement planes tronquant le substratum et sur lesquelles peuvent être observés des reliefs résiduels (i.e. inselbergs; Brown, 1968; Migoń, 2004b; Huggett, 2011). Elles peuvent être disséquées par un réseau fluvial postérieur à leur formation. Bien que les caractéristiques morphologiques de ces surfaces soient unanimement admises, leur signification dans l'évolution des paysages à long terme et la nature des processus responsables de leur formation font l'objet de vifs débats.

L'une des questions majeures réside dans le rôle du niveau de base sur la genèse et l'étagement des surfaces d'aplanissement. Bien que pour la majorité des modèles (e.g. Davis, 1899; Penck, 1924; King, 1953; Hack, 1960), la formation de surfaces d'aplanissement résulte de l'adaptation du relief à un niveau de base par processus d'abaissement et/ou de recul des versants, certains auteurs avancent l'hypothèse de surfaces n'étant pas nécessairement connectées à un niveau de base dans leur partie aval et pouvant se développer simultanément à des altitudes différentes (Migoń, 2004a).

Les surfaces observées en Ouganda sont de deux types: (1) les "*etchplains*" (ou surfaces de corrosion) associées à des épisodes d'érosion chimique sous des conditions climatiques chaudes et humides et (2) les pédiplaines-pédiments-pédivallées qui résultent d'épisodes d'érosion mécanique sous climat plus sec. Ces surfaces sont préservées sous formes de reliefs résiduels ("*etchplain*"; $x1$ à $x10^2$ km²) ou de larges plaines (pédiplaines; $x10^3$ à $x10^4$ km²) plus ou moins dégradées/disséquées par un réseau fluvial.

D'autres types de surfaces d'aplanissement existent en domaine marin et glaciaire. Elles ne feront pas l'objet de description détaillée dans ce travail. On citera notamment:

- Les surfaces d'abrasion marines ("*wave-cut platforms*") qui résultent principalement d'un aplanissement par l'action des vagues pendant une phase de transgression marine (Fairbridge, 1968; Trenhaile, 2004).
- Les surfaces de cryoplanation ("*cryoplanation terraces*") qui résultent de l'aplanissement du relief dans un contexte climatique froid (périglacière) par phénomènes de nivation, gélifluxion, solifluxion, ruissellements etc. (Thorn, 2004).

Utilisée par les anciens auteurs pour décrire les surfaces d'aplanissement en Ouganda (e.g. (Wayland, 1921, 1933, 1934a, 1934b), la notion de "pénéplaine" désigne en fait le stade ultime du cycle d'érosion des reliefs tel qu'il a été défini par l'un des fondateurs de la géomorphologie, W. M. Davis (1889, 1895, 1899).

Une pénéplaine se forme par abaissement des pentes des interfluves en réponse à l'érosion des rivières et à des processus gravitaires (Davis, 1899; Holmes, 1955; Migoñ, 2004c; Ebert, 2009). Souvent utilisée dans la littérature de manière générique afin de décrire une surface d'aplanissement, nous n'utiliserons plus ce terme dans la suite de ce travail.

4.1.1.2 Les surfaces d'aplanissement de type "*etchplains*" (surfaces de corrosion)

Afin d'éviter toute confusion, rappelons qu'une altérite (produisant un régo-lite) est un terme générique utilisé pour décrire une formation superficielle résultant de l'altération chimique et de la fragmentation in-situ de roches antérieures, sans transformation pédologique notable. L'altération des roches de surface correspond à un ensemble de processus essentiellement chimiques (mais également biologiques et physiques) dépendant (1) des propriétés des roches (minéralogie, chimie, structure et discontinuités), (2) du climat (précipitation, température), (3) de la géomorphologie (relief local, relief régional et déformation) et (4) du temps (Migoñ, 2013). Le produit de l'altération consiste en une transformation chimique et minéralogique in-situ des roches en produits plus stables, lesquels dépendent des conditions climatiques (Wyns et al., 2003; Dixon, 2004). Une latérite est une altérite formée en climat chaud et humide (tropical à inter-tropical) dont le terme ultime en surface est une cuirasse ferrugineuse.

L'importance de l'altération et de son couplage avec l'érosion mécanique est majeure pour la formation des surfaces d'aplanissement, notamment dans les zones tropicales à intertropicales où elle est responsable du processus "*d'etchplanation*" (Wayland, 1933; Bremer, 1993; Thomas, 1994; Migoñ, 2004d, 2013). Résultat du processus "*etchplanation*", une "*etchplain*" désigne le sommet d'un profil d'altération formé sous des conditions climatiques chaudes et humides. Elle constitue

une surface d'aplanissement légèrement ondulée associée à un profil latéritique plus ou moins préservé pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et dont le sommet présente généralement une cuirasse latéritique ferrugineuse ("*iron duricrust, iron pan, cuirasse, ferricrete*"; Büdel, 1982; Thomas, 1989a, 1989b; Bremer, 1993; Ebert, 2009; Huggett, 2011).

Différents types de "*etchplains*" peuvent être distingués selon leur stade d'évolution (Thomas, 1994). Dans cette analyse nous retiendrons les surfaces de corrosion armées par un profil d'altération ("*mantled etchplain*") et les surfaces de corrosion décapées ("*stripped etchplain*"). Le terme "*etch-surface*" ou "front d'altération" ("*weathering front*") correspond à l'interface entre le socle sain et la base du profil d'altération (saprolite ou isaltérite). Le front d'altération peut présenter une rugosité liée à l'hétérogénéité lithologique du socle (Migoñ, 2004d; Ebert, 2009).

Les **surfaces de corrosion armées par un profil d'altération** ("*mantled etchplain*" – fig. 4.64) sont relativement planes et subhorizontales et caractérisées par un épais profil d'altération dont le sommet présente une cuirasse latéritique indurée plus ou moins continue et préservée.

En Ouganda les altérites associées aux surfaces d'aplanissement sont des latérites, résultat, en climat chaud et humide d'un lessivage chimique des éléments du substratum par les eaux météoriques et d'infiltration via des réactions d'hydrolyse. Ces réactions permettent la mise en solution préférentielle de certains éléments (K, Na, Mg, Ca, Si), induisant ainsi la concentration et la recombinaison des éléments moins solubles (Al, Fe, Si) en minéraux néoformés (Tardy, 1993). Les processus d'hydratation consistent en l'incorporation de molécules d'eau à certains minéraux peu hydratés. Cela produit un gonflement du minéral qui favorise la destruction de la roche initiale et donc la création de porosité. L'hydrolyse acide est ensuite responsable de la néoformation d'argiles (kaolinite, illite) par le remplacement des cations par des ions hydroxydes.

Un profil latéritique dont la séquence type définie sur des granites est présentée sur la figure 4.63 (modifiée d'après Tardy, 1993) consiste en différents horizons avec, de bas en haut :

- Un horizon fissuré (roche saine fissurée; $e \approx \times 10$ m ; Wyns et al., 2003, 2004) ;
- Un saprolite basal (ou isaltérite) ($e \approx \times 10$ m) qui correspond à une roche altérée où les structures originelles de la roche sont préservées (stratification, schistosité, foliation, filons, etc.) ;
- Un saprolite sommital (ou allotérite) ($e \approx \times 10$ m) où les structures de la roche parente sont effacées ;

- Un horizon tacheté ("*mottled horizon*"; $e \approx \times 1$ m) principalement constitué d'argiles (kaolinite voir gibbsite) et contenant des oxydes de fer partiellement indurés (hématite) ;
- Une carapace ($e \approx \times 1$ m), correspondant à un niveau toujours riche en argiles présentant une induration moyenne induite par les oxydes et hydroxydes (Fe, Al) ;
- Une cuirasse ("*iron pan, iron duricrust, ferricrete, cuirasse*" $e \approx \times 1$ m), correspondant à la partie sommitale du profil, fortement induré et très riche en oxydes et hydroxydes de fer et/ou d'aluminium (hématite, goethite, boehmite) ;
- Un horizon supérieur meuble correspondant au démantèlement de la cuirasse lorsque le profil est fossile, ou d'un sol lorsque le profil est actif.

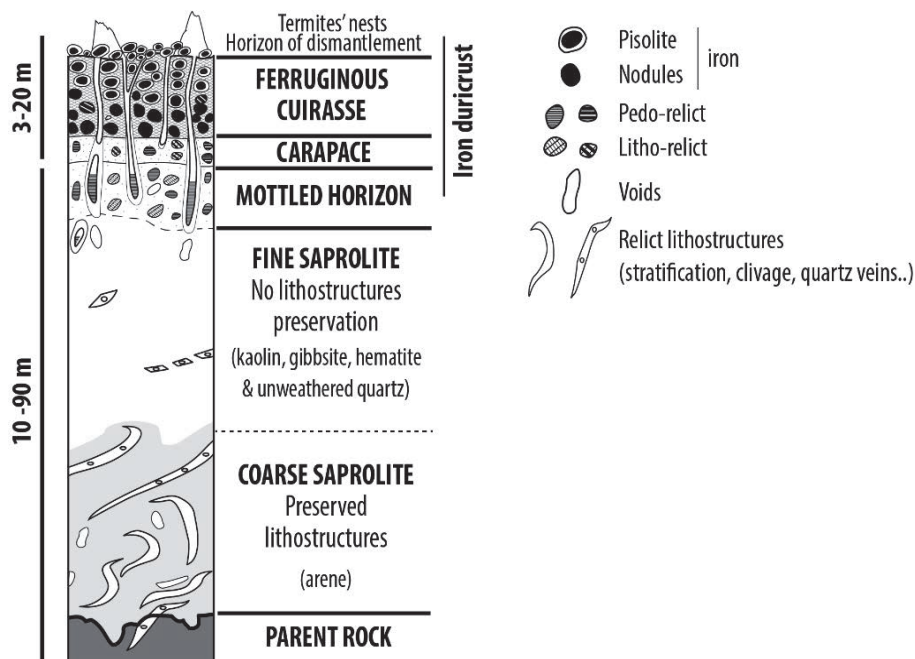


Figure 4.63 : Coupe synthétique d'un profil d'altération latéritique ferrugineux sur un substratum granitique ou métasédimentaire (e.g. schistes, modifié d'après Tardy, 1993). [Synthetic section of a ferruginous lateritic profile developed on a granitic or metasedimentary parent rock (e.g. schist, modified after Tardy, 1993)]

Du fait de la progression du front d'altération, chacun de ces horizons s'enrichit en oxydes de fer et d'aluminium (de bas en haut) (i) par le lessivage et l'hydrolyse des éléments les plus solubles, et (ii) par transfert de plasma et précipitation de minéraux (Tardy, 1993). Saturé en eau, le saprolite est le lieu de néoformations d'argiles (kaolinite) et d'hydroxydes (goethite issue du Fe et Mn des minéraux originels). L'altération (processus de lessivage et d'hydrolyse) étant moins intense à la base, les lithostructures originelles du substratum sont préservées. Au contraire, au sommet du profil, seul les minéraux dérivés du fer et autres insolubles restent en place. Composée de plusieurs horizons, cette partie supérieure du profil d'altération, indurée, résulte de l'alternance des saisons (sèches/humides) pendant lesquelles se succèdent des périodes de saturation en eau et de déficit hydrique responsables de la déstabilisation de la goethite et sa recristallisation en nodules

d'hématite, formant ainsi l'horizon tacheté argileux qui correspond au niveau moyen du battement de la nappe phréatique (Tardy and Roquin, 1998). Dans la partie sommitale du profil, ces nodules deviennent coalescents et forment la carapace puis la cuirasse ferrugineuse ("*iron duricrust*").

Défini sur des granitoïdes, ce profil type varie en fonction de la lithologie du substratum. Pauvres en silice mais riches en fer, les roches basiques/mafiques (basaltes, gabbros) sont généralement associées à des latérites très ferrugineuses souvent cuirassées. Dans des conditions climatiques idéales (chaudes et humides), l'altération de ce type de substrat peut être très rapide et ne pas être significative de grandes périodes d'altération (Grandin and Thiry, 1983). Sur un substratum quartzitique ou granulitique, le profil d'altération consiste en un horizon fissuré faiblement altéré surmonté, parfois, par un saprolite peu épais et, le plus souvent, directement d'une cuirasse ferrugineuse.

Le décapage du profil d'altération forment les **surfaces de corrosion décapées** ("*stripped etchplain*" - fig. 4.63). Le front d'altération ("*etch-surface*") dégagé constitue alors la topographie de la surface d'aplanissement sur laquelle demeurent parfois quelques résidus localisés du profil latéritique. La rugosité de cette surface dépend du taux de pénétration initiale de l'altération et donc des hétérogénéités lithologiques du substratum. Du fait de ces hétérogénéités, les surfaces de corrosion exposent localement des reliefs résiduels nommés inselbergs, tors ou bornhardts (en fonction de leur dimension) dont les versants peuvent être altérés.

Ces surfaces de corrosion décapées par l'incision des rivières ou par les processus de pédimentation/éediplanation peuvent être le résultat (1) de l'action simultanée et continue d'un décapage chimique et mécanique contrôlé par un régime saisonnier (Büdel, 1957, 1982; Bremer, 1993) ou (2) de l'alternance de périodes d'érosion chimique et d'érosion mécanique résultant de changements climatiques ou d'événements tectoniques (Millot, 1980; Thomas, 1989a, 1989b; Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013). Le terme "*etchplanation*" (fig. 4.64) désigne cette succession de processus d'altération chimique et de décapage mécanique (Thomas, 1994; Huggett, 2011).

ETCHPLANATION : Erosion to the base of the weathering profile

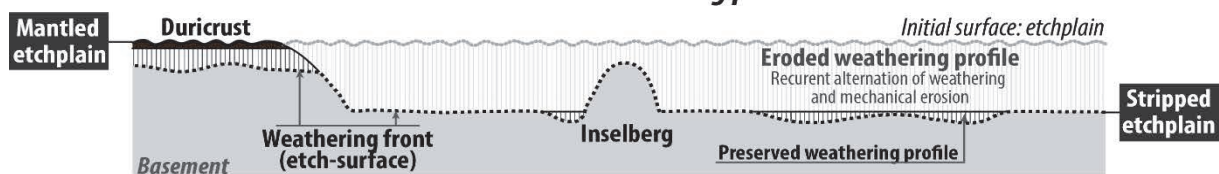


Figure 4.64 : Schéma illustrant les différentes surfaces d'aplanissement résultant du processus d'"etchplanation" (surface armée par une cuirasse latéritique – mantled etchplain – et surface de corrosion décapée – stripped etchplain). [Sketch illustrating planation surfaces resulting from the "etchplanation" process (mantled etchplain and stripped etchplain).]

4.1.1.3 Les surfaces d'aplanissement de type pédiments, pédi-vallées et pédiplaines

Utilisé depuis la fin du 19^{ème} siècle (McGee, 1897), le terme pédiment "*pediment*" définit une surface d'aplanissement d'origine mécanique caractérisée par (Tator, 1952, 1953; Whitaker, 1979; White, 2004; Dohrenwend and Parsons, 2009a, 2009b ; fig. 4.65) :

- une surface faiblement inclinée (pentes comprises entre $\times 10^{-4}\%$ et 1 %) adaptée à un niveau de base, tronquant les structures et lithologies sous-jacentes sans relief significatif ;
- une aire comprise entre 10^2 km^2 et 10^4 km^2 ;
- un profil longitudinal concave (en général) à rectiligne ;
- des valeurs de pentes très faibles en aval ($\times 10^{-4}$ à 1 %) augmentant en partie amont ($\times 1\%$ à $>15\%$), cette dernière pouvant former un escarpement reliant le pédiment à un relief amont ;
- l'absence de couverture sédimentaire ou la présence des placages sédimentaires discontinus de faible épaisseur ($\times 1 \text{ m}$) ;
- l'absence de réseaux de rivières surimposés ou un réseau étroit ($\times 1 \text{ m}$ à $\times 10 \text{ m}$ de large) sans incision significative ($\times 1 \text{ m}$).

Les pédivallées ("*pedivalleys*") correspondent à de larges vallées à fond plat (Mammericks, 1964; Thomas, 1989a, 1989b). Hormis leur taille et leur largeur plus restreintes, elles présentent les mêmes caractéristiques que les pédiments (largeur : $\times 10 - \times 100 \text{ km}$; superficie : $\times 10^1 - \times 10^4 \text{ km}^2$).

Une pédiplaine consiste en plusieurs pédiments et/ou pédivallées coalescents, ("*pediplain*" – superficie : $10^3 - 10^6 \text{ km}^2$; Maxson and Anderson, 1935; Peulvast and Claudino Sales, 2006 ; fig. 4.65). Comme sur les surfaces de corrosion, des inselbergs peuvent localement exister sur ces surfaces d'érosion (King, 1953; White, 2004; Ebert, 2009; Huggett, 2011). Les francophones utilisent parfois le terme "glacis" pour désigner une pédiplaine. Ce terme est ambigu du fait qu'il peut être associé à des formes du relief ayant différentes origines (e.g. piémonts - Baulig, 1952, 1956; Whitaker, 1979).

Le terme "système pédimentaire" (e.g. Système pédimentaire Kafu) utilisé ci-après désigne un ensemble géomorphologique composé de pédiplaines, pédivallées, et du réseau fluvial amont associé à ces dernières s'adaptant au niveau de base local que constitue la pédiplaine (Guillocheau et al., 2015).

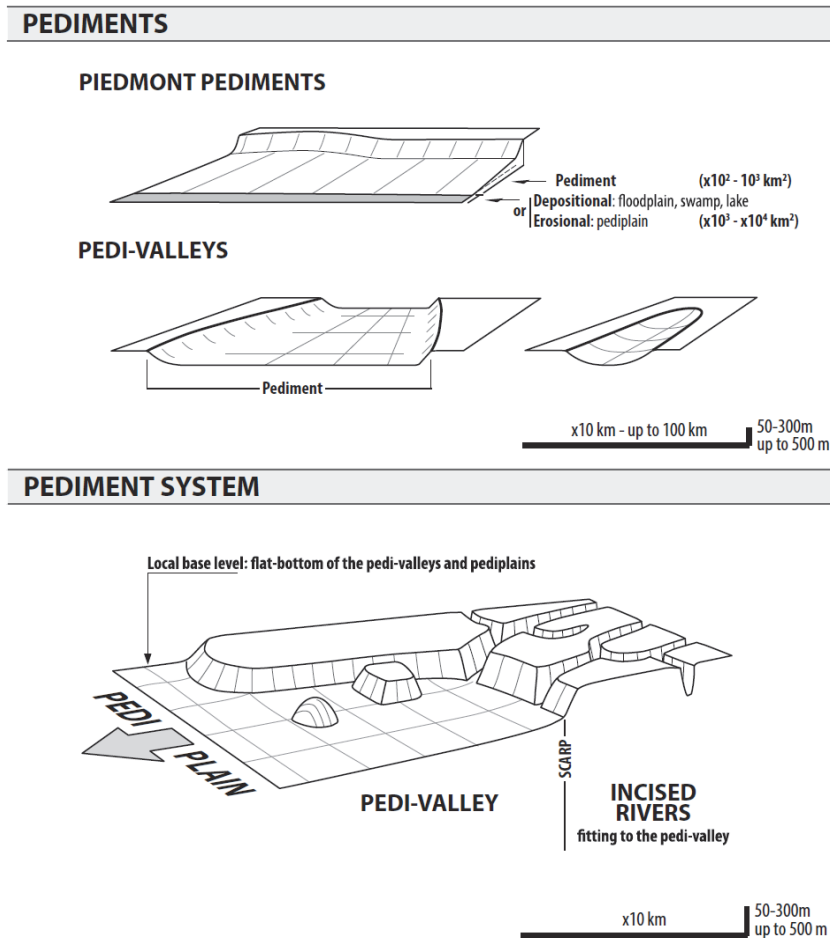


Figure 4.65 : Représentation schématique des pédiments, pédi-vallées et pédiplains (d'après Guillocheau et al., 2015). [Schematic representation of pediments, pedi-valleys and pedi plains (after Guillocheau et al., 2015).]

Les processus d'érosion à l'origine des pédiments et leur importance relative sont difficiles à estimer (White, 2004) et varient selon le contexte climatique (Dohrenwend et Parsons, 2009). Les crues en nappes ("sheetfloods") constituent probablement le mécanisme prédominant dans un contexte climatique aride tandis que le ruissellement diffus ("rill wash"; système fluvial anastomosé) serait caractéristique d'un pédiment formé sous climat tropical humide (White, 2004 ; Dohrenwend et Parsons, 2009). L'association des processus de recul et d'abaissement des versants est souvent admise comme étant à l'origine de la formation des pédiments (fig. 4.66).

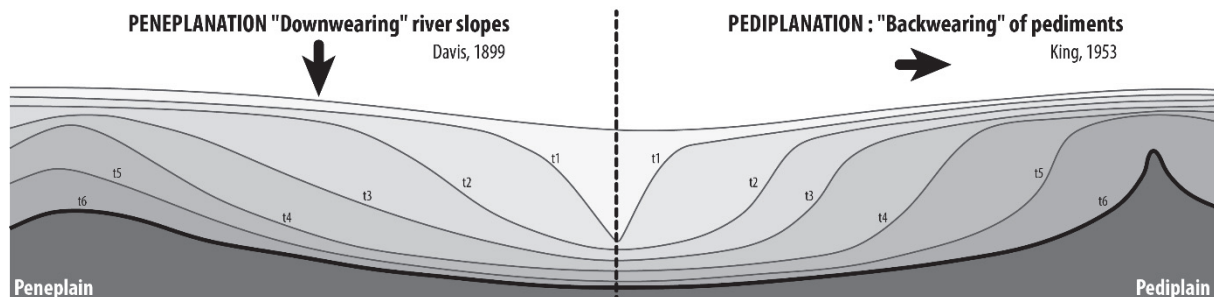


Figure 4.66 : Coupe schématique illustrant l'évolution des versants par phénomène d'abaissement (à gauche, pénéplanation; Davis, 1899) et de retrait (à droite, pédiplanation; King, 1953) (modifié d'après Bessin, 2014). [Schematic sections illustrating hillslopes evolution by downwearing (to the left, peneplanation; Davis, 1899) and backwearing processes (to the right, pediplanation; King, 1953) (modified from Bessin, 2014).]

Les surfaces d'aplanissement correspondent à l'adaptation des reliefs à un niveau de base local (e.g. lac) par processus d'abaissement "*downwearing*" et/ou de retrait "*backwearing*" des versants qui impliquent des phénomènes d'érosion et/ou d'altération. Lorsque les conditions endogènes (déformation) et exogènes (climat) sont à l'équilibre, le niveau de base se propage en amont. Lorsqu'il y a déséquilibre (e.g. déformation importante, érosion faible sous climat aride), la migration du niveau de base est ralentie. Dans certains cas, ce ralentissement (voir arrêt) de la propagation du niveau de base en amont du système peut être lié à des lithologies ou structures résistantes qui constituent alors des niveaux de base structuraux ou lithologiques.

4.1.2 FACTEURS DE CÔNTRÔLE DE LA GENÈSE ET DE L'ÉTAGEMENT DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Les pédiments d'Afrique centrale (Ouganda, Congo) sont caractérisés par des systèmes pédimentaires qui, au regard du réseau de vallées incisées situées en amont de l'escarpement, constitue des niveaux de base locaux (fig. 4.65). Lorsque deux système pédimentaires sont étagés, le réseau de vallées amont du pédiment supérieur est inactif (fossile) comme l'indique la présence de *knickpoint* au niveau de la transition avec le réseau de vallées incisées associée au pédiment inférieur. (voir Chapitre 5 pour des exemples ougandais). Chaque pédiment constituant un niveau de base local, un étagement de ces mêmes pédiments traduit une chute de niveau de base (fig. 4.67).

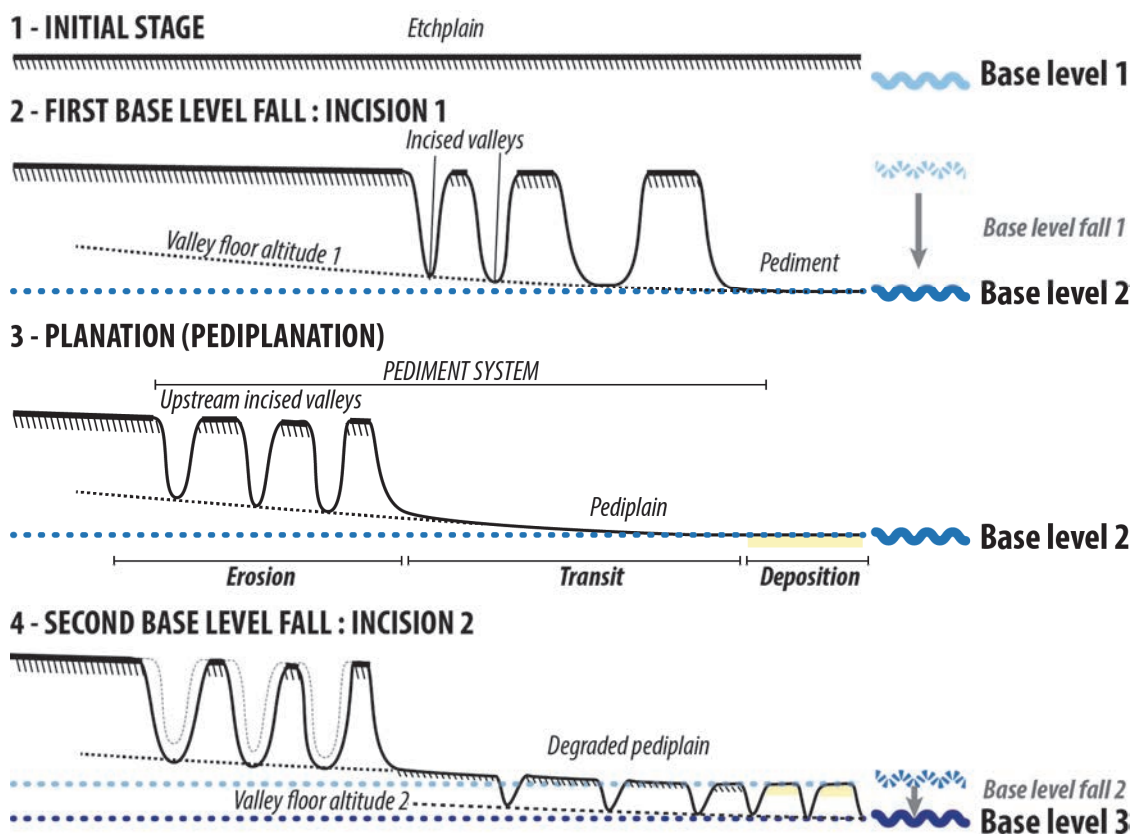


Figure 4.67 : Coupe schématique illustrant le rôle du niveau de base dans la genèse, l'évolution et l'étagement des surfaces d'aplanissement. 1 : stade initial, surface de corrosion (etchplain) plane; 2 : développement de vallées incisées témoignant de la chute du niveau de base; 3 : adaptation des reliefs au niveau de base : aplanissement (pédiplanation); 4 : développement d'un nouveau réseau de vallées incisées témoignant d'une nouvelle chute du niveau de base. [Schematic sections showing the role of base level in the formation, evolution and stepping of planation surfaces. 1: initial stage, etchplain; 2: development of incised valleys indicating a base level fall; 3: lowering of the relief to the base level: planation (pediplanation); 4: development of new incised valleys indicating a second base level fall.]

Le climat influe de deux manières sur la formation et l'étagement des surfaces d'aplanissement, (1) il agit comme facteur de contrôle du niveau de base (Coe and Church, 2003) et (2) il agit comme facteur de forçage des processus d'érosion et/ou d'altération qui affectent les domaines continentaux (Champagnac et al., 2014).

La variation de l'intensité de la **déformation** dans l'espace et dans le temps (e.g. flexure, flambage lithosphérique) peut être responsable du basculement, de la flexure ou encore du décalage par faille des surfaces d'aplanissement, qui, dans ce cas, ne sont plus en équilibre avec le niveau de base et sont donc progressivement dégradées ou fossilisées ou exhumées.

En zone tropicale, le **couplage de l'altération et de l'érosion** a un rôle majeur dans la formation et l'étagement des surfaces d'aplanissement. La variation de paramètres tel que les propriétés des roches (minéralogie, chimie, structure et discontinuités), la géomorphologie (relief local, relief régional et déformation) et le climat (précipitation, température ; Migoñ, 2013) peut provoquer un phénomène d'altération/érosion différentielle des roches et donc influencer sur la morphologie des surfaces. Parfois associés à des surfaces d'aplanissement la formation des inselbergs et tors (voire d'escarpements) est le résultat de l'altération différentielle (Ollier, 1960).

Cette érosion différentielle constitue le processus responsable du phénomène d'inversion des reliefs largement évoqué dans la littérature. Ce phénomène résulterait d'une érosion préférentielle du saprolite fin et d'une préservation des horizons indurés (cuirasse). Ces horizons se retrouveraient alors aux sommets de collines et plateaux du fait de l'érosion du saprolite par phénomène d'abaissement et de retrait des versants (fig. 4.68).

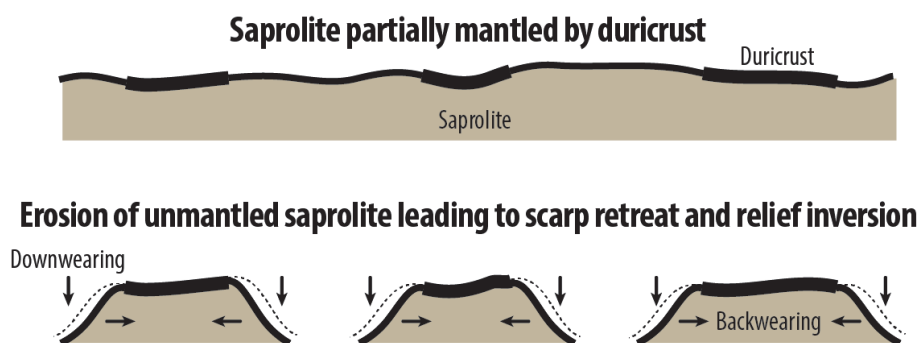


Figure 4.68 : Développement d'un relief inversé associé à une cuirasse latéritique. [Development of inverted relief associated with duricrust formation.]

En Ouganda, la préservation des surfaces d'aplanissement est liée au fait qu'elles sont :

- (1) armées par une cuirasse latéritique jouant un rôle de niveau résistant inhibant la dénudation. Elles constituent ainsi de bons témoins de reliefs anciens malgré des chutes ultérieures du niveau de base (Ollier, 1991; Summerfield, 1991) ;
- (2) scellées (fossilisées) par des dépôts sédimentaires ou volcaniques qui les préservent de l'érosion et permettent souvent leur datation (relative). Elles correspondent alors à des discordances (e.g. Lidmar-Bergström, 1983; Godard et al., 2001; Japsen et al., 2002; Peulvast and Claudino Sales, 2006; Coltorti et al., 2007; Betard et al., 2014);
- (3) préservées du fait d'une chute du niveau de base récente n'ayant pas encore permis une dégradation importante (Lidmar-Bergström et al., 2013).

4.2 MÉTHODES D'ANALYSE DES FORMES DU RELIEF

4.2.1 CARACTÉRISATION ET CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Dans ce travail, l'analyse des formes du relief est réalisée au moyen (i) de la compilation et l'interprétation de cartes géologiques et topographiques et de travaux antérieures, (ii) d'observations de terrain (observations et analyses des paysages, d'affleurements de profils d'altération et de leur substratum) et (iii) de l'analyse et du traitement de Modèles Numériques de Terrain (MNT ou DEM – "*Digital Elevation Model*"; élévation du terrain selon une résolution donnée) et d'images satellitaires grâce l'utilisation de Systèmes d'Informations Géographiques (SIG).

4.2.1.1 Observations de terrain

Environ 800 points d'observation géoréférencés (panoramas et caractérisations ponctuelles de faciès latéritique) ont été acquis au cours de trois campagnes de terrain réalisées en Mars 2013, Mars 2014 et Juin 2015 dans les secteurs suivants : à l'ouest, dans les secteurs de Hoima, Fort-Portal, Mubende et Mbarara, au centre, de Kampala et Jinja et à l'est dans les secteurs de Mbale (au pied du Mont Elgon), de Soroti et de l'édifice volcanique de Napak (fig. 4.69). Aucune observation n'a été réalisée au nord de l'Ouganda du fait du manque d'infrastructures routières et d'instabilités politiques ne garantissant pas notre sécurité. Réalisées au préalable du traitement des données numériques (e.g. MNT), ces observations sont essentielles car elles permettent notamment:

- i. de caractériser la nature, la géométrie et l'agencement des formes du relief dans l'espace grâce à l'observation et l'analyse du paysage,
- ii. de caractériser l'épaisseur, la morphologie et les caractéristiques lithologiques des profils d'altération associés (quand ils existent) aux surfaces d'aplanissement notamment grâce à la réalisation de sections verticales,
- iii. de déterminer les relations existant entre géométrie, altération et préservation des surfaces d'aplanissement et les caractéristiques géologiques (lithologie, structures) du substratum.

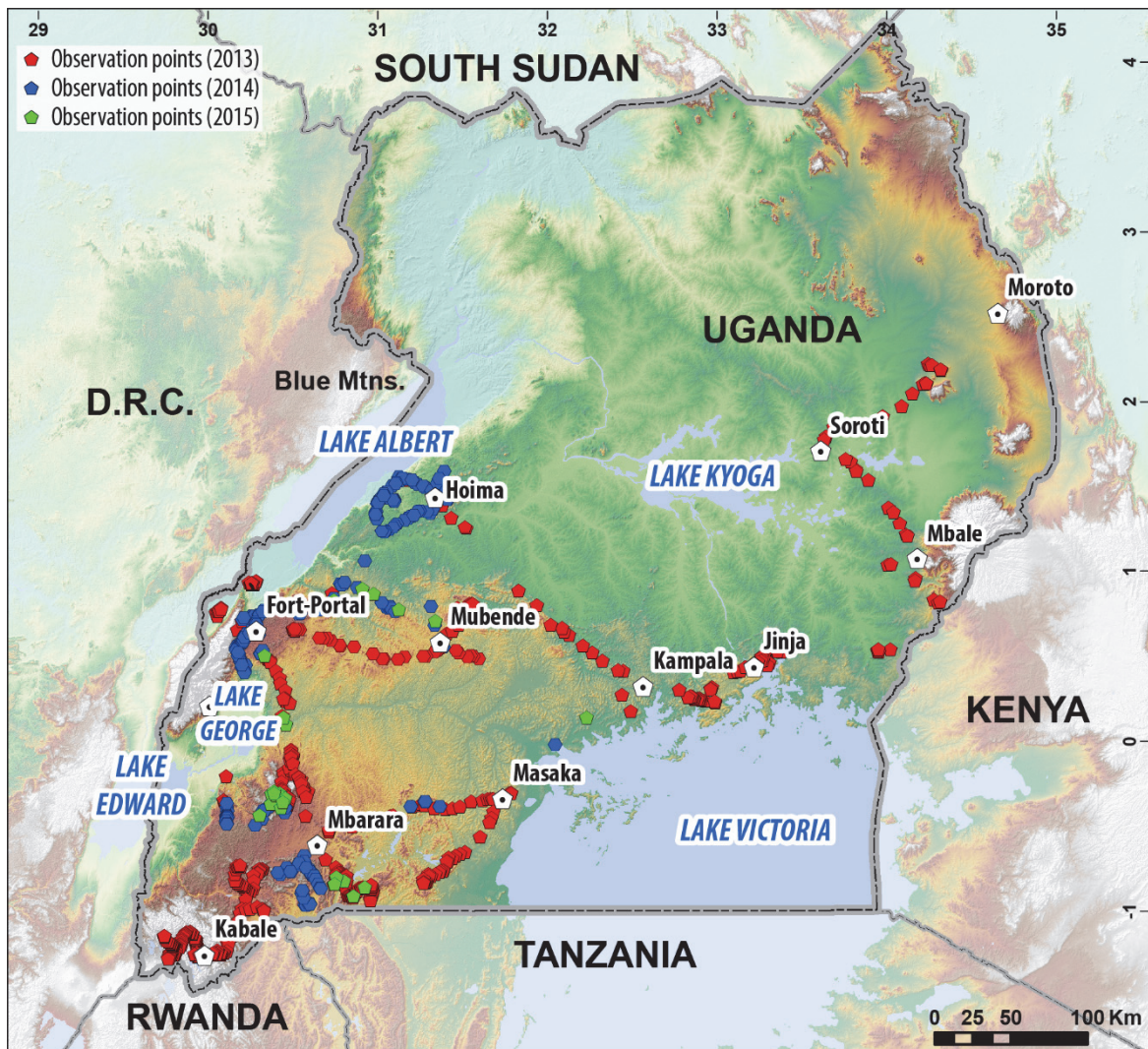


Figure 4.69 : Carte localisant les points d'observation acquis lors des missions de terrain. [Location map of observation points acquired during field campaign.]

Du fait du climat tropical humide de l'ouest de l'Ouganda, la couverture végétale et la présence d'un sol induisent une faible exposition des affleurements de roches saines et de profils latéritiques. Largement masqués dans les grandes pédiplains (à l'exception de quelques localités; e.g. la région de Hoima, proche de la rivière Katonga et à l'est de l'Ouganda où la végétation est moins dense), la roche saine et leur profil d'altération associé ont essentiellement été observés sur les sommets et versants des plateaux et collines qui constituent les reliques des surfaces de corrosion ("etchplain").

4.2.1.2 Cartographie des formes du relief

Couplés aux observations de terrain, les traitements de MNT (SRTM: "Shuttle Radar Topography" aux résolutions de 90m et 30m) par des outils de SIG (ESRI Arcgis 10; Qgis; GlobalMapper) permettent une visualisation 2D et 3D de la topographie de la zone étudiée. C'est l'outil principal de notre cartographie des formes du relief en Ouganda. Les traitements de base de

MNT consistent à calculer:

- L'**ombrage** qui permet de faire ressortir le relief associé aux données d'élévation d'un MNT selon une orientation définie et met en évidence les structures et linéaments perpendiculaires à cette orientation (Smith and Pain, 2011) ;
- La **pente** qui peut permettre d'isoler les zones les plus planes du relief. Une valeur seuil, en-dessous de laquelle une surface d'aplanissement est identifiée, peut être choisie (Lidmar-Bergstrom et al., 2007; Ebert et al., 2011). Cependant, la définition d'un seuil peut exclure les surfaces planes mais basculées ;
- La **courbure**, qui mesure la dérivée de la pente définie selon 3 éléments: tangentielle, de profil et planaire. La courbure de profil est la plus pertinente et permet d'identifier les ruptures de pentes dans la topographie (Smith and Pain, 2011) ;
- Les **profils topographiques** qui permettent une vue en coupe du relief afin de caractériser la géométrie et l'agencement des formes du relief ;
- Les **"swath profiles"** qui correspondent à l'altitude maximale, moyenne et minimale d'une surface rectangulaire d'une largeur de pixels donnée, perpendiculaire à un profil topographique (fig. 4.70). Ils permettent (i) de visualiser la gamme de topographies de la superficie étudiée et (ii) de diminuer les artefacts liés au tracé d'un profil unique (e.g. Bonow et al., 2006, 2014).

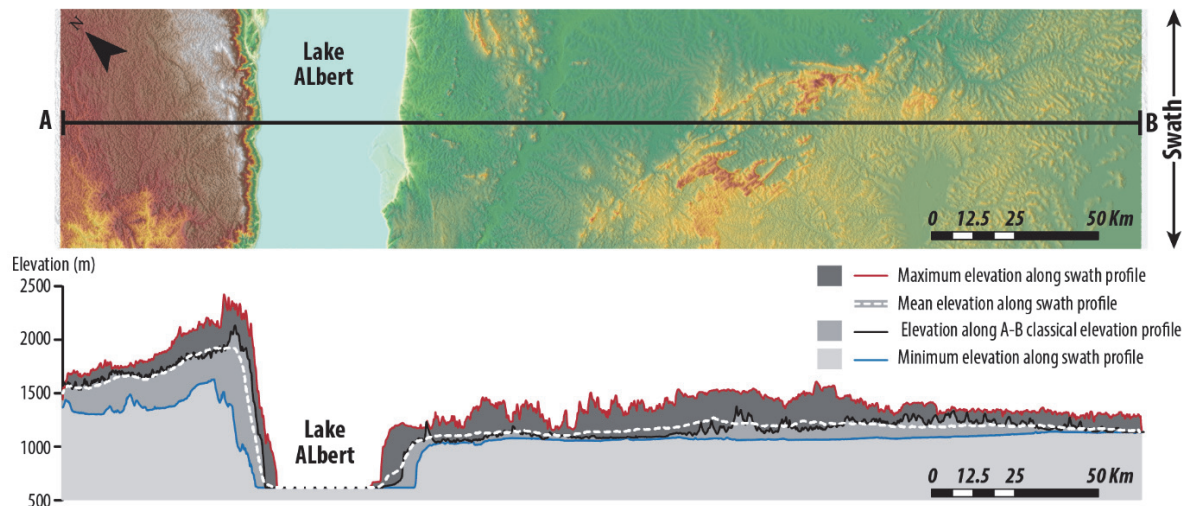


Figure 4.70 : Illustration d'un "swath profile" et d'un profil topographique classique en Ouganda. [Illustration of "Swath" and classical elevation profiles in Uganda.]

La cartographie des formes du relief présentée dans cette étude a été réalisée manuellement en combinant les observations de terrain avec l'interprétation de MNT. La limite géographique des différentes surfaces d'aplanissement correspond à des ruptures de pentes (escarpements) pointées sur MNT (SRTM 90m et 30m), géoréférencées sur SIG (ESRI Arcgis10) et mises en forme sur

logiciel de création graphique vectorielle. Des méthodes de classification automatique des reliefs ont néanmoins été utilisées à titre de comparaison mais également afin de faciliter la cartographie dans certaines zones où le relief est peu différencié.

Il existe un grand nombre de méthodes et algorithmes de classification automatique des reliefs (Burrough et al., 2000; Deng, 2007; Iwahashi and Pike, 2007; Jarvis et al., 2008; Drăguț and Eisank, 2012), notamment celles établies d'après la typologie de Hammond (1964) basées sur les paramètres de pente, de relief local (calcul de la différence d'altitude dans un rayon de cellule donné du MNT; Hammond, 1964) et de "profil" (déterminant la position haute ou basse des éléments dans le paysage par rapport à leur voisinage) - (Dikau et al., 1991; Morgan and Lesh, 2005).

D'autres paramètres permettent de discriminer le relief, on citera notamment (liste non exhaustive) :

- Le ratio Altitude-Relief [(Altitude moyenne – Altitude minimale)/Altitude maximale-Altitude Minimale] (Rowberry, 2008) qui constitue l'équivalent de l'intégrale hypsométrique (indice de convexité ou de concavité (Pike and Wilson, 1971) ;
- La combinaison du ratio Altitude-Relief et des calculs de pente et de relief relatif (Rowberry, 2012) ;
- Le "*contrast stretch*" (étirement des contrastes) qui permet d'individualiser des reliefs résiduels (Smith and Pain, 2011).

Dans ce travail a surtout été utilisée la méthode de classification consistant à discriminer le relief en différentes classes de pentes d'après le "*Topographic Position Index*" (TPI; Weiss, 2001) et/ou son écart par rapport à l'élévation moyenne (DEV) (De Reu et al., 2013). LE TPI mesure la différence entre l'altitude (z_0) d'un point donné (point central) et l'altitude moyenne des points présents dans son voisinage (\bar{z}) selon un rayon donné (R) (table 4.8). Le DEV (table 4.8) est le rapport entre le TPI et l'écart-type de l'altitude moyenne d'une superficie d'un rayon identique à celui du TPI (SD).

$$TPI = z_0 - \bar{z}$$

$$DEV = \frac{TPI}{SD}$$

$$SD = \sqrt{\frac{1}{n_R - 1} \sum_{i=1} (z_i - \bar{z})^2}$$

Table 4.8 : Équation associée au calcul du TPI et du DEV; z_0 = altitude du point central; \bar{z} = altitude moyenne des points du voisinage; R = rayon de calcul du voisinage (Weiss, 2001; De Reu et al., 2013). [Equation of TPI and DEV; z_0 = elevation of central point; \bar{z} = mean elevation of neighborhood; R = radius of neighborhood (Weiss, 2001; De Reu et al., 2013).]

Une valeur de TPI positive indique que le point central est plus haut que l'altitude moyenne de son voisinage alors qu'une valeur négative indique qu'il est plus bas. La gamme de TPI dépend de

la différence d'altitude mais surtout du rayon définissant le voisinage auquel est appliqué le calcul. De grands rayons dégagent des formes du relief majeures tandis que des rayons plus faibles mettent en exergue des formes du relief de dimensions plus restreintes (e.g. vallées et crêtes étroites; fig. 4.71).

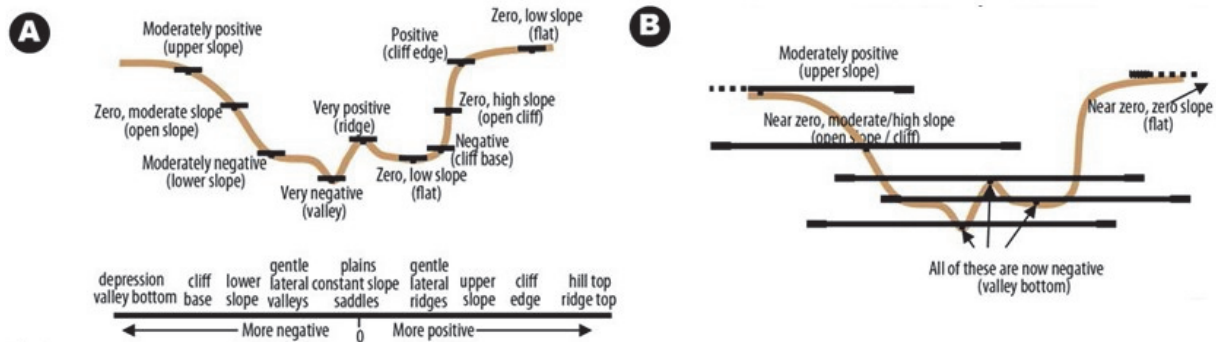
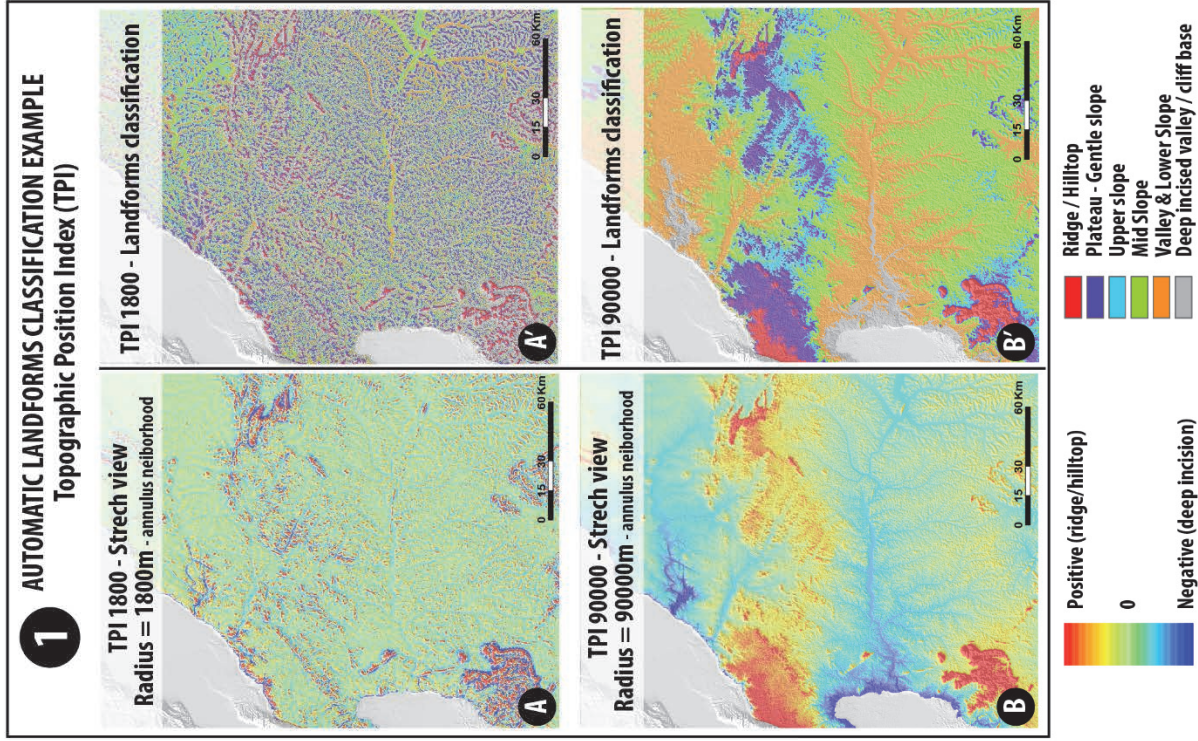


Figure 4.71 : Schéma illustrant l'impact du rayon de calcul sur la classification automatique des reliefs : (A) Pour un faible rayon, les morphologies de faibles dimensions se dégagent; (B) Pour un rayon élevé, les grandes formes du relief sont mises en exergue (Weiss, 2001). [Sketch showing the importance of the radius on automatic landforms classification: (A) A small radius highlights small landforms while (B) a large radius emphasizes main landforms (Weiss, 2001).]

La figure 4.72 illustre la procédure suivie pour l'élaboration de la carte des formes du relief réalisée dans le cadre de ce travail. Deux exemples extrêmes de calculs de TPI montrent l'importance du rayon (fig. 4.72 1A et A') sur le résultat de la classification automatique : pour un rayon de 1800m (fig. 4.72 1A), le relief est subdivisé en une multitude d'unités alors que de grandes unités se dégagent lorsque le rayon est plus important (90km; fig. 4.72 1B).

Le principal problème rencontré dans l'ensemble de ces traitements SIG des MNT résulte donc du rayon utilisé dans chaque calcul. Celui-ci ne permet pas de rendre compte, dans un même traitement, de surfaces d'aplanissement ou de reliefs, trop petits ou trop importants pour le rayon donné. Bien que la classification par TPI soit élaborée de manière à limiter cet effet récurrent des analyses SIG, ces méthodes ne sont pertinentes que pour des secteurs à la configuration topographique homogène. Dans notre cas, seule la combinaison laborieuse de plusieurs calculs de TPI selon des rayons différents a permis une utilisation satisfaisante de cette méthode. La carte finale présentée ci-après résulte d'une cartographie manuelle intégrant certains résultats de classifications automatiques réalisées ponctuellement.



2
MANUAL PICKING OF LANDFORMS
 Based on field observations,
 DEM interpretation and automatic
 landforms classification

3
GEOMORPHOLOGICAL MAP

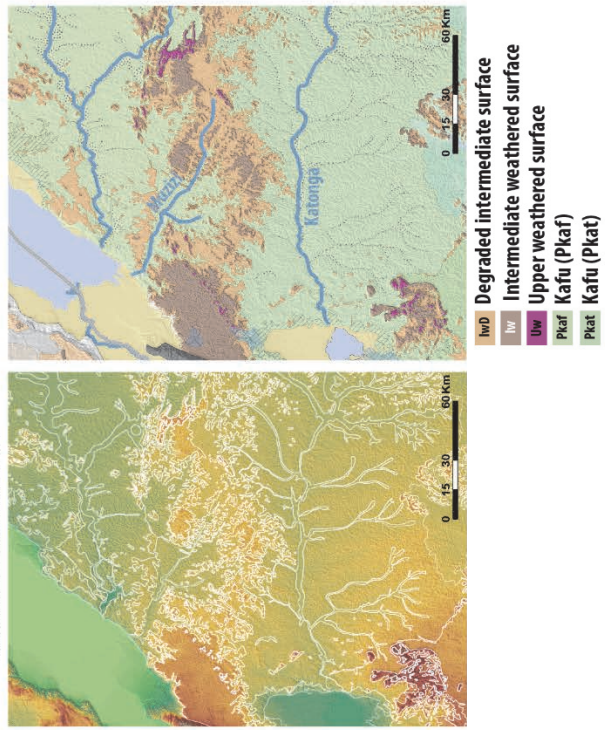


Figure 4.72 : Exemple de l'application de classification automatique des formes du relief (TPI) en Ouganda et comparaison avec la cartographie manuelle. Pour un rayon de 1800m (1-A et 1-A'), le relief est subdivisé en une multitude d'unités alors que de grandes unités se dégagent lorsque le rayon est plus important (90000m; 1-B et 1-B'). La carte 2 illustre le pointé manuel des contours des formes du relief et la carte 3 le résultat final. [Example of application of automatic landforms classification (TPI) in Uganda and comparison with manual mapping. For a radius of 1800m (1-A and 1-A'), the relief is subdivided in a wide range of landforms unit while larger unit are highlighted for a larger radius (90000m; 1-B and 1-B'). Map 2 shows the manual picking of landforms contours and map 3 shows the final result.]

4.2.2 CHRONOLOGIE RELATIVE, DATATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT ET ÉLABORATION DE MODÈLES D'ÉVOLUTION DU RELIEF À LONG-TERME

La chronologie relative des surfaces d'aplanissement est basée sur les relations géométriques existant (i) entre différentes surfaces d'aplanissement, (ii) entre les surfaces d'aplanissement (pédiplaines) et leur système fluvial amont associé, (iii) entre les surfaces d'aplanissement et le substratum qu'elles découpent, et (iv) entre les surfaces d'aplanissement et les roches sédimentaires ou volcaniques les recouvrant.

La datation des surfaces d'aplanissement constitue un point clé pour leur intégration à des schémas d'évolution géologique, paléogéographique et géomorphologique à long terme. Elle peut être réalisée: (1) grâce à leur relation géométrique avec des roches sédimentaires ou volcaniques datées (les surfaces sont postdatées si elles les recoupent; prédatées lorsqu'elles sont scellées par ces roches), (2) grâce aux méthodes de datation absolue appliquées aux profils d'altération associés aux surfaces d'aplanissement.

L'ensemble de ces données est ensuite compilé dans un modèle d'évolution à long terme des reliefs dont les contraintes peuvent être (quand les données existent) affinées en couplant l'analyse géomorphologique à d'autres méthodes telles que la thermochronologie basse température et l'analyse des bassins sédimentaires.

Trois méthodes principales sont utilisées pour dater les profils d'altération anciens : (I) la méthode radio-isotopique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (et aussi K/Ar) sur oxyde de manganèse, (II) la méthode paléomagnétique sur hématite et (III) la méthode "stratigraphique". Du fait de limites méthodologiques, la méthode stratigraphique a pendant longtemps été la seule applicable (Migoñ, 2013). Le développement des méthodes radio-isotopiques et paléomagnétiques a permis de préciser le calendrier de la formation des profils d'altération (e.g. *Afrique* : Gunnell et al., 2003; Beauvais et al., 2008; *Amérique du Sud* : Ruffet et al., 1996; Théveniaut, 2003; *Inde* : Schmidt et al., 1983; Bonnet et al., 2014; *Europe* : Yans, 2005; Ricordel-Prognon, 2007; Théveniaut et al., 2007; Ricordel-Prognon et al., 2010). Bien que cela soit envisagé dans un futur proche, aucune datation absolue n'a été réalisée dans le cadre de ce travail.

4.3 ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA : HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

4.3.1 LA GÉOMORPHOLOGIE EN OUGANDA : UNE LITTÉRATURE DENSE ET CONFUSE

La géomorphologie de l'Afrique de l'Est et, plus particulièrement, de l'Ouganda, été l'objet d'une multitude de travaux menés par les altérologues, géomorphologues et géologues britanniques après les observations précurseurs de Wayland (1921, 1926, 1933, 1934a, 1934b) et jusqu'au début des années 1970. En Afrique de l'ouest, c'est la communauté française qui étudiait les surfaces d'aplanissement et leur profil d'altération associé (e.g. Vogt, 1959; Michel, 1973; Grandin, 1976; Grandin and Thiry, 1983; Boulangé, 1984; Tardy, 1993; Tardy and Roquin, 1998), A l'exception des travaux de Taylor and Howard (1998) et de la brève synthèse de Ollier (1992), aucune discussion sur l'évolution des formes du relief de l'Ouganda et de son voisinage n'a été publiée depuis les travaux de Bishop and Trendall (1967), de de Swardt and Trendall (1969) et de McFarlane (1969, 1970, 1973, 1976, 1983).

Le résultat de ces nombreux de travaux est une nomenclature complexe et confuse de surfaces d'aplanissement définies dans des zones géographiquement restreintes selon leur profil latéritique, leurs interactions et leur altitude et dont la mise en relation à l'échelle régionale constitue une véritable gageure (table 4.9).

	Wayland (1934)	McConnell (1955)	Dixey (1948-1956) and others	Pallister (1960)	King (1962)	Bishop and Trendall (1967)	de Swardt and Trendall (1969)	Ollier (1992)	Taylor and Howard (1998)
ALTITUDE AGES ↑ ↓ + + S. = Surface	PIII - Etchplain Several surfaces	ACHOLI S. "Valley-floor peneplain"		ACHOLI S. "Flat alluvial valley-floor"		Degradation of Kyoga & Kasubi S.	"Miocene to recent surfaces"	"Miocene to recent surfaces"	"Miocene to recent surfaces"
		TANGANYIKA S. "Valley-floor peneplain & Pediplain"	END-TERTIARY S.	TANGANYIKA S. "Hill slopes and pediments surrounding the Bugand S."		KYOGA S.	LOWER LATERITE S.	AFRICAN S.	
	PII - Etchplain	BUGANDA S. "Flat-topped laterite-capped hills"	MIOCENE or MID-TERTIARY S.	BUGANDA S. "Flat-tpped hills capped by duricrust"	AFRICAN S. Pediplain	KASUBI S.	UPPER LATERITE S.	BUGANDA S.	AFRICAN S.
		KOKI S. "Very flat; thick laterite cover"	CRETACEOUS S.		POST-GONDWANA S. Pediplain	KITALE S. =Buganda S.			
	PI - True Peneplain Laterite patches	ANKOLE S. "by-pass surface"	JURASSIC S.	BUTA-BULAGA. "Undulating summits"	GONDWANA S.	Higher erosion S. (Cherangani, Chemorongi)			JURASSIC / MID CRETACEOUS S.

Table 4.9 : Tableau non exhaustif compilant les différents termes utilisés dans la littérature pour décrire les surfaces d'aplanissement observées en Ouganda. Une tentative de corrélation de ces différentes appellations est proposée. [Non-exhaustive table compiling the various terms used in the literature to describe the planation surfaces observed in Uganda. An attempt to correlate these terms is proposed.]

Malgré l'absence de datations absolues, nombreux sont les auteurs ayant tenté d'associer des âges aux différentes surfaces d'aplanissement observées en Afrique de l'Est (e.g. Dixey, 1945, 1956; Shackleton, 1951; King, 1953, 1963; Ruhe, 1954). L'obsolescence des reconstitutions paléogéographiques utilisées dans la première moitié du 20^{ème} siècle (antérieures au concept de tectonique des plaques), l'absence de sédiment scellant les surfaces et la difficulté à démontrer leur continuité morphologique et à les corrélérer à grande échelle spatiale avec d'autres surfaces datées ont, dès les années 1960, amené un certain nombre d'auteurs à remettre en cause la validité de ces modèles d'âges (e.g. de Heinzelin, 1963; Gautier, 1965, 1967; Bishop, 1966; McFarlane, 1970, 1973, 1976). En Ouganda, c'est le volcanisme et l'âge des sédiments du rift Albert/Edward qui furent l'objet d'investigations afin de servir d'éléments de contrainte à une datation relative des surfaces d'aplanissement (e.g. Trendall, 1955; Bishop, 1957, 1958, 1964, 1965a, 1965b, 1967, 1968; de Heinzelin, 1962, 1963, 1959; Macdonald, 1961; MacGregor, 1962; Bishop and Whyte, 1962; Hooijer et al., 1963; Gautier, 1965, 1967; Bishop and Trendall, 1967; Gautier et al., 1970; King et al., 1972; Pickford et al., 1993; Van Damme and Pickford, 1994). L'âge des surfaces d'aplanissement demeure encore aujourd'hui un problème majeur pour l'élaboration d'un modèle d'évolution à long terme des formes du relief.

Basée sur les données remarquablement compilées par McFarlane (1976), la modeste synthèse présentée ci-après a pour objectif d'exposer les principales théories relatives à la compréhension de la genèse et l'étagement des surfaces d'aplanissement constituant le relief ougandais en rapportant les observations et les descriptions des travaux les plus marquants.

4.3.2 LA NOMENCLATURE "TRIPARTITE" DU RELIEF OUGANDAIS

Wayland (1921) fut le premier à discriminer le relief ougandais en trois surfaces d'aplanissement (fig. 4.73) : (i) une ancienne surface correspondant aux plus hauts reliefs résiduels de lithologie résistance (PI), (ii) la "*Buganda Surface*" ou "*Buganda Peneplain*" (PII) dont les reliques consistent en des collines aux sommets plats ("*flat-topped hills*") armées d'une cuirasse ferrugineuse et (iii) une surface plus jeune et topographiquement plus basse associée aux larges plaines ougandaises (PIII). Lepersonne (1956) propose une corrélation de ces surfaces avec les formes du relief observées à l'ouest du Rift Albert, en République Démocratique du Congo.

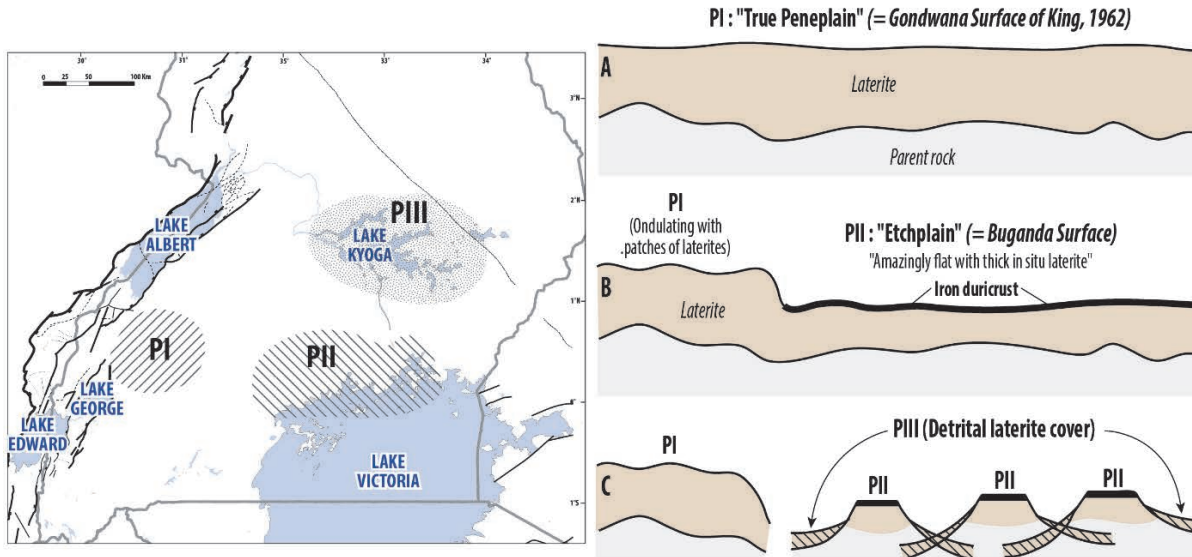


Figure 4.73 : A gauche : répartition spatiale des trois surfaces d'érosion définies selon Wayland (1931, 1933, 1934) (modifié d'après McFarlane, 1976); A droite : représentation schématique de la nature et de la formation de ces trois surfaces d'érosion. Le diagramme c illustre leur actuelle relation topographique (modifié d'après McFarlane, 1976). [To the left: spatial distribution of Wayland's (1931, 1933, 1934) three erosion surfaces (modified after McFarlane, 1976); to the right: schematic representation of Wayland's concept of the nature of Uganda's three erosion surfaces. Diagram c shows their present-day topographic relationships (modified after McFarlane, 1976).]

L'observation d'épais profils latéritiques associés à des surfaces relativement planes mena Wayland (1931, 1933, 1934), suivi de Willis (1933, 1936), à introduire pour la première fois la notion de "etchplanation". Ollier (1960) associe par la suite la formation des nombreux inselbergs observés en Ouganda à une "etchplanation", ou processus d'érosion (chimique et mécanique) différentielle liée aux variations lithologiques du substratum et à la morphologie ondulée de la base d'un profil d'altération (fig. 4.74). Il est le premier à utiliser le terme "etchplanation" tel qu'il est actuellement défini.

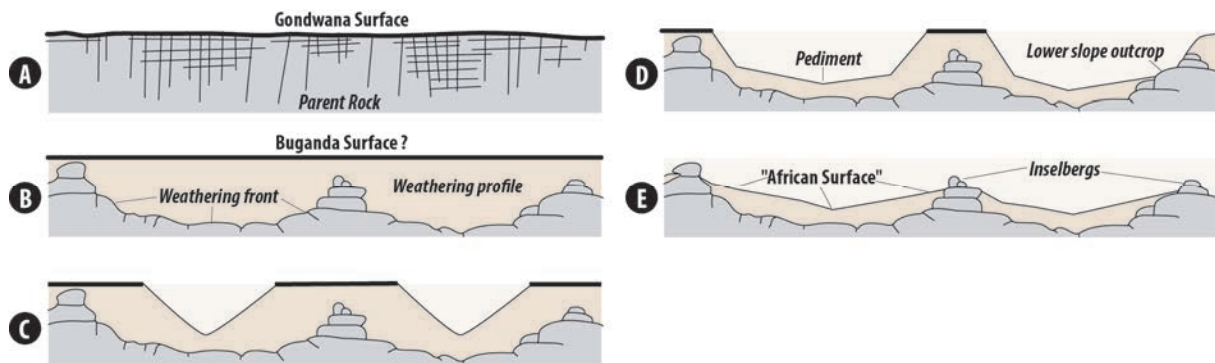


Figure 4.74 : Diagramme illustrant la formation des inselbergs par etchplanation (modifié d'après Ollier, 1960). [Diagram showing inselbergs formation resulting from etchplanation processes (modified after Ollier, 1960).]

Cette discrimination du relief en trois générations de surfaces d'aplanissement coïncide avec les travaux à grande échelle de Dixey (1945, 1956) et King (1953, 1963). Sur la base des observations de Dixey (trois surfaces majeures à l'échelle de l'Afrique : "the Jurassic, Miocene or mid-tertiary and end-tertiary surfaces"), King (1963) avance l'existence d'une surface d'aplanissement initiale

antérieure à la dislocation du Gondwana ("*Gondwana Surface*"). Un nouveau cycle d'érosion postérieur à la dislocation serait responsable du décapage de cette surface initiale par processus de "*pediplanation*" (i.e. retrait des versant – "*backwearing*") et dont le résultat serait la formation d'une nouvelle surface : "*the post-Gondwana Surface*". La troisième génération de surface ("*African Surface*" ou "*Mid Tertiary, Miocene Peneplain or Sub-Miocene level*") serait le résultat de l'érosion des reliefs créés par les mouvements verticaux aux abords des marges africaines (the African Cycle; King, 1963).

4.3.3 1955-1969 : SURFACES D'APLANISSEMENT ET PROFIL LATÉRITIQUES ASSOCIÉS

En 1955, McConnell propose l'existence de cinq surfaces d'aplanissement définies localement selon leur morphologie, leur profil d'altération et, surtout, leur altitude. Bien que reprenant en partie la nomenclature de McConnell, les travaux de Pallister (e.g. 1954, 1956a, 1956b, 1959, 1960) constituent encore à l'heure actuelle une référence. Outre la qualité de ses descriptions, c'est en effet le premier (i) à mesurer l'importance de la répartition verticale des profils d'altérations associés aux surfaces d'aplanissement, (ii) à discuter des interactions existant entre surfaces et (iii) à mettre en évidence des problèmes de corrélations à l'échelle régionale probablement liés à des déformations (e.g. soulèvements et flexures; "*uplift and downwarping*").

Au contraire de Lepersonne (1956) qui définit plusieurs surfaces sur la bordure ouest du rift, Ruhe (1954, 1956) va dans le sens de Pallister en ne décrivant qu'une seule surface affectée par des failles et un basculement lié au fonctionnement du rift. Rejetant l'importance de la flexuration à grande échelle, Johnson (1959) et Doornkamp and Temple (1966) préfèrent voir en la différence d'altitude des surfaces un développement différentiel due à l'hétérogénéité du substratum sur lequel elles se développent (fig. 4.75).

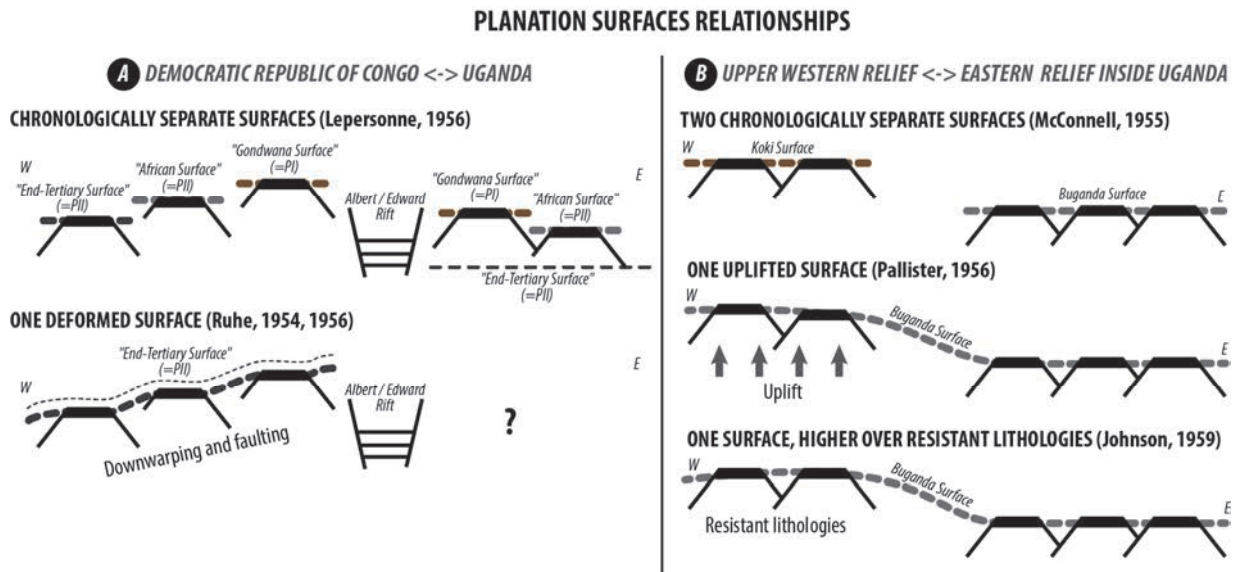


Figure 4.75 : Représentation schématique des relations existantes entre (A) les surfaces armées de cuirasses ferrugineuses à l'est de la République démocratique du Congo et à l'ouest de l'Ouganda et (B) les surfaces armées de cuirasses ferrugineuses de l'ouest et de l'est de l'Ouganda (compilé et modifié d'après McFarlane, 1976). [Schematic representation of the relationships between (A) the iron duricrust capped-mesa of eastern Democratic Republic of Congo and western Uganda and (B) the iron duricrust capped-mesa of western and eastern Uganda (compiled and modified after McFarlane, 1976).]

C'est Ruhe (1954) qui fut l'un des premiers à mentionner une inversion du drainage liée au fonctionnement des rifts Albert et Edward bien que d'autres auteurs aient suggéré un drainage ante-Cénozoïque radicalement différent dès le début du XX^{ème} siècle (Oswald, 1918; Gregory, 1921; Harris, 1944). L'observation du drainage associé aux rivières Kafu, Katonga et Kagera a en effet amené un certain nombre d'auteurs à conclure que l'écoulement initial était dirigé vers l'Ouest (fig. 4.76). Suite à une phase de soulèvement, le drainage s'est inversé vers l'est selon une ligne de partage des eaux parallèle au rift et au droit de laquelle l'eau s'écoule selon une direction opposée dans les trois rivières principales du sud-ouest de l'Ouganda. Cette inversion de drainage a largement été supportée et approfondie par les auteurs contemporains de Ruhe (Cooke, 1958; de Heinzelin, 1959, 1963; Radwansky and Ollier, 1959; Gautier, 1965, 1967) ou plus récents (e.g. Pickford et al., 1993; Talbot and Williams, 2009).

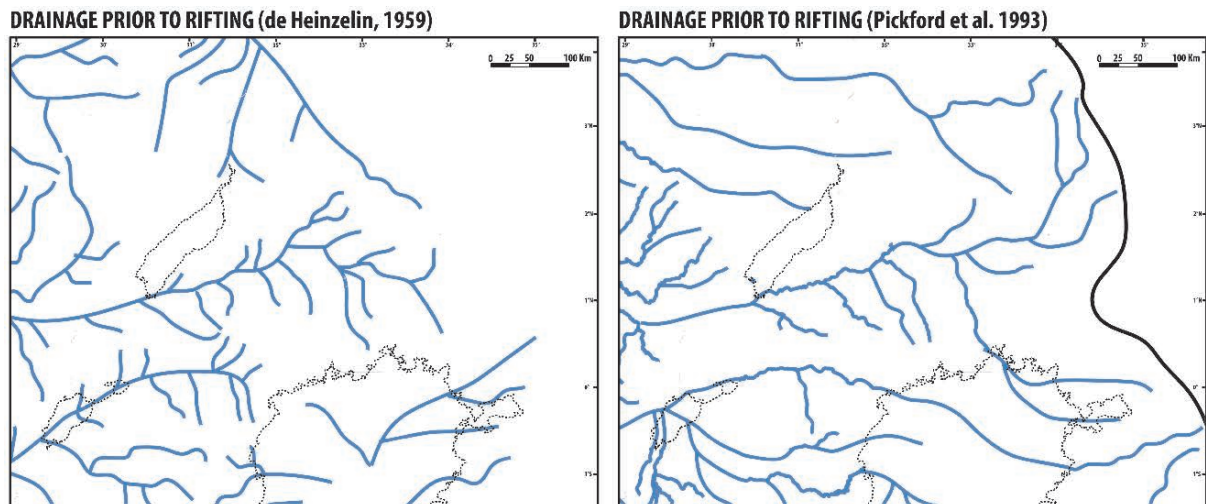


Figure 4.76 : Reconstitution du drainage antérieur au rift selon Heinzelin (1959) et Pickford et al. (1993). [Reconstitution of the drainage network prior to the rifting.]

À l'échelle locale, l'occurrence de profils d'altération associés à la "Buganda Surface" à des altitudes parfois significativement différentes a soulevé une multitude de débats sur la nature et la continuité de la "Buganda Surface" et sur le fait qu'elle corresponde, ou non, à plusieurs surfaces (fig. 4.77). Pour Pallister (1959), cette différence d'altitude est liée à la préservation d'une cuirasse indurée au sommet des collines et plateaux. Lorsque la cuirasse est préservée, les versants reculent l'un par rapport aux autres ("backwearing") et l'altitude des sommets reste stable. Au contraire lorsque la cuirasse n'est pas préservée (démantelée), les versants s'abaissent progressivement et l'altitude des sommets diminue ("downwearing"). Pour Harris (1947), Plummer (1960), ou encore Doornkamp and Temple (1966), cette différence d'altitude résulte de variations de paramètres locaux non significatifs et ces latérites d'élévations différentes représentent une seule et même période d'altération. Pour Trendall (1962), ces différences d'altitude résultent d'un développement "acyclique" des latérites qui évoluent de manière indépendante sur chaque interfluve. Bishop and Trendall (1967) avancent l'existence d'une seule et même surface ayant subi une incision différentielle responsable de l'apparente variation d'altitude. Enfin, l'existence d'une unique latérite a été infirmée par les travaux de McFarlane (1969, 1970, 1973, 1976) qui mettent en évidence l'existence de deux surfaces distinctes ("Buganda Surface" et "Ntenga Surface") chacune associée à des latérites diachrones dont l'interface consiste en des latérites détritiques (remaniées par l'érosion mécanique).

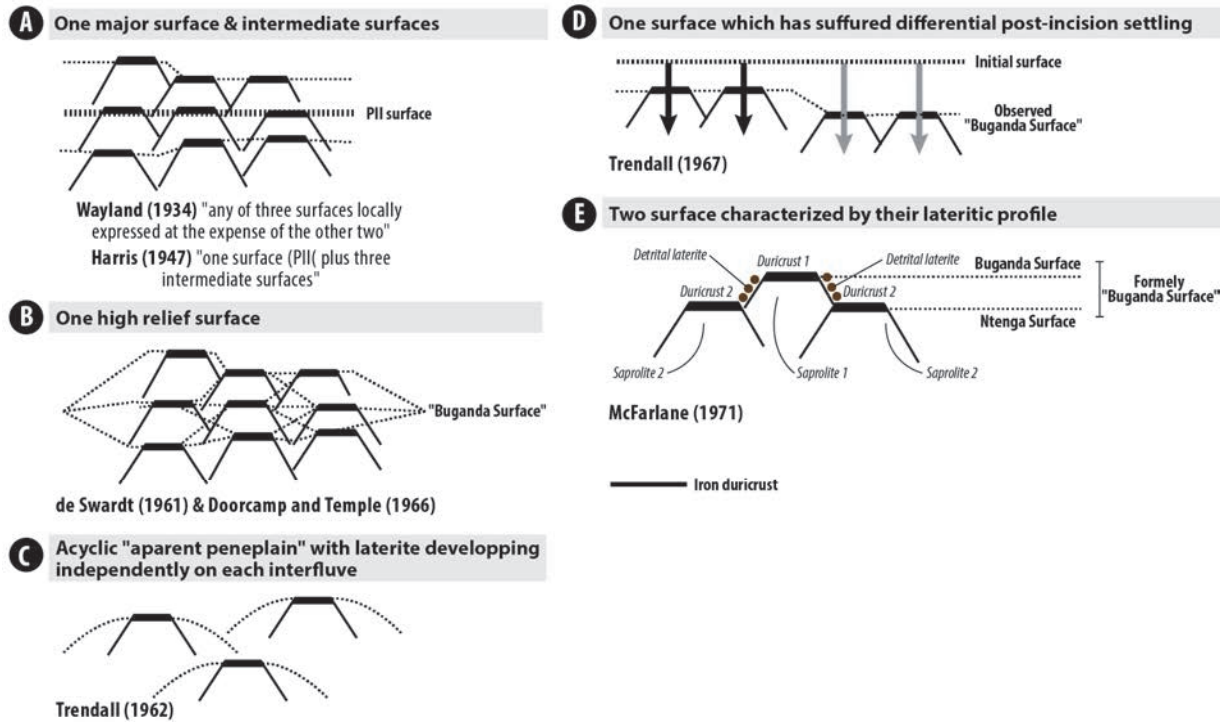


Figure 4.77 : Compilation des différents concepts expliquant l'occurrence de cuirasses associées à la "Buganda Surface" à des altitudes différentes (modifiée d'après McFarlane, 1976). [Compilation of the different concept explaining the occurrence of Buganda Surface's iron duricrusts at different altitudes (modified after McFarlane, 1976).]

Extrapolées à grandes échelles, chacune de ces interprétations repose sur des observations réalisées en fait sur des superficies relativement limitées (x100 à x1000 km²). Le problème majeur de ces travaux réside donc dans l'échelle à laquelle ils ont été réalisés. C'est, selon nous, ce qui les a amené à sous-estimer l'impact des mouvements verticaux sur la géométrie des surfaces d'aplanissement à grandes échelles et donc, pour certains d'entre eux, à différencier un nombre important de surfaces d'aplanissement par rapport à leur altitude.

4.3.4 LES MODÈLES RÉCENTS D'ÉVOLUTION

Les travaux les plus récents s'accordent sur l'existence de deux surfaces majeures dont les noms diffèrent selon les auteurs: (1) une ancienne surface altérée de corrosion "*etchplain*" ("*Upper Laterite Surface*", de Swardt and Trendall, 1969; "*the Buganda Surface*", Ollier, 1992), (2) une seconde surface résultant du décapage de la première, localement jusqu'au socle, puis d'une nouvelle phase d'altération modérée ("*Lower Laterite Surface*", de Swardt et Trendall, 1969; "*the African Surface*", Ollier, 1992). Pour Ollier (1992), les travaux plus anciens ont sous-estimé l'importance de la tectonique liée au rift Albert-Edward et la réjuvenation des reliefs qu'elle implique. L'interprétation du relief ougandais consistant en une succession de pénéplaines lui apparaît donc obsolète et les variations du niveau de base suite à l'ouverture du rift n'auraient pas mené à la formation de plusieurs surfaces d'aplanissement.

Taylor and Howard (1998) proposent un modèle d'évolution développé à partir des données tectoniques, sédimentologiques, géomorphologiques et chronologiques disponibles à l'époque de leurs travaux (fig. 4.78). Ce travail insiste sur l'impact des phases de soulèvement sur le décapage des profils latéritiques et celui des périodes de quiescence tectonique sur les phases d'altération chimique. Après la fin de la glaciation paléozoïque, au Mésozoïque, l'évolution vers un climat plus chaud et plus humide couplée à une phase de stabilité tectonique serait responsable de la formation d'une "*etchplain*" ("*The Jurassic/mid-Cretaceous surface*"; équivalent de la "*Buganda Surface*" de Ollier, 1992). Le soulèvement associé à l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud mettrait fin à cette période de quiescence tectonique et initierait un cycle de décapage actif du Crétacé Moyen au Miocène Inférieur. Du Miocène à l'actuel, une altération intense forme une nouvelle surface de corrosion ("*etchplain*" : "*The African Surface*") dont le développement est interrompu aux abords du rift Albert. La création du niveau de base local du rift et le soulèvement des épaulements seraient alors responsables de la formation d'un nouveau réseau de drainage qui initierait une nouvelle phase de décapage.

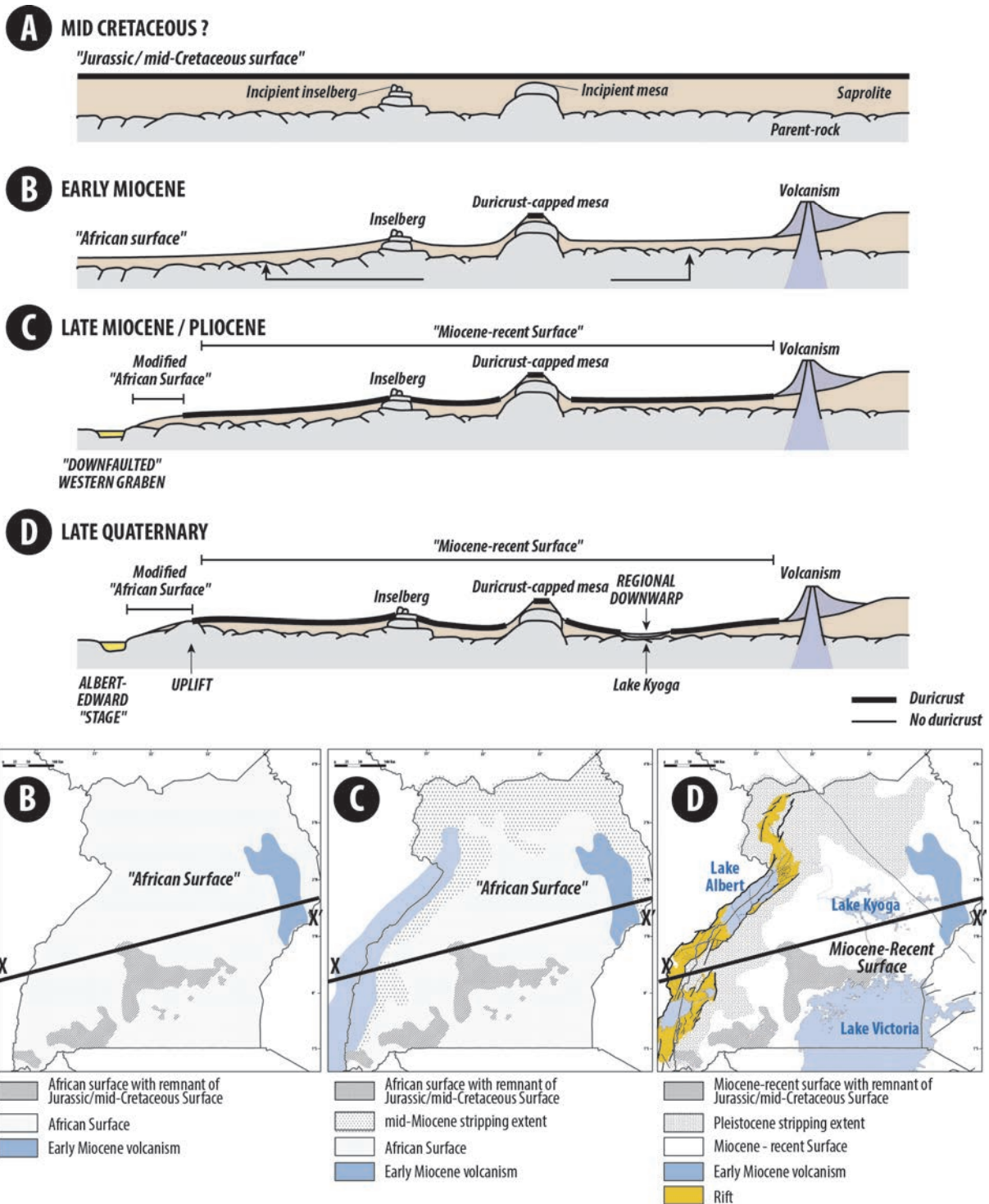


Figure 4.78 : Modèle d'évolution du relief ougandais à long terme modifié d'après Taylor et Howard (1998). [Long term evolution model of the Ugandan landforms (modified after Taylor and Howard, 1998).]

4.4 LES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA ET LEUR PROFIL D'ALTÉRATION ASSOCIÉ

INTRODUCTION

La combinaison des observations de terrain, du traitement MNT et de l'utilisation d'outils de Système d'Information Géographique (SIG) nous permet de proposer une cartographie des formes du relief (fig. 4.79) couvrant une région s'étendant :

- du nord au sud, de la plaine Sud-Soudanaise (altitude moyenne de 450 mètres) aux frontières Ouganda-Rwanda et Ouganda-Tanzanie ;
- de l'ouest à l'est, des Monts Mitumba (1800 à 3000 mètres d'altitude) et des plateaux de la région du Kibali-Ituri à la dépression du Lac Turkana ("*Lokitipi plain*", "*Turwel-Lokichar-Keiro-Omo trough*" ; altitude moyenne entre 500 et 700 mètres).

L'analyse de cette carte et l'interprétation de coupes topographiques (fig. 4.80 & 4.81), permettent de distinguer plusieurs générations de surfaces d'aplanissement plus ou moins dégradées par les rivières.

- (1) La Surface Altérée Supérieure (Uw = Upper Weathered Surface) correspond à une surface de corrosion ondulée préservée sous forme de reliefs résiduels d'une superficie variant de $x1$ à $x10^2$ Km² et armés d'une cuirasse latéritique;
- (2) La Surface Altérée Intermédiaire (Iw = Intermediate Weathered Surface & IwD = Degraded Intermediate Weathered Surface) est une surface localisée topographiquement plus bas que la Surface Altérée Sommitale (Uw). D'une superficie variant de $x10$ à $x10^3$ Km², les reliefs où elle est préservée consistent en des plateaux et collines associés à une épaisse saprolite;
- (3) Les Système Pédimentaires (P_{ac} = Pediments System Achwa; P_{kaf} = Pediment System Kafu; P_{kat} = Pediment Sustem Katonga; P_{mbar} = Pediment System Mbarara; P_{ntu} = Pediment System Ntungamo, P_{rw} = Rwadan Pediment System, P_{ta} = Tanzanian Pediment System, P_{ke} = Kenyan Pediment System; P_{tu} = Pediment System Turkana) correspondent à un ensemble de pédiplaines, pédiments et pédivallées individualisés par des limites d'origines diverses (reliques de surfaces de corrosion, lignes de partage des eaux, structures géologiques, escarpement, lithologie résistante). Le réseau fluvial qui leur est surimposé est responsable de leur morphologie actuelle qui consiste en de larges étendues ($x10^3$ à $x10^4$ km²) mamelonnées;
- (4) Les Piedmonts (NpL = Lower Nile Piedmont; NpU = Upper Nile Piedmond; SpL = Lower Sudanese Piedmont; SpU = Upper Sudanese Piedmont) représentent des surfaces

à pentes douces largement dégradées par une dynamique fluviale (alluviale) en amont de reliefs significatifs;

Les sections ci-après ont pour objectif d'énumérer les principales caractéristiques de ces différentes surfaces, à savoir, leur localisation, leur géométrie, leur profil d'altération associé, les facteurs contrôlant leur répartition spatiale, leur synonymie et leur nature/typologie (i.e. "*mantled etchplain*" vs. "*stripped etchplain*" vs. "*pediplains*"). Les différentes localités géographiques utilisées dans les descriptions suivantes sont présentées sur la figure 4.62.

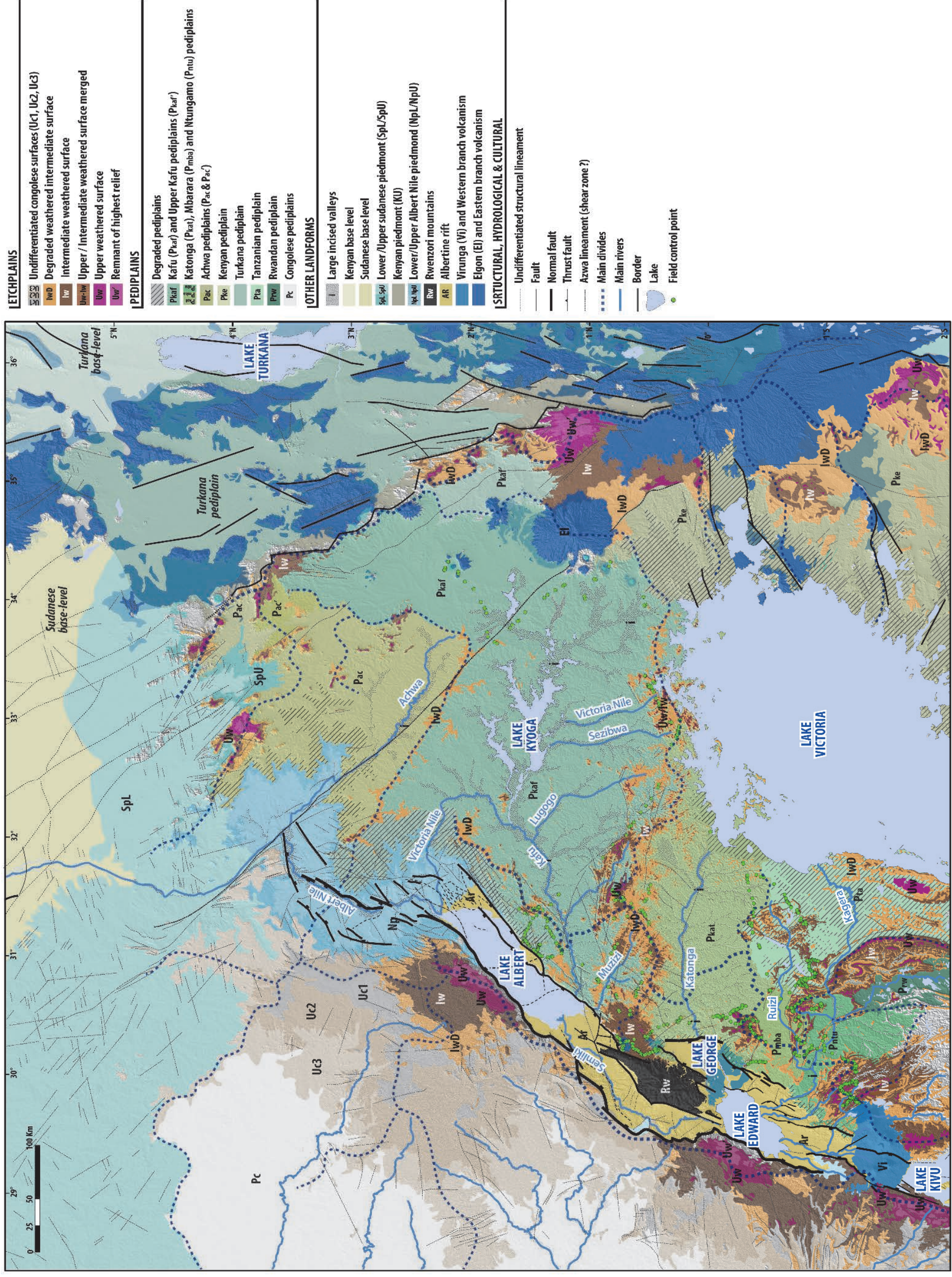


Figure 4.79 : Carte des formes du relief de la partie septentrionale du Dôme Est-Africain [Landforms map of the northern part of the East-African Dome.]

CHAPITRE 4 – ANALYSE DES FORMES DU RELIEF EN OUGANDA

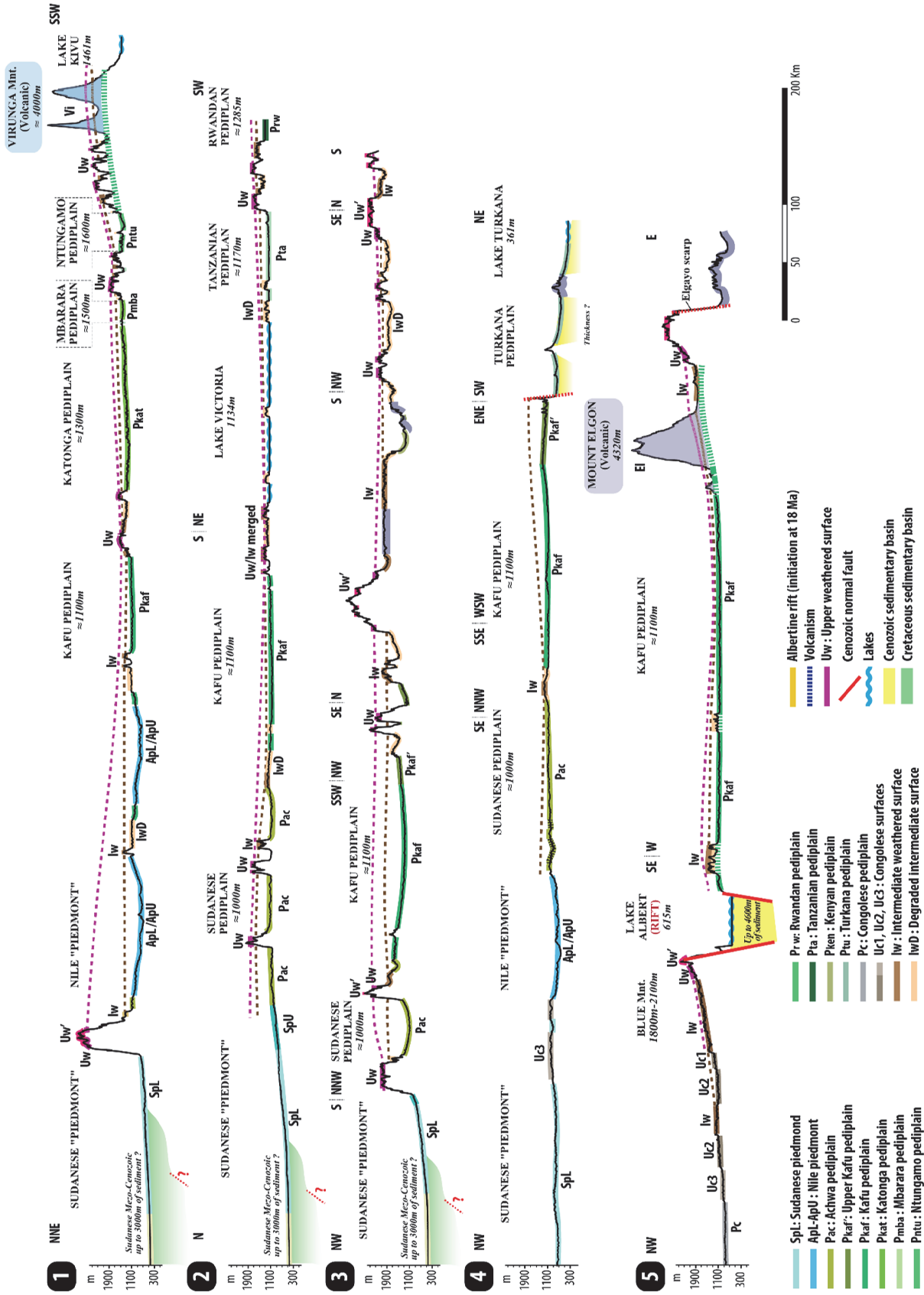


Figure 4.80 : Profils topographiques régionaux interprétés. [Interpreted regional topographic profiles.]

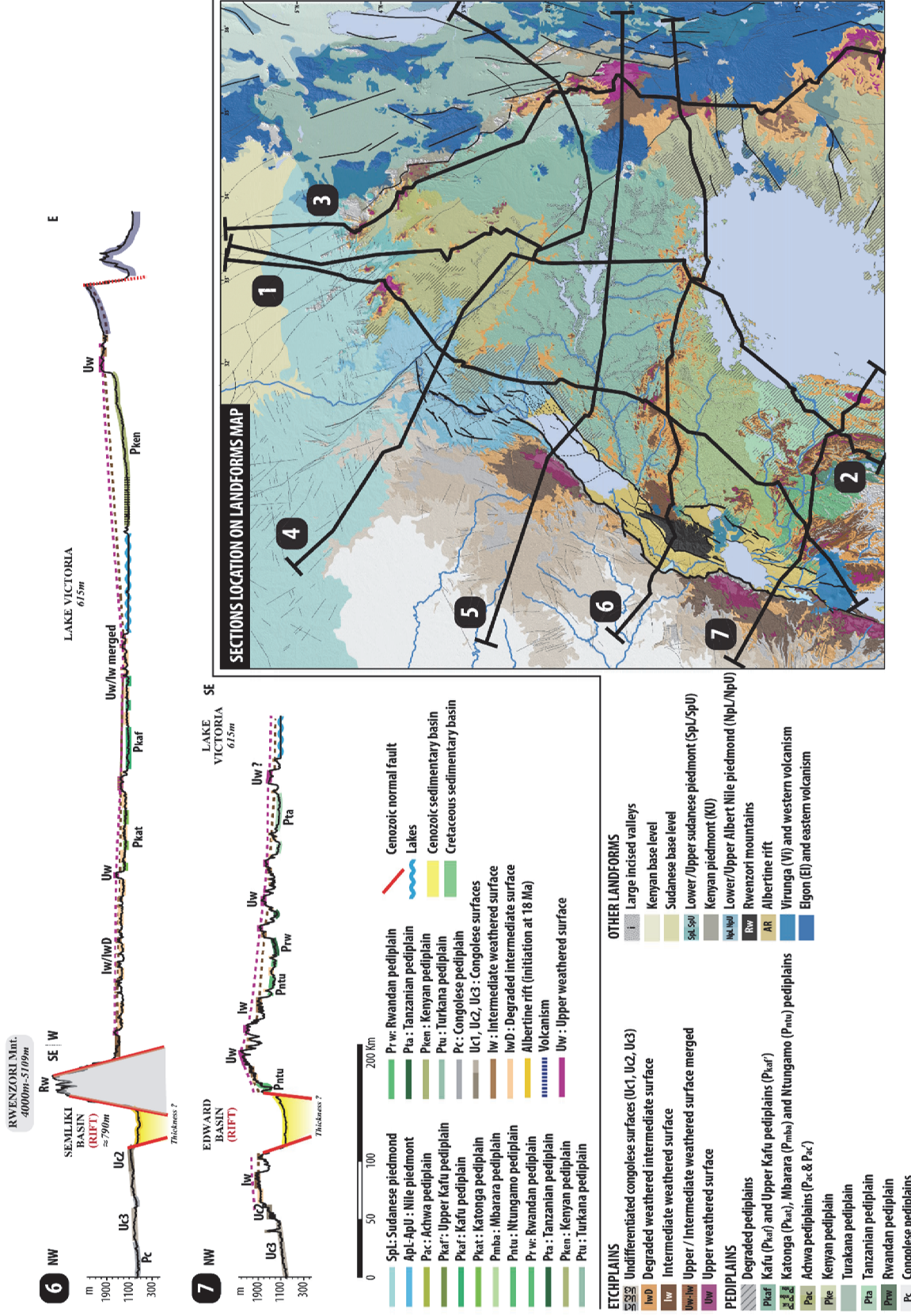


Figure 4.81 : Profils topographiques régionaux interprétés. Pour une légende détaillée de la carte de localisation voir la figure 4.79. [Interpreted regional topographic profiles. See figure 4.79 for a detailed legend of the location map.]

4.4.1 LA SURFACE ALTÉRÉE SUPÉRIEURE (Uw)

Localisation et géométrie

En Ouganda, la Surface Altérée Supérieure (Uw) est la surface d'aplanissement la plus haute préservée en Ouganda. Elle consiste en des reliefs résiduels (plateaux, collines) légèrement ondulés et armés d'une cuirasse latéritique (fig 4.82). Largement dégradée/disséquée par l'érosion mécanique (rivières et pédiments) et chimique, elle n'est préservée que localement :

- au nord, à la frontière Sud-Soudan - Ouganda, où elle atteint une altitude moyenne de 2500 mètres dans les Montagnes de Lomariti-Lolibai (ou Amatong),
- au l'Ouest, sur le plateau de Fort-Portal à une altitude de 1600 mètres ;
- au centre, dans la région de Mubende à environ 1530 mètres ;
- au sud, sur les reliefs des massifs du Buhweju (1950 à 2050 mètres), Rwampara (1950 à 1850 de l'ouest vers l'est), Isingiro-Rakai (1930 à 1600 mètres de l'ouest vers l'est) et Kabale (2350-2500 mètres) ;
- à l'est, au sommet des collines de Kyagwe (région de Kampala-Jinja) à une altitude moyenne de 1350 mètres ;





Figure 4.82 : Panorama illustrant la morphologie de la Surface Altérée Supérieure (Uw). [Pictures showing the morphology of the Upper Weathered Surface (Uw).]

La Surface Altérée Supérieure (Uw) n'est pas tabulaire et dessine une ondulation d'ouest en est et du nord au sud avec une altitude minimale localisée dans les collines de Kyagwe. En Ouganda, elle est en effet basculée vers l'est, dans les collines de Kyagwe où elle tend à s'amalgamer avec la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) sous-jacente. Elle remonte brutalement vers le dôme Kenyan, sur les reliefs surplombant la pédiplaine du Turkana à environ 2300-2400 mètres dans le massif de Cherangani, les collines de Chemorongi et Loita-Lebereto et à 2000 mètres sur le plateau de Kotido et les collines de Didinga. Localisée au Nord à environ 2500 mètres d'altitude dans les Montagnes de Lomariti-Lolibai (ou Amatong), l'altitude de la Surface Altérée Supérieure (Uw) diminue progressivement vers le Lac Victoria jusqu'à un minimum de 1300 mètres au sommet des collines de Kyagwe. Elle est soulevée vers le sud, où elle atteint 2500 mètres dans le massif de Kabale.

Sur la bordure ouest du Rift Albert, dans les Montagnes Bleues (1930 à 1830 mètres) et les Monts Mitumba (2300 à 2150 mètres), en République Démocratique du Congo, la Surface Altérée Supérieure (Uw) est basculée vers l'ouest, en direction de la Cuvette du Congo.

Des reliefs résiduels sont très localement observés à des altitudes significativement supérieures à celles de la Surface Altérée Supérieure (Uw). Légendées "Uw'" sur la carte des formes du relief (fig. 4.83), ces saillies atteignent 2600 mètres dans les collines de Lolitai, 3300 mètres dans le massif de Cherangani et les montagnes de Lomariti-Lolibai, 2300 mètres dans les Montagnes Bleues et 3000 mètres dans les Monts Mitumba.

Profil d'altération associé

Le profil latéritique associé à la Surface Altérée Supérieure (Uw) est le plus souvent surmonté de matériel ferrugineux résistant plus ou moins cuirassé ("*iron duricrust*", "*ferruginous cuirasse*", "*iron pan*") qui arme les reliefs. La Surface Altérée Supérieure (Uw) expose une grande variété de structures et faciès caractéristiques de ces différents horizons cuirassés dont l'épaisseur cumulée est de l'ordre de quelques mètres. Il s'agit le plus fréquemment de faciès pisolithiques ou massifs (pisolithes coalescents) denses, à pédostructures (tubules) et parfois riches en goethite ou gibbsite (fig. 4.83). Au sommet de la cuirasse, les processus d'érosion sont responsables du démantèlement de la cuirasse en galets pluri-centimétriques (horizon de démantèlement, fig 4.83 L-M).



Figure 4.83 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Supérieure (Uw). [Pictures of lateritic facies representative of the Upper Weathered Surface (Uw).]

Impact de la lithologie sur la répartition spatiale

L'impact de la lithologie sur la préservation de la Surface Altérée Supérieure (Uw) est significatif mais pas déterminant. Sur le plateau de Fort-Portal, le massif de Buhweju et les collines de Rwampara et d'Isingiro, son substratum consiste essentiellement en une alternance schisto-quartzitique archéenne à protérozoïque. Du fait de leur résistance à l'érosion mécanique et à la dissolution chimique, c'est sur les reliefs quartzitiques que la cuirasse est le plus souvent préservée. Le saprolite fin est alors peu épais voire inexistant (décapé ?) et la cuirasse repose peu ou prou directement sur le socle.

Au contraire, dans le Massif de Kabale, les collines de Rakai, les Montagnes Bleues, les Montagnes de Lomariti-Lolibai (ou Amatong), les Montagnes de Mitumba, et en amont de l'escarpement Turkwel-Elgayo la surface Uw érode un socle précambrien qui consiste en une variété de lithologies acides (e.g. gneiss, schiste, granite, granulite). Sur ces lithologies, bien que localement observée, la cuirasse est souvent démantelée. Le résultat de ce démantèlement est (i) une "cuirasse colluvionnaire" observée sur les versants des reliefs résiduels de la Surface Altérée Supérieure (Uw) ou (ii) une cuirasse secondaire surmontant le profil latéritique de la surface sous-jacente (Surface Altérée Intermédiaire, Iw; voir ci-après).

Synonymie

Topographiquement, elle constitue vraisemblablement l'équivalent des plateaux cuirassés de la "*Buganda Surface*", laquelle est largement décrite dans la littérature associée à la géomorphologie Ougandaise. La surface "PII" (et, localement, la surface "PI") de Wayland (1933), "*Upper Surface*" (de Dwardt, 1964; Doornkamp and Temple, 1966; Doornkamp, 1968a, 1968b; de Swardt and Trendall, 1969), "*Kitale Surface*" (Bishop and Trendall, 1967) et la "*Jurassic/Mid-Cretaceous Surface*" (Taylor and Howard, 1998) constituent également des équivalents à la Surface Altérée Supérieure (Uw). Généralement différenciées par leur altitude absolue, ces différentes surfaces constituent en fait une seule et même surface déformée. En République Démocratique du Congo et aux frontières Sud-Soudan – Ouganda et Kenya – Ouganda, les reliefs sus-jacents (Uw') à la Surface Altérée Supérieure (Uw) pourraient être l'équivalent des surfaces "*Koki*" (McConnel, 1955; Pallister, 1956; Johnson, 1959; Burke and Gunnell, 2008) "*Buta-Bulaga*" (Palister, 1960), "*Ankole*" (McConnell, 1955), "*Higher erosion surface*" et de la surface "PI" de Wayland (1933), laquelle correspond à la Surface Gondwanienne ("*Gondwana Surface*") telle qu'elle est décrite par Lepersonne (1956) au Congo selon la théorie de King (1953, 1963) qui avance l'existence d'une surface d'érosion jurassique à l'échelle du Gondwana.

Nature - typologie

Légèrement ondulée et associée à une cuirasse ferrugineuse, la Surface Altérée Supérieure (Uw) expose les caractéristiques d'une surface de corrosion armée d'un horizon induré ("*mantled etchplain*"). Sa préservation sous forme de reliefs résiduels résulte des processus d'inversion du relief et d'érosion (chimique et mécanique) différentielle. En fonction de la topographie initiale, de la circulation des fluides et de l'hétérogénéité du substratum, ces processus induisent une préservation des cuirasses au détriment du saprolite fin (arène, kaolins). Les cuirasses se retrouvent en effet au sommet de collines du fait de l'érosion du saprolite par phénomène d'abaissement et de retrait des versants (phénomène "d'inversion du relief").

4.4.2 LA SURFACE ALTÉRÉE INTERMÉDIAIRE (Iw & IwD)

Localisation et géométrie

La seconde surface d'aplanissement doit son nom à sa position topographique intermédiaire entre la Surface Altérée Supérieure (Uw) et les larges systèmes pédimentaires (Pac, Pkaf, Pkat, Pmba, Pntu, Prw, Pta, Pke, PtU). Elle est cartographiée en deux sous-ensembles en fonction de son degré de dégradation par les systèmes pédimentaires et l'incision des rivières. Lorsque qu'elle forme des replats associés à un saprolite épais, la surface est préservée (Surface Altérée Intermédiaire, Iw). Lorsque le profil d'altération est résiduel du fait d'un décapage intense par érosion mécanique et/ou chimique, la surface est dégradée (Surface Altérée Intermédiaire Dégradée, IwD). Cette surface dégradée est notamment caractérisée par de nombreux inselbergs (e.g. région de Kibale). Généralement observée dans les mêmes régions que la Surface Altérée Supérieure (Uw) sous forme de plateaux ou de collines aux versants généralement convexes et faiblement inclinés (fig. 4.84), ses reliefs constituent d'anciennes (et/ou actuelles) limites de partage des eaux qui individualisent les différents systèmes pédimentaires. Lorsque son profil d'altération est dégagé, sa limite avec ces systèmes pédimentaires (eux même plus ou moins altérés) est difficile à distinguer. Topographiquement plus basse que la Surface Altérée Supérieure (Uw) on observe la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) en Ouganda :

- au nord, à une altitude comprise entre 1950 et 2050 mètres dans les montagnes de Lomariti-Lolibai (ou Amatong) et 1700 et 1800 mètres dans les reliefs aux abords de la frontière Sud-Soudan–Kenya–Ouganda. Elle apparaît également sous forme de reliques d'une altitude maximale de 1210 mètres parallèles à la rivière Achwa ;
- à l'ouest, dans la région de Hoima et Masindi, où elle forme des collines d'altitudes comprises entre 1350 et 1430 mètres;
- au centre, de Fort-Portal à Jinja, où elle forme une succession de plateaux et collines d'altitude allant de 1450-1550 mètres à Fort Portal à 1300 mètres dans les collines de Kyagwe. De dimensions variables (x1 à x100 km² et jusqu'à ≈ 1500 km² pour le plateau de Fort-Portal) ces reliefs s'abaissent progressivement vers l'est jusqu'aux alentours de Jinja;
- au sud, dans les reliefs du Buhweju (1800-1850 mètres), de Rwampara/Isingiro (1500-1700 mètres), de Rakai (1450-1500 mètres) et de Kabale (2000-2300 mètres).

Sur la bordure ouest du Rift Albert, en République Démocratique du Congo, la surface sous-jacente à la Surface Altérée Supérieure (Uw) est cartographiée comme un équivalent de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). Observée entre 1500 et 1700 mètres dans les Montagnes Bleues et entre

1700 et 1900 mètres dans les Monts Mitumba, elle forme des plateaux faiblement incisés pendant vers l'ouest.

Elle est largement dégradée au Kenya où on l'observe à l'est et au sud du Mont Elgon à une altitude comprise entre 1830 et 1950 mètres et au sud-est du lac Victoria, à la frontière Tanzanie-Kenya, à une altitude moyenne de 2000 mètres.

Comme la Surface Altérée Supérieure (Uw), la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est déformée et montre une ondulation d'axe nord-sud et ouest-est. Basculée vers l'ouest au Congo et vers l'est en Ouganda, elle remonte brutalement aux abords de l'escarpement d'Elgayo-Turkwel. Elle remonte également au nord (Montagnes de Lomariti-Lolibai) et au sud (dômes du Kivu à l'ouest et dôme kenyan à l'est).



Figure 4.84 : Panorama illustrant la Surfaces Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of the Intermediate Weathered Surface (Iw).]

Profil d'altération associé

La Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est uniformément associée à tous les horizons d'une latérite (saprolite + cuirasse) (fig. 4.85 et 4.86). Du fait d'un substratum acide (granite, gneiss, schiste), la base du profil se traduit en Ouganda par des faciès arénitiques dans lesquels on observe foliations, quartz (sous forme de veines ou de clastes) ou blocs de socle légèrement altérés. Au contraire, la partie supérieure consiste le plus souvent en des affleurements argileux (kaolinites "pures" ou horizons tachetés) décimétriques où les structures d'origine du substrat ont disparu.

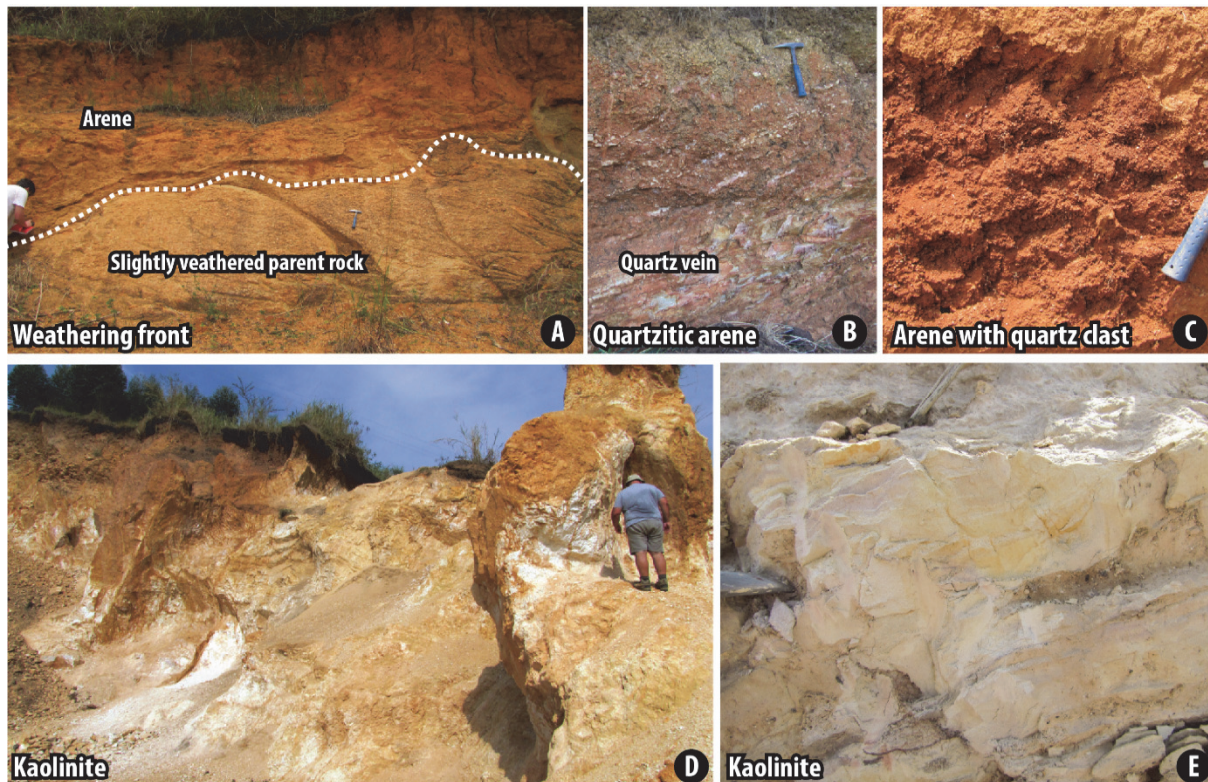


Figure 4.85 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of lateritic facies representative of the Intermediate Weathered Surface (Iw).]

Localement, le saprolite est surmonté d'une "croute" ferrugineuse plus ou moins indurée d'épaisseur métrique (1-10 mètres). D'origines différentes ces latérites ferrugineuses indurées sont de trois types (fig. 4.86) :

- (1) **Cuirasse latéritique in-situ** : elle correspond à une véritable cuirasse dont la formation découle de l'altération chimique du substratum. Ce type de cuirasse est rarement observé sur la Surface Altérée Intermédiaire (Iw): elle n'a soit jamais existé (climat non propice à une altération suffisamment intense pour former une cuirasse) soit a été démantelée et remobilisée en aval (Systèmes pédimentaires).

- (2) **Les cuirasses colluvionnaires ou conglomératiques (latérites détritiques)** : localement observées sur ou au pied des versants des reliefs de la Surface Altérée Supérieure (Uw), elles résultent du démantèlement et de la remobilisation par processus gravitaires de la cuirasse originelle sus-jacente (Surface Altérée Supérieure, Uw). Localement, la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est néanmoins armée par une véritable cuirasse, généralement pisolitique.
- (3) **Cuirasses secondaires** : elles résultent de l'érosion de la cuirasse sus-jacente (Surface Altérée Supérieure - Uw) par démantèlement sous forme de clastes et/ou par lessivage par les eaux d'infiltration. Les eaux de ruissellement transportent le fer en aval, lequel recristallise ensuite sous formes d'insolubles (Widdowson, 2008). L'association de ces processus mécaniques et chimiques forme des cuirasses "secondaires" polygéniques aux faciès variés localisées au sommet de l'épais saprolite associé à la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). Lorsque le saprolite a été décapé ("*stripped etchplain*"; IwD) ces cuirasses surmontent directement le socle (e.g. quartzites, schiste, gneiss; et/ou dans les zones fracturées). Ce dernier type de cuirasse correspond à une altérite détritique dans le sens où le fer et les clastes qui la constituent ne résultent pas de l'altération du substratum sous-jacent mais du démantèlement d'une cuirasse sus-jacente.

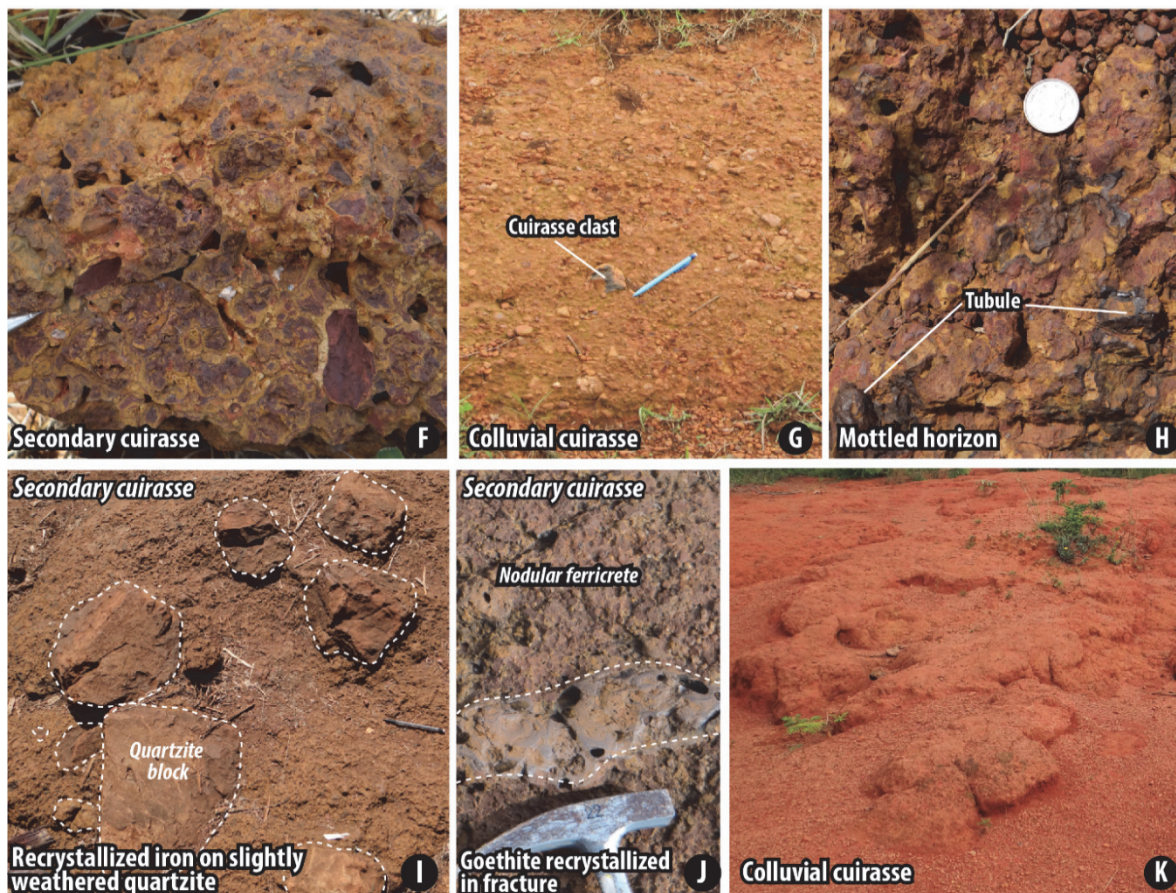


Figure 4.86 : Photographies des faciès latéritiques représentatifs de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). [Pictures of lateritic facies representative of the Intermediate Weathered Surface (Iw).]

Un certain nombre d'auteurs mentionnent une épaisseur maximale de 100 mètres pour un profil d'altération qui se développe sous des conditions climatiques optimales (Grandin, 1976; Büdel, 1982; Anderson and Humphrey, 1989). Au-delà de cette épaisseur, la diminution des circulations d'eau empêcherait le front d'altération de continuer à progresser. Par compensation de la dénudation progressive du profil en surface (démantèlement des cuirasses et le lessivage des particules fines), le front d'altération peut progresser en profondeur, mais, néanmoins, sans excéder la centaine de mètres (phénomène de "*double planation*"; Büdel, 1982).

Cet état de fait rentre en contradiction avec l'épaisseur du profil associé à la Surface Altérée Intermédiaire (Iw), laquelle peut localement dépasser les 200 mètres au regard de la hauteur des inselbergs observés à sa surface.

Impact de la lithologie sur la répartition spatiale

Au regard de l'hétérogénéité lithologique du substratum de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw), son impact sur la répartition et la préservation de la surface n'est pas déterminant (fig. 4.87). On notera néanmoins des variations dans la nature et l'épaisseur de la saprolite et la présence, ou non, de cuirasse ferrugineuse "in situ" en fonction de la composition minéralogique du socle. Sur un granite, le profil consiste généralement en plusieurs dizaines mètres d'arènes et de kaolinites surmontées par un horizon tacheté voir d'une véritable cuirasse pisolitique. Sur une alternance gneiss-schiste, le saprolite mesure quelques mètres et consiste en un horizon faiblement altéré avec plus ou moins de néoformations de kaolinite directement surmonté par un horizon tacheté et, dans le Massif de Kabale, d'une véritable cuirasse. Sur les reliefs quartzitiques, c'est généralement une cuirasse secondaire qui surmonte directement les quartzites légèrement altérées. Génétiquement liées à la Surface Altérée Sommitale (Uw), ces "cuirasses secondaires" sont observées en aval des reliefs résiduels cuirassés de la Surface Altérée Supérieure (Uw). Leur distribution n'est donc pas liée à la lithologie du substratum de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw).

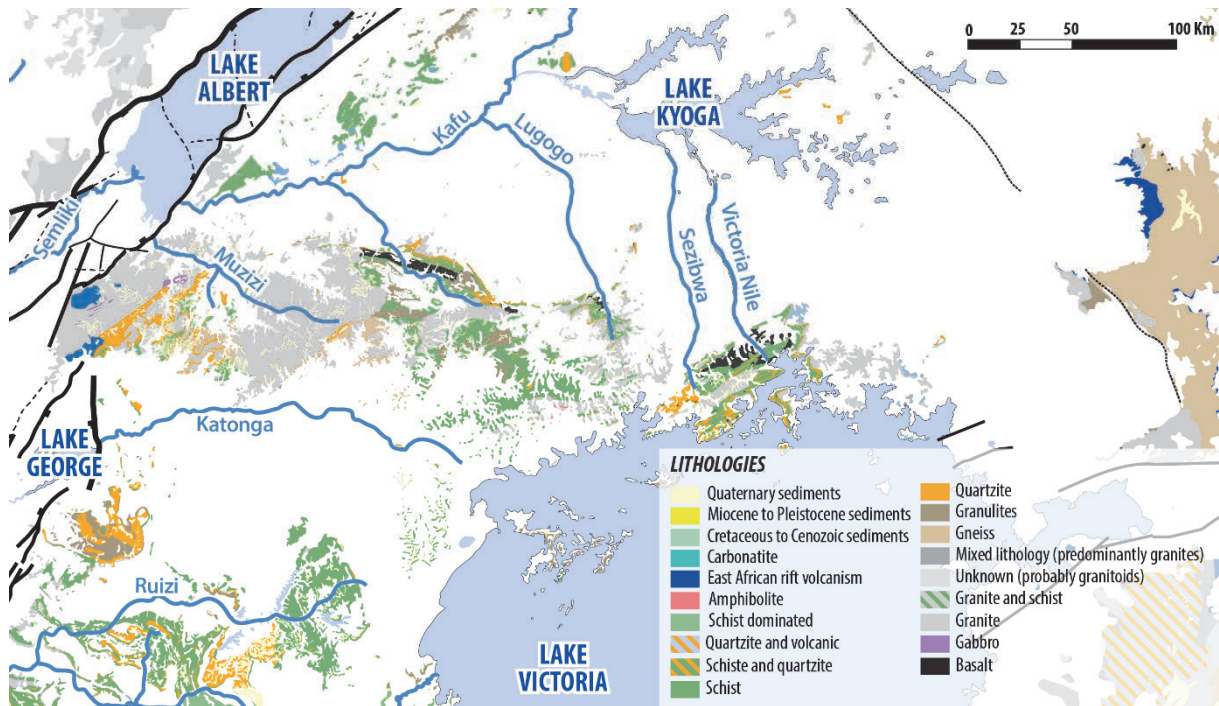


Figure 4.87 : Lithologies du substratum des reliefs résiduels associés à la Surface Altérée Intermédiaire (d'après compilation uniformisée de cartes géologiques. Ouganda: Geological Maps of Uganda (1 : 250 000), GTK Consorsium, 2012; République Démocratique du Congo : Carte Géologique du Zaïre (1 : 2 000 000), Lepersonne (date inconnue); Soudan : Geological Map of Sudan (1 : 2 000 000), Geological Research Authority of the Sudan, 2004; Ethiopie-Somalie : Geological Map of Ethiopia and Somalia (1 : 2 000 000), Merla et al., 1973; Kenya : Geological Map of Kenya (1 : 1 000 000), Ministry of Energy and Regional Development of Kenya, 1987; Tanzanie : Geology and Mineral Map of Tanzania (1 : 2 000 000), Bureau Des Ressources Géologiques et Minières (BRGM), 2004; Rwanda : Carte Lithologique du Rwanda (1 : 250 000), 1981; Afrique : Tectonic Map of Africa (1 : 10 000 000), Milesi et al., 2011. [Lithologies of the substratum of the residual relief associated to the Intermediate Weathered Surface (Iw) (from a standardized compilation of geological maps. Uganda: Geological Maps of Uganda (1 : 250 000), GTK Consorsium, 2012; Democratic Republic of Congo : Carte Géologique du Zaïre (1 : 2 000 000), Lepersonne; Sudan : Geological Map of Sudan (1 : 2 000 000), Geological Research Authority of the Sudan, 2004; Ethiopia-Somalia : Geological Map of Ethiopia and Somalia (1 : 2 000 000), Merla et al., 1973; Kenya : Geological Map of Kenya (1 : 1 000 000), Ministry of Energy and Regional Development of Kenya, 1987; Tanzania : Geology and Mineral Map of Tanzania (1 : 2 000 000), Bureau Des Ressources Géologiques et Minières (BRGM), 2004; Rwanda : Carte Lithologique du Rwanda (1 : 250 000), 1981; Africa : Tectonic Map of Africa (1 : 10 000 000), Milesi et al., 2011.]

Synonymie

Bien que régulièrement suggérée, la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est souvent confondue avec la surface sus-jacente dans la littérature (i.e. "*Buganda Surface*"). Elle est néanmoins indirectement décrite par Doornkamp et Temple (1966), Doornkamp (1968) et surtout McFarlane (1969, 1971, 1976), qui, sur la base de la répartition verticale des latérites, montrent l'existence de deux générations de profil d'altération au droit de la "*Buganda Surface*". Leur interface consiste en des "latérites détritiques" localisées sur les pentes, lesquelles correspondent à ce que nous décrivons comme des "cuirasses conglomératiques" ou "cuirasses colluvionnaires". La surface intermédiaire serait alors l'équivalent de la "*Ntenga Surface*" de McFarlane (1971, 1976). La Surface Altérée Intermédiaire (Iw) correspond par ailleurs à l'"*African Surface*" telle qu'elle est définie par Taylor et Howard (1998).

Nature - typologie

La Surface Altérée Intermédiaire (Iw) correspond à une surface d'aplanissement dont la formation résulte de la succession de processus d'érosion mécanique (pédimentation/pédiplanation) et d'altération chimique ("*etchplanation*").

En accord avec nos observations, les travaux de Taylor et Howard (1998) avancent une évolution de polyphasée de cette surface. Dans un premier temps, elle consisterait en un large système pédimentaire (décapage mécanique; pédiplaine) actif du Crétacé Moyen au Miocène Inférieur en réponse aux mouvements verticaux associés à l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud. Du Miocène à l'actuel, pendant une phase de quiescence tectonique cette surface d'érosion mécanique subirait une altération intense responsable de la formation d'un épais profil d'altération ("*etchplain*" : "*The African Surface*").

Au premier ordre, cette surface consiste en effet en un système pédimentaire postérieurement altéré par l'érosion chimique. Cette surface de corrosion ("*etchplain*", Iw) est ensuite décapée par l'association de processus chimiques (altération puis lessivage) et mécaniques (pédiplanation, incision) comme en témoignent les nombreux inselbergs observés sur la Surface Altérée Intermédiaire Dégradée (IwD; "*stripped etchplain*"). Dans le détail, la formation de la Surface Altérée Intermédiaire semble plus complexe que la simple succession d'une phase d'érosion "mécanique" suivie d'une phase d'altération "chimique". Il semblerait en effet que ces processus aient pu coexister pendant toute l'évolution de la surface, avec de légères, mais fréquentes, variations climatiques comme facteur contrôlant la prédominance de tel ou tel processus (mécanique vs. chimique). Le climat associé à de faibles pentes et une déformation modérée aurait donc pu être favorable à une altération active pendant toute l'évolution de la surface et permettre ainsi la formation d'un profil d'altération localement supérieur à 100 mètres d'épaisseur.

4.4.3 LES SYSTÈMES PÉDIMENTAIRES (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu} , P_{rw} , P_{ta} , P_{ke} , P_{tu})

Localisation et géométrie

Les systèmes pédimentaires (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu} , P_{rw} , P_{ta} , P_{ke} , P_{tu}) constituent les formes du relief couvrant la plus importante superficie en Ouganda. De dimensions et d'altitudes variables (superficie allant de 10^3 à 10^5 km² et altitude comprise entre 1100 à 1550 mètres), on observe à leur surface tors et inselbergs et, localement, des altérites immatures (base de profil d'altération – "*weathering front*") qui traduisent un/des épisodes d'altération chimique modérés. Ils forment de vastes plaines plus ou dégradées par les rivières dont le fonctionnement est postérieur à la formation des systèmes pédimentaires (fig. 4.91). Ces grandes étendues mamelonnées sont séparées par les reliefs résiduels associés aux Surfaces Altérées Supérieure et Intermédiaire (U_w , I_w , I_wD), lesquels constituent souvent des lignes de partage des eaux d'anciens et/ou actuels bassins-versants. Outre leurs caractéristiques morphologiques, ces systèmes se différencient en fonction du niveau de base qui leur est associé. Du nord au sud, on distingue:

- **Le Système Pédimentaire Achwa (P_{ac})** – D'une superficie de 3.10^4 Km² et d'une altitude moyenne de 1080 mètres, le Système Pédimentaire d'Achwa (P_{ac}) est limité, au nord, par les Montagnes de Lomariti-Lolibai, les collines de Didinga et le piedmont soudanais (SpL , SpU) responsable de sa dégradation, à l'est, par le plateau de Kotido et les collines de Labwor, à l'ouest, par le piedmont du Nil qui le dégrade (NpL , NpU) et, au sud, par des reliques de la Surface Altérée Intermédiaire Dégradée (I_wD). Une plaine d'altitude moyenne de 1360 mètres encadrée entre le plateau de Kotido et les Montagnes de Nangeya témoigne de l'existence d'une pédiplaine antérieure (P_{ac}) "fossilisée". Le système pédimentaire d'Achwa est actuellement connecté aux bassins sud-soudanais.

- **Le Système Pédimentaire Kafu (P_{kaf})** – Séparé du système d'Achwa par une ligne de partage des eaux d'orientation nord-est – sud-ouest (du plateau de Kotido aux collines de Labwor) et par la succession nord-ouest – sud-est de reliques de la Surfaces Intermédiaire Dégradée, le Système Pédimentaire Kafu (P_{kaf}) est le plus imposant de la zone étudiée (fig. 4.88). D'une superficie d'environ 1.10^5 Km² et d'une altitude moyenne de 1100 mètres, le Système Pédimentaire Kafu est bordé, à l'ouest par le rift du Lac Albert et le Rift Ouest-Nil, à l'est, par l'escarpement du Turkwel et, au sud, par les reliefs d'orientation ouest-est associés aux Surfaces Altérées Supérieure et Intermédiaire (de Fort-Portal à Jinja). Ce système est largement dégradé au nord-ouest, notamment par le piedmont du Nil (NpL/NpU) puis celui du Soudan (SpL/SpU). On observe de nombreux inselbergs à sa surface et elle tronque les roches volcaniques du Miocène Inférieur des Monts Moroto, Napak, Kadam et Elgon. D'une topographie singulièrement plane

sur une majeure partie de sa superficie, le système pédimentaire Kafu forme un bombement proche d'Hoima, le long de l'actuelle ligne de partage des eaux parallèle au rift Albert qui marque la limite entre un drainage orienté vers l'ouest alimentant le lac Albert et un drainage vers l'est alimentant le Lac Victoria. Cette pédiplaine est dégradée par un certain nombre de cours d'eau dont les principaux sont le fleuve Nil et les rivières Kafu, Lugogo, Seibwa, Mpologoma et Muzizi. En son centre se trouve le lac Kyoga d'environ 1700 km² de superficie, de 1033 mètres d'altitude et d'une profondeur maximale n'excédant pas quelques mètres (5m). L'alimentation en eau de cette zone humide marécageuse est majoritairement issue du Nil dont l'écoulement est régulé par le barrage hydraulique de Nalubaale à Jinja. Deux cents mètres au-dessus de la pédiplaine Kafu principale (1100 mètres d'altitude), à 1300 mètres d'altitude, et localisée entre le mont Kadam et l'escarpement Turkwel se trouve une probable pédiplaine fossile largement dégradée par l'érosion fluviale (P_{kaf}).

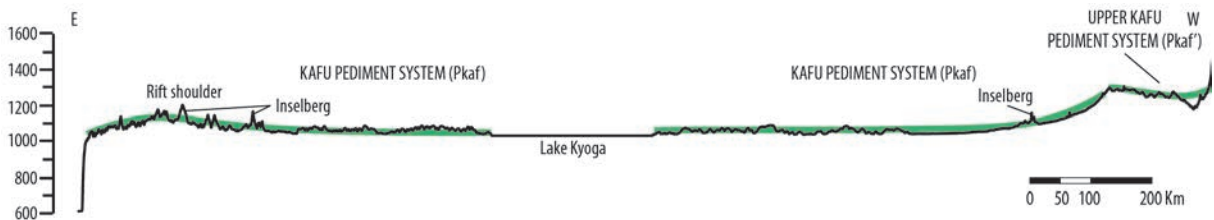


Figure 4.88 : Profil topographique est-ouest du Système Pédimentaire Kafu (P_{kaf} , $P_{kaf'}$). [Elevation profile of the Kafu Pediment System (P_{kaf} , $P_{kaf'}$).]

- Le Système Pédimentaire Katonga (P_{kat}) – Étant le plus important des trois systèmes pédimentaires associés au niveau de base des lacs Edward/George (912 mètres d'altitude), le Système Pédimentaire de Katonga (P_{kat}) s'étend du lac George à l'ouest, au lac Victoria à l'est (fig. 4.89), sur une superficie de 2.10⁴Km² à une altitude comprise entre 1200 et 1400 mètres. Il est limité au nord par les reliefs de Fort-Portal – Mubende – Kyagwe et au sud par le massif de Buhweju et les pédiplaines rwandaise (P_{rw}) et tanzanienne (P_{ta}). Légèrement basculé vers l'est, c'est l'un des systèmes pédimentaires le plus dégradé par l'incision des rivières (avec la Système Ntungamo), notamment par la rivière Katonga et ses affluents.

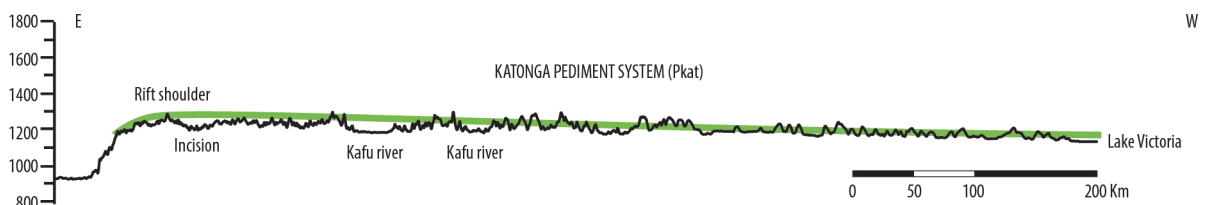


Figure 4.89 : Profil topographique est-ouest du Système Pédimentaire Katonga (P_{kat}). [Elevation profile of the Katonga Pediment System (P_{kat}).]

- Les Systèmes Pédimentaires Mbarara (P_{mba}) et Ntungamo (P_{ntu}) – De petites dimensions, les deux autres systèmes pédimentaires associés au niveau de base des lacs Edward et George sont encadrés par les massifs de Buhweju et Kabale (fig. 4.90). D'une superficie de 2,5.10³ km², la

pédiplaine de Mbarara (Pmba; altitude comprise entre 1420 et 1500 mètres) est séparée de la pédiplaine de Ntungamo par les collines de Rwampara. La limite est de la pédiplaine de Ntungamo est délicate à cartographier. Nous proposons deux scénarios : un premier où la limite serait positionnée au sud de la ville de Ntungamo et un second où ce système pédimentaire continuerait bien au sud, le long de la bordure ouest du massif de Kabale. La pédiplaine de Ntungamo est incisée par la rivière Kagera et ses affluents. Ces deux pédiplaines sont basculées vers l'ouest et forment un bombement d'axe nord-nord-est – sud-sud-est (parallèle au rift) aux abords de l'escarpement du Lac Edward.

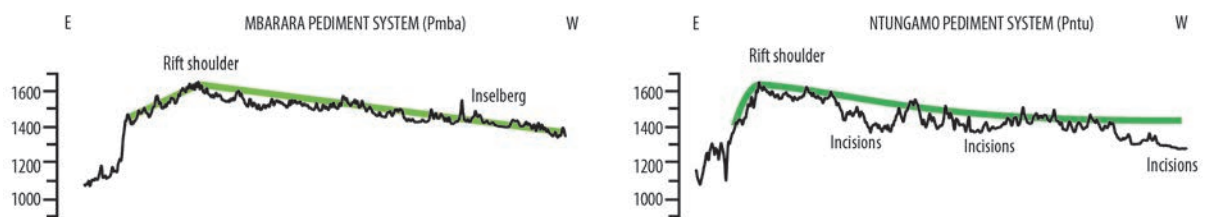


Figure 4.90 : Profil topographique est-ouest des Systèmes Pédimentaires Mbarara et Ntungamo (Pmba, Pntu). [Elevation profile of the Mbarara and Ntungamo Pediment Systems (Pmba, Pntu).]

- Les systèmes pédimentaire Kenyans (P_{ke}), Rwandais (P_{rw}), Tanzanien (P_{ta}) et Congolais (P_c) – Associés à d'autres niveaux de base que celui des rifts Nil-Albert-Edward, les systèmes pédimentaires Kenyan, Rwandais, Tanzanien et Congolais sont ici cartographiés de manière indicative et n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie. Le niveau de base contrôlant les systèmes rwandais et kenyan est incertain (Lac Kivu ?; Lac Tanganyika ?). Le système kenyan pourrait, au nord, constituer un prolongement du système Katonga et, au sud, être connecté aux larges pédiplaines du centre de la Tanzanie contrôlées par le niveau de base du Lac Tanganyika. Associés à l'évolution de la cuvette congolaise, la nature, l'origine et l'évolution des systèmes pédimentaires congolais ont été décrites par Guillocheau et al. (2015).



Figure 4.91 : Panorama illustrant les systèmes pédimentaires observés en Ouganda. [Pictures of the Ugandan pediment systems.]

Profil d'altération associé

À leur surface, les différents systèmes pédimentaires sont fréquemment associés à un mince (x 1m) profil d'altération peu développé (fig. 4.92). Ces latérites peuvent être (i) détritiques lorsqu'elles constituent le résultat de l'érosion des surfaces de corrosion sus-jacentes ("etchplain" Uw et Iw) ou (ii) in-situ lorsque leur formation résulte de l'altération chimique du substratum.

Surmontant le socle sain, les latérites in-situ consistent en des faciès légèrement altérés, arénitiques ou kaolinisés d'une épaisseur n'excédant pas quelques mètres. Le front d'altération ondulé est fréquemment observé à la base de ces latérites.

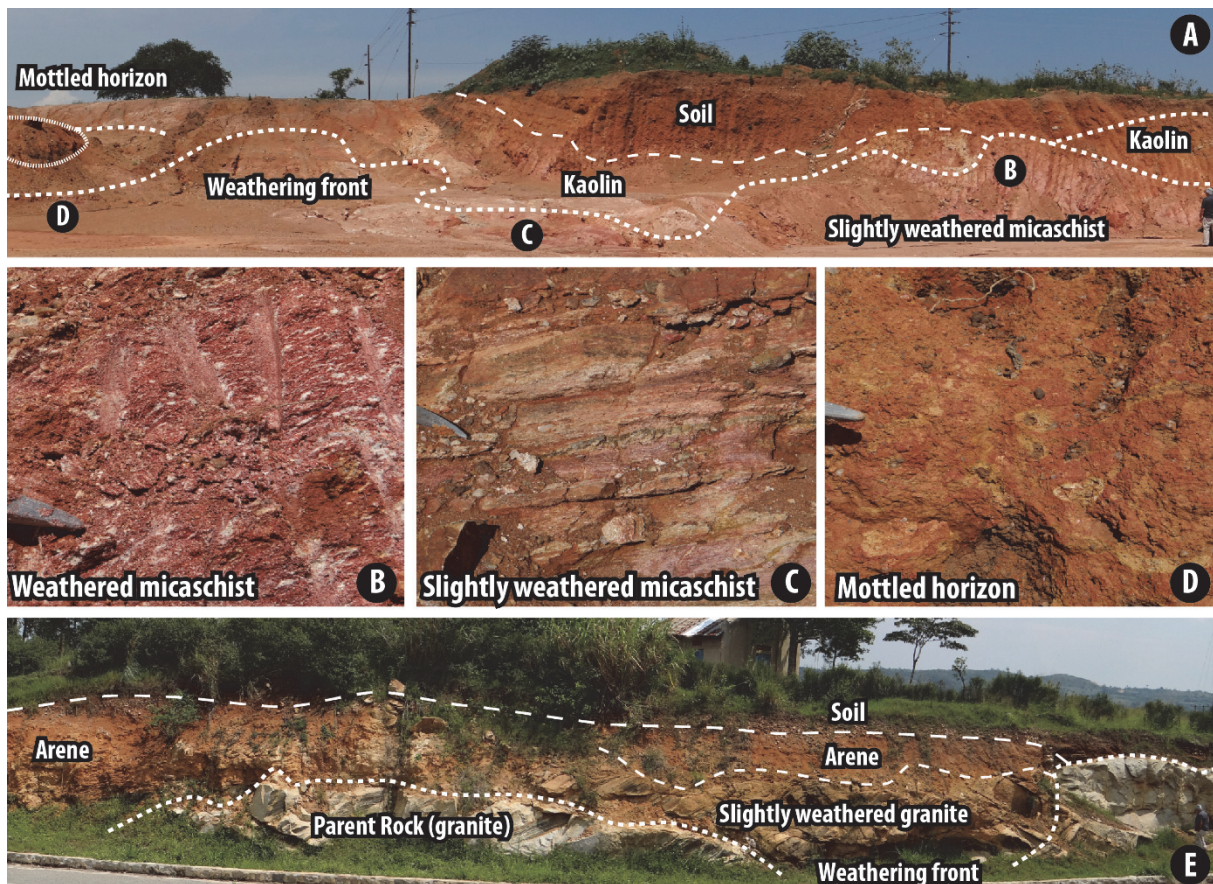


Figure 4.92 : Exemples de latérites in-situ associées aux systèmes pédimentaires. [Examples of pediment systems in-situ laterites.]

Les faciès latéritiques d'origine détritique consistent essentiellement en des cuirasses conglomératiques mal triées, polygéniques et composées de galets ou blocs de socle (essentiellement de quartz, plus rarement granite, gneiss ou schiste) décapés du substratum et d'éléments érodés puis remobilisés des latérites sus-jacentes (galets de cuirasse, kaolins, goethite) ; (fig. 4.93). Lessivé des surfaces sus-jacentes puis transporté en aval sur les systèmes pédimentaires, le fer est omniprésent au sein de la matrice de ces cuirasses conglomératiques. Ces latérites détritiques sont observées au-dessus de latérites in situ (kaolin) ou drapent directement le substratum.

Très localement (alentours d'Hoima, Système Pedimentaire Kafu), elles peuvent être directement surmontées par une cuirasse exclusivement composée de fer. La nature de des cuirasses est incertaine. Elles pourraient être le résultat de la précipitation du fer lessivé des cuirasses sus-jacentes (Uw et Iw) ou témoigner d'une altération intense postérieure à la formation des systèmes pédimentaires.



Figure 4.93 : Photographies de latérites détritiques observées à la surface des systèmes pédimentaires. [Pictures of detrital laterites observed at the surface of the pediment systems.]

Impact de la lithologie sur la répartition spatiale

L'importante hétérogénéité lithologique du substratum (e.g. granite, gneiss, schiste, granulite, amphibolite, quartzite, roches volcaniques alcalines) de ces surfaces d'érosion témoigne du faible

impact de la lithologie sur le développement et donc la répartition spatiale des systèmes pédimentaires (fig. 4.94). Constituant une partie des reliques des surfaces sus-jacentes (Uw, Iw), seuls quelques reliefs aux lithologies résistantes (quartzitique et granulitique et, localement, granitique) ont résisté à la capacité érosive des systèmes pédimentaires. Bien que difficile à estimer compte tenu de la faible qualité des affleurements, la lithologie du substratum influe par contre sur le degré d'altération de ces surfaces. Ainsi, granites, gneiss et schistes apparaissent plus propices au développement d'un saprolite parfois surmonté d'une cuirasse, lequel n'excède néanmoins jamais quelques mètres.

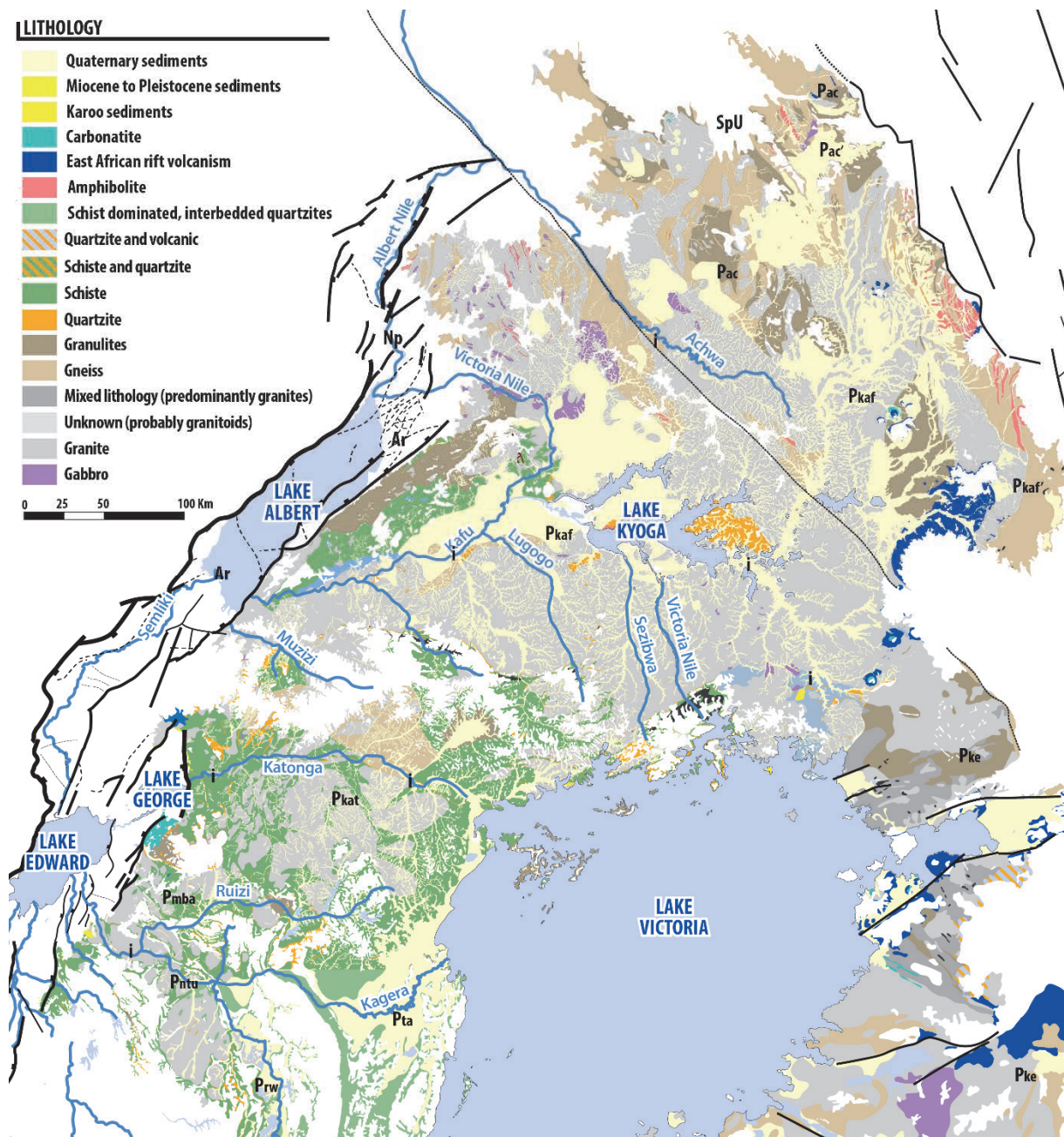


Figure 4.94 : Lithologies du substratum des systèmes pédimentaires (d'après une compilation uniformisée de cartes géologiques; voir figure 5.33 pour les références). [Lithologies of the substratum of the Pediment System (from a standardized compilation of geological maps; see references on figure 5.33).]

Synonymie

Généralement décrites de manière succincte dans la littérature, les grandes plaines constituant les systèmes pédimentaires ougandais ont longtemps été associées aux termes "*PIII*" et "*End Tertiary Surface*" des nomenclatures de Wayland (1934) et Dixey (1945, 1956). La remarquable absence de topographie et l'importante superficie du Système Pédimentaire Kafu ont interpellé un certain nombre d'auteurs qui la décrivent comme une plaine incisée ("*valley-floor peneplain*", McConnell, 1955; "*flat alluvial valley-floor surface*", Pallister, 1956, 1960) et l'associent aux termes "*Acholi Surface*" ou "*Kyoga Surface*". Dans les travaux les plus récents (e.g. de Swardt and Trendall, 1969; Ollier, 1992; Taylor and Howard, 1998) les systèmes pédimentaires sont associés aux termes "*Miocene to Recent Surface*" et correspondent au résultat du décapage des surfaces sus-jacentes et du substratum.

4.4.4 LES VALLÉES INCISÉES

Ce travail étant focalisé sur l'analyse des surfaces d'aplanissement, le réseau fluvial qui leur est surimposé a seulement fait l'objet d'observations de premier ordre. En Ouganda, le développement de rivières à fond rocheux ("*bedrock rivers*"; érosion du substratum par la combinaison d'abrasion mécanique, d'altération physico-chimique et de phénomènes de cavitation ou de mouvements de masse; e.g. Howard, 1998; Whipple et al., 2000) est responsable de la formation de vallées plus ou moins incisées qui dégradent les surfaces d'aplanissement. Elles sont parties intégrantes du système fluvial au sens de Schumm (1977) lequel se décompose en trois domaines : (i) le secteur en production (ou de réception i.e. la zone en érosion); (ii) la zone de transfert (ou zone de transit) au sein de laquelle la capacité de transport est supérieure à la quantité de matériel transporté et (iii) la **zone de dépôt** où la diminution du gradient de pente, et donc, de la capacité de transport induit une rupture de charge sédimentaire permettant le développement d'une surface d'accumulation de sédiments étroitement liée aux variations du niveau de base. Ces zones en dépôt sont caractérisées par une grande variété de milieux sédimentaires (cône alluviaux, plaine alluviale, deltas) dans lesquels se développent les "rivières alluviales".

Le réseau hydrographique ougandais consiste en la combinaison de zones en érosion inclinées sur les versants des plateaux et collines et de zones d'érosion/transit faiblement inclinées sur lesquelles se développe un réseau dendritique (localement rectangulaire lorsque de nombreuses failles précambriennes sont présentes) de rivières à fond rocheux formant des vallées faiblement incisées (fig. 4.97 & 4.98). L'essentiel des sédiments se déposent actuellement soit (1) au droit des escarpements des rifts du Nil, du Lac Albert et du Lac Edward selon un axe Est-Ouest soit (2)

grâce au fonctionnement de systèmes alluviaux (rivières alluviales) dans les piedmonts du Nil et du Soudan et dans la plaine de la Semliki.

Morphologie des vallées

Les vallées incisées observées en Ouganda présentent différentes morphologies caractérisées par leur taille, leur taux d'incision et la forme des versants qui leur sont associés (fig. 4.95, 4.97, 4.98). On distingue notamment :

- Les vallées profondément incisées (> 100 mètres) généralement localisées près des escarpements de rift;
- Les vallées à versants convexes, concaves ou mixtes (concaves et convexes);
- Les vallées plates, à versants concaves ou mixtes (concaves et convexes);
- Les vallées très faiblement incisées aux versants à la topographie très peu marquée.

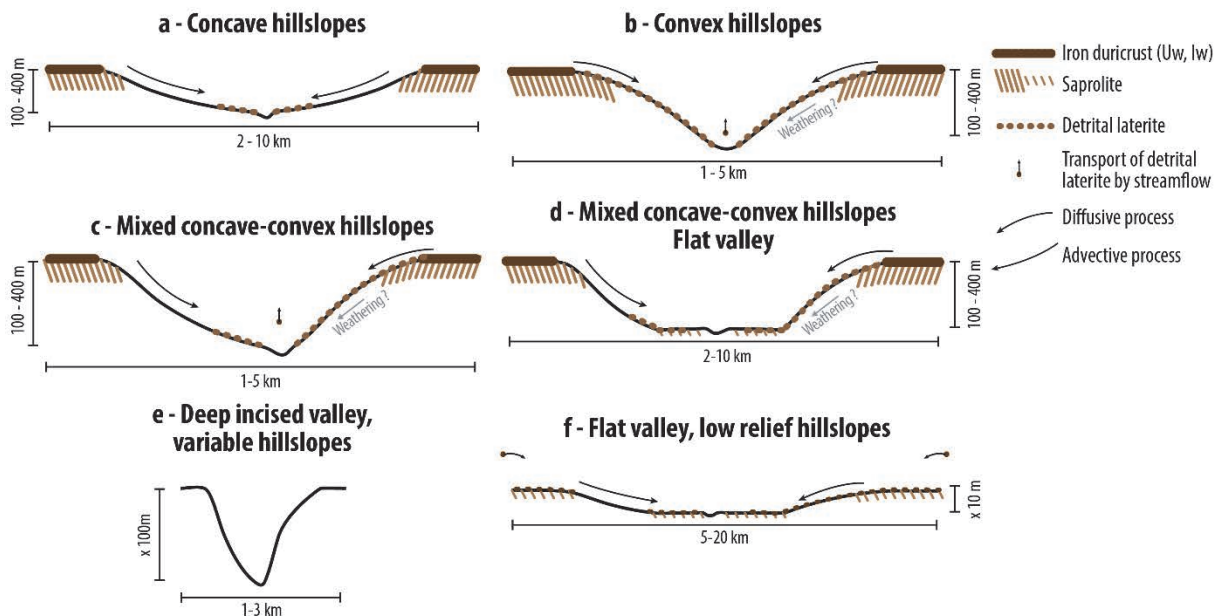


Figure 4.95 : Représentation schématique des morphologies de vallées incisées rencontrées en Ouganda et conséquence sur la distribution des latérites. [Schematic representation of the incised valleys encountered in Uganda and consequence on the distribution of laterites.]

Les reliefs créés par les épisodes volcaniques et les mouvements verticaux associés au fonctionnement des rifts (rift Albert/Edward et rifts Kenyan/Gregory) jouent un rôle majeur dans la répartition spatiale des différents types de vallées. Sur les dômes Kivu et Kenyan et à l'ouest de l'épaule des rifts Albert et Edward-George, les vallées sont généralement très incisées (e.g, Rivière Kafu, Katonga et Kagera) et associées à des versant plans ou concaves (processus advectifs). À l'inverse, elles sont généralement plates et associées à des versant convexes (processus diffusifs) dans les régions moins déformées (proches des lacs Victoria et Kyoga et, plus largement, à l'est de la ligne de partage des eaux).

La morphologie des vallées dépend également de la lithologie du substratum sur lequel elles se développent. Lorsque le substratum est uniformément résistant (large ensemble granitique des pédiplains Kafu et Katonga) et les pentes peu importantes, la faible capacité d'érosion des rivières conduit à la formation de vallées plates aux versants très peu développés. Au contraire, dans les massifs schisto-quartzitiques de Buhweju, Rwampara et Insingiro, l'écoulement des rivières forme des vallées plus marquées (incision comprise entre 100 et 400 mètres).

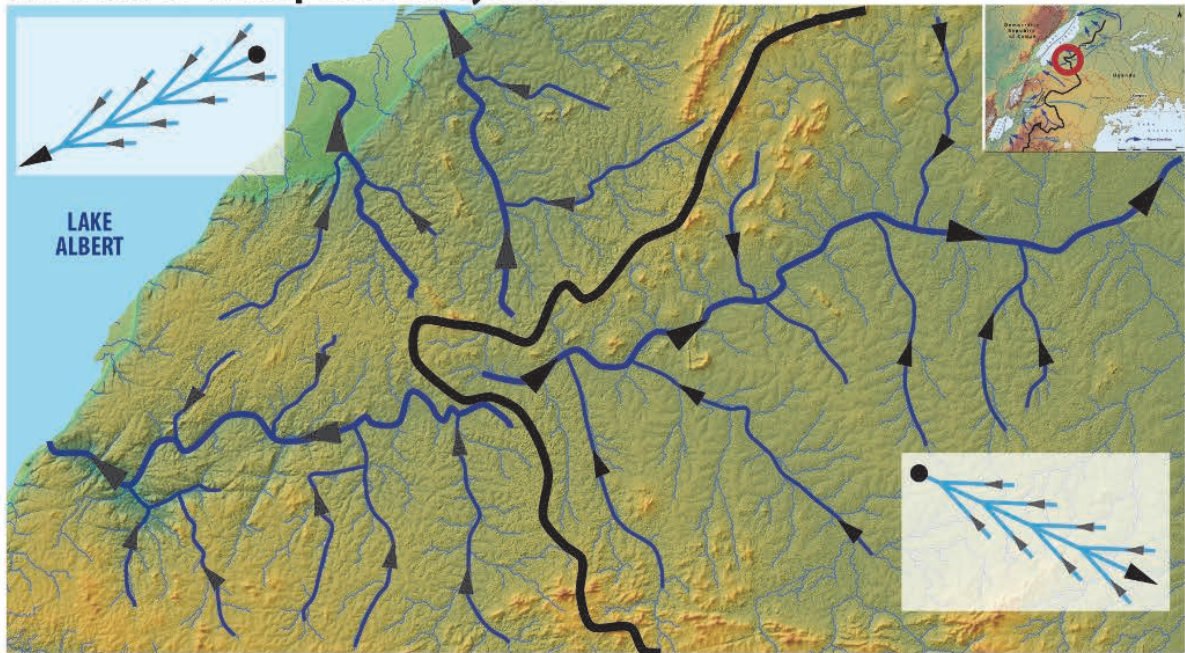
La distribution des latérites détritiques montre une étroite relation avec la morphologie des vallées et de leurs versants. Résultantes de l'érosion des profils latéritiques associées aux surfaces d'aplanissement topographiquement hautes, les latérites détritiques sont largement observées sur les surfaces sous-jacentes (Uw -> Iw; Iw -> systèmes pédimentaires).

Sur les versant convexes, où les processus diffusifs dominant (ruissellement de surface - "*overland flow*", l'impact de gouttes de pluies - "*raindrop impact*" ou l'érosion et le transport dans les rigoles - "*rills and gullies*"; Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999; Huggett, 2011; Fort et al., 2015), les latérites détritiques sont relativement bien distribuées, notamment lorsque la pente est modérée, par des processus de reptation et d'éluviation par des mouvements latéraux de l'eau en subsurface (écoulements hypodermiques). Du fait d'une convergence des eaux (processus advectifs), les versants concaves sont propices aux écoulements concentrés (incisions) et aux mouvements de masse (avalanche de débris - "*rock avalanche*", coulée de débris - "*debris flow*", fluage de sol - "*soil creep*"; e.g. Kirkby, 1971; Smith and Bretherton, 1972; Howard and Kerby, 1983; Willgoose and Rodriguez-Iturbe, 1991; Huggett, 2011; Fort et al., 2015) qui résultent de l'infiltration des eaux. Les latérites détritiques sont alors fréquemment observées en pied de pente.

Inversion du drainage

Résultant des mouvements verticaux associés au fonctionnement des rifts Albert et Edward-George, l'inversion du sens d'écoulement dans tout l'ouest de l'Ouganda se répercute sur la morphologie des rivières. L'orientation des affluents vers l'ouest témoigne d'un écoulement initial vers les lacs Albert, Edward et George. Par ailleurs lorsque l'écoulement est orienté vers l'est (Lac Kyoga et Victoria), un certain nombre des affluents expose une forme courbe (en "coude") qui traduit leur adaptation progressive à ce sens d'écoulement (fig. 4.96).

KAFU RIVER - Kafu pediment system



KATONGA RIVER - Katonga pediment system

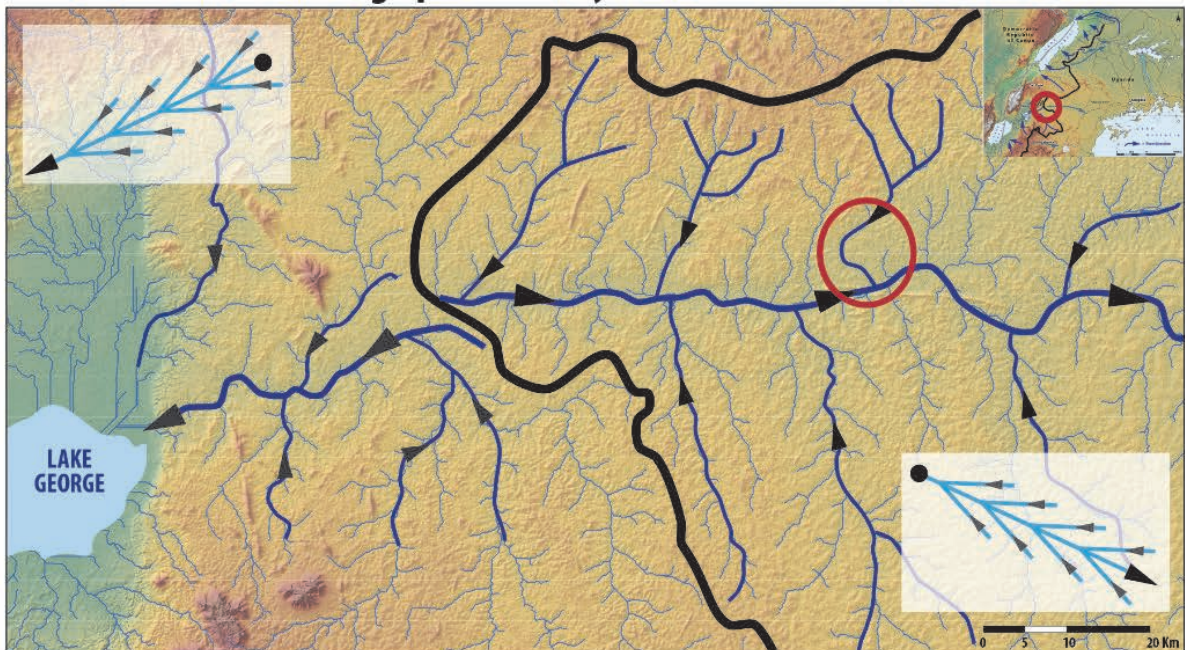


Figure 4.96 : Modèle numérique de terrain illustrant l'impact de l'inversion du drainage sur le sens d'écoulement et la géométrie des rivières dans l'ouest de l'Ouganda. [Digital elevation model showing the consequence of drainage inversion on rivers flow direction and geometry in western Uganda.]

Réseau hydrographique de l'Ouganda

La configuration dendritique du réseau hydrographique résulte de la topographie plane et subhorizontale des systèmes pédimentaires et d'un substratum rocheux quasiment uniformément résistant. Les reliefs associés aux surfaces altérées Supérieure (Uw) et Intermédiaire (Iw) constituent généralement les limites de bassins versants.

Le réseau de drainage responsable de la dégradation des systèmes pédimentaires et de l'incision de substratum consiste en quelques rivières principales auxquelles se connectent de multiples affluents (fig. 4.97). On citera notamment:

- **Le Nil Victoria (ou Nil Blanc)** – Prenant sa source dans le Lac Victoria, Le Nil Victoria alimente la zone humide du lac Kyoga puis le Lac Albert. Au nord du lac Albert, le Nil Blanc, également nommé Nil Albert en Ouganda, s'écoule vers le Soudan où il se connecte au Nil Bleu.
- **La Rivière Achwa** – Affluent du Nil Albert, la rivière Achwa et ses affluents sont responsables de la dégradation du système pédimentaire Achwa. Son écoulement est contrôlé par la présence du linéament précambrien d'Aswa.
- **La Rivière Kafu** – D'orientation ouest-sud-ouest – est-nord-est, l'écoulement de la rivière Kafu est inversé au droit d'une ligne de partage des eaux parallèle au rift et associée aux reliefs de Hoima-Masindi. À l'ouest de cette ligne, la rivière Kafu (ou Nkusi) forme une vallée profondément incisée et se déverse dans le lac Albert via une chute d'eau localisée sur l'escarpement bordant le lac. À l'est, elle s'écoule vers le Lac Kyoga et n'incise que quelques mètres (voir quelques centimètres) de substratum.
- **La rivière Muzizi** – Orientée nord-ouest – sud-est et localisée quelques dizaines de kilomètres au sud de la rivière Kafu, au droit du Plateau de Fort-Portal, la rivière Muzizi prend sa source sur la Surface Altérée Intermédiaire qu'elle dissèque et dégrade.
- **Les rivières Katonga, Ruizi et Kagera** – Comme la rivière Kafu, les rivières Katonga, Ruizi et Kagera d'orientation Est-Ouest montrent une inversion du sens de leur écoulement selon une ligne de partage des eaux d'orientation nord-est – sud-ouest. Elles s'écoulent vers le rift Edward-George à l'ouest et vers le Lac Victoria à l'est. Tandis qu'elles incisent profondément le socle aux abords de l'escarpement du Rift Edward-George, elles forment des vallées plates en direction du Lac Victoria.

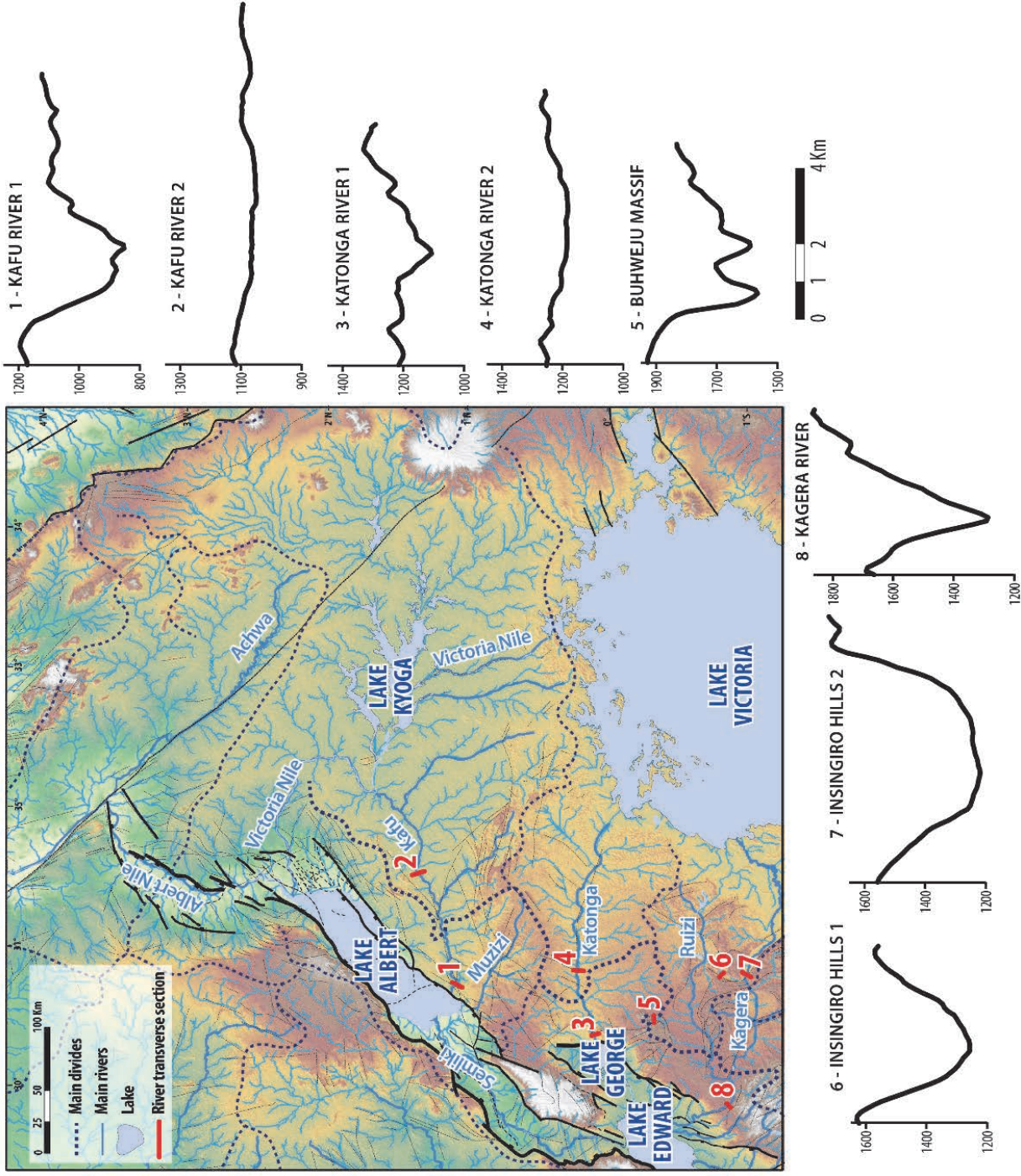


Figure 4.97 : Réseau hydrographique et profils topographiques illustrant les différentes morphologies des vallées incisées rencontrées dans la zone étudiée. [Drainage pattern and elevation profiles illustrating the different morphology of incised valleys encountered in the studied area.]

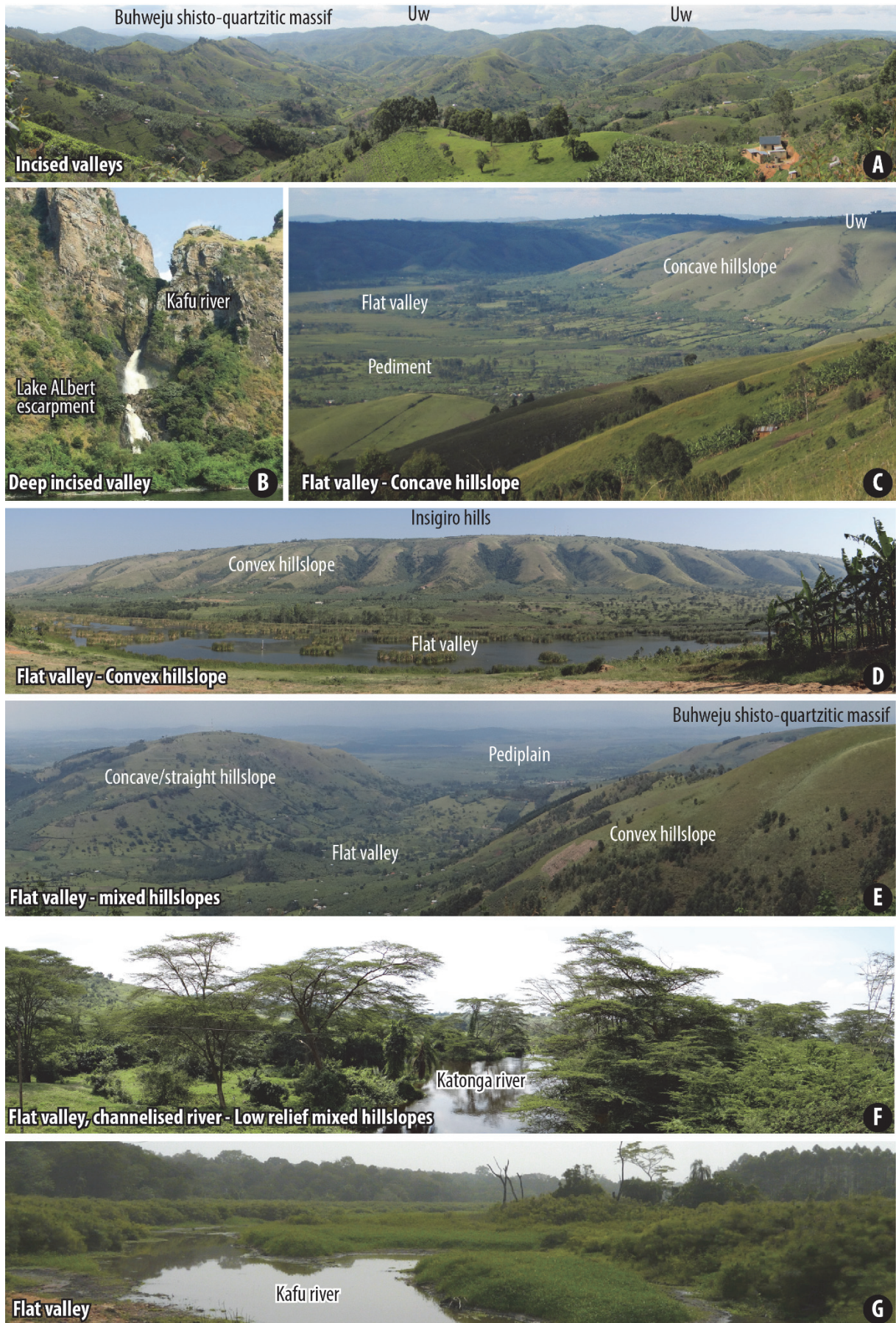


Figure 4.98 : Planche photographique illustrant quelques exemples de vallées incisées en Ouganda. [Pictures plate showing some examples of incised valleys in Uganda.]

4.4.5 CHRONOLOGIE RELATIVE

Cette étude géomorphologique a permis de discriminer le relief ougandais en plusieurs formes dont les limites consistent en des ruptures de pente plus ou moins importantes et des escarpements parfois associés à des failles. Ces formes du relief consistent notamment en :

- des provinces volcaniques à la topographie plus ou moins marquée localisées au sud-ouest (Monts Virunga, province de Toro-Ankole) et à l'est de la zone étudiée (Elgon, Napak, Kadam, Moroto) ;
- des domaines de rift (Rift du Nil, Rift Albert, Rift Edward-George, Rift Kenyan) et leur reliefs associés (Montagnes des Rwenzori, Montagne Bleues, Monts des Virunga et Monts Mitumba à l'ouest; escarpements d'Elgayo et de Turkwel) ;
- des surfaces d'aplanissement de deux types plus ou moins disséquées et dégradées par un réseau de rivières à fond rocheux : (i) des surfaces altérées ("etchplain") qui consistent aujourd'hui en des reliefs résiduels (plateaux et collines) associés à des latérites et dont la formation est dominée par les processus d'érosion chimique (Surface Altérée Supérieure et Intermédiaire; Uw, Iw) et (ii) des Systèmes Pédimentaires (Pac, Pkaf, Pkat, Pmba, Pntu, Prw, Pta, Pke, Ptu) dont les processus d'érosion mécanique sont responsables de la formation de grandes plaines.

L'élaboration de la chronologie relative de ces formes du relief consiste à caractériser leurs relations géométriques. Lorsqu'une surface d'érosion tronque d'autres surfaces d'aplanissement ou des roches volcaniques et sédimentaires, la formation de celle-ci est postérieure à la mise en place de ces roches et surfaces; au contraire, lorsqu'elles sont surmontées (scellées) par des roches volcaniques ou sédimentaires, leur formation est antérieure. Cette analyse est réalisée en interprétant MNT et coupes topographiques locales et régionales dont deux exemples sont présentés sur la figure 4.99.

La formation de la Surface Altérée Supérieure (Uw) est antérieure à celle de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw), laquelle est responsable de son érosion sur une grande partie de la zone étudiée. Erodés par la surface Uw, les reliefs résiduels les plus hauts (Uw') des massifs de Lomariti-Lolibai, Kotido, Chemorongi, Cherangani, Lebereto, des Montagnes Bleues et des Monts Mitumba constituent visiblement les formes les plus anciennes bien que des interrogations demeurent quant à leur nature et leur origine. Manifestement présentes au Congo, en Rwanda-Burundi-Tanzanie et, potentiellement, à l'est de l'escarpement de Turkwel/Elgayo au Kenya, ces surfaces s'étendaient sur une superficie bien plus importante que celle de la zone considérée dans cette étude. La formation de ces surfaces est donc associée à des épisodes d'altération antérieurs à l'initiation des rifts de la

branche ouest (Nil-Albert-Edward et Kivu – Tanganyika?) et est (kenyans-Gregory) comme le suggère la déformation (bombement) des surfaces aux abords de l'escarpement d'Elgayo/Turkwel. Les roches émises lors des épisodes volcaniques d'Elgon, Tinderet (responsables de la formation du plateau de Uasin-Gishu) et Toro-Ankole scellent la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) et sont donc postérieures à sa formation (fig. 4.100).

Les édifices volcaniques ainsi que les surfaces Uw et Iw sont en partie érodés par les grands systèmes pédimentaires, notamment à l'est, des provinces volcaniques d'Elgon à Moroto en passant par Napak (fig. 4.100). Cantonnés entre les frontières ougandaises, les Systèmes pédimentaires Kafu, Katonga, Mbarara et Ntungamo (P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}) se sont formés postérieurement au fonctionnement de la faille d'Elgayo à l'est et leur développement est contrôlé par le niveau de base local créé lors de l'initiation des rifts Nil-Albert-Edward.

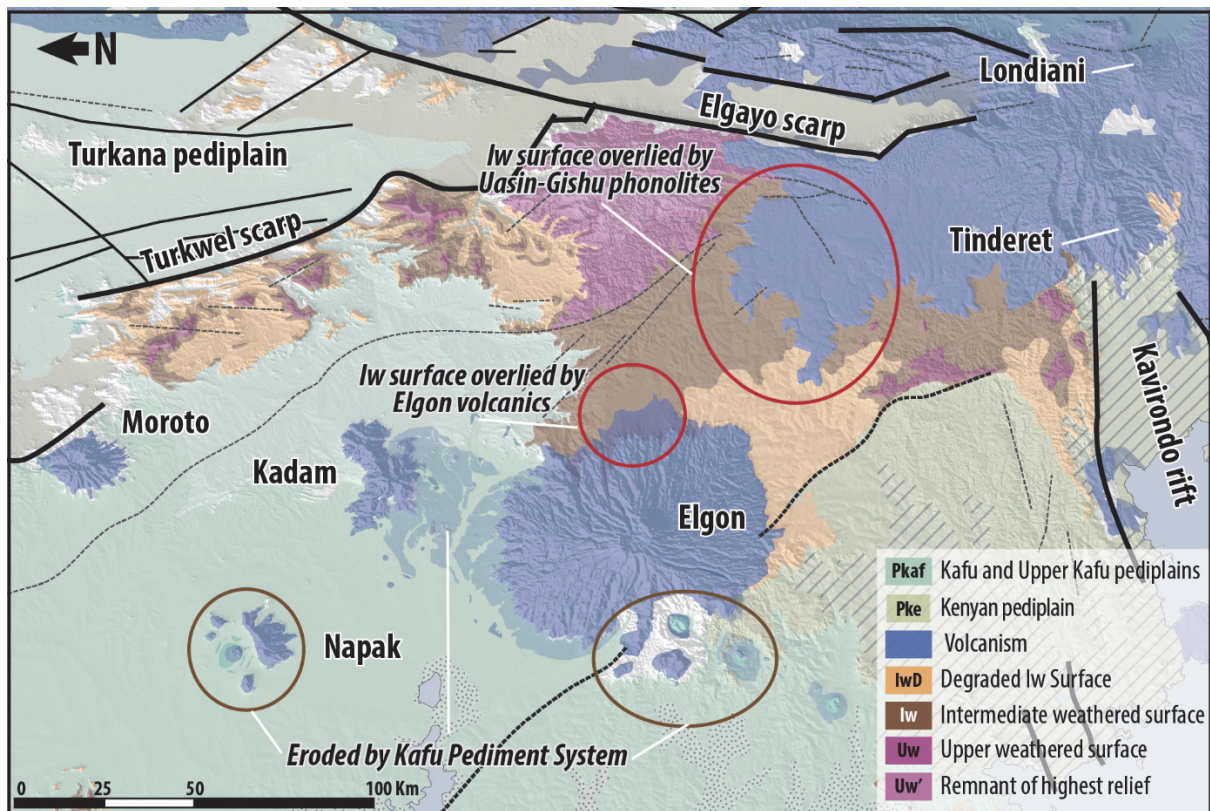


Figure 4.100 : Carte géomorphologique du sud-est de l'Ouganda montrant les relations géométriques entre volcanisme et surfaces d'aplanissement. [Geomorphological map of south-western Uganda showing the geometrical relationships between planation surfaces and volcanism.]

La place des Montagnes des Rwenzori dans la chronologie relative des formes du relief est délicate à positionner sans considérer les éléments de datation. Ce massif de socle archéen à protérozoïque ne semble néanmoins pas affecté par les processus érosifs associés au fonctionnement des systèmes pédimentaires. Ce massif est en effet seulement disséqué par l'érosion fluviale et glaciaire et aucune altération majeure n'est décrite à sa surface. Lié au fonctionnement du Rift Albert-Edward, la phase de soulèvement responsable de la surrection des Ruwenzori semble donc postérieure aux systèmes pédimentaires. C'est après cet épisode majeur de déformation que se développe un réseau de vallées incisées à fond rocheux ("bed-rock channel") qui dégrade les systèmes pédimentaires et est responsable de leur morphologie mamelonnée actuelle.

La phase de déformation responsable du soulèvement de l'escarpement tel qu'il est actuellement observé en Ouganda (dénivelé moyen de 300 mètres entre le sommet de l'escarpement et le Lac

Albert) est récente comme le témoignent les rivières qui se déversent dans le Lac Albert selon des chutes d'eau. Réparties le long de l'escarpement, ces chutes indiquent un temps trop court pour permettre aux rivières de s'adapter au niveau de base du Rift Albert. La morphologie de l'escarpement montre par ailleurs l'existence d'une paléotopographie relativement plane qui témoigne d'une variation drastique du niveau de base (fig. 4.101).

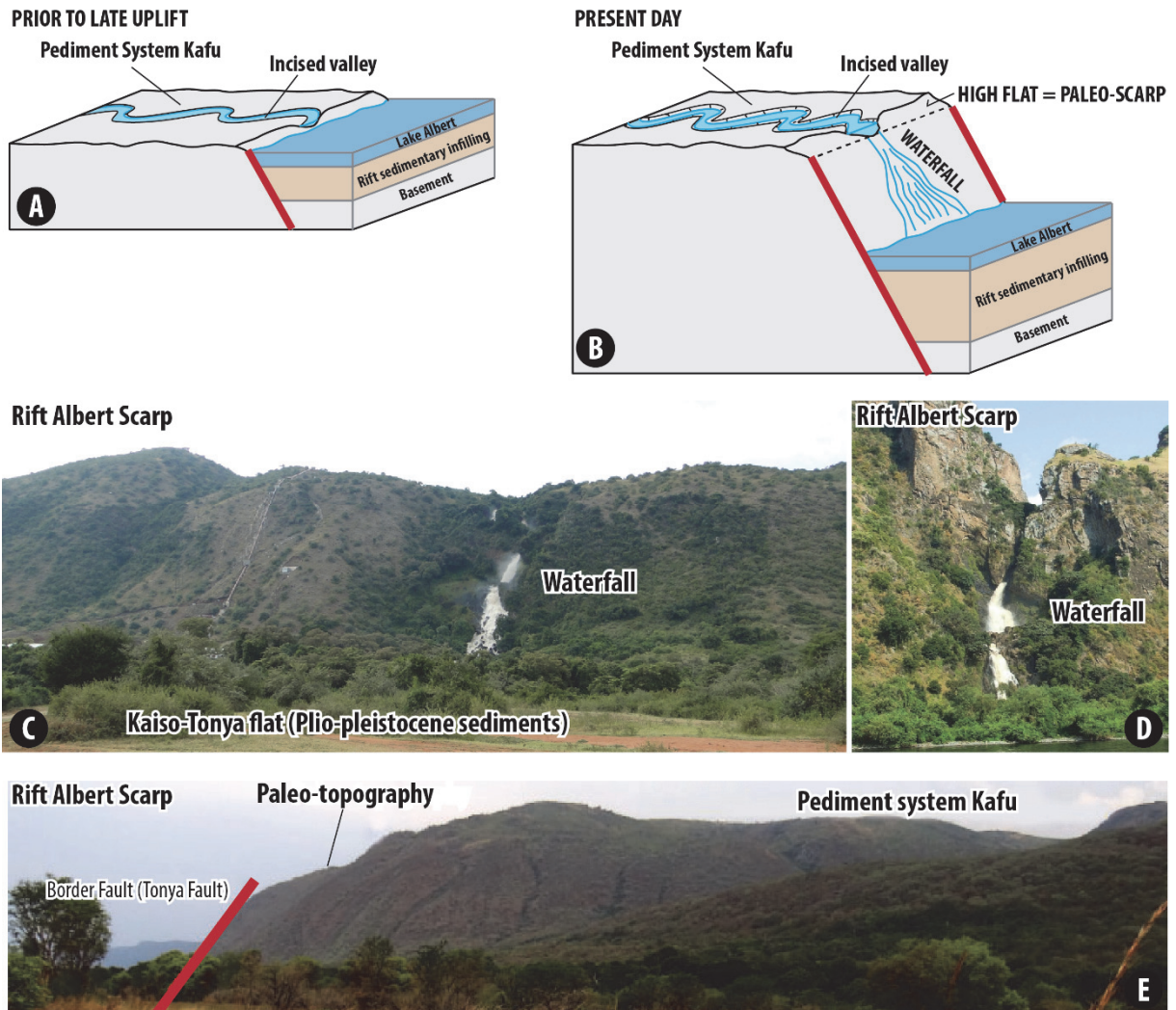


Figure 4.101 : a-b : Diagramme représentant la morphologie de l'escarpement ougandais du Rift Albert; c-d : photographies de cascades le long de l'escarpement ougandais; e : photographie de l'escarpement ougandais mettant en évidence l'existence d'une paléotopographie. [a-b: sketch showing the morphology of the Rift Albert Ugandan scarp; c-d: pictures of waterfall along Ugandan scarp; e: pictures of Ugandan scarp showing the existence of a paleotopography]

Les relations existantes entre les différentes formes du relief ainsi que leur chronologie relative sont résumées sous forme de tableau et d'une coupe schématique sur la figure 4.102.

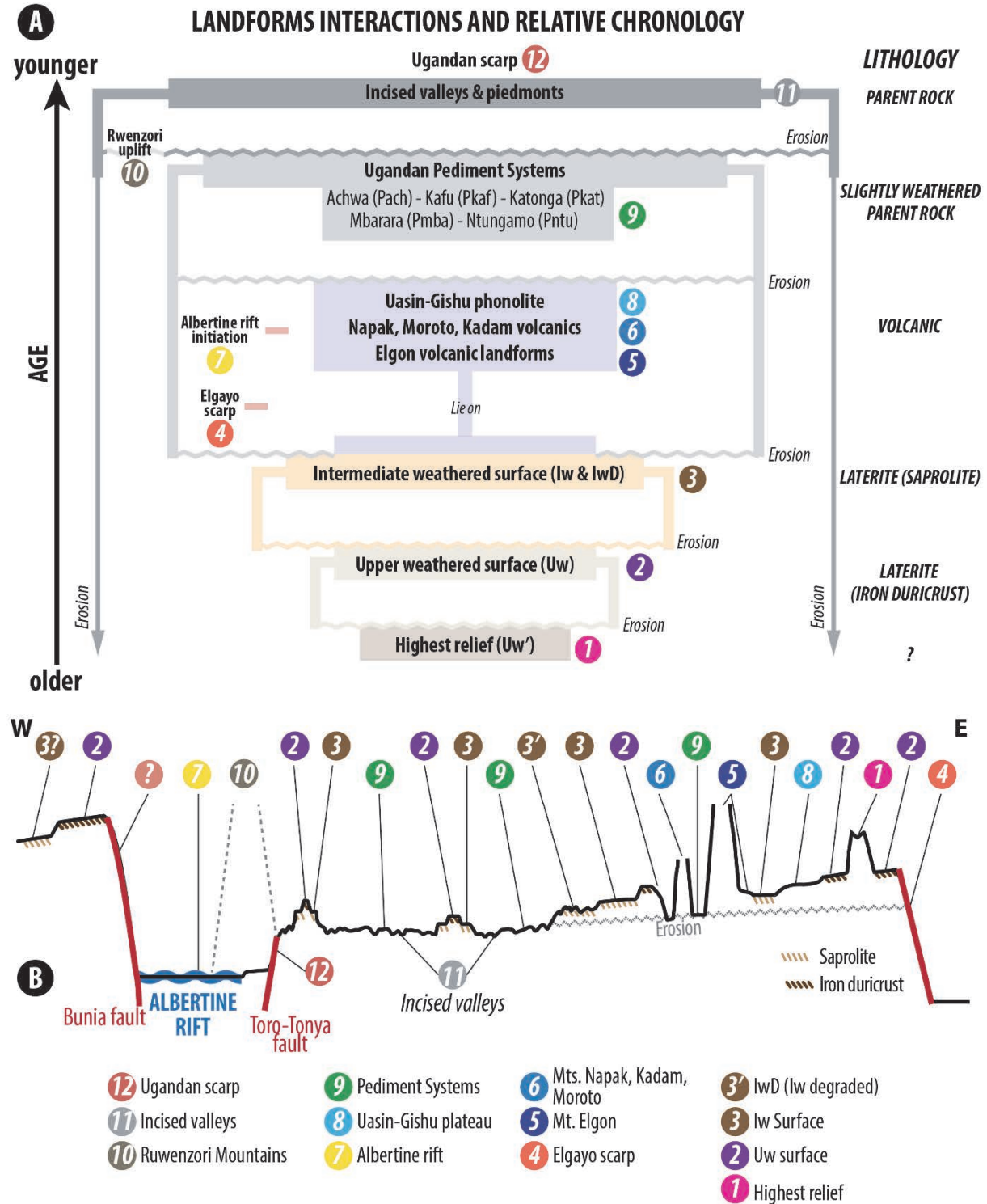


Figure 4.102 : Tableau et coupe schématique montrant les relations existantes entre formes du relief et leur chronologie relative. [Table and schematic section showing landforms relationships and their relative chronology.]

4.4.6 ÉLÉMENTS DE DATATION DES SURFACES D'APPLANISSEMENT

La datation des surfaces d'aplanissement constituent un point clé pour leur intégration à un schéma d'évolution géomorphologique à long terme.

Du fait de l'absence de roches sédimentaires les surmontant et de datation absolue des profils d'altération (méthodes radio-isotopiques ou paléomagnétiques) qui leur sont associés, les surfaces d'aplanissement sont ici datées de façon relative en caractérisant leurs relations géométriques avec les roches volcaniques datées (localement fossilifères pour les séries volcano-sédimentaires). Lorsque les surfaces d'érosion (d'aplanissement) tronquent les roches volcaniques, leur âge est postérieur à celui de l'épisode volcanique considéré; au contraire, lorsqu'elles sont scellées par ce même matériel volcanique, leur âge est antérieur.

Dans la zone étudiée, le volcanisme est localisé :

- (1) à l'ouest : sur et au sud du plateau de Fort-Portal et dans les Monts Virunga, entre le Lac Edward et le Lac Kivu;
- (2) à l'est : aux abords de la frontière Ouganda-Kenya où il forme une série de volcans alcalins, de complexes intrusifs et des plateaux phonolitiques (Uasin-Gishu) du nord de Moroto au rift Kavirondo (Volcan de Kisingiri à l'ouest et de Tinderet/Londiani à l'est du rift).

Il est important de noter que la quasi-totalité des âges de roches volcaniques disponibles résultent de datations réalisées par méthode potassium-argon (K-Ar). Il est communément admis qu'un regard critique des résultats associés à cette méthode est nécessaire au préalable à leur intégration à un modèle d'évolution (e.g. contamination par la roche encaissante, excès d'argon). Afin de valider leurs datations isotopiques à l'est de l'Ouganda et en bordure des rifts Kenyan, Kavirondo et Gregory, Bishop et al. (1969) ont notamment comparé les âges des nombreux fossiles de mammifères découverts dans cette région avec les âges des tuff et coulées interstatifiés. Mis à part quelques données aberrantes, les âges concordent et sont donc exploitables. Les différentes sources d'incertitudes potentielles associées aux âges du volcanisme nord-Kenyan / est-Ougandais sont discutées dans ce même article ainsi que dans ceux de Baker et al. (1971) et King et al. (1972).

Les paragraphes ci-après résument les âges et les caractéristiques majeures des provinces volcaniques de la zone étudiée ainsi que leur relation avec les surfaces d'aplanissement. Les figures 4.103 et 4.104 compilent les différentes données disponibles dans la littérature.

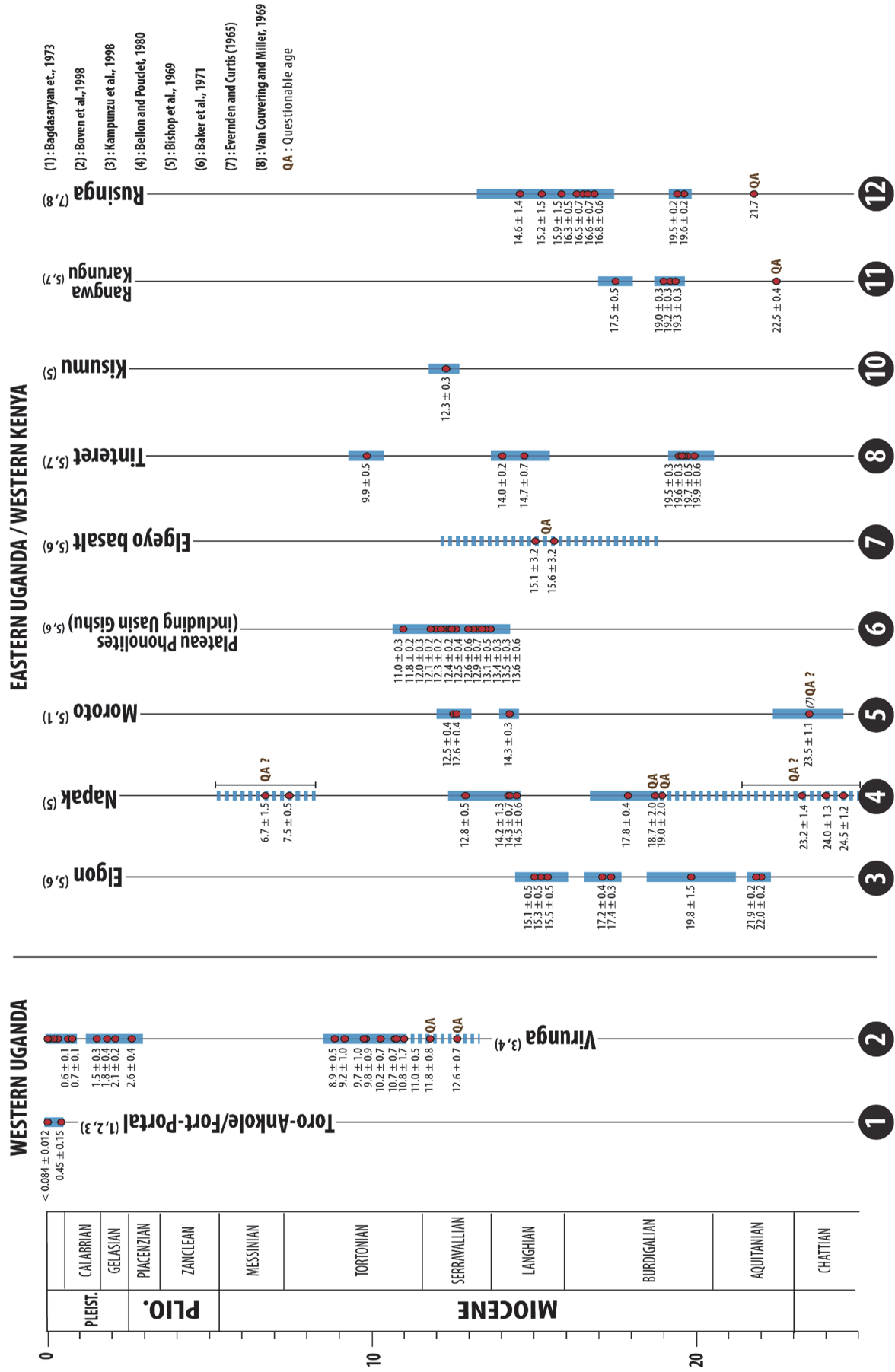


Figure 4. 103 : Compilation des âges de volcanisme disponibles dans la zone étudiée. [Compilation of the available volcanism ages for the studied area.]

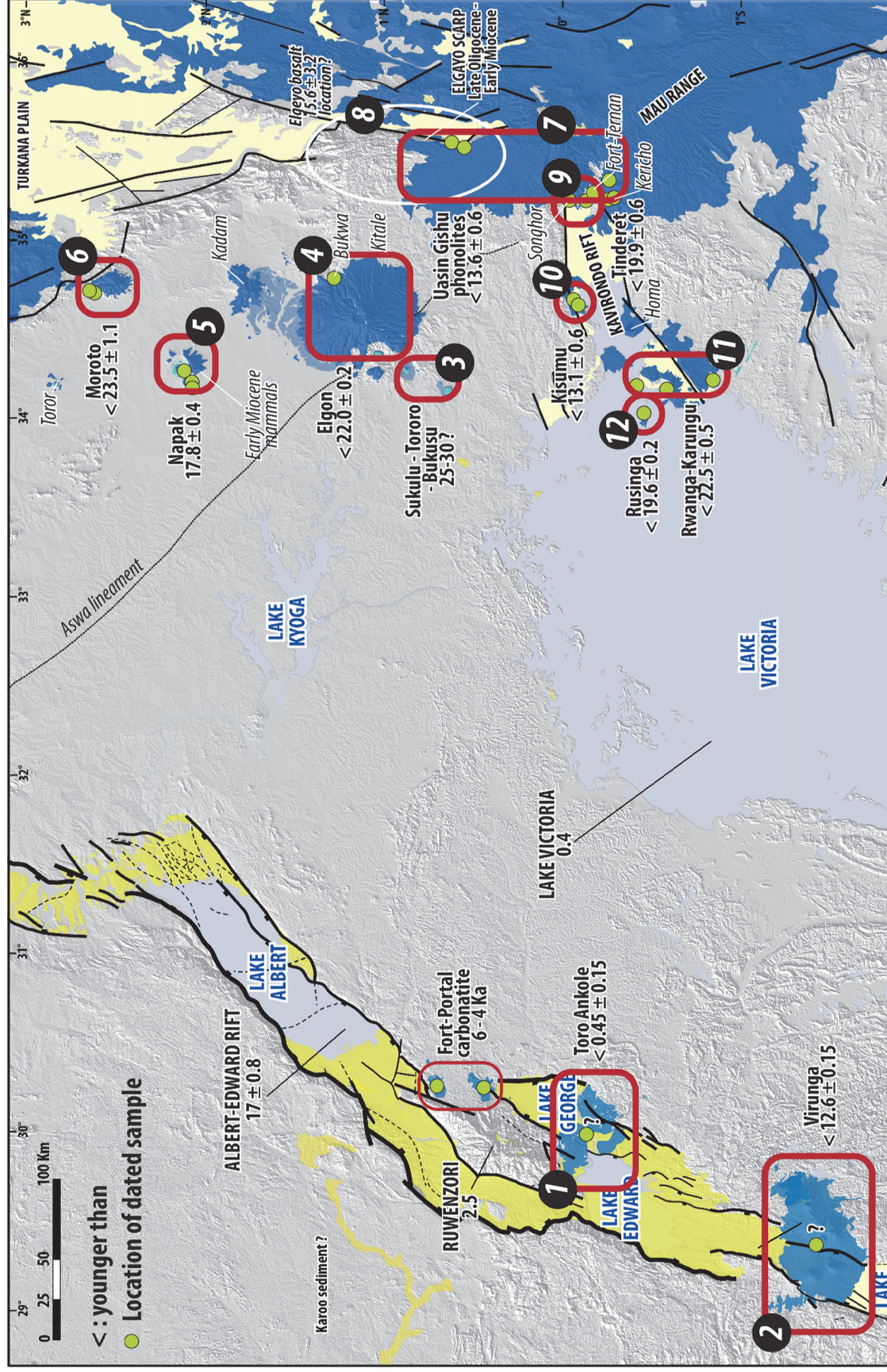


Figure 4.104 : Carte de localisation des principaux éléments de datation des surfaces d'aplatissement. [Location map of the main age arguments for the planation surfaces.]

4.4.6.1 Volcanisme à l'ouest de l'Ouganda : Monts Virunga et Province de Toro-Ankole

Au même titre que les provinces de Bukavu-Mwenga-Kamituga (sud-Kivu) et Rungwe (au nord du Lac Malawi), les Monts Virunga et la province de Toro-Ankole constituent deux des rares évidences de volcanisme de la Branche ouest du Rift est-africain (fig. 4.105).

Dans les Virunga, le plus ancien épisode volcanique (i.e. "*Virunga Initial*", Kampunzu et al., 1998) consiste essentiellement en des tholéiites continentales datées (datations K-Ar) entre 11 Ma (voir 12,6 Ma, Bellon and Pouclet, 1980; âges remis en cause par Kampunzu et al., 1998) et 9 Ma (Ebinger, 1989a; Kampunzu et al., 1998) et donc postérieures à l'initiation du rift Albert/Edward (17 ± 0.8 Ma, voir Chapitre 2-3). Ces coulées tholéiitiques sont directement surmontées par des laves alcalines émises aux alentours de 9 Ma. Le volcanisme plio-pleistocène à holocène (i.e. "*Virunga Recent to Present*", Kampunzu et al., 1998) fait suite à une longue phase d'inactivité (de 9 à 3 Ma) et marque l'édification des huit volcans ultra-alcalins centraux qui constituent aujourd'hui les Monts Virunga et culminent jusqu'à 4507 mètres (Mont Karisimbi; fig. 4.105).

Le volcanisme de la province de Toro-Ankole consiste en des pyroclastites, carbonatites et magmas associés à une activité volcanique intermittente depuis 50 000 ans (datation K-Ar et Ar-Ar; Bagdasaryan et al., 1973; Boven et al., 1998; Kampunzu et al., 1998). Cette activité volcanique coïncide avec les épisodes pléistocènes des Virunga et du Bukavu (Sud-Kivu) et est responsable de la formation des nombreux maars observés entre le Lac Edward et le Lac George (fig. 4.105). Au nord, sur le plateau de Fort-Portal, les carbonatites tapissant la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) sont datées à l'Holocène (6-4 Ka; datation ^{14}C ; Vinogradov et al., 1978; Barker and Nixon, 1989; Boven et al., 1998).



Figure 4.105 : Photographies de quelques édifices volcaniques de la Branche ouest du Rift est-africain. [Pictures of some volcanic features of the Western Branch of the East African Rift System.]

4.4.6.2 Volcanisme à l'est de l'Ouganda et au nord-ouest du rift Kenyan

Du nord-est de l'Ouganda à l'extrême nord de la Tanzanie un nombre important de larges volcans et de complexes intrusifs essentiellement alcalins forment une ceinture volcanique large de 100 à 150 Km et longue de plus de 600 Km. Dans la zone étudiée les domaines volcaniques de Moroto, Napak, Elgon, Uasin-Gishu (Elgayo), Kisingiri et Tinderet sont essentiels pour contraindre l'âge des surfaces d'aplanissement décrites ci-avant.

Carbonatites de Sukulu, Bukusu, Tororo

En grande partie érodées par le système pédimantaire Kafu (P_{kaf}), les carbonatites localisées à l'est et au sud-est du Mont Elgon pénètrent un ensemble granitique archéen et sont surmontés par le volcanisme associés aux épisodes des édifices de Napak et Elgon. Formant des collines résiduelles, l'intrusion de ces carbonatites serait responsable de la formation de bombements locaux déformant les surfaces antérieures (King et al., 1972). Les quelques datations réalisées par méthode K-Ar sur des échantillons prélevés à Bukusu (25 ± 2.5 Ma; (Baldock, 1969) et Tororo (31 ± 1.3 Ma; Snelling in King et al., 1972) indiquent une mise en place oligocène de ces ensembles carbonatitiques, âge antérieur (et donc cohérent) à l'épisode volcanique initial du Mont Elgon. Néanmoins, le faible nombre d'échantillons (2) ne permet pas de conclure avec certitude sur l'âge de cet épisode intrusif.

Elgon

Essentiellement composé de pyroclastites, le Mont Elgon est l'un des volcans les plus imposants d'Afrique. Culminant à 4321 mètres, soit environ 3000 mètres au-dessus des plaines environnantes, son diamètre original dépassait sans doute la centaine de kilomètres (King et al., 1972). Outre une grande quantité de pyroclastites, les volcanites associées au Mont Elgon consistent notamment en des néphélinites, mélilitites et phonolites à la base desquelles ont été observés des débris fossilifères sur la bordure nord-est du volcan (localité de Bukwa; Walker et al., 1969). La taille, la morphologie du volcan et la distribution des volcanites suggèrent une grande explosivité des formations pyroclastiques ou une large redistribution par lahars ainsi qu'une importante mobilité des laves qui, en effet, s'étendent sur une grande superficie sous forme de minces coulées. Les datations effectuées à la base (Walker et al., 1969) et près du sommet (Searle, 1952) de la séquence volcanique d'Elgon indique une activité principale comprise entre 22 et 15 Ma, laquelle est, par ailleurs, globalement contemporaine à l'activité du volcan Kisingiri plus au sud (voir ci-après).

Au regard des cartes géologiques disponibles, des coulées semblent sceller la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) en aval de la bordure sud-est du Mont Elgon (plateau de Kitale).

Napak, Kadam, Moroto

Bien que largement disséqués/dégradés par le Système Pédimentaire Kafu (Pkaf), les reliefs associés à **Kadam** sont tous d'origine volcanique et se connectent à ceux associés au Mont Elgon. Ils culminent à 3064 mètres et le diamètre initial de ce système volcanique devait avoisiner les 60 kilomètres (King et al., 1972). Deux cratères sont aujourd'hui encore visibles (fig. 4.106). Aucun travail paléontologique et aucune publication concernant des datations isotopiques n'existent à notre connaissance.

Napak est une localité bien connue des paléontologues de par sa richesse en mammifères fossiles datés au Miocène inférieur (e.g. Bishop, 1957, 1958, 1964, 1968; Bishop and Whyte, 1962; Pickford, 1989, 2002a, 2002b, 2004a, 2004b, 1986; Rafferty et al., 1995; Gommery et al., 1998; Senut et al., 2000; Pickford et al., 2003, 2010; MacLatchy and Rossie, 2005; Rossie and MacLatchy, 2006; DeSilva et al., 2006; Morales et al., 2007). Comme les reliefs d'Elgon, et surtout de Kadam et Moroto, les reliefs de Napak ont largement été érodés par le Système Pédimentaire Kafu (Pkaf) et consistent aujourd'hui en plusieurs segments localisés autour d'une zone de 13 kilomètres de diamètre au sein de laquelle le volcanisme a en grande partie été érodé et où affleure un pointement de roches intrusives (carbonatites) ; (fig. 4.46). Selon King et al. (1972), le volcan initial était large de 40 km de diamètre et devait atteindre une altitude de 3500 mètres.

Le volcanisme associé à Napak consiste principalement en des néphélinites et pyrocastites. Les âges K-Ar obtenus par Bishop et al. (1969) sont compris entre 31.3 ± 1.0 Ma et 6.7 ± 1.5 Ma. Néanmoins, les âges aux alentours de 30 Ma sont, selon Bishop et al. (1969), incohérents et pourraient potentiellement témoigner d'une contamination des échantillons. Les âges K-Ar obtenus sur les tuffés fossilifères couplés aux données paléontologiques et stratigraphiques (King, 1949; Bishop, 1958, 1963, 1964; Bishop and Whyte, 1962; Bishop and Trendall, 1967; Bishop et al., 1969; King et al., 1972) attestent plutôt d'une activité volcanique initiale comprise entre 22 Ma et 17 Ma (Bishop et al., 1969) et, plus précisément, aux alentours de 17.8 ± 0.4 Ma, âge obtenu sur des biotites, un minéral généralement peu sujet à un excès d'argon. Une seconde phase marquée par une activité pyroclastique intense est ensuite enregistrée entre 14.5 et 13 Ma (Bishop et al., 1969).

Culminant à 3063 mètres, soit environ 1800 mètres au-dessus des plaines du Karamoja environnantes, le **Mont Moroto** consiste aujourd'hui en une caldera au sein de laquelle affleurent des néphélinites. Outre les néphélinites, le volcanisme associé à Moroto est principalement représenté par des basaltes datés entre 14.3 ± 0.3 Ma et 12.5 ± 0.4 Ma (Bishop et al., 1969). Un âge de 23.5 ± 1.1 Ma obtenu sur une dolérite (Bagdasaryan et al., 1973) témoigne potentiellement d'une activité initiale contemporaine à celle d'Egon et, éventuellement, Napak.

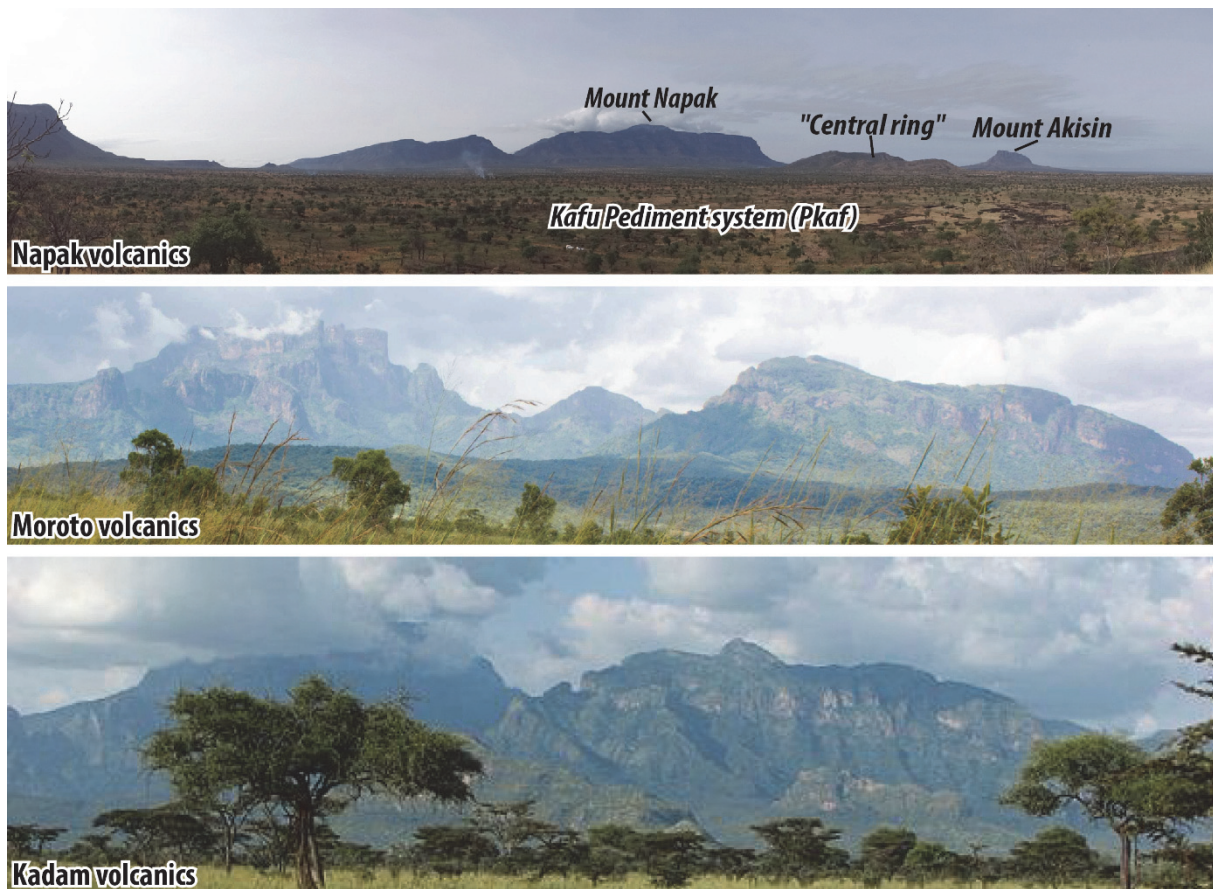


Figure 4.106 : Photographies des édifices volcaniques de Napak, Moroto et Kadam à l'est de l'Ouganda. [Pictures of the Napak, Kadam and Moroto volcanic features in eastern Uganda.]

4.4.6.3 Plateaux phonolitiques et volcanites de Tinteret et du rift Kavirondo

Aujourd'hui largement érodé, le volcanisme associé au volcan **Kisingiri** affleure aux alentours de l'île de Rusinga, de Rwanga et de Karungu, au niveau de la terminaison ouest d'une ligne de volcans parallèle au rift Kavirondo et qui se connecte à l'est à la province volcanique de Tinteret et aux larges plateaux phonolitiques qui lui sont associés (Uasin-Gishu). La synthèse de King et al. (1972) résume les différentes morphologies et séquences volcaniques de la région.

Les roches volcaniques associées à l'activité de l'ancien volcan de Kisingiri consistent en des néphélinites, mélihlites et pyroclastites avec de rares occurrences de carbonatites et phonolites. Les datations K-Ar témoignent d'une activité principale comprise entre 16 et 22 Ma et liée au fonctionnement du rift Kavirondo (Bishop et al., 1969; Baker et al., 1971).

À l'intersection du rift de Kavirondo et du rift kenyan/Gregory se trouve le volcan miocène de **Tinteret**. À sa base, le volcanisme de Tinteret consiste en une succession de néphélinites, phonolites et basanites, associée à une grande quantité de pyroclastites localement interstratifiées par des sédiments, et datée entre 19.5 et 19.6 Ma ("*Koru Beds*"; Bishop et al., 1969). Entre 13.6 Ma et 11 Ma, de larges coulées de phonolites dans lesquels s'intercalent les tuffes et agglomérats de Fort-Tenant forment le plateau de **Uasin-Gishu** qui scelle la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). La dernière occurrence d'activité volcanique de Tinteret est associée à un épanchement de basanites daté à 5.8 ± 1.3 Ma et 5.8 ± 1.4 Ma (Bishop et al., 1969; Baker et al., 1971). Plus tard, directement à l'est de Tinteret, le volcanisme associé au volcan de Londiani correspond à des néphélinites, phonolites, basaltes et d'abondantes trachytes qui recouvrent le plateau phonolitique de Uasin-Gishu. Les datations réalisées sur les volcanites de Londiani suggèrent une activité plio-pléistocène est (Jones and Lippart, 1979).

4.4.6.4 Synthèse des contraintes chronologiques et proposition d'un modèle d'âge des surfaces d'aplanissement en Ouganda

Le fait que la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) soit scellée par le volcanisme associé au Mont Elgon constitue un élément essentiel et déterminant de l'évolution régionale des formes du relief. Au regard des cartes géologiques les plus précises disponibles (cartes au 1 : 125 000 de Searle, 1949) et de la localisation de l'échantillon de néphélinites de Bukwa daté à 22 Ma (Bishop et al., 1969), la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est effectivement scellée par les volcanites associées à la première phase d'activité d'Elgon (22-19 Ma). La formation de la surface est antérieure à 22 Ma et donc à l'initiation du Rift Albert (17 ± 0.8 Ma; voir Chapitre 2) et serait, par conséquent, contrôlée par un niveau de base localisé à l'ouest (Océan Atlantique), comme le suggèrent les reconstitutions du drainage ante-rift proposées par de Heinzelin (1962) et Pickford et al. (1993).

Au sud de Kitale, la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est scellée par les phonolites formant le plateau de Uasin-Gishu, lesquelles sont associées au fonctionnement du volcan de Tinderet et datées à 13.6 ± 0.6 Ma (Bishop et al., 1969).

Erodée par la Surface Altérée Intermédiaire (Iw), la Surface Altérées Supérieure (Uw) est ici associée à la grande phase chaude et humide de l'Eocène Inférieure (optimum climatique) responsable du développement d'une épaisse "*etchplain*" qui s'étendait potentiellement de l'ouest jusqu'à l'est de l'Afrique. La Surface Altérée Supérieure (Uw) constituerait ainsi un équivalent de la Surface Bauxitique décrite en Afrique de l'Ouest (e.g. Chardon et al., 2006; Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013; Grimaud, 2014) et datée entre 59 et 45 Ma par datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de latérites riches en oxydes K-Mn.

Erodant l'ensemble des édifices volcaniques de la zone étudiée ainsi que les surfaces sus-jacentes, les Systèmes Pédimentaires (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu} , P_{rw} , P_{ta} , P_{ke} , P_{tu}) ont commencé à se former postérieurement à 17.8 ± 0.4 Ma (âge le plus probable du premier épisode volcanique majeur de Napak) et leur développement est par conséquent contrôlé par les variations du niveau de base local créé lors de l'initiation du Rift Albert-Edward (17.0 ± 0.8 Ma; voir Chapitre 2-3).

Au contraire, ces systèmes pédimentaires ne semblent pas affecter les Montagnes des Ruwenzori qui sont seulement disséquées par l'érosion fluviale et glaciaire et sur lesquelles n'est décrite aucune altérite majeure. Les grandes pédiplaines sont donc antérieures au soulèvement de ce massif de socle archéen à protérozoïque, dont la surrection, liée au fonctionnement du rift (voir Chapitre 1 & 3), est datée à 2.5 Ma par les données biostratigraphiques (Pickford et al., 1993) et thermochronologiques (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015).

La dégradation des Systèmes Pédimentaires par un réseau de vallées incisées est donc effective depuis le soulèvement des Montagnes des Ruwenzori. La formation de l'escarpement du Rift Albert tel qu'il existe aujourd'hui en Ouganda serait récente et résulterait d'une phase de déformation tardive responsable de l'inversion du drainage dans tout l'ouest de l'Ouganda, laquelle est estimée avoir eu lieu aux alentours de 400 Ka, âge potentiel des sédiments du Lac Victoria (Bishop, 1969; Temple and Doornkamp, 1970; Johnson et al., 1996, 2000; Scholz et al., 1998; Williams et al., 2003; Talbot and Williams, 2009). Cette hypothèse d'un soulèvement tardif se vérifie à travers la présence de cascades le long de l'escarpement ougandais qui témoignent d'un intervalle de temps trop court pour permettre aux rivières de s'adapter au niveau de base du Lac Albert.

Les principaux éléments de contraintes chronologiques ainsi que le modèle d'âge des formes du relief Ougandais sont résumés sur la figure 4.107.

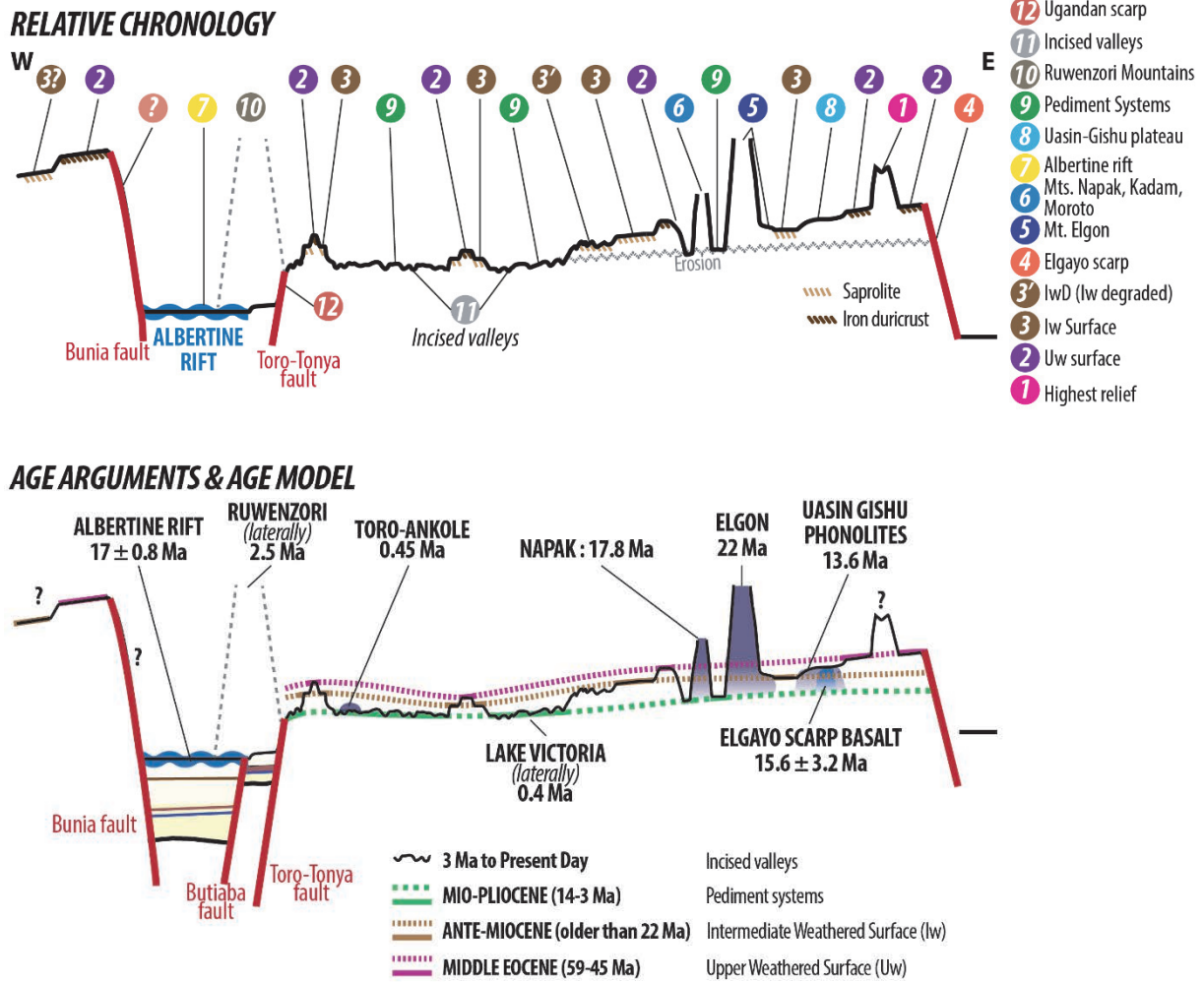


Figure 4.107 : Représentation schématique de la chronologie relative et des principaux éléments de datation des formes du relief. [Schematic representation of the landforms relative chronology and age arguments.]

4.4.7 MODÈLE D'ÉVOLUTION A LONG TERME

L'évolution de la topographie et la caractérisation des phases de déformation de la partie septentrionale du dôme est-africain (Ouganda et son voisinage) est basée sur des coupes ouest-est et nord-sud restaurées (fig. 4.108 & 4.109). La restauration de la topographie repose ici sur deux principes fondamentaux : (1) le résultat des processus d'etchplanation et/ou de pédimentation est une surface quasiment plate dont la déformation postérieure résulte de phases de soulèvement et flexures associées et de bombements liés au volcanisme; (2) ces processus d'aplanissement résultent d'une adaptation du relief à un niveau de base. L'étagement des surfaces témoigne alors de la mise en place d'un nouveau niveau de base (local) ou de variations (chute) du niveau de base initial.

Le modèle d'évolution à long terme proposé ci-après consiste en la reconstitution de la topographie à travers cinq épisodes majeurs responsables du façonnement des formes du relief du nord du Dôme est-africain pendant le Cénozoïque.

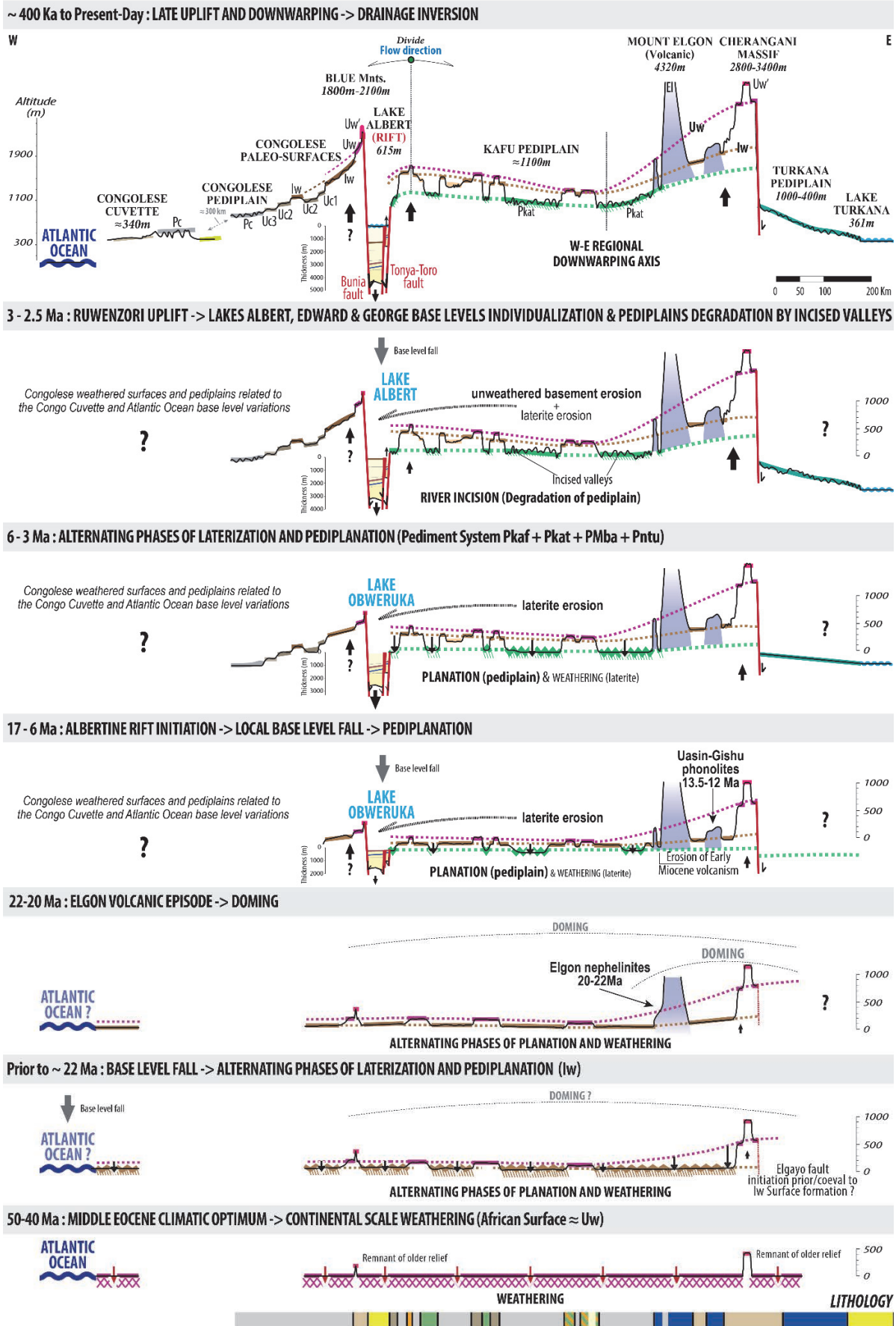
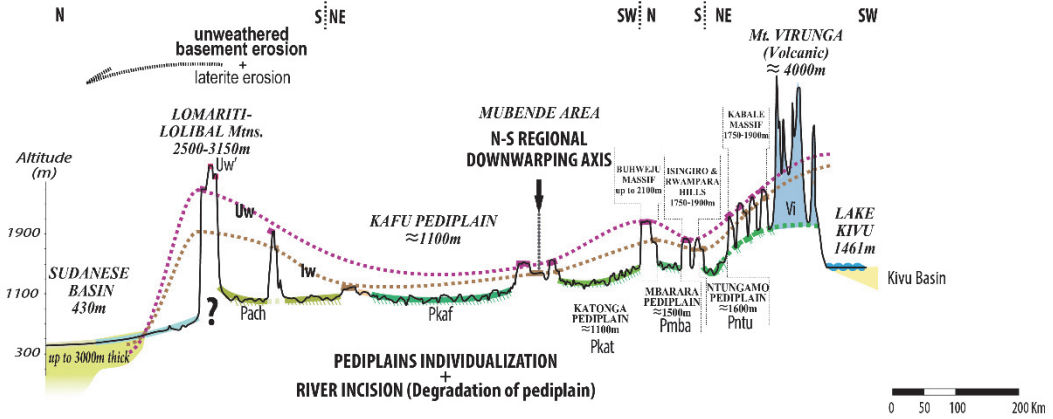


Figure 4.108 : Évolution ouest-est synthétique des formes du relief (légende sur la figure 4.109). [West-east synthetic evolution of landforms (legend on figure 4.109).]

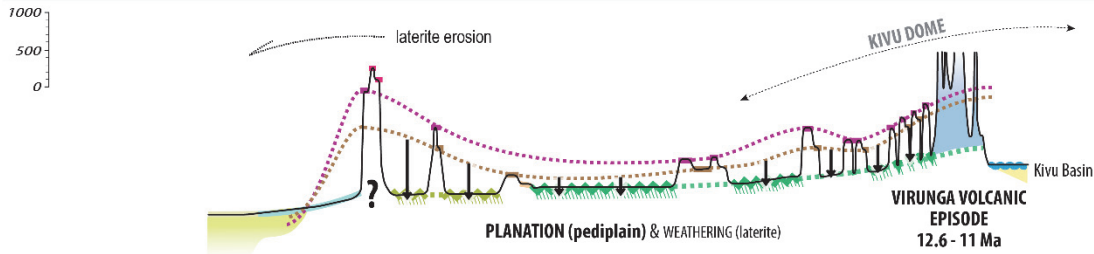
2.5 Ma to Present-Day : MAJOR UPLIFTS & PEDIPLAINS DEGRADATION BY INCISED VALLEYS

~ 400 Ka to Present-Day : LATE UPLIFT AND DOWNWARPING -> DRAINAGE INVERSION

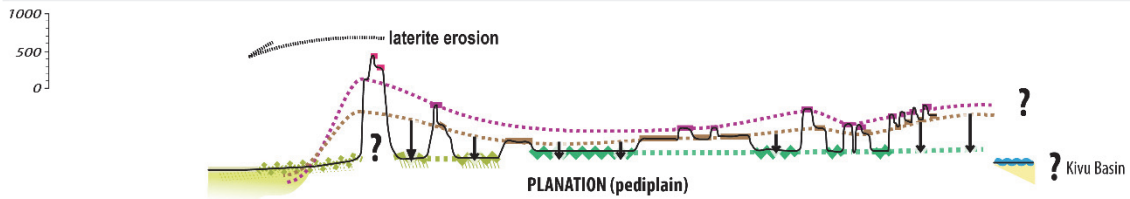
3 - 2.5 Ma : RUWENZORI UPLIFT -> LAKES ALBERT, EDWARD & GEORGE BASE LEVELS INDIVIDUALIZATION & PEDIPLAINS DEGRADATION BY INCISED VALLEYS



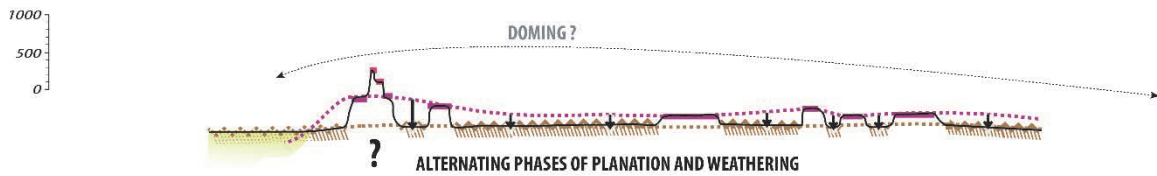
12 - 3 Ma : ALTERNATING PHASES OF LATERIZATION AND PEDIPLANATION (Pediment System Pkaf + Pkat + PMba + Pntu)



18 - 12 Ma : ALBERTINE RIFT INITIATION -> LOCAL BASE LEVEL FALL -> PEDIPLANATION (Pkaf')



Prior to ~ 22 Ma : BASE LEVEL FALL -> ALTERNATING PHASES OF LATERIZATION AND PEDIPLANATION (lw)



50-40 Ma : MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM -> CONTINENTAL SCALE WEATHERING (African Surface ≈ Uw)

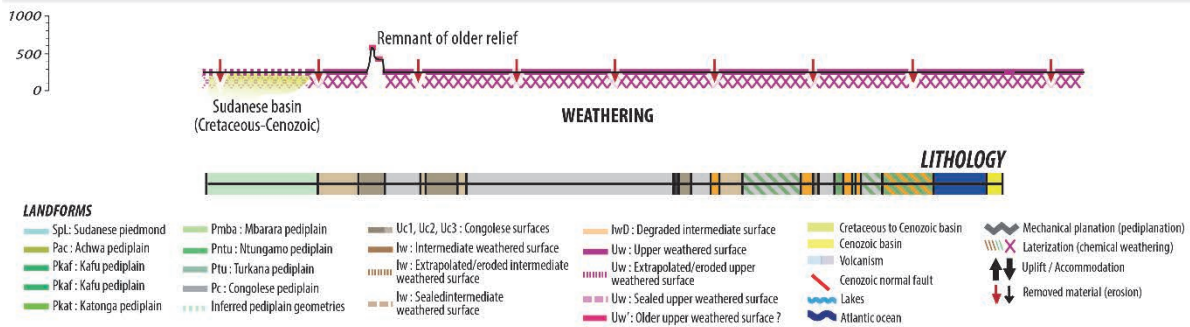


Figure 4.109 : Évolution synthétique des formes du relief de la frontière Soudan-Ouganda aux Monts Virunga. [Synthetic evolution of landforms from Sudan-Uganda border to Mounts Virunga.]

4.4.7.1 Paléocène – Éocène moyen (59-45 Ma) : Surface Altérée Supérieure (Uw)

Antérieure à 22 Ma (âge du premier épisode volcanique d'Elgon) et armée d'une cuirasse ferrugineuse ("*capped etchplain*"), la Surface Altérée Supérieure (Uw) témoigne d'un épisode d'altération intense sous des conditions climatique chaudes et humides. Un tel épisode est décrit en Afrique de l'Ouest au Paléocène - Éocène moyen (59-45 Ma, âges basés sur des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de profils latéritiques au Burkina Faso; Chardon et al., 2006; Beauvais et al., 2008) et en République Démocratique du Congo où la plus vieille surface associée à des latérites ("*etchplain*"; "*Upper Planation Surface 1*" : Guillocheau et al., 2015) est datée entre 67 ± 7 Ma et $51,8 \pm 1,2$ Ma (par relation de la "*Upper Planation Surface 1*" avec le volcanisme de la Ligne Volcanique du Cameroun; Guillocheau et al., 2015).

Cette période d'altération paléogène coïncide avec l'âge de la "Surface Africaine" qui est définie par King (1951, 1953, 1963) comme la plus ancienne et la plus étendue (échelle continentale) surface d'érosion du continent Africain aujourd'hui préservée sous forme de plateaux et collines. Probablement polygénique (ou composite), elle constitue le résultat final d'un aplanissement des reliefs, postérieur à la dislocation du Gondwana (Partridge and Maud, 1987; Burke and Gunnell, 2008).

Notre hypothèse selon laquelle la Surface Altérée Supérieure (Uw : i.e. "*Buganda Surface*" de la littérature focalisée sur les formes du relief en Ouganda) est manifestement un équivalent de la "Surface Africaine" est soutenue par la synthèse de Burke et Gunnell (2008). Les arguments permettant d'attribuer un âge paléogène à la Surface Altérée Supérieure (Uw) sont :

- que la surface est scellée par le volcanisme oligocène terminal à miocène inférieur (e.g. Mont Elgon) et par des sédiments fossilifères datés au Miocène inférieur (19-20 Ma) notamment à l'est du Rift de Kavirondo ("*Koru Beds*"; Bishop et al., 1969) ;
- que les données géochronologiques (U-Th/He et traces de fission sur apatites) indiquent une absence d'exhumation majeure entre le pic de dénudation enregistrée après la phase de déformation du Santonien au Crétacé supérieur et le soulèvement des escarpements lors du fonctionnement des rifts est-africains au Miocène (Spiegel et al., 2007) ce qui induit l'absence de relief local (i.e. surface plane) ;
- que la Surface Altérée Supérieure (Uw) peut être potentiellement corrélée à grande échelle avec les reliefs associés à des latérites du Rwanda-Burundi ("*Surface de Byumba*"; Rossi, 1980), des plaines de Serengeti en Tanzanie, des plateaux observés sur la bordure est du Rift Tanganyika, des "*Massai Highlands*" au Kenya, du plateau de Muchinga en Zambie, des Manica et Harare "*highlands*" du Zimbabwe (Burke and Gunnell, 2008), des Montagnes Bleues et de Mitumba en République Démocratique du Congo (Ruhe, 1954; Lepersonne,

1956; King, 1963; Burke and Gunnell, 2008; Guillocheau et al., 2015) et avec les "*laterite capped-mesas*" des Jbel Howag et des Montagnes de Nuba au sud du Sud-Soudan (Schwarz, 1994; Burke and Gunnell, 2008) .

Actif du début du Crétacé jusqu'à l'Éocène terminal, les rifts du Soudan et d'Anza (et leurs épaulements associés) constituaient une ligne de partage des eaux majeure avec, à l'est, la surface kenyane "*Kenyan or End-Cretaceous Surface*" de Saggerson et Baker (1965) légèrement basculée vers le littoral est-africain et, à l'ouest, la "*Buganda Surface*" (= Surface Altérée Supérieure, Uw) pendant doucement vers l'ouest. Cette observation est cohérente avec un drainage antérieure aux rifts Nil-Albert-Edward orientés vers l'ouest et connectés au fleuve Congo et donc à l'Océan Atlantique (voir les reconstitutions du réseau de drainage proposées par Cook, 1958; de Heinzelin, 1959; ou Pickford et al., 1993). L'évolution du paysage en Ouganda au paléogène consiste donc en une adaptation des reliefs à un niveau de base localisé à l'ouest (de toute évidence l'Océan Atlantique).

L'origine et la nature des reliefs résiduels (Uw') observés au-dessus de la Surface Altérée Supérieure (Uw) dans les massifs de Lomariti-Lolibai et Cherangani, les Montagnes bleues, les Monts Mitumba et, éventuellement, le massif de Karagwe et au sud des Virunga ("*Surface de Pindura*"; Rossi, 1980) demeurent méconnues. Nommées "*Koki surface*" par McConnell (1955) en Ouganda, ces reliefs ont souvent été associés aux "*Post-Gondwana-Surface*" de King (1962) et "*Cretaceous Surface*" de Dixey (1956). Ces auteurs considéraient que ces sommets constituaient les témoins d'un aplanissement antérieur à celui responsable de la formation de la Surface Altérée Supérieure (Uw; = Surface Africaine). Les travaux de Partridge and Maud (1987) soulignent néanmoins que seules de rares, voir aucune, surfaces d'érosion antérieures au Jurassique ne sont aujourd'hui préservées en Afrique, excepté aux endroits où elles ont été exhumées des sédiments qui les recouvraient. Comme Burke et Gunnell (2008). Nous considérons plutôt que ces reliefs de superficie très limitée ont une signification locale plutôt que régionale/continentale. Pour Pallister (1960), Bishop (1966) ou Ollier (1960, 1969), l'origine de l'escarpement délimitant la Surface Altérée Supérieure (Uw) des reliefs les plus anciens (Uw') n'est pas liée à l'existence de deux aplanissements successifs résultant d'une chute de niveau de base mais plutôt à un processus d'érosion (altération/décapage) différentielle lié à un contraste lithologique.

4.4.7.2 Éocène supérieur (59-45 Ma) – Miocène inférieur (22 Ma) – Surface Altérée Intermédiaire (Iw)

L'âge de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est seulement contraint par l'épisode volcanique initial d'Elgon (22 Ma) qui induit un aplanissement antérieur au Miocène inférieur et, par conséquent, à l'initiation des rifts Nil-Albert-Edward. Responsable de l'érosion de la Surface Altérée Supérieure (Uw), cette surface constitue le résultat final d'une évolution polyphasée qui

consiste en une succession (ou une combinaison) de processus d'érosion mécanique (pédiplanation) et chimique ("*etchplanation*") dont l'intensité respective résulte des changements climatiques et des variations du niveau de base, lequel, localisé à l'ouest de la zone étudiée, est potentiellement l'Océan Atlantique. Cette apparente histoire polyphasée rend particulièrement délicate la reconstitution de l'évolution de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). L'érosion de la Surface Altérée Supérieure (Uw) résulte quoiqu'il en soit d'une chute du niveau de base significative probablement initiée dès l'Éocène supérieur, faisant ainsi suite à l'optimum climatique de l'Éocène inférieur (50-51 Ma; Zachos, 2001). Au regard des courbes climatiques globales (Zachos, 2001), l'aridification enregistrée à la base de l'Oligocène est plus propice au développement de systèmes pédimentaires (érosion mécanique, décapage de la Surface Altérée Supérieure) tandis que le réchauffement de l'Oligocène terminal est sans doute associé à une altération intense responsable du développement de l'épais saprolite caractéristique de la Surface Altérée Intermédiaire (Iw). Au regard des reconstitutions paléogéographiques de Vrielynck et Bouysse (2003) où l'Ouganda est, depuis le Crétacé supérieur, localisé en domaine tropical à intertropical (entre 0°- 4°N aujourd'hui et 15°S-20°S au Cénomanién), les conditions climatiques ont toujours été propices à une altération chimique significative, laquelle a pu coexister avec les processus d'érosion mécanique (pédimentation). Il semblerait en effet que ces processus (mécanique vs. chimique) aient pu coexister pendant toute l'évolution de la surface, avec de légères, mais fréquentes, variations climatiques comme facteur contrôlant la prédominance de tel ou tel processus (mécanique vs. chimique). Le climat, associé à de faible pente et une déformation modérée, aurait donc pu être favorable à une altération active pendant toute l'évolution de la surface et permettre ainsi la formation d'un profil d'altération localement supérieur à 100 mètres d'épaisseur.

Dans la zone étudiée, la différence d'altitude entre la surface supérieure (Uw) et intermédiaire (Iw) augmente au nord et à l'est. À l'est, cette variation est potentiellement associée à l'activité précoce des failles d'Elgayo et Turkwel qui s'initie dès l'Oligocène (Morley et al., 1992) et induit un soulèvement/basculement de la Surface Altérée Supérieure (Uw) synchrone au développement de la Surface Altérée Intermédiaire. La significative différence d'altitude observée au nord, dans le massif de Lolibai-Lomariti à la frontière Soudan-Ouganda, est moins claire et pourrait être le résultat d'une altération différentielle (contraste lithologique). Des travaux complémentaires sont nécessaires dans cette zone nord-kenyane afin de déterminer l'origine de cette différence d'altitude. L'analyse des bassins sédimentaires méso-cénozoïques sud-soudanais est également primordiale afin de caractériser les épisodes d'érosion associés aux Surfaces Altérée Supérieure et Intermédiaire dans le remplissage sédimentaire.

Au nord-ouest de Kitale, la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) est scellée par les volcanites d'Elgon dont l'âge (22 Ma) constitue la limite supérieure du développement de la surface intermédiaire. Couplée à l'activité des failles de Turkwel et Elgayo, cet épisode volcanique (ainsi que ceux de Napak, Moroto et, potentiellement, Kadam dont les âges Oligocène terminal – Miocène inférieur sont sujets à caution) est responsable de la déformation (bombement : "*doming*"; Bishop and Trendall, 1967; King et al., 1972) de ces deux générations de surfaces d'aplanissement à l'est de l'Ouganda (surfaces basculées vers l'ouest). Liées au fonctionnement du volcan de Tinderet, les phonolites du plateau de Uasin-Gishu reposent également sur la Surface Altérée Intermédiaire (Iw).

Bien que décrite par Doornkamp et Temple (1966), Doornkamp (1968) et surtout McFarlane ("*Ntenga Surface*"; 1969, 1971, 1976), la Surface Altérée Intermédiaire (Iw) a souvent été assimilée à la Surface Altérée Supérieure (Uw) dans la littérature (i.e. "*Buganda Surface*"). La répartition verticale des profils d'altération témoigne cependant de l'existence de deux générations distinctes de "*etchplains*". L'une (Uw) est associée à un profil latéritique de quelques mètres caractérisé par une cuirasse ferrugineuse ("*iron duricrust*") préférentiellement préservée sur des lithologies résistantes (quartzite, granulite), l'autre (Surface Altérée Intermédiaire, Iw) est plus ou moins décapée ("*stripped etchplain*") et est associée à un saprolite de plusieurs dizaines de mètres (jusqu'à plus de 100 mètres) localement surmontée d'une cuirasse primaire ou secondaire (i.e composée d'éléments de la cuirasse sus-jacente). La différence d'altitude entre les deux surfaces et la présence de latérites détritiques sur les pentes ou à la base des escarpements (démantèlement de la surface Uw en amont et formation de cuirasses secondaires ou colluvionnaires en aval) constituant leur interface témoignent de ces deux phases d'altération majeures.

4.4.7.3 Miocène inférieur (17 ± 0.8 Ma) – Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) : Systèmes Pédimentaires (P_{ac} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu})

L'initiation du Rift Albert à 17 ± 0.8 Ma (voir Chapitre 2-3) induit la création d'un niveau de base local qui s'étendait vraisemblablement de l'actuel piedmont du Nil Albert (au nord du Lac Albert) jusqu'au sud du Lac Edward (Pickford et al., 1993). Couplées aux mouvements verticaux liés à l'ouverture du rift et aux changements climatiques, les variations de ce niveau de base qui contrôlent le façonnement du paysage ougandais du Miocène inférieur à l'actuel.

Au regard des reconstitutions proposées par un certain nombre d'auteurs (Cooke 1958; de Heinzelin, 1962; Pickford et al., 1993), le drainage reste orienté vers l'ouest du Miocène inférieur au Pléistocène du fait du soulèvement des escarpements Elgayo-Turwell et de l'absence d'épaulement clairement marqué sur la bordure est du Rift Albert à cette époque (Pickford et al., 1993). Les rivières s'écoulaient de l'escarpement d'Elgayo-Turkwel vers le proto-lac Albert (Lac

Obweruka) en Ouganda et vers l'Océan Atlantique à l'ouest, en République Démocratique du Congo.

Plus au sud, au Rwanda et au Burundi, les épisodes volcaniques des Virunga (12.6/11 Ma; Bellon and Pouclet, 1980; Ebinger, 1989, Kampunzu et al., 1998) et du Kivu (Bukavu; 10 Ma; Kampunzu et al, 1998) associés à une phase de soulèvement significative des épaulements du rift Kivu ont conduit à la formation d'un relief bien plus important (dôme Kivu) qu'aux abords des Rifts Nil-Albert-Edward. Ce bombement est responsable de la déformation (soulèvement) des systèmes pédimentaires et des surfaces sus-jacentes au sud de la zone étudiée. Cet épisode est par ailleurs sans doute responsable de l'inversion du drainage au Nord de la Tanzanie (4°S de latitude) bien avant qu'il n'ait lieu dans la zone étudiée. Cette inversion se traduit par la formation d'un ancien lac au sein de la dépression de Wembere (au sud-ouest des actuels lacs de Eyasi et Kitangiri; 4°S, 34°) pendant le Pliocène (soit un phénomène identique à celui menant à la formation du Lac Victoria à l'Holocène, voir ci-après)

En Ouganda, le développement des systèmes pédimentaires s'initie en réponse à la création puis aux variations du niveau de base local du Rift Nil-Albert-Edward. Du fait d'une faible pente, l'incision du substratum par les rivières devait être limitée et le lit des rivières suffisamment mobile pour permettre le retrait et/ou l'abaissement des versants (pédiplanation), processus responsables de la formation des pédivallées/pédiments/pédiplaines (i.e Système Pédimentaires).

Au Mio-Pliocène, le développement des systèmes pédimentaires Achwa (P_{ach}), Kafu (P_{kaf}), Katonga (P_{kat}), Mbarara (P_{mba}), Ntungamo (P_{ntu}) (et, potentiellement, une partie du système Kenyan, P_{ke}) était contrôlé par le même niveau de base et était responsable de l'alimentation en sédiments du rift Nil-Albert Edward en érodant les surfaces altérées sus-jacentes (U_w et I_w) et, à l'est les édifices volcanique du Miocène inférieur et moyen (Elgon, Napak, Kadam, Moroto). L'analyse de faciès sédimentaires du Rift Albert témoigne en effet de leur étroite parenté avec les profils latéritiques des surfaces altérées supérieure (U_w) et intermédiaire (I_w). L'érosion des latérites par les systèmes pédimentaires se traduit dans le bassin par : (1) des intervalles sableux (sheet-flood, barres d'embouchure, chenaux distributaires, voir Chapitre 2) dont les grains de quartz témoignent d'une dissolution chimique intense potentiellement polyphasée; (2) de nombreux niveaux riches en fer, lesquels résultent de la dissolution, du transport puis de la précipitation dans le bassin du fer lessivé des cuirasses ferrugineuses.

Associée à une phase d'aridification (Bonnefille, 2010), la discontinuité majeure observée dans le remplissage du bassin du Rift Albert à 6.2 Ma (voir Chapitre 2) marque sans doute le paroxysme d'érosion (mécanique) des systèmes pédimentaires. Cet afflux important de sédiments se traduit par

ailleurs par une augmentation considérable du volume de sédiments et du taux de subsidence. Cette relation entre le remplissage du rift et sa source en sédiments est développée dans le chapitre suivant.

Bien qu'exposant aujourd'hui le plus souvent le substratum sain, les grandes plaines associées aux systèmes pédimentaires montrent localement des altérites à leur surface. Bien que ces altérites soient le plus souvent détritiques et résultent de l'érosion des surfaces sus-jacentes, elles sont néanmoins parfois le résultat d'une altération in-situ. Consistant essentiellement en un horizon fissuré, des arènes et, plus rarement des kaolins (base de saprolite) ces latérites très peu développées (0 à 5 mètres d'épaisseur) témoignent d'une altération, certes modérée, mais toujours active pendant le développement des systèmes pédimentaires.

4.4.7.4 Pliocène terminal (2.7 ± 0.2 Ma) – 400 Ka : Montagnes des Rwenzori et vallées incisées

La surrection des Montagnes des Rwenzori entre les actuels Lac Albert et Edward est responsable de l'initiation d'un léger basculement du relief ougandais vers le nord (qui se poursuit à l'Holocène en réponse au soulèvement tardif de l'escarpement Ougandais; voir ci-après) et de l'individualisation de deux niveaux de base distincts : celui du Lac Albert et celui des lacs George et Edward. Cette phase de soulèvement est datée à ≈ 2.5 Ma par les données thermochronologiques (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010, 2012, 2015) qui témoignent d'une phase d'exhumation majeure à la fin du Pliocène et les données biostratigraphiques (Pickford et al., 1993), ces dernières mettant en évidence l'individualisation de biozones distinctes au nord (Lac Albert) et au sud (Lac Edward).

Couplée au soulèvement associé à l'activité volcanique des Virunga, la création de ces deux niveaux de base entraîne l'individualisation des systèmes pédimentaires. Le système Kafu (P_{kaf}) est alors associé au Lac Albert, le système Achwa (P_{ach}) au Rift du Nil et les systèmes Katonga (P_{kat}), Mbarara (P_{mba}) et Ntungamo (P_{ntu}) aux lacs Edward-George. À l'est de la zone étudiée, l'ouverture des rifts kenyans et l'activité volcanique pliocène-actuelle des volcans de Londiani ou Kilombe à l'est du volcan du Rift Kavirondo contribuent à la croissance du dôme Kenyan et par relation de cause à effet à déformer les surfaces d'aplanissement.

Le mécanisme responsable du soulèvement des Montagnes des Rwenzori demeure énigmatique. Fragmenté en plusieurs blocs par divers systèmes de failles d'orientations variées (N-S, NW-SE, E-W), ce massif de socle archéen montre localement une composante décrochante significative (McConnell, 1959; Ring, 2008, Koehn et al., 2010). Les Montagnes des Rwenzori sont souvent décrites comme un énorme bloc pivauté associé à des failles normales listriques. Sur la base de modélisations numériques, Wallner and Schmeling (2010) suggèrent que le considérable soulèvement du massif des Rwenzori résulte du processus de délamination de la lithosphère. Karner

et al., (2000) et Sachau and Koehn (2010) avancent l'hypothèse que le "*Rwenzori horst*" serait le résultat du phénomène du "contilever effet" qui consiste en un rebond isostatique et un soulèvement des épaulements de rift en réponse à un dégagement de matériel crustal. Basés sur des données sismologique, les travaux de Wolbern et al. (2010), mettent en évidence le défaut de racine crustale et une croute amincie sous le massif des Rwenzori coïncidant ainsi avec les modèles interprétant les Rwenzori comme un ensemble de blocs basculés bordés de failles et au taux de soulèvement variable (McConnell, 1959; Ring, 2008).

Suite à cette phase de déformation, un réseau de vallées faiblement incisées commence à se développer et dégrade les systèmes pédimentaires jusqu'à former les plaines mamelonnées actuellement observées en Ouganda. Érodant le socle sain, ces rivières à fond rocheux remobilisent dans le bassin une quantité significative de matériel sableux. Cet apport coïncide avec la grande phase progradante enregistrée au Plio-Pléistocène et avec la diminution drastique de niveaux riches en fer et de sables aux grains de quartz altérés. Les faciès sédimentaires consistent alors essentiellement en des sables de littoral lacustre dont l'analyse pétrographique montre qu'ils sont le résultat de l'érosion d'un substratum rocheux sain (voir Chapitre 2).

4.4.7.5 400 Ka – Actuel : soulèvement et basculement tardif; inversion du drainage

La phase de déformation responsable du soulèvement de l'escarpement tel qu'il est actuellement observé en Ouganda (dénivelé moyen de 300 mètres entre le sommet de l'escarpement et le Lac Albert) est récente comme le témoigne, entre autre, la présence de chutes d'eau le long de l'escarpement. Le point culminant de l'épaulement est localisé à environ 30 km à l'est de l'escarpement (reliefs d'Hoima-Masindi). La formation de cet épaulement de faible amplitude mais de grande longueur d'onde entraîne le basculement des surfaces d'aplanissement vers l'est et l'inversion du drainage dans tout l'ouest de l'Ouganda selon une ligne de partage des eaux globalement parallèle au rift (Holmes, 1965; Doornkamp & Temple, 1966; Bishop and Trendall, 1967; Ollier, 1990). La dépression résultant du soulèvement des épaulements des rifts Nil-Albert-Edward et Kenyan couplée au drainage drainant ces épaulements est responsable de la formation du Lac Victoria dont l'âge est estimé aux environs de 400 Ka (âge extrapolé des taux de sédimentation; Williams et al., 2003; Talbot and Williams, 2009).

Cet épisode de déformation tardif est par ailleurs responsable d'un basculement vers le nord, non seulement des reliefs avoisinant le rift (surfaces d'aplanissement), mais également du plancher du rift lui-même, comme le suggèrent Leeder and Alexander (1987) d'après l'analyse de la morphologie de la rivière Semliki (ceintures de méandres asymétriques), laquelle connecte le Lac Edward au Lac Albert. Probablement initié dès la fin du Pliocène, ce basculement entraîne une modification du drainage dégradant le Système Achwa (Pach) avec des rivières s'écoulant dorénavant vers le nord et

les plaines soudanaises ou se connectant au Nil Albert. Le Nil Albert devient à cette époque l'exutoire du Lac Albert (Talbot and Williams, 2009), lequel était auparavant localisé sur l'escarpement congolais, entre le Lac Albert et Le Lac Edward ("*the Beni Gap*"; e.g. de Heinzelin, 1962; Bishop, 1965; Pickford et al., 1963).

Les principaux stades d'évolution du relief en Ouganda sont synthétisés dans la figure 4.110.

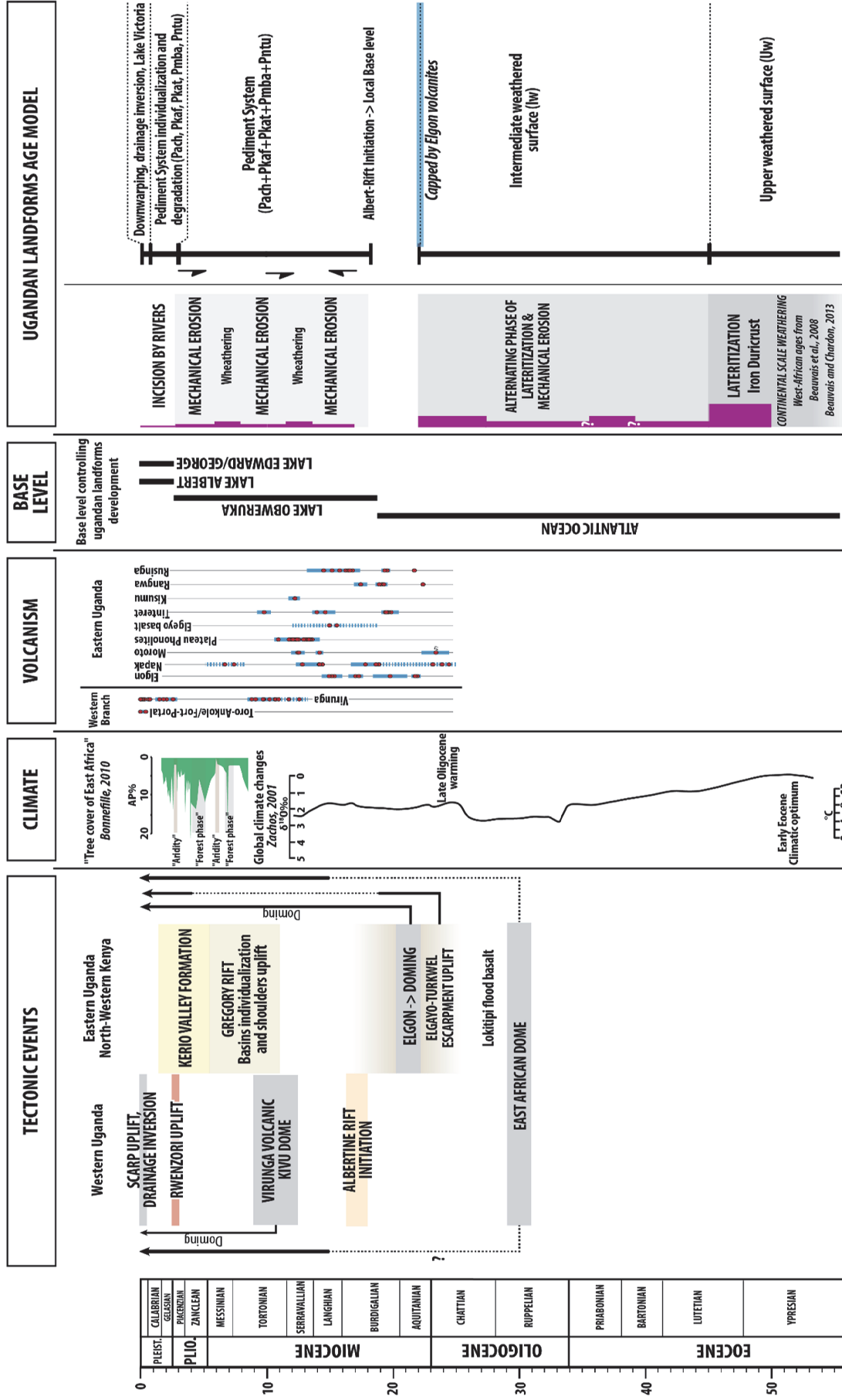


Figure 4.110 : Charte synthétisant le modèle de l'évolution des formes du relief. [Synthetic chart of landforms evolution.]

**CHAPITRE 5 – APPROCHE "*SOURCE TO SINK*" DU RIFT ALBERT :
RELATIONS ENTRE BASSIN SÉDIMENTAIRE ET
FORMES DU RELIEF AMONT**

ARTICLE 2 : A "SOURCE TO SINK" APPROACH OF THE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM): RELATIONSHIPS BETWEEN SEDIMENTARY BASIN AND UPSTREAM LANDFORMS

Manuscript in preparation

Brendan SIMON^(1,2), François GUILLOCHEAU⁽¹⁾, Cécile ROBIN⁽¹⁾, Jean BRAUN⁽³⁾, Olivier DAUTEUIL⁽¹⁾, Massimo DALL'ASTA⁽²⁾

⁽⁴⁾ Géosciences Rennes – UMR 6118, Campus de Beaulieu, Bât. 15, 263 av. du Général Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes Cedex, France.

⁽⁵⁾ TOTAL E&P, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France.

⁽⁶⁾ ISTerre Grenoble, 1381 rue de la Piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères, France

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 5 – APPROCHE "SOURCE TO SINK" DU RIFT ALBERT : RELATIONS ENTRE BASSIN SÉDIMENTAIRE ET FORMES DU RELIEF AMONT	277
ARTICLE 2 : A "SOURCE TO SINK" APPROACH OF THE ALBERT RIFT (UGANDA, EAST AFRICAN RIFT SYSTEM): RELATIONSHIPS BETWEEN SEDIMENTARY BASIN AND UPSTREAM LANDFORMS	279
TABLES DES MATIÈRES	281
5.1 INTRODUCTION	283
5.2 REGIONAL SETTINGS	285
5.2.1 THE EAST AFRICAN RIFT SYSTEM	285
5.2.2 THE ALBERTINE RIFT INFILLING EVOLUTION	286
5.2.3 UGANDAN LANDFORMS ANALYSIS: STATE OF THE ART	290
5.3 SOURCE: LANDFORMS ANALYSIS AND QUANTIFICATION OF THE ERODED VOLUMES OF SEDIMENTS	292
5.3.1 MAIN LANDFORMS OF UGANDA	292
5.3.1.1 Types of planation surfaces: etchplains and pediments/pediains	292
5.3.1.2 Landforms stepping	296
5.3.2 METHODOLOGY: LANDFORMS MAPPING AND MEASUREMENT OF ERODED VOLUME	297
5.3.2.1 Landforms mapping	297
5.3.2.2 Planation surfaces reconstitution and eroded volume estimation	298
5.3.3 LANDFORMS RELATIVE CHRONOLOGY AND DATING	299
5.3.3.1 Ugandan landforms relative chronology	299
5.3.3.2 Landforms age arguments: toward an age model	306
5.3.4 UGANDAN RELIEF EVOLUTION	307
5.3.5 ERODED VOLUMES	311
5.4 SINK: DEPOSITED VOLUME QUANTIFICATION	313
5.4.1 DATA AVAILABLE AND SEDIMENT VOLUME MEASUREMENT TECHNIQUE	313
5.4.1.1 Data available	313
5.4.1.2 Thickness maps extrapolation	313
5.4.1.3 Calculation of sediment volumes and fluxes	313
5.4.2 DEPOSITED VOLUMES	314
5.5 DISCUSSION	317
5.5.1 SEDIMENT BUDGET	317
5.5.2 CHEMICAL EROSION	318
5.5.3 CENTRAL AFRICAN DRAINAGE EVOLUTION	319
5.6 CONCLUSIONS	323

5.1 INTRODUCTION

Since the classical work of Poag (Poag and Sevon, 1989; Poag, 1992) on the Atlantic Margin of the USA and Métivier et al. (1999) at the scale of the Himalayan system, several studies focused on the product of the erosion of various reliefs looking at the sediment volumes preserved in sedimentary basins to understand their growing. Those "sink" studies mainly focused on mountains belts and their associated foreland basins (e.g. Kuhlemann et al., 2002 for the Alps) or uplifted margin analyzing the stratigraphic record of intracratonic basins (e.g. North Sea for the Norwegian uplift, Sømme et al., 2013) or passive margins (Galloway et al., 2011 for the Gulf of Mexico; Guillocheau et al., 2012; Braun et al., 2014 for South Africa).

The way to quantify the **source** of the sediments filling sedimentary basins is mainly based on thermochronological data (AFTA, U-Th/He), which provide an amount of denudation, sometimes quantified as volumes (e.g. Gallagher and Brown, 1999). The time resolution of those approaches is quite low and sometimes only finite denudation can be estimated. Comparison of denudated volumes with the deposited ones is not so common (Tinker et al., 2008 for South Africa).

Geomorphological approaches using landforms analysis for quantifying the continental denudation are not so common. Most of them focus on the incised rivers calculating the volume eroded from the original nearly flat surfaces (e.g. van der Beek et al., 2001).

The purpose of this study is to quantify the sediment budget of an enclosed (or semi-enclosed) endoreic system, from the catchment to the basin, in a continental rift setting: the Albertine Rift system of Uganda and Congo (DRC) in the western branch of the East African Rift System. The quantification of the denudation is based on stepped planation surfaces characteristic of Uganda while the measurement of the sediment volumes is based on the stratigraphic analysis of the rift using industrial seismic lines and wells and field observations.

This study supposed, at first, an analysis of (i) the Ugandan landforms, (ii) their timing and (iii) their meaning in term of uplift and climate evolution and, secondly, to determine their role in the basin evolution.

We here try to rehabilitate the study of disparaged planation surfaces. This approach extensively promote by King (e.g. 1953, 1963) at the scale of Africa is based on simple assumptions today untenable: (1) a surface is flat horizontal shaped near sea level, (2) its erosion is of low duration and of the same age everywhere and (3) its age is only function of its elevation. In addition, any model of surface planation (planation being only the result of scarp retreat, the chemical erosion is not

taken into account) is proposed and long wavelength deformation is underestimated or even ignored.

This study is the first one performed in the context of a very active continental rift. The main concern is the endoreic nature of the Albertine Rift (Lakes Albert, Edward and George; Pickford et al., 1993). Today, the Albert Rift system is part of the upstream catchment of the Nile System. The growth of the Nile was a subject of discussion (e.g. capture of the Sudan rift System). Pickford et al. (1993) or Macgregor (2012) argued for a recent capture of the Albert Lake system by the Nile drainage.

5.2 REGIONAL SETTINGS

5.2.1 THE EAST AFRICAN RIFT SYSTEM

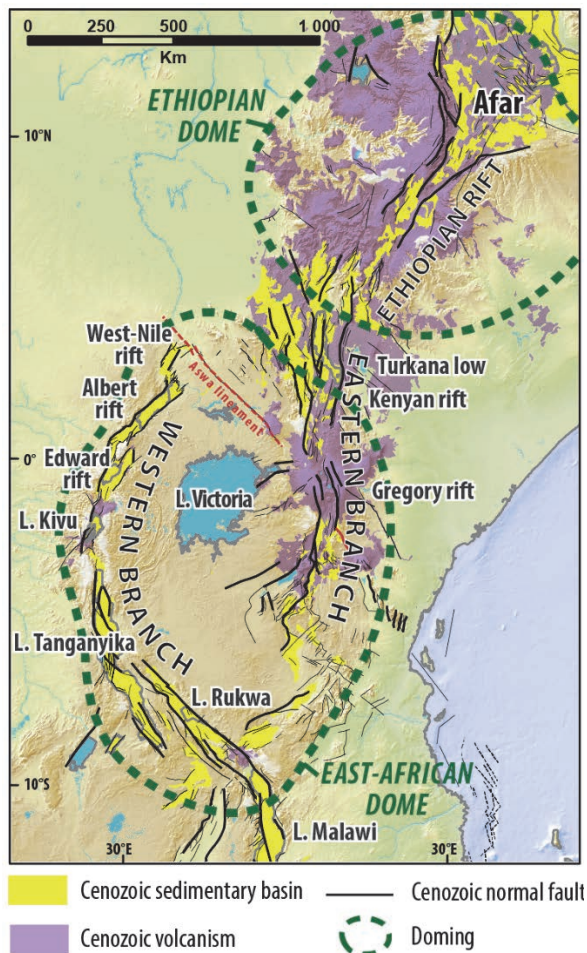


Figure 5.111 : Hypsographic DEM of East African Rifts System. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et

Extending from the Afar triple junction in the north (Ethiopia) to the Funhalouro Rift (Limpopo Plain, South Mozambique) in the south, rifts and associated sedimentary basins of the East African Rift System (hereafter referred as the EARS; fig. 5.111) are located on two broad elevated "domes", the Ethiopian and the East African domes (Ebinger, 1989). These wide region of anomalously high topography are related to thermal and dynamic activity of one or several mantle plumes related to the so-called African asthenospheric superswell or superplume (Nyblade and Robinson, 1994; Ebinger and Sleep, 1998; George et al., 1998; Ritsema et al., 1998; Pik et al., 2006).

On the East African Dome, the EARS is subdivided into two branches (fig. 5.111), an eastern and a western branch, surrounding an Archean craton (Chesley et al., 1999; Nyblade et al., 2000b; Adams et al., 2012) surimposed on Proterozoic mobile belts reactivating crustal-scale preexisting fabrics trends (e.g. Chorowicz and Sorlien, 1992; Corti et al., 2007; Morley, 2010). The Eastern Branch is characterized by a widespread magmatism (Chorowicz, 2005). In contrast, the Western Branch, corresponds to a succession of narrow and elongated basins (Ebinger, 1989a; Upcott et al., 1996) characterized by rare volcanic activity restricted to several provinces, from the oldest to the youngest: Virunga (first episode at 11 Ma, Uganda-Rwanda), South Kivu (≈ 10 Ma, Democratic Republic of Congo - Rwanda), Rungwe (≈ 8.6 Ma, southern Tanzania), and Toro-Ankole (≈ 0.5 Ma, Uganda) (see review in Kampunzu et al., 1998). This different volcanic activity between the two branches could result from the deflection of plume material toward the east of the Tanzanian craton, with large amount of melt produced on the eastern side whereas the western

branch remains poorly magmatic (Koptev et al., 2015). The two branches have initiated simultaneously between 30 and 20 Ma, after a Paleogene episode of rapid cooling/denudation possibly related to plume impact (Roberts et al., 2012).

5.2.2 THE ALBERTINE RIFT INFILLING EVOLUTION

The Albert and Edward-George Rifts belong to the Albertine Rift System which includes the Lake Albert, the Lake Edward and the Lake George (Pickford et al., 1993; fig. 5.113). Bounded by the Proterozoic Azwa lineament to the North and by the Virunga volcanic province to the south, this system is characterized by an outstanding 5000 meters high relief located between the Lakes Albert and Edward, the Rwenzori Mountains. Due to the absence of extensive geophysical investigation, the deep structure of the Albertine rift is poorly known.

The origin of the Rwenzori Mountains is still debated. Both biostratigraphical data (e.g. Pickford et al., 1993) and thermochronological (MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015) indicated a late and dramatic uplift during Upper Pliocene to Early Pleistocene, mainly around 2.5 Ma. A first stage of exhumation probably compensated by erosion occurred during Jurassic times (Bauer et al., 2012). Two main mechanisms are proposed to explain the spectacular uplift of the Rwenzori Mountains: (1) isostatic response related to the removal of crustal material in the hangingwall of a normal fault (Koehn et al., 2010), horst uplift being thus the consequence of the "cantilever effect" (Kusznir and Ziegler, 1992) and (2) delamination of the lower crust and mantle lithosphere due to pre-existing weak zones (Wallner and Schmeling, 2010).

Based on outcropping sediments and a large subsurface dataset (wells and seismic lines) we proposed for the Albert Rift Basin (Simon et al., *in prep.*; see Chapter 3) (i) a revision of the previous age model of the sedimentary succession and (ii) a tectono-sedimentary evolution model in four major steps (fig 5.112):

Early Miocene (17 ± 0.8 Ma) to Late Miocene (6.2 ± 0.2 Ma): low extension period – This low extensional to flexural period is responsible for the formation of a basin characterized by moderate accommodation rates (≈ 300 m/Ma) and paleogeographically potentially larger than the present-day rift (paleolake Obweruka, Pickford et al., 1993; Van Damme and Pickford, 2003), with a major depocenter localized to the south of the present-day Lake Albert. The sedimentary infilling mainly consists of shallow lacustrine deposits (lacustrine clay interbedded by sandy flood-lobes and mouth-bars) progressively passing to distal organic-rich lacustrine clays.

Late Miocene (6.2 ± 0.2 Ma) to Upper Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma): First rifting stage – This first phase of major rifting is characterized by very high accommodation rates (>500 m/Ma up to 800 m/Ma) and a basin-scale subsidence with depocenters controlled by faults in the southern, central and north-western parts of the basin. The sedimentary environment evolve from a distal lacustrine environment during the Uppermost Miocene – Early Pliocene to coastal-plain conditions at Middle Miocene.

Upper Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma) to 400 Ka: Second rifting stage – The second rifting phase occurred after the Rwenzori Mountains uplift and, probably, the one of the Blue Mountains. Accommodation rate is high (≈ 500 m/ma) and depocenters locations are controlled by major faults in the southern and northwestern part of the basin. Erosion of the Kaiso-Tonya Uppermost Pliocene to Pleistocene sedimentary succession and onlapping of Pleistocene series in the northern Lake Albert area argue for an uplift of these Albert Rift domains coeval with the Rwenzori Mountains surrection. The sedimentary infilling is characterized by alluvial plain deposits.

400 Ka to Present Day: Late Uplift – A late phase of deformation is responsible for the major uplift of the present-day outcropping Ugandan scarp. The eastward downwarping associated to this uplift control a major drainage reversal in the whole western Uganda and to the formation of the Lake Victoria (Pickford et al., 1993; Johnson et al., 1996; Williams et al., 2003; Talbot and Williams, 2009).

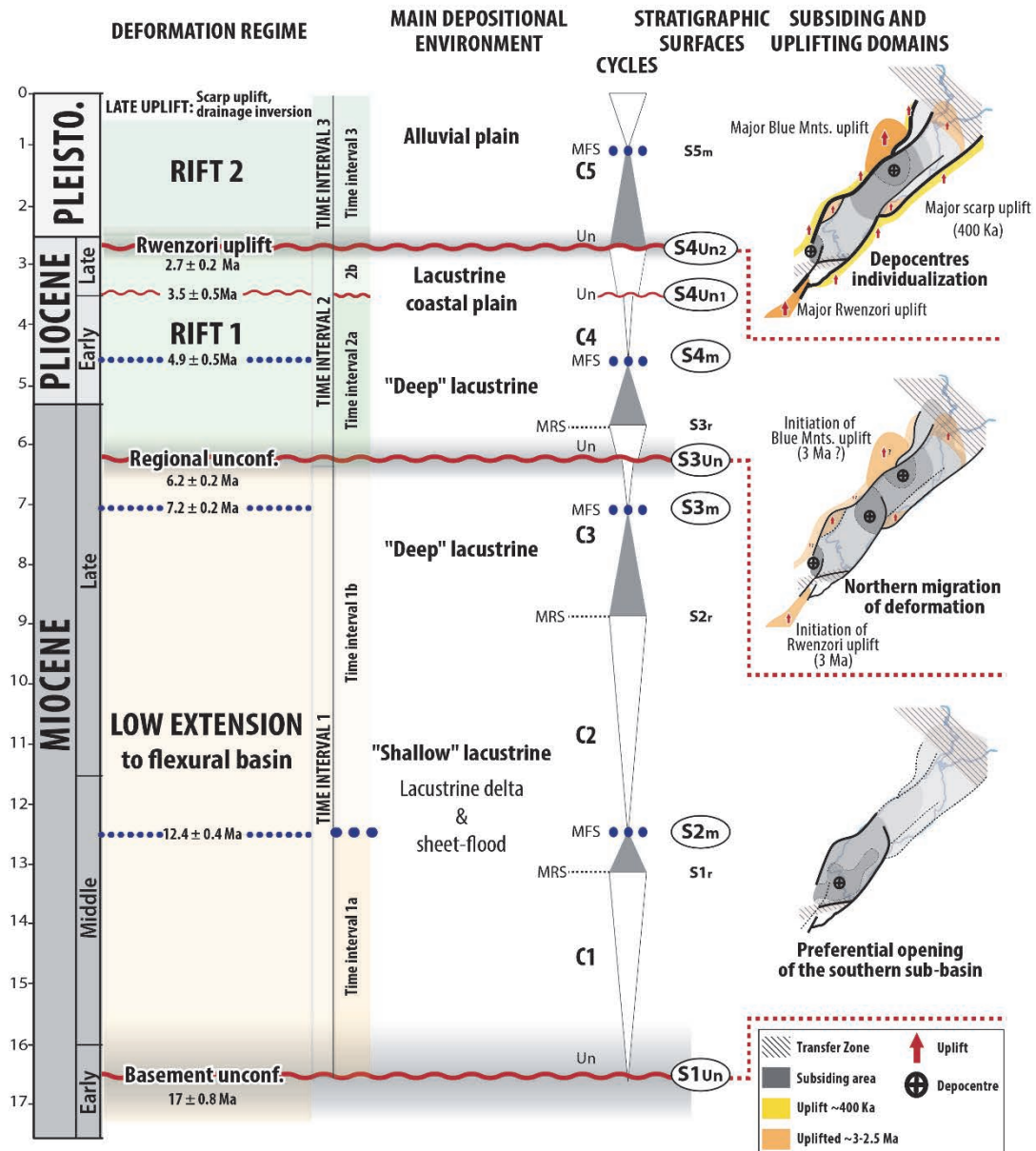
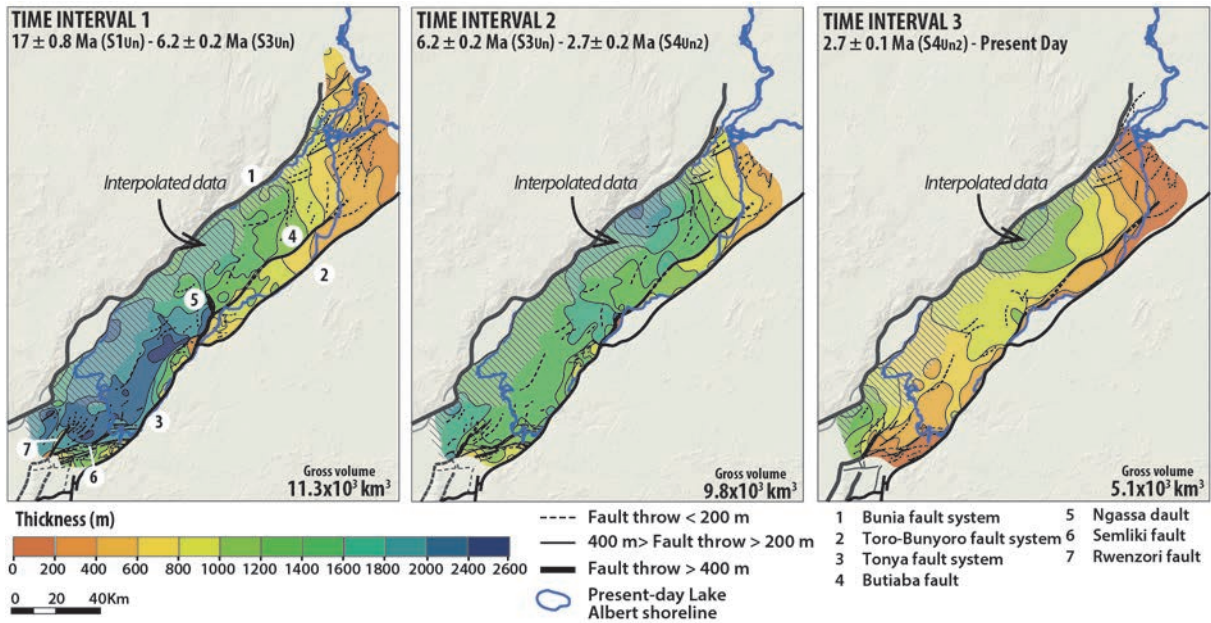


Figure 5.112 : (A) Sediment thickness maps of the Albert Rift Basin for three time intervals: (i) 17 ± 0.8 Ma (S1un; basement unconformity) to 6.2 ± 0.2 Ma (S3Un; basin scale unconformity), (ii) 6.2 ± 0.2 Ma (S3Un) to 2.7 ± 0.2 Ma (S4Un2; basin scale unconformity resulting from the Rwenzori uplift) to Present-Day. The maps are realized on the basis of seismic lines available in the Uganda size of the basin. Interpolation to the Congolese size of the basin are based on extrapolation of the seismic data to the Congolese Bunia border fault. (B) Synthetic chart of the tectono-sedimentary evolution of the Albert Rift basin based on the work of Simon et al., (submitted). Deformation regime are interpreted from accommodation rates evolution, depositional environment variation of the sedimentary infilling and depocenters spatial distribution.

Characterized by subtabular fault-bounded compartments, the Albert Rift Basin exposed an unexpected geometrical pattern for a rift. Classical rift geometries, such as tilted block or growth strata, are missing. The apparent contradiction between these tabular geometries and high subsidence rates suggest low extension and the absence of shallow decollement level. The sedimentary infilling essentially consists of lacustrine deposits organized in three stratigraphic units bounded by three unconformities (unconformity bounded units) dated at $17.0 \pm 0,8$ Ma (S1un), $6,2 \pm 0,2$ Ma (S3Un) and $2,7 \pm 0,2$ Ma (S4Un2) coeval with major subsidence and climatic changes (Bonnefille, 2010; Morley, 2011; Simon et al., *in prep.*; see Chapter 3).

The Edward-George Rift geometry and age is poorly documented, only few data and publications being available (Lærdal and Talbot, 2002; McGlue et al., 2006). The Edward rift consists of a single asymmetric half-graben basin tilted toward the west. Flexural uplift on the footwall block of the western Congolese border fault (Lubero Fault) has induced rift shoulders along the western shoreline of the lake that reach ~ 1.5 km above the lake surface. Toward the south-east, the basin is bordered by high-angle en-echelon normal fault system with minor throws. According to gravity data, more than 4 km of sediment were deposited along the western boundary (Lærdal and Talbot, 2002; McGlue et al., 2006). The seismic data published by the Dominion petroleum company on its website show that most of the (Mio-Pliocene?) sedimentary infilling is truncated, indicating a post-depositional uplift. Nevertheless Pleistocene (?) to recent sediment overlie this unconformity, indicating the occurrence of a post-uplift sedimentation. The oldest dated sediments in the uplifted eastern side of the Edward-George area are Uppermost Miocene to Lower Pliocene in age (*Stegodon kaisensis*, *Ugandax gautieri* and small species of *Hippopotamus*; Pickford et al., 1993), giving a minimum age for the rift infilling (the base of the basin is not outcropping).

On the basis of mollusk biozones, Pickford et al. (1993) and Van Damme and Pickford (2003) argued for the existence of a paleolake (Lake Obweruka) from Middle to Uppermost Pliocene which covered the entire Albertine Rift systems from the north of the present-day Lake Albert to the Lake Edward. Around 2.5 Ma, the spectacular uplift of the Rwenzori Mountains led to the splitting of this paleolake into two distinct base levels (i.e. Lake Albert at an altitude of 615m and Lakes George and Edward at ≈ 915 m) connected by the Semliki river (Leeder and Alexander, 1987; de Heinzelin and Verniers, 1996; Talbot and Williams, 2009).

5.2.3 UGANDAN LANDFORMS ANALYSIS: STATE OF THE ART

The geomorphology of Uganda has been investigated as soon as the first half of the 20th century by numerous British geologists and geomorphologists who followed the seminal work of Wayland (1933, 1934). Wayland (1934) defined the concept of etchplanation through a study of the three stepped planation surfaces characteristic of the Ugandan relief: (i) an old surface preserved as the highest resistant interfluvial surfaces in south-west Uganda and on the reliefs of the western border of the Albert Rift (Blue Mountains), (ii) the "Buganda etchplain" preserved as flat-topped hills and plateaus capped by laterite (iron-duricrust) in central and western Uganda and (iii) a younger stripped surface extensively developed in the Uganda lowlands (e.g. Kafu plain; fig. 5.3). This "tripartite" division roughly fits with the African-scale evolution model of King (1953) which argues for the existence of three main cycles of planation: the Gondwana, African and End-Tertiary (geomorphologic) "cycles".

The main result of the considerable literature focused on Ugandan landforms analysis (e.g. Wayland, 1933, 1934; Ruhe, 1956, 1954; McConnell, 1955; Pallister, 1956, 1960; Johnson, 1959; Ollier, 1960; Trendall, 1962; Doornkamp and Temple, 1966; Bishop and Trendall, 1967; Doornkamp, 1968; de Swardt and Trendall, 1969) is a complex nomenclature of planation surfaces defined in restricted areas. Correlations of these local surfaces were based on the wrong assumption that direct relationships between age and elevation exist. The major problem of these previous studies is their underestimation of long-wavelength deformations on planation surface geometry.

The most synthetic work are the ones of McFarlane (1969, 1970, 1973, 1976), Ollier (1992) and Taylor and Howard (1998). Ollier (1960, 1992) recognizes a single "cycle" of deep weathering during the Mesozoic – Early Cenozoic times. A subsequent cycle of stripping is suggested to result from the downfaulting of the Albertine rift in the Miocene. He thus considered that the modern landscape is a relict feature reflecting past climatic and hydrological regimes (Ollier and Pain, 1996). He was also one of the first to propose a sustainable model for etchplanation process and inselberg formation (Ollier, 1960).

Taylor and Howard (1998) minimize the role of climate variation on the Ugandan landscape development and assumed that episodes of tectonic uplift controlled cycles of stripping whereas cycles of deep weathering occurred during subsequent periods of tectonic quiescence. Based on this assumption, they proposed a three-step tectonically-driven model of surface planation which initiates on a continental-scale duricrust-capped surface of supposed Mesozoic age ("the Jurassic/mid Cretaceous surface"). Their model consists of (i) a phase of Late Cretaceous to Early

Miocene stripping controlled by the South Atlantic Ocean (corresponding to "the African Surface" *sensu* Taylor and Howard, 1998) followed by an Early Miocene deep weathering (second generation of iron-duricrust) and (ii) a Mio-Pliocene stripping resulting from the initiation of the Albertine Rift and responsible for the erosion of most of the weathering products and (iii) a last phase of stripping and incision of unweathered basement followed by the western Uganda drainage inversion and the formation of Lake Victoria in response to a late uplift rift border.

5.3 SOURCE: LANDFORMS ANALYSIS AND QUANTIFICATION OF THE ERODED VOLUMES OF SEDIMENTS

5.3.1 MAIN LANDFORMS OF UGANDA

5.3.1.1 Types of planation surfaces: etchplains and pediments/pediains

Three main landforms characterize the Ugandan relief: (1) plateaus and hills, (2) large plains, both highly dissected and then degraded by (3) incised channels and valleys (fig. 5.113). The other landforms are Oligocene to Recent volcanic edifices (Mounts Virunga, Elgon, Napak, Moroto and Kadam and maars of the Toro-Ankole province) and the large grabens (West-Nile, Albert, Edward-George; fig. 5.113).

Plateaus, flat-topped hills and plains (landforms 1 and 2) correspond to more or less weathered planation surfaces characteristic of the Ugandan relief (e.g. Wayland, 1933, 1934; Taylor and Howard, 1998). Planation surfaces are nearly flat or slightly inclined erosional surfaces which cross-cut here the underlying Archean to Proterozoic rocks and structures (e.g. Brown, 1968; Migoñ, 2004; Huggett, 2011). They are dissected by a network of more or less incised rivers (landforms 3; x10m to x1km wide and x1m to x 100m deep). In Uganda, these surfaces are of two types: (i) pediments and pediplains and (ii) etchplains, which can form on distal pediplains.

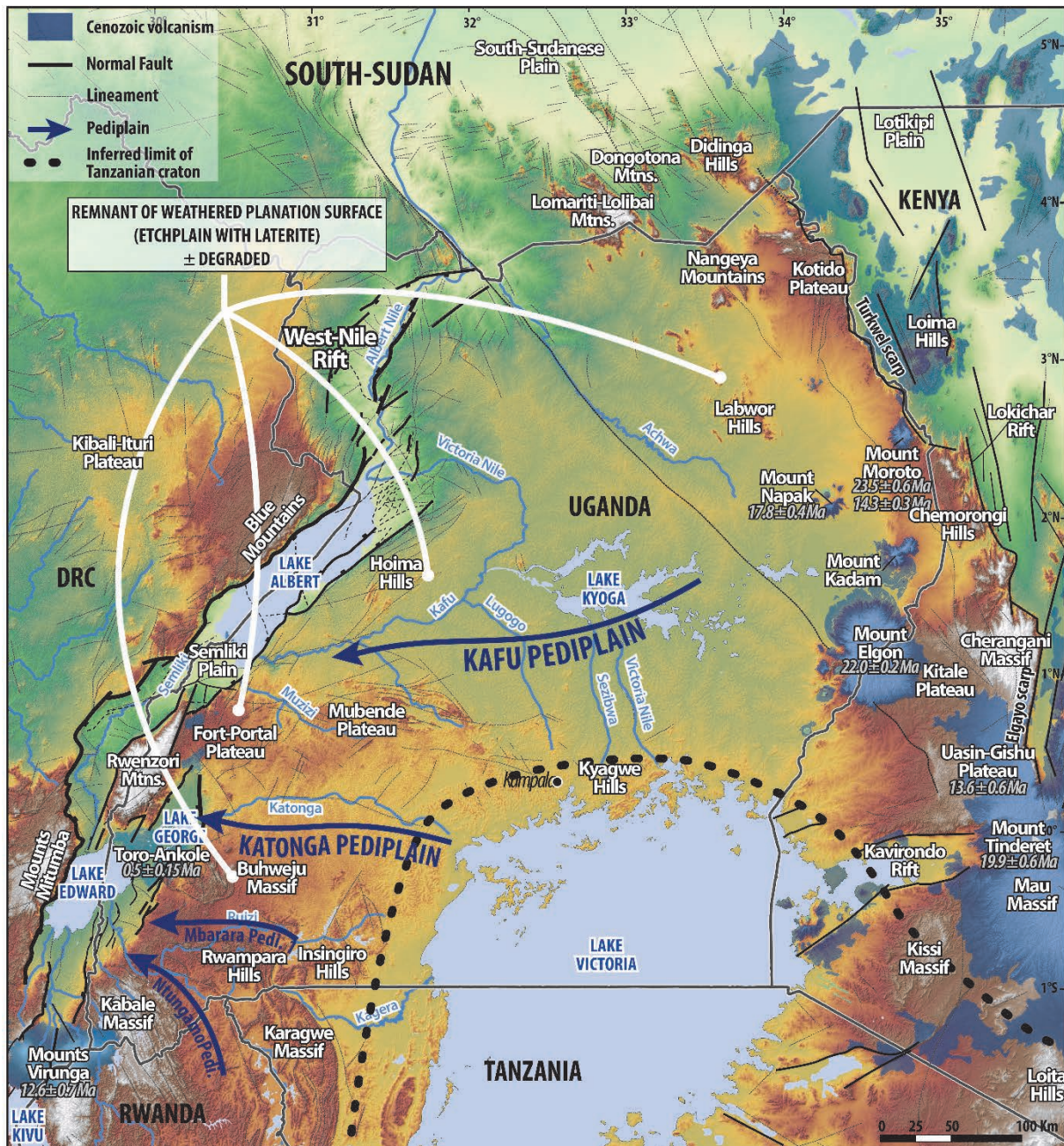


Figure 5.113 : Hypsographic DEM of East African Rifts System. Morphological and Cenozoic geological settings of the East African rift system. Faults and geological contours from Chorowicz, 2005; Le Gall et al., 2000, 2004, 2005; McCarthy, 2005 and the Tectonic map of Africa, Milesi et al., 2010.

Etchplains - An etchplain is an erosional nearly flat weathered surface resulting from the growth of laterites under warm and humid conditions mainly by chemical weathering (i.e. etching). The "etchplanation" concept (Büdel, 1957; Ollier, 1960; Bremer, 1993; Thomas, 1994; Migoñ, 2004d, 2013) was first described in Uganda by Wayland (1933). The two major types of etchplains, mantled and stripped (Thomas, 1994), exist in Uganda. A "mantled etchplain" is a surface which preserve the complete weathering profile, i.e. saprolite (weathering mantle) overlaid by iron-duricrust (Büdel, 1982; Thomas, 1989a, 1989b; Bremer, 1993; Ebert, 2009). A "stripped etchplain" is a

mantled etchplain eroded and stripped of most of its weathering products. It defines either the base of the weathering profile (exhumed weathering front, Mabbutt, 1960) or a surface partly or totally denudated from the weathering product by incision and/or pedimentation processes (Twidale and Bourne, 2013).

Pediments and pediplains - Pediments are nearly flat erosional surfaces with concave or rectilinear profiles delimited by upslope scarps connected upstream with the upper landforms (e.g. McGee, 1897; Tator, 1952, 1953; Cooke, 1958; Brown, 1968; Whitaker, 1979; White, 2004; Dohrenwend and Parsons, 2009). They are characterized either by the absence of surimposed cogenetic river channels (whether erosional or depositional) or by very low incision (x 1m deep, x 0.1 to x 1 km wide; Dohrenwend and Parsons, 2009) or by-passing migrating streams. The difference between pediments and pediplains King (1953) is only a question of size, a pediplain being composed of many coalescent pediments.

As already mentioned, pediments are highly degraded by incised channels in Uganda (fig. 5.113). While their limits can be mapped using upstream scarp, their original flat surface is only preserved as residual flat-topped hills localized between incised channels (fig. 5.113 & 5.114). For a given pediment, two types of incised rivers exist: (1) a first (i.e. younger one) one that degrades the flat surface of the pediment and thus is younger than the pediment formation and (2) a second one (the older one) located upstream of the scarp of the pediment. This second type of valleys/channels incised down to the same level of the flat surface of the pediment (fig. 5.114). This means that this type of incised rivers is of the same age than the pediment to which it tends to adapt. Pediments are then the local base level of the drainage network. At the scale of 10^3 to 10^5 km², pediments, pediplains and incised valleys form a unique geomorphic system called "pediment system" which fit to the same regional base level (Guillocheau et al., 2015). Those two types, and thus, those two generations of incised rivers can be discriminated using both the network geometry and the elevation profile. The youngest network degrading the flat surface of the pediment is independent in space of the oldest one adapted to the pediment surface. When both incised networks merge, their connection point along the elevation profile is a knickpoint (slope-break) independent of the lithology.

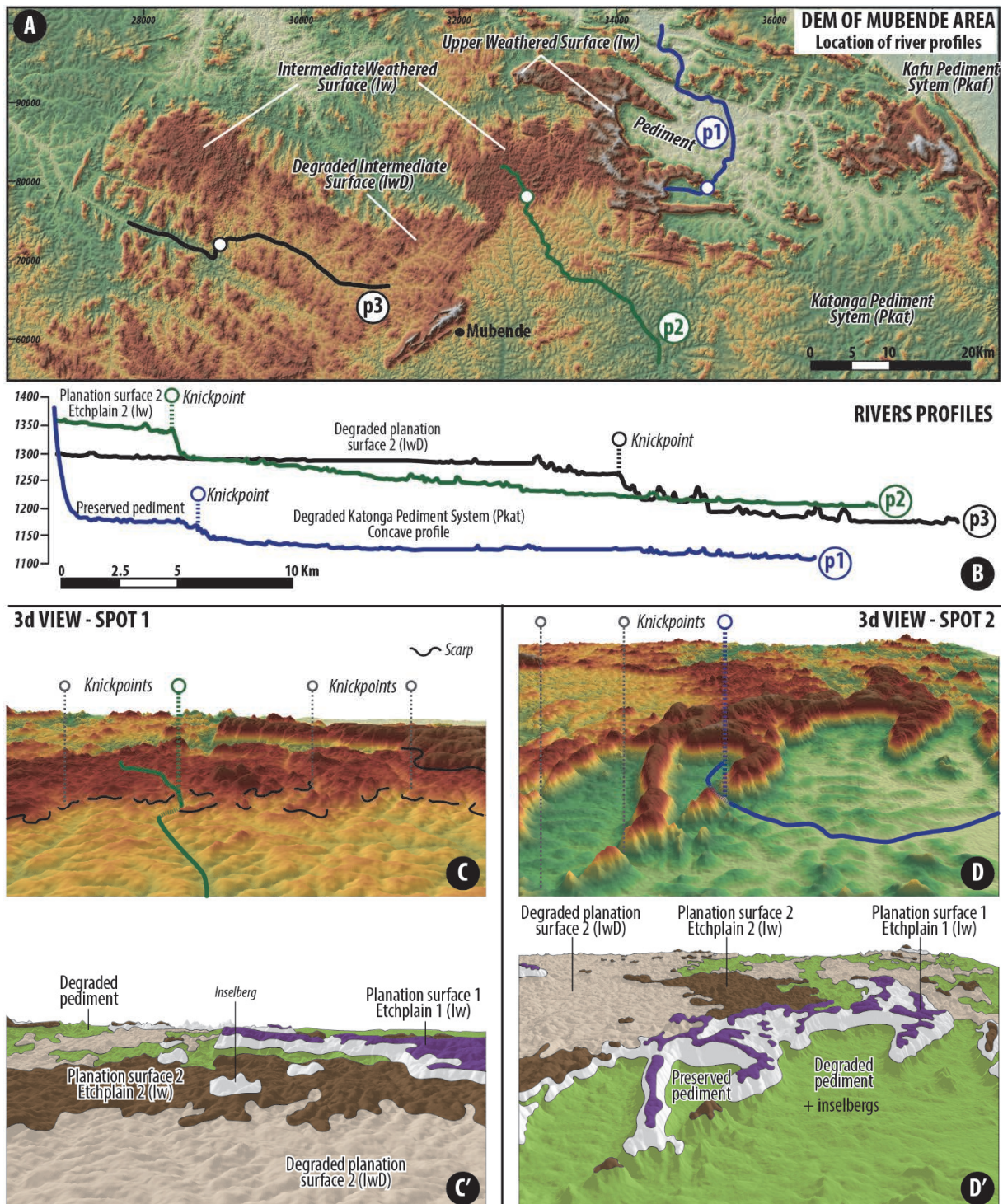


Figure 5.114 : DEM and rivers elevation profiles showing two generations of incision degrading planation surfaces (pediments). A: DEM of the Mubende area with location of the three elevation profile. B: Rivers elevation profiles. The connection of the two generation of incised rivers network correspond to a slope-breaks (knickpoint which delimitate two planation surfaces). The oldest generation of incision is adapted on the youngest planation surface (pediment/pediplain) which constitutes a local base level. C and D: 3D views of DEM illustrating examples of (i) stepping of planation surfaces, the oldest being preserved as residual reliefs (hills and plateaus) and (ii) geometry of the incised rivers network degrading the surfaces. C' and D': landform interpretation of the DEM 3d views.

5.3.1.2 Landforms stepping

At the Ugandan scale, the planation surfaces are warped, meaning that they can be observed at different elevations in the studied area, contrary to the assumption of the previous authors (e.g. Wayland, 1934; King, 1953; McConnell, 1955; Lepersonne, 1956) assuming a direct relationship between elevation, surface and age. The regional geometry of those surfaces suggest that they record long wavelength deformations (x100 Km; fig. 5.115).

Using the previous principles, several stepped landforms consisting of pediments/pediaplains and etchplains can be recognized and mapped (fig. 5.115; 5.116 and 5.117). As previously mentioned, each pediments constitute the local base level of an upstream incised network of valleys degrading the overhanging pediment. Each pediment surface being a local base level, the stepping of two pediments implies a base level fall. This does not necessarily mean that the succession of pediment systems record a sharp fall of the base level in response to significant discontinuous uplift. It could be instead the result of a progressive base-level fall related to a continuous uplift enhanced by climatic variations which generate a threshold in erosion.

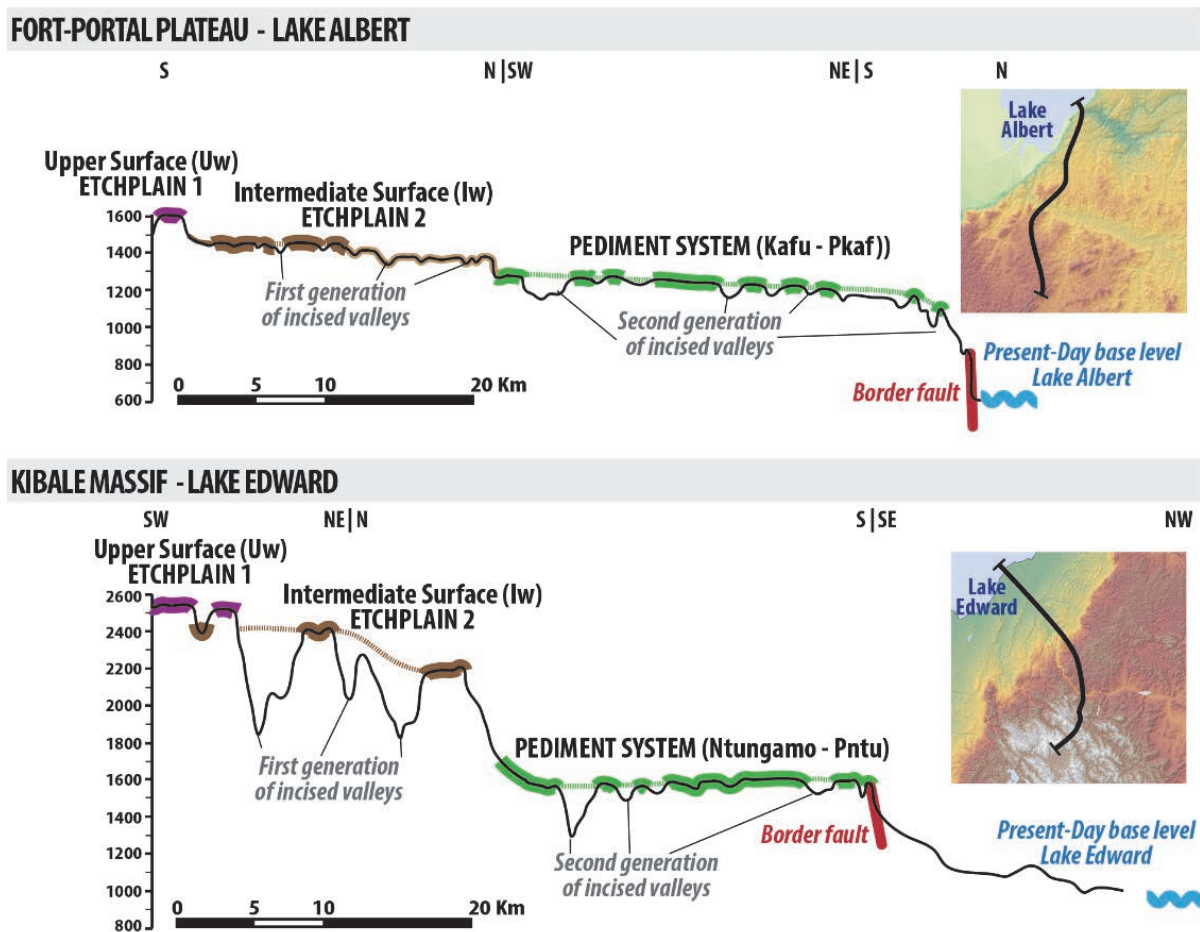


Figure 5.115 : Elevation profiles showing the three stepped Ugandan planation surfaces (A) from the Fort-Portal Plateau to the Lake Albert and (B) from the Kabale Massif to the Lake Edward. Their stepping results from successive base level falls. Difference of elevation between surfaces varies in space due to long wavelength deformations.

5.3.2 METHODOLOGY: LANDFORMS MAPPING AND MEASUREMENT OF ERODED VOLUME

5.3.2.1 Landforms mapping

This study is based on the mapping of the different planation surfaces of Uganda and part of the neighborhood countries. The characterization and relative chronology of these planation surfaces were obtained by combining Digital Elevation Model (DEM) analysis under ArcGIS 10© Geographical Information Software (GIS) with field controls. No field observations were made in northern Uganda due to political instability. Realized prior to digital data processing, field observations are critical for:

- (1) Characterizing the nature, the geometry and the layout of landforms,
- (2) Characterizing the lithology, thickness and spatial distribution of the weathering profiles associated to planation surfaces and
- (3) Determining the relationships existing between geometry, weathering, stepping and preservation of planation surfaces and the geology of the parent-rock (lithology, structure).

The mapping (at the scale of 1:100,000; fig. 5.116) of the planation surfaces is based on a combination of three different GIS analysis methods:

- the slope, shading and curvature analysis from the DEM (Smith and Pain, 2011), which are effective techniques for mapping the dissection of planation surfaces by valley networks as well as the contours of scarps forming the upper boundaries of planation surfaces;
- the interpretation of local and regional topographic (fig. 5.117) and "swath" profiles (e.g. Bonow et al., 2006, 2014), the latter consisting of the minimum, mean and minimal elevation of a rectangular surface perpendicular to a topographic profile;
- the landform classifications from the DEM analysis performed in a GIS. Several classification methods were tested such as the Hammond (1964) landform typology, later automated (Dikau et al., 1991; Morgan and Lesh, 2005), which is based on a combination of slope, local relief and curvature parameters for a chosen number of neighborhood cells. However, the Topographic Position Index (TPI) Landform Classification (Weiss, 2001; De Reu et al., 2013) lately been preferred due to an empirical best fit with observed landforms. This method is based on the measurement of the TPI (difference between the elevation of a cell and the elevation of cells in a given neighborhood radius) classified into discrete slope-position classes using the TPI standard deviation and slope values to identify ridges, upper

slopes, middle slopes, flats, lower slopes and valleys. Different neighborhood radii were combined to produce a classification which reveal more complex landscape information. The TPI Landform Classification combined with previous methods (classical DEM analysis) provides great accuracy for mapping planation surfaces, scarps and incised valleys.

The relative chronology and dating of the planation surfaces were based on the geometric relationships between these surfaces and volcanic and sedimentary (fossiliferous) rocks of known age. To date these surfaces, a GIS mapping project was elaborated using (1) a dataset of geological maps of East Africa (Uganda, Kenya, Congo, Tanzania, Sudan) which provide the lithologies, structures and distribution of Precambrian basement and Mesozoic to Cenozoic sedimentary and volcanic rocks ; and (2) dated rocks (mainly Cenozoic volcanic rocks) compiled from the literature. Numerous regional topographic profiles were drawn from the DEM at different scale, all of them integrating the aforementioned information layers.

5.3.2.2 Planation surfaces reconstitution and eroded volume estimation

The aim of the landform analysis was to estimate the volume of rocks stripped during the successive episodes of erosion shaping the Ugandan relief and feeding the Albertine rift in sediments since the Early Miocene. As already mentioned, some planation surfaces are preserved as relict on hills and plateaus. In order to calculate the eroded volumes, we interpolate the mapped planation surface relicts in order (i) to reconstruct the surface geometry at the scale of the studied area and (ii) to offset the denudation induced by river incision by "filling" the channels/valleys.

We used the gOcad 3D numerical modeler (Mallet et al., 2002) to integrate the data in 3D and to reconstruct the geometry of the planation surfaces and the MATLAB Software to perform quantitative estimates in 3D. The gOcad modeller provides a discrete representation of geological objects in terms of regular meshes (grids) or irregular meshes (polygonal curves, triangulated surfaces, Mallet 2002). Triangulated surfaces are particularly relevant for representing complex surfaces with irregularly distributed data points, for example, the case of the Upper and Intermediate (Uw, Iw) Surfaces mapped in this study.

The modelling process includes three steps. (1) Firstly, a 3D database is built integrating all available data. (2) The mapped polygons are converted in an elevation grid draped over the DEM. At this step, the consistency of the overall informations is checked. (3) Thirdly, the 3D reconstruction of planation surfaces from the data, is performed by Discrete Smooth Interpolation (DSI; Mallet 2002), the result being a DEM representing the paleotopography of the planation surface.

Volumes of sediment eroded are estimated performing a two steps procedure. We first create a new grid (similar to subsurface isopach maps) which pixel (cell) values correspond to the subtraction of the upper reconstructed planation surface (U_s) pixels elevation from the pixel elevation of the lower surface (L_s). Eroded volume are then calculated on MatLab Software by summing the volume value of each pixel of the considered thickness map. The estimation of the sediment eroded by incised rivers is estimated subtracting the Present-day elevation from the pixel elevation of the Lower Plains (i.e. pediplains, the youngest planation surfaces).

$$Volume (U_s - L_s) = \sum [Pixel Size \times Pixel Value (i.e. \Delta elevation)]$$

Because planation surface continue to evolve through time after their formation (chemical and physical erosion), the remnants of planation surfaces mapped in this study are only indicator of their minimal elevation. Furthermore, it is necessary to take into account possible error in surfaces picking. Uncertainties in volume calculation are then calculated on the basis of different scenario of surface interpolation which consist of upward and downward translation of the interpolated surface (10-40m depending of the surface considered).

Erosion rates result from the ratio between the eroded volumes and the times interval for which they have been calculated. The uncertainties related to erosion consist of the standard deviation between volumes uncertainties and the error ranges associated to the landforms age model.

5.3.3 LANDFORMS RELATIVE CHRONOLOGY AND DATING

5.3.3.1 Ugandan landforms relative chronology

Four generations of stepped landforms were recognized in Uganda (fig. 5.115, 5.116, 5.117), from the oldest to the youngest: an Upper Weathered Surface (U_w), an Intermediate Weathered Surface (I_w), Lower Plains (P_{ach} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} and P_{ntu}) and an incised network of incised channels. There main characteristics are synthesized on table 5.10.

SURFACE	TYPE	ELEVATION	MORPHOLOGY	DIFFERENCE OF ELEVATION WITH UPSTREAM FORM	PARENT-ROCK LITHOLOGY	WEATHERING	SYNONYMY	ELEMENT OF DATATION	AGE
LOWER PLAINS									
Pediplain Achwa (Pach)	Degraded pediplain	1080m	Plain of $3.2 \cdot 10^4$ km ²	100-1000m	Various Precambrian substratum (granite, gneiss, schist...) and Oligo-Miocene volcanics (Elgon, Napak, Moroto)	Slightly weathered parent rock (weathering front)	P III (Wayland, 1934) Acholi Surface (McConnell, 1955; Pallister, 1960) Kyoga Surface (Bishop and Trendall, 1967) "Miocene to Recent Surface" (Ollier, 1992; Taylor and Howard, 1998)	Strip Elgon, Napak and Moroto volcanic edifices	17 ± 0.8 Ma - 2.7 ± 0.2 Ma
Pediplain Kafu (Pkaf)	Degraded pediplain	1100m	Plain of $1 \cdot 10^5$ km ²	100-300m					
Pediplain Katonga (Kkat)	Highly degraded pediplain	1200-1400m	Plain of $2 \cdot 10^4$ km ²	400-500m					
Pediplain Mbarara (Pmba)	Degraded pediplain	1420-1500m	Plain of $2 \cdot 10^3$ km ²	250-400m					
Pediplain Ntungamo (Pntu)	Highly degraded pediplain	1450-1600m	Plain of $1 \cdot 10^2$ km ²	300-500m					
ETCHPLAINS									
Intermediate Weathered Surface (Iw)	Old pediplain passing laterally to an etchplain, locally mantled or stripped	North (Lomariti-Lolibai Mtns): 1950-2050m Central (Kyagwe): 1300m South (Kabale): 2000-2300m West (Fort-Portal): 1350-1550m East (Kotido plateau, Kitale and Loita plains): 1830-2000m	Plateaus and hills of 10^2 to 10^3 km ²	North: 400-500m South: 100-200m Central: 0-50m West: 50-100m East: 300-400m	Various Precambrian substratum (granite, gneiss, schist...)	Thick kaolinitic saprolite (60-150m) locally capped by iron-duricrust	Ntenga Surface (McFarlane, 1976) African Surface (sensu Taylor and Howard, 1998) Upper Planation Surface 2 (Congo, Guillocheau et al., 2015)	Capped by Elgon volcanics (Searle, 1951)	45 ± 1, 1 Ma - 22.0 ± 0, 2 Ma
Upper Weathered Surface (Uw)	Mantled etchplain, locally stripped	North (Lomariti-Lolibai Mtns): 2500m Central (Kyagwe): 1350m South (Kabale Massif): 2350-2500m West (Fort-Portal): 1600m East (Chemorongo and Cherangani massif): 2300-2400m	Remnant reliefs of 10^1 to 10^2 km ²	/	Mainly preserved (mantled) on quartzites and granulites	Iron-duricrust	Buganda Surface (e.g. McConnell, 1955) Gondwana Surface (King, 1953) African Surface (sensu Burke and Gunnel, 2008) Bauxitic Surface (West-Africa, Chardon et al., 2006) Upper Planation Surface 1 (Congo, Guillocheau et al., 2015)	39Ar/40Ar datation of weathering profile (Beauvais et al., 2008) Cameroun Volcanic line (Guillocheau et al., 2015) Lower-Middle Eocene Climatic Optimum	67 ± 7 Ma - 45.5 ± 1, 1 Ma

Table 5.10 : Main characteristics of the planation surfaces recognized in Uganda.

The **Upper Weathered Surface (Uw)** is either a mantled etchplain where saprolite and iron-duricrust are preserved (mainly on quartzites and granulites) or stripped etchplain when the weathering products have been eroded. Due to erosion, this surface is only preserved as remnant reliefs which elevation increases from 1350m in the central Uganda to 2500m in southern and northern Uganda and to 2400m on the eastern border of the studied area. The **Intermediate Weathered Surface (Iw)** is a pediment system passing laterally downstream to an etchplain along its flat surface. It is preserved as residual flat-topped hills and plateaus associated to a thick weathering profile. As the previous surface (Uw), the variations of elevations of the Intermediate surface argue for a long wavelength deformation. Difference of elevation between the Upper (Uw) and Intermediate (Iw) surfaces varies from 0-50m in central and western Uganda to 400m in the north and the east and to 100-200m in the south. At first order, these surfaces design a large and smooth depression with upwarping on their northern, southern and eastern borders.

Corresponding to large slightly weathered pediplains, the **Lower Plains** (P_{ach} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}) are covering most the studied area. Three pediment systems of mean elevations increasing from north to south are characterized, each one being connected to the different local base levels localized in the Cenozoic grabens of the Albertine Rift (West-Nile, Lakes Albert, Edward and George). The Kafu (P_{kaf}) and Achwa (P_{ach}) pediplains are the lowest (1100m), largest and less degraded pediplains characterized in the studied area. The Achwa Pediplain (P_{ach}) is related to the West-Nile graben whereas the Kafu pediplain (P_{kaf}) constitutes the catchment of the Lake Albert. Connected to the Lake George, the Katonga pediplain (elevation from 1200 to 1400m) is highly degraded by incised rivers. The Mbarara and Ntungamo pediplains (elevation of 1450-1600m) are small dissected plains related to the Lake Edward.

The incised channel network corresponds to a dendritic network of bedrock-rivers degrading the large pediplains with a higher incision rate in the south than in the north (mean incision depth of 50m in the Kafu pediplain, P_{kaf} , 140m in the Katonga pediplain, P_{kat} , and more than 250m on the Ntungamo pediplain, P_{ntu}). The two scarps bounding the Albert Rift and Edward-George Rift correspond today to slope-breaks along the river profiles which indicates that the uplift of these faults-related scarps is younger than the incised channel network.

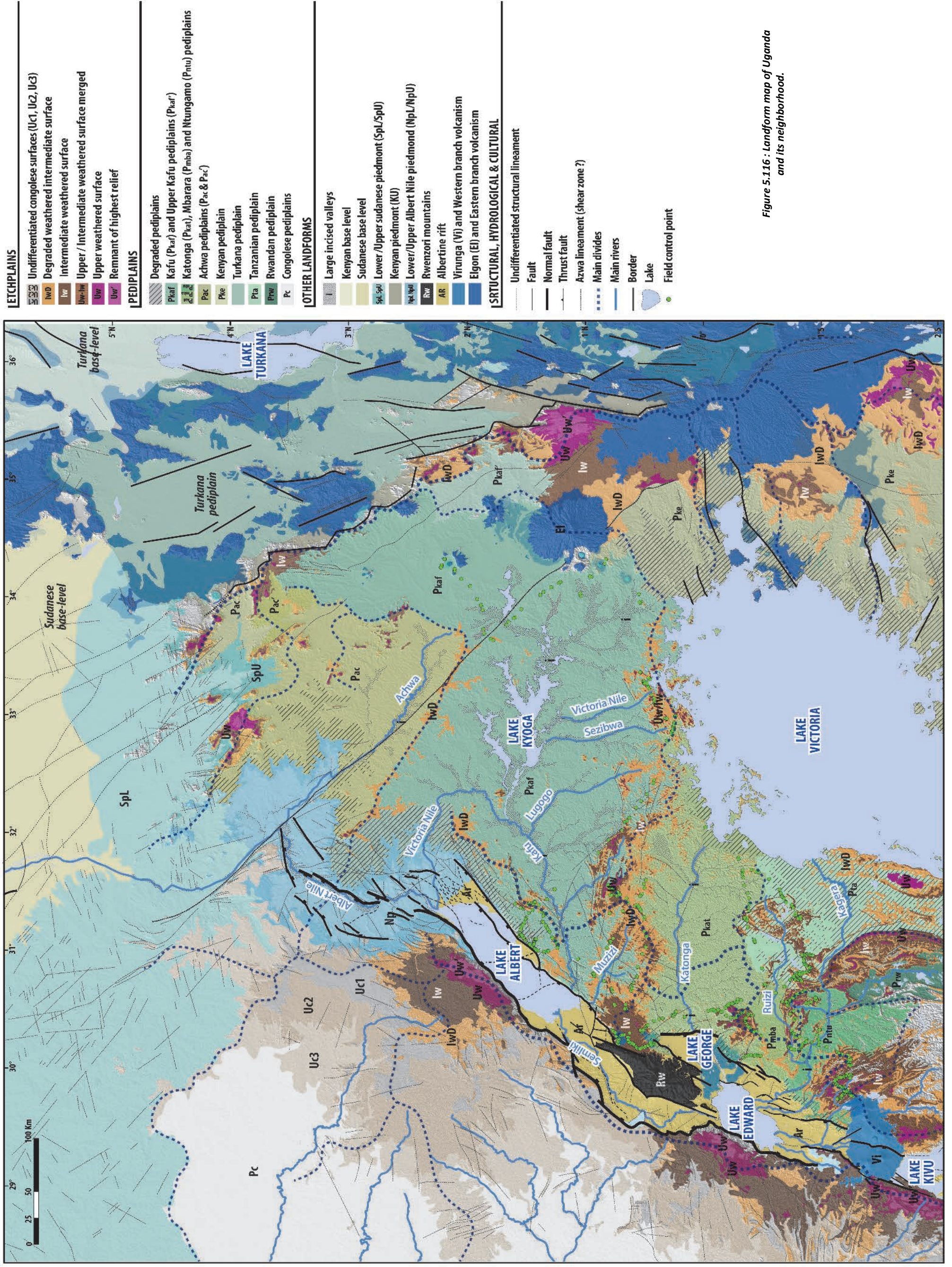


Figure 5.116 : Landform map of Uganda and its neighborhood.

5.3.3.2 Landforms age arguments: toward an age model

The elements constraining landforms ages are mainly dated volcanic rocks and the relationships of these landforms with the Albertine Rift and the Kenyan Rift.

Both **Upper and Intermediate Weathered Surfaces (Uw, Iw)** are capped by the oldest volcanic rocks of the studied area, the Mount Elgon volcanic system, in good agreement with the alterites described at the interface between the volcanics and the Archean to Proterozoic gneiss (Searle, 1952). This volcanic episode is dated at 22.0 ± 0.2 Ma using K-Ar datation on whole rocks (Bishop et al., 1969; Baker et al., 1972) which indicate that both Uw and Iw surfaces are older than Early Miocene. This age is in agreement with the occurrence of lateritic profiles at the base of the wells of the Albert rift (Simon et al., submitted).

At Central African-scale, two major periods of weathering were characterized around the Congo Basin (Guillocheau et al., 2015). The first one is dated between 67 ± 7 Ma and 45.5 ± 1.1 Ma using the relationships of an upper etchplain (Upper Planation Surface 1 of Guillocheau et al., 2015) with the Cameroon Volcanic Line magmatic rocks. Less constrained, the age of second weathering episode (Upper Planation Surface 2) is estimated between 45 and 23 Ma (Guillocheau et al., 2015) on the basis of correlations with the "Intermediate Surface" dated in West Africa as Late Oligocene (Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013). Mapped by Guillocheau et al. (2015) at the western border of the Albert Rift, from the Lake Albert shoreline to the west of the Blue Mountains, the Upper Planation 1 & 2 surfaces appear to be cartographically equivalent to the Upper and Intermediate Weathered Surface (Uw and Iw surfaces) mapped in this study on the same area and at the Uganda scale. These two weathering episodes identified in the Congo Basin correspond to the two intense humid periods characterized at the African scale during (i) Uppermost Paleocene – Middle Eocene and (ii) Late Oligocene (Beauvais et al., 2008; Burke and Gunnell, 2008).

We assumed that the Ugandan Upper Weathered Surface (Uw) corresponds to the Uppermost Paleocene – Mid Eocene climax of weathering (i.e. the African Surface sensu Burke and Gunnell, 2008) and that the Intermediate Weathered Surface (Iw) to the Late Oligocene weathering period.

The Lower Plains (pediplain Kafu, P_{kaf}) strip the Mount Elgon, Napak and Moroto volcanic edifice, the last two being dated by mammal remains and volcanic rocks (K-Ar datations) respectively at 17.8 ± 0.4 Ma and 23.5 ± 0.6 Ma (Bishop et al., 1969; Bagdasaryan et al., 1973). These surfaces (P_{ach} , P_{kat} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}) are thus younger than Middle Miocene and contemporaneous with the initiation of the Albert Rift (17 ± 0.8 Ma; Simon et al., submitted). This

is in good agreement with the spatial distribution of the pediplains which are clearly linked with the two rift system, the Albert Rift and the Edward-George Rift. The Kafu Pediplain (P_{kaf}) constituted the catchment, and thus, the main source of sediments, of the Albert Rift while the Katonga (P_{kat}), Mbarara (P_{mba}) and Nutngamo (P_{ntu}) pediplains fed the Edward-George Rift System and the Achwa (P_{ach}) pediplain supplied the West Nile Rift and the Sudan Rifts

Due to the absence of onshore dating elements, the only way to date the incised valleys degrading the Lower Plains is to integrate them within the evolution of the two rifts local base levels which control their incision. In the Albertine Rift, a major reorganization occur around $2.7 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ when the Rwenzori Mountains and, probably, the Blue Mountains uplift (Pickford et al., 1993; MacPhee, 2006; Bauer et al., 2010a, 2012, 2015). We assume that the incised valleys network is contemporaneous of this major change in the topography of the rift border.

The end of this incision period is constrained by the western Uganda drainage inversion related to a late phase of rift border uplift responsible for a long wavelength flexure oriented to the east and coeval with the Lake Victoria formation (Pickford et al., 1993; Talbot and Williams, 2009). Extrapolations of the sub-actual sedimentation rate in the Lake Victoria suggest a beginning of sedimentation around 400 Ka (Johnson et al., 1996; Williams et al., 2003). This could be the age of the Ugandan fault-scarp as it is observed today, and thus, the age of the slope-break (knickpoint) in the rivers profiles and their present-day perched pattern.

5.3.4 UGANDAN RELIEF EVOLUTION

The evolution of the Uganda relief result from a continuous uplift since a major Uppermost Cretaceous – Middle Eocene weathering period ($67 \pm 7 \text{ Ma}$ and $45.5 \pm 1.1 \text{ Ma}$; Guillocheau et al., 2015) responsible for the formation of the Upper Weathered Surface (Uw) which we reasonably assume to be the African Surface in Uganda sensu Burke and Gunnell (2008). As mentioned before, we are not able to reconstruct in detail the kinematic of this uplift, the climate (and the associated precipitations) variations being poorly known from 50 to 15 Ma.

The combination of both uplift and climatic changes control at least four steps in the Ugandan relief evolution (fig. 5.118):

Middle Eocene ($45.5 \pm 1.1 \text{ Ma}$) to Early Miocene ($22.0 \pm 0.2 \text{ Ma}$) – Intermediate Weathered Surface (Iw): this surface is the first occurrence of uplift in the studied area. We assume that the Upper Eocene – Lower-Middle Oligocene dryer period succeeding the Uppermost Paleocene –

Middle Eocene climatic optimum (Morley, 2011) might be responsible for most of the stripping of the Upper Weathered Surface (Uw) preserved as a stripped etchplain with only remnants of the original mantled etchplain. The Upper Oligocene weathering period (wetter period) would then be responsible for the growth of the thick weathering profile associated to the Intermediate Surface (Iw) after mechanical erosion. Using the scarps height (i.e. between Uw and Iw surfaces) as a proxy for vertical movements, the amplitude of the relative uplift is greatest in the north and the east with respect of the apparent 500m of difference of elevation in the Lomariti-Lolibai Mountains and 800m in the Cherangani Massif. The magnitude is lower to the west, at the border of the Albert and Edward Rift, and in central Uganda, with values ranging from 300m to the east of Lake Albert to tens of meters in the Kyagwe area. The base level controlling the Intermediate Weathered Surface (Iw) development is the Atlantic Ocean, in agreement with the previous attempts drainage pattern reconstructions (e.g. Cooke, 1958; de Heinzelin, 1962; Pickford et al., 1993; Taylor and Howard, 1998) which argue for rivers flowing westward, from the Soudanese-Anza (Kenya) divide (Saggerson and Baker, 1965) to the Congo basin, and so, feeding the African margin of the Atlantic Ocean.

Early Miocene (17.0 ± 0.8 Ma) to Uppermost Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma) – Lower plains (Pediains P_{ach} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}): Their development (erosion) is controlled by a new local base level formed in response to the initiation of the opening of the Albertine Rift (Lake Obweruka) in Early Miocene times. Bordered to the east by the Kenyan Rift which uplifted since Upper Oligocene (Elgayo-Turkwel scarp; Morley et al., 1992), these pediplains constitute the catchments of the paleo-lake Obweruka (Van Damme and Pickford, 2003) and strip the Intermediate Weathered Surface (Iw) which is only preserved as residual weathered flat-topped hills and plateaus. Although climate change exists at global scale from Eocene to Pliocene, the climatic conditions remain moist enough to maintain a continuous weathering during this period (Morley, 2011). This explains the slight weathering of the Lower Plains and implies that the upstream Intermediate Weathered Surface/Pediain (Iw) continues to evolve favor to the continuous growth of its lateritic profile in response to the erosion by its associated upstream incised rivers network (i.e. upstream of the slope).

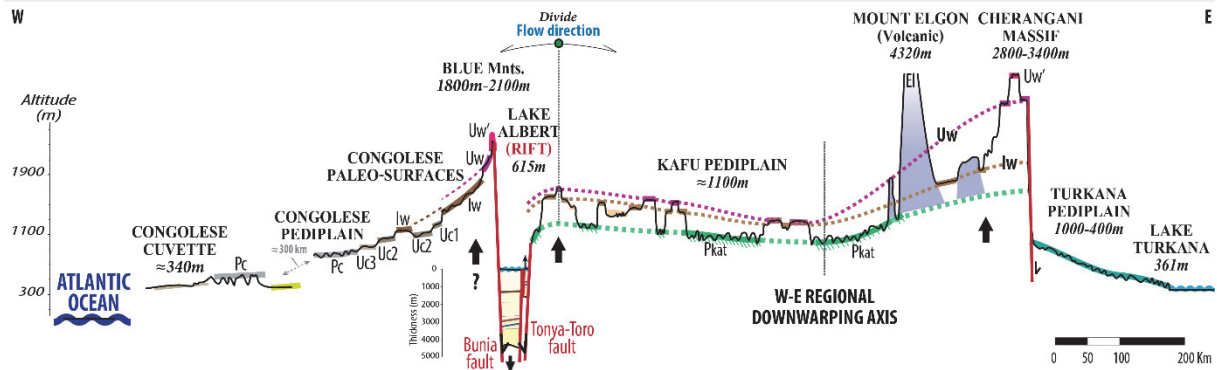
Uppermost Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma) to Upper Pleistocene (400 Ka) – Incised rivers: The degradation of the Lower Plains by incised rivers initiates with the uplift of the Rwenzori Mountains which has major consequences on the regional paleogeography. It is indeed responsible for the splitting of the paleolake Obweruka (Van Damme and Pickford, 2003) which led to the individualization of three major local base levels located at different elevations, from the lowest to the highest: the Lake

Albert, the Lake George and the Lake Edward. Combined with the ongoing doming of the Virunga and Kivu volcanic provinces (Ebinger, 1989a; Kampunzu et al., 1998), the newly created base levels are responsible for the present-day difference of elevation observed between the different Lower Plains (pediplains P_{ach} , P_{kaf} , P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}).

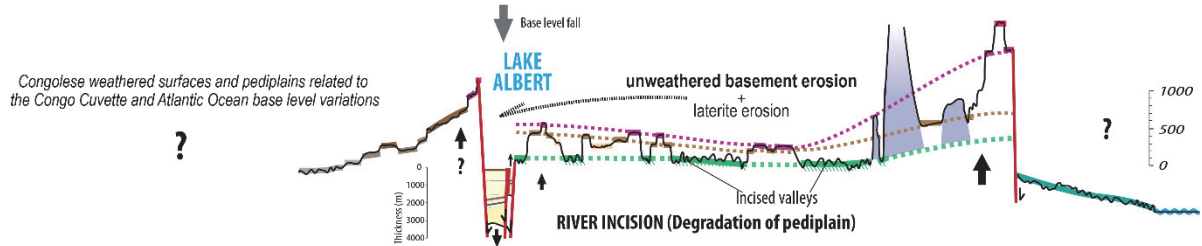
Upper Pleistocene (400 Ka) to Present-Day – Drainage inversion: Around 400 Ka (Williams et al, 2003; Talbot and Williams, 2009), a late phase of deformation is responsible for the uplift of the Ugandan scarp and the formation of a rift shoulder of small amplitude but long wavelength ($\approx 350\text{Km}$) which elevation climax is located 30km eastward of the Albert and Edward Rifts. Uplift of the this "shoulder" exceed westward incision and reversed river flow along a divide parallel to the rift (i.e. approximately 30 to 50Km eastward of the Albert and Edward Rift eastern border). In areas east of this uplift (i.e. between the Albert Rift in Uganda and the Kenyan/Gregory Rift), a downwarping (north-south axis approximately at 33°E of longitude) led to creation of depressions where the collection of surface water have formed the lakes Victoria and Kyoga.

This model of long term landform evolution (fig. 5.118) is roughly in agreement with the work of Taylor and Howard (1998) who proposed a comparable stepped evolution for the Ugandan relief and highlight the major role of tectonic uplift (ant thus, base level-falls) in driving landscape renewal by inducing episodes of stripping.

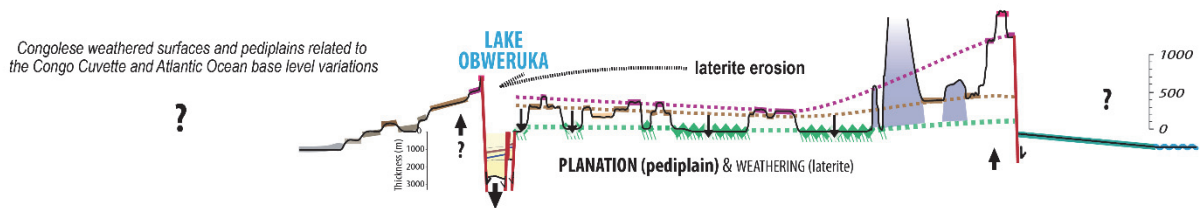
~ 400 Ka to Present-Day : LATE UPLIFT AND DOWNWARDING -> DRAINAGE INVERSION



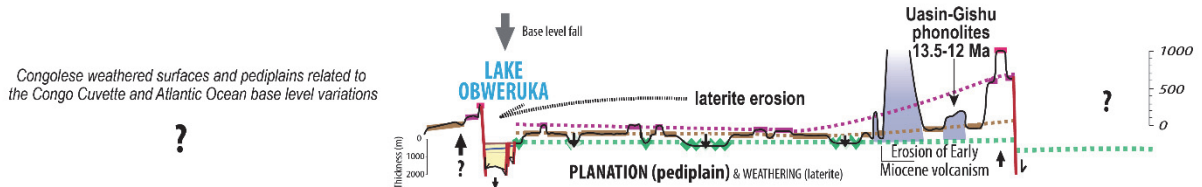
3 - 2.5 Ma : RUWENZORI UPLIFT -> LAKES ALBERT, EDWARD & GEORGE BASE LEVELS INDIVIDUALIZATION & PEDIPLAINS DEGRADATION BY INCISED VALLEYS



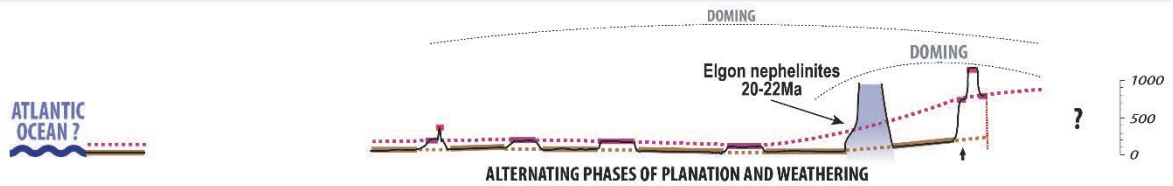
6 - 3 Ma : ALTERNATING PHASES OF LATERIZATION AND PEDIPLANATION (Pediment System Pkaf + Pkat + PMba + Pntu)



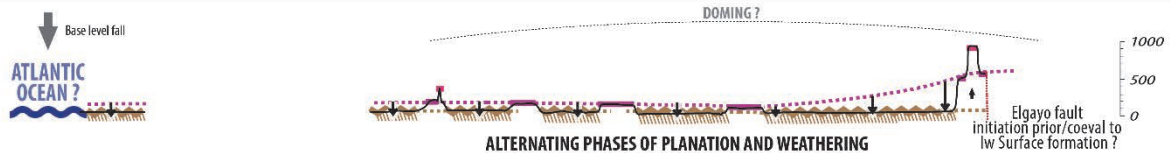
17 - 6 Ma : ALBERTINE RIFT INITIATION -> LOCAL BASE LEVEL FALL -> PEDIPLANATION



22-20 Ma : ELGON VOLCANIC EPISODE -> DOMING



Prior to ~ 22 Ma : BASE LEVEL FALL -> ALTERNATING PHASES OF LATERIZATION AND PEDIPLANATION (lw)



50-40 Ma : MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM -> CONTINENTAL SCALE WEATHERING (African Surface ≈ Uw)



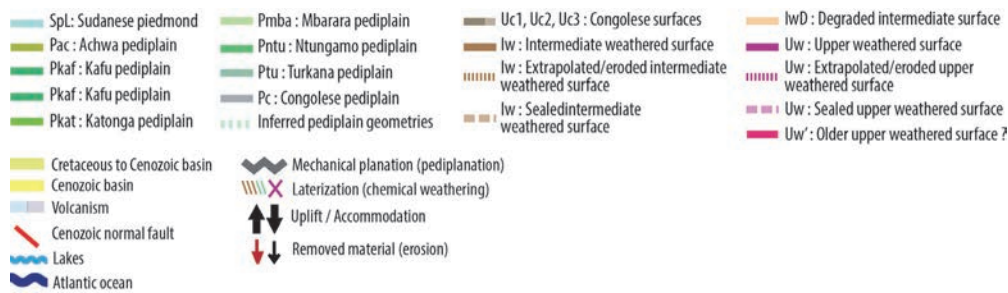


Figure 5.118 : Evolution of the Ugandan relief from Eocene to Present-Day. This reconstruction of the Ugandan relief is based on the successive restoration of the topography along a west-east profile according to two assumptions: (i) the result of etchplanation and pedimentation processes is a nearly flat surface later warped in response to more or less long wavelength deformation and (ii) that those planation processes result from an adaptation of the relief to a base level.

5.3.5 ERODED VOLUMES

Measurement of eroded volume and associated erosion rates were performed for the two generations of pediplains (Intermediate Surface, Iw, and the Lower plains, P_{ach}, P_{kaf}, P_{kat}, P_{mba} and P_{ntu}) which fed (i) the African margin of the Atlantic Ocean from Middle Eocene (45.5 ± 1.1 Ma) to Early Miocene when the formation of the Intermediate surface (Iw) lead to the erosion of the Upper Weathered Surface (Uw) and, (ii) from Early Miocene (17.0 ± 0.8 Ma, Albert rift initiation) to Present-day, the Albert Rift (Kafu pediplain, P_{kaf}), the Edward-George Rift (Katonga, Mbarara and Ntungamo pediplains, P_{kat}, P_{mba}, P_{ntu}) and, for northern Uganda, north of the Kafu system, the West-Nile and Sudan rifts (pediplain Achwa, P_{ach}). Erosion rates are only measured for the Kafu-Albert system. No field and subsurface data being available in the Edward-George and West-Nile rift, the timing of their evolution is unknown. Consequently, we are not able to quantify the erosion rates of the catchments of these two rift segments (P_{ach} for the West-Nile Rift and P_{kat}, P_{mba} and P_{ntu} for the Edward-George Rift). Eroded volumes were measured for three time intervals (fig. 5.119)

Middle Eocene (45.5 ± 1.1 Ma) to Early Miocene (17.0 ± 0.8 Ma) – During this period, the formation of the Intermediate surface results from a regional uplift and the West-Nile, Albert and Edward-George systems does not exist yet. In Uganda, the total amount of eroded material (Uw surface) remobilized in the Atlantic ocean represents a volume of $31.8 \times 10^3 \pm 6.23 \times 10^3$ km³. The value of the associated erosion rate is 1.11×10^3 km³/Ma with a mean uncertainty of $\pm 0.29 \times 10^3$ km³/Ma.

Early Miocene (17.0 ± 0.8 Ma) to Uppermost Pliocene (2.7 ± 0.2 Ma) – The Lower Plains (P_{ach}, P_{kaf}, P_{kat}, P_{mba}, P_{ntu}) begin to form in response to the Albertine Rift initiation which is responsible for the formation of a local base level. A volume of $21.6 \times 10^3 \pm 6.23 \times 10^3$ km³ of material is eroded

from the Kafu plain (P_{kaf}) and remobilized in the Albert Rift according to a rate of $1.51 \times 10^3 \pm 0.34 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$. The amount of material removed from the Achwa pediplain (P_{ach}) to the West-Nile Rift (and the Sudan Rifts) corresponds to a volume of $16.4 \times 10^3 \pm 2.46 \times 10^3 \text{ km}^3$ while $6.53 \times 10^3 \pm 1.45 \times 10^3 \text{ km}^3$ of material is eroded from the pediplains related to the Edward-George Rift system (P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}).

Uppermost Pliocene ($2.7 \pm 0.2 \text{ Ma}$) to 400 Ka (Drainage Inversion)– In the Kafu system (P_{kaf}), a volume of $2.37 \times 10^3 \text{ km}^3 \pm 0.88 \times 10^3 \text{ km}^3$ is eroded by the incised rivers network which dissects the pediplain. The associated rate value is $0.88 \times 10^3 \pm 0.26 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$. A volume of $2.47 \times 10^3 \pm 1.14 \times 10^3 \text{ km}^3$ and $3.88 \times 10^3 \pm 1.04 \times 10^3 \text{ km}^3$ are respectively eroded from the Edward-George pediplains (P_{kat} , P_{mba} , P_{ntu}) and from the Achwa pediplain (P_{ach}).

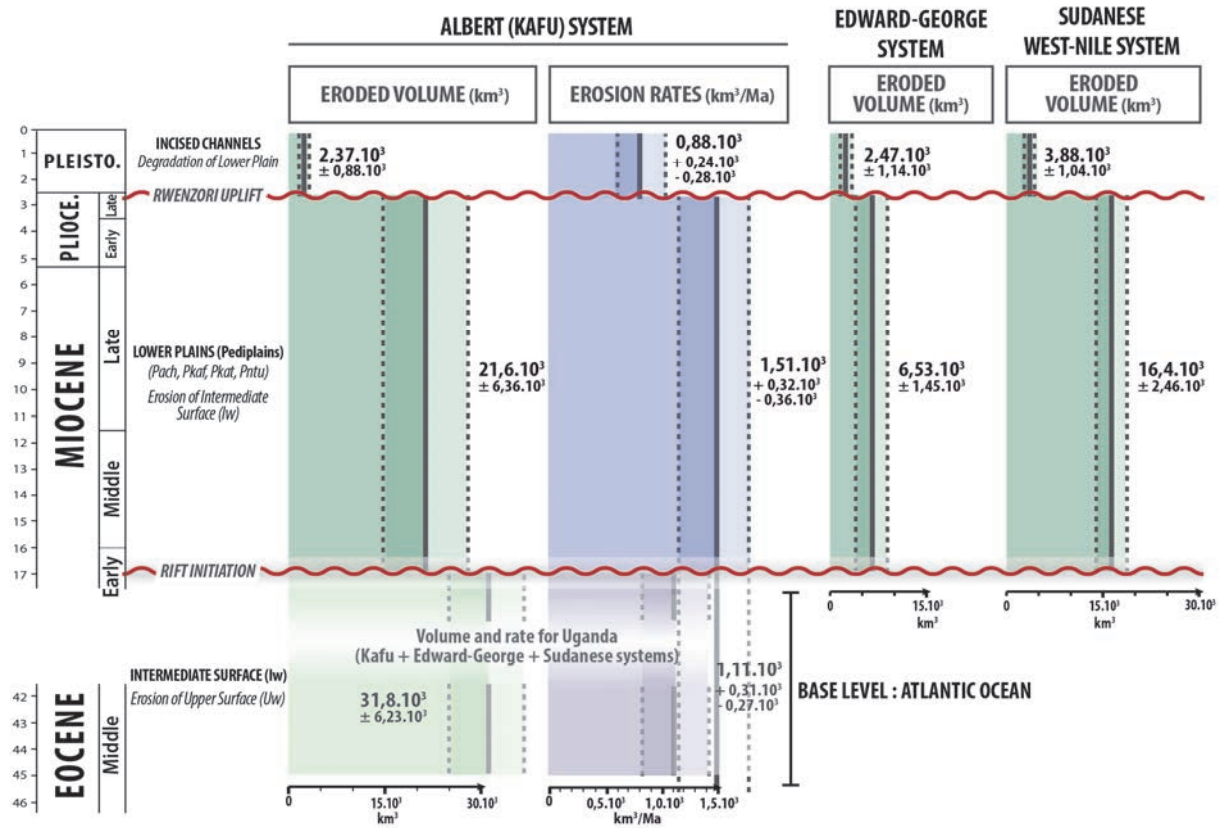


Figure 5.119 : Evolution of the volume of eroded material for the Kafu-Albert, Katonga-Edward and Achwa systems from Early Eocene to Present-Day. Erosion rates are only calculated for the Kafu-Albert system.

5.4 SINK: DEPOSITED VOLUME QUANTIFICATION

5.4.1 DATA AVAILABLE AND SEDIMENT VOLUME MEASUREMENT TECHNIQUE

5.4.1.1 Data available

Available subsurface data are of two types: onshore and offshore 2D seismic lines limited to the Ugandan side of the basin and wells mainly located onshore, some on them being deviated to reach the main depocenters (e.g. along the Tonya Fault). This means that for a third of the Lake Albert Basin area, i.e. the Congolese side of the basin, no data are available.

Deposited volumes of sediments were calculated between six time-lines corresponding to stratigraphic surfaces (unconformities – Un and maximum flooding surface – m): S1Un ($17 \pm 0,8$ Ma), S2m ($12,4 \pm 0,4$ Ma), S3Un ($6,2 \pm 0,2$ Ma), S4Un1 ($3,5 \pm 0,5$ Ma), S4Un2 ($2,7 \pm 0,2$ Ma) and the Lake Floor. Subsurface data are only available in the Albert Rift. Consequently we are not able to estimate the volume of sediment deposited in the Edward and George Rifts. The source to sink approach presented hereafter is thus only focused on the relationships between the Albert Rift and its catchment, the Kafu Pediplain (P_{kaf}).

5.4.1.2 Thickness maps extrapolation

In order to quantify the sediments volume deposited per time interval in the Lake Albert basin, we have interpolated to the Congolese side of the basin the thickness maps of Simon et al. (in press) using the natural neighbor interpolation method in a GIS software (Arcgis 10[®]). These interpolations result from the extrapolation of the available 2D seismic lines in Uganda to the Congolese (Bunia) bounding fault. The major unconformities (S1Un, S4Un1, S4Un2) and maximum flooding surfaces (S2m) are propagated to the western side of the basin according to two different scenarios consisting of (1) a linear propagation of the reflectors (i.e. stratigraphic surfaces) until the Bunia Fault and (2) a propagation based on the most likely scenario inferred from gravity data of Karner et al. (2000) and geological interpretations.

5.4.1.3 Calculation of sediment volumes and fluxes

Sediment volumes are deduced from thickness maps of three major time intervals and two others maps that we do not include in this publication. Volumes are calculated on MatLab Software by summing the volume value of each pixel of the considered map.

$$(\text{uncompacted})\text{Volume} = \sum [\text{Pixel Size} \times \text{Pixel Value (thickness)}]$$

In order to compare those sediment volumes with the amount of eroded rock (basement rocks, primary porosity $\approx 0\%$), we compact them by applying several scenarios of porosity values deduced from the wells and neutron porosity well-logs. These porosity are of two types: (1) the **total porosity** (hereafter referred as TP) is defined as the ratio of the entire pore space in a rock to its bulk volume and (2) the **effective porosity** (hereafter referred as EP) is the total porosity less the fraction of the pore space occupied by shale or clay.

In the absence of subsurface data on the Congolese side, both types of porosity values (i.e. total and effective) were inferred by considering either (1) that the western part of the basin is more distal (lacustrine) than the eastern part and thus, more clayey or (2) that the infilling of the western part is more or less of the same petrology than the infilling of the eastern part of the basin.

The total uncertainties on sediments volumes consists of the standard deviation between uncertainties resulting from (i) the different scenario of thickness maps extrapolation, (ii), the different scenario of porosity applied for the compaction and (iii) the error induced by normal faults restoration at time of deposition in the eastern part of the basin. For this last uncertainty, we consider two different scenarios which consist either to fill the space created by normal faults during extension or to do not take into account this space.

Sediment fluxes result from the division of the sediments volumes by the times intervals for which they have been calculated. The uncertainties related to sediment fluxes consist of the standard deviation between volumes uncertainties and the error ranges associated to the dated stratigraphic surfaces.

5.4.2 DEPOSITED VOLUMES

Two measurements were made for four time intervals on the basis of the two scenarios of porosity, total (PT) or effective (ET), with, in both cases, a quantification of the volumetric sedimentation rates (fig. 5.120).

The trend through time and the order of magnitude of both volumes and sedimentation rates are the same for the two scenarios of porosity, the main difference being the range of the uncertainties, much higher in the case of total porosity compaction.

From 17.0 ± 0.8 Ma (S_{1U_n}) to 12.4 ± 0.4 Ma (S_{2_m}) (Time Interval 1a), i.e. during the low extensional period, the total volume of sediments deposited in the basin is around 6.1×10^3 km³ with a mean uncertainty of $\pm 0.25 \times 10^3$ km³ when compacted using effective porosity (EP) and $\pm 2.8 \times 10^3$

km³ using total porosity (TP). The associated sedimentation rate is moderate, with a value of 1.3x10³ km³/Ma and mean uncertainties of ± 0.45x10³ (EP) to ± 0.15x10³ km³/Ma (TP).

Both volume of sediments and sedimentation rate significantly decrease during the very low extensional to flexural deformation regime (Time interval 1b) from 12.4 ± 0.4 Ma (S2_m) to 6.2 ± 0.2 Ma (S3_{Un}). A volume of 4.0x10³ Km³ ± 0.3x10³ (EP) to ± 1.9x10³ km³ (TP) is deposited in the basin under a rate of 0.6x10³ km³/Ma ± 0.85x10³ (EP) to 0.35 km³/Ma (TP).

From the basin-scale Late Miocene (6.2 ± 0.2 Ma – S3_{Un}) unconformity and the Rwenzori uplift (2.7 ± 0.2 Ma, S4Un2), the first phase of significant rifting is associated with an influx of sediment which volume of sediments reach a mean value of 8.2x10³ km³ with uncertainties ranging from ± 0.32x10³ (EP) to 3.85x10³ km³ (TP). With a value of 2.35x10³ km³/Ma ± 0.4x10³ (EP) to ± 1.40x10³ km³/Ma (TP), the sedimentation rate is maximum during this time interval despite the significant uncertainties (especially when considering the total porosity).

The second phase of rifting occurring after the Rwenzori uplift (2.7 ± 0.2 Ma to Present-day) is associated with a volume of sediment of 3.85x10³ Km³ ± 0.075x10³ (EP) to ± 1.7x10³ km³ (TP). The sedimentation rate decreases but still significant with a value of 1.4x10³ km³/Ma ± 0.15x10³ to 0.7x10³ km³/Ma.

During the three first phases (covering the period extending from the rift initiation to the Rwenzori Uplift), the sedimentary infilling is mainly characterized by sub-aqueous clayey-dominated lacustrine sediments frequently ferruginised and exhibiting weathered clast (etch quartz) and westward-directed paleocurrents (Bishop, 1965; Bishop and Trendall, 1967), arguing for an eastward catchment on which a weathering profile has been stripped (i.e. the Kafu Pediplain, P_{kaf}, eroding the Intermediate surface). From the Rwenzori uplift to Upper Pleistocene, the sedimentary infilling essentially consists to lacustrine shoreline and alluvial plain deposits showing no (or only few) evidences of weathering (e.g. no ferruginisation), suggesting that they result from upstream downcutting into fresh rock (i.e. incised rivers).

In order to compare these deposited volumes and sedimentation rates with the upstream eroded volumes and erosion rates, it is necessary to consider them for the same time intervals namely: (i) the period of erosion of the Intermediate and Weathered Surfaces (U_w, I_w) by the Kafu Lower Plain (P_{kaf}) from 17.0 ± 0.8 Ma to 2.7 ± 0.2 Ma and (ii) the erosion related to river incision from 2.7 ± 0.2 Ma to present-day) which is contemporaneous of the second rift phase. During the first period (rift initiation to Rwenzori Uplift, 17.0 ± 0.8 Ma to 2.7 ± 0.2), the total amount of sediment

deposited represents a volume of $18.1 \times 10^3 \text{ km}^3 \pm 0.85 \times 10^3 \text{ (EP)}$ to $\pm 8.85 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ (TP)}$ associated to a rate of $1.27 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma} \pm 0.24 \times 10^3 \text{ (EP)}$ to $0.7 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma} \text{ (TP)}$.

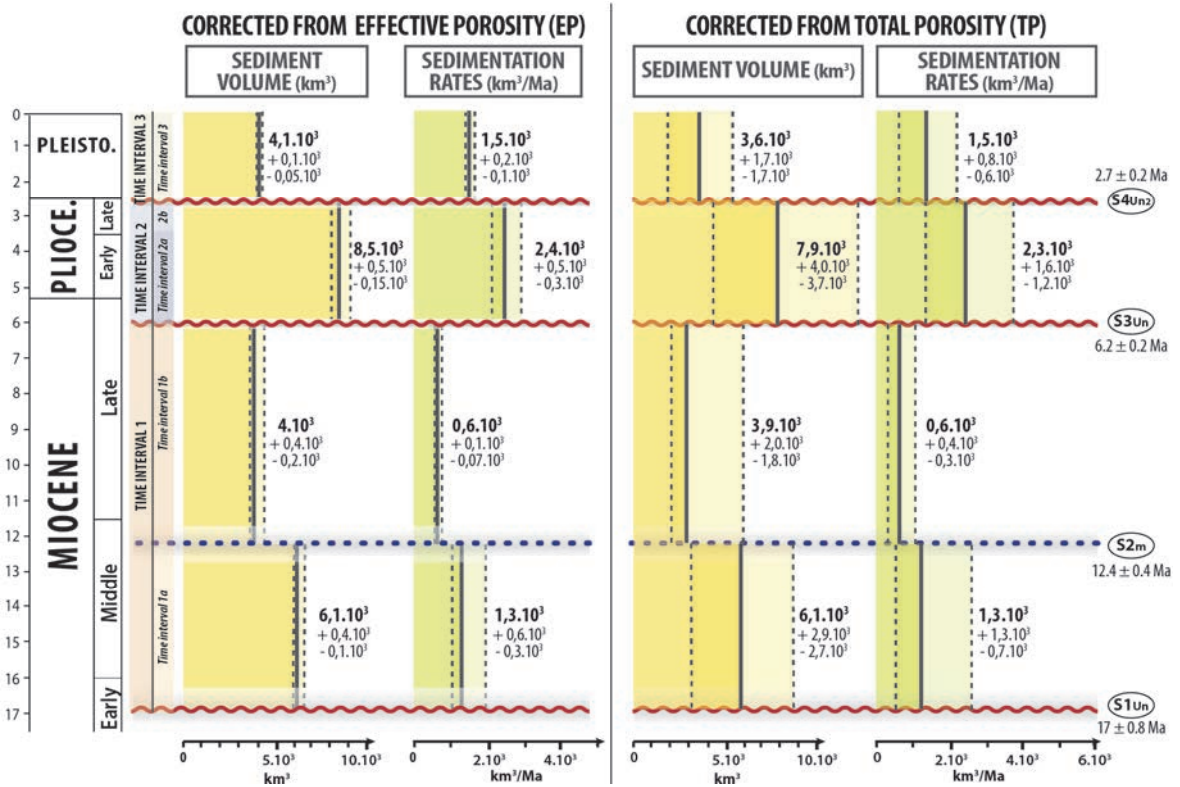


Figure 5.120 : Evolution of the volume of sediment deposited from Early Miocene to Present-Day. Volumes are corrected (compacted) from both effective (EP) and total (TP) porosity.

5.5 DISCUSSION

5.5.1 SEDIMENT BUDGET

Unfortunately, the seismic dataset and the timing of formation of both Albertine Rifts and Uganda relief limit the comparison between eroded and deposited volumes (1) only to the Albert Lake Basin and (2) after 17 Ma, age of the beginning of the subsidence of the Albert Lake Basin.

The eroded volumes are of the same order of magnitude, validating post facto the geomorphological model.

- Between 17 and 2.7 Ma, 22 000 km³ of rocks are eroded and 19 000 to 18 000 km³ of sediments are deposited.
- Between 2.5 and 0 Ma, 2 000 km³ of rocks are eroded and 3 500 à 4 000 km³ of sediments are deposited.

Between 17 and 2.7 Ma the eroded volume is higher than the deposited one while it is lower between 2.7 and 0 Ma.

The difference of volume between 17 and 2.5 Ma can be explained by the chemical denudation due to the hot humid climate and the presence of laterites (see discussion below).

The difference between 2.5 and 0 Ma can be explained in two different ways: (1) an underestimation of the eroded volumes due to the used measurement technique or (2) a higher sediment supply due to other sources than the Kafu Pediplain. Both might be the explanation. The error due to the measurement technique concerns the reconstruction of the initial topography before river incision: the pediplain surface is removed from part of the weathered rocks in the early stage of the fluvial erosion leading to an underestimation of the initial elevation of the pediplain. The two other sources of sediment could be (1) the Blue Mountains (to the north-west of the Lake Albert Basin) and (2) the Semliki River coming from Edward Lake Basin (at the south-west of the Lake Albert Basin). The Blue Mountains provide a small amount of sediments as indicated (i) by the preserved old weathering profiles on its top and (ii) by the steep fault-induced scarp. The Semliki River could be a sediment provider. As mentioned before, the Edward Lake is tilted and uplifted at the end of its evolution (§5.2.2) and the Ruwenzori Mountain is uplifted around 2.5 Ma. The products of the erosion of these uplifted areas might be transferred through the Semliki River to the Albert Lake Basin.

5.5.2 CHEMICAL EROSION

From 17 to 2.7 Ma, higher eroded volumes than deposited one can be explained by chemical erosion evidenced by the weathering profiles associated with the pediplains and by some very humid periods during this time interval (Bonnefille, 2010; Morley, 2011).

The difference between the two volumes is around 16% that is quite low compare to the present-day estimation of the relationships between physical and chemical erosion in tropical areas. For the Congo Catchment, Gaillardet et al. (1995) measured a ratio of the mechanical/chemical close to 1.5. This implies a difference of volumes of 40% rather than 16%.

Three explanations can be given for this discrepancy.

1. The estimated eroded volumes are minimum values that did not integrate the chemical erosion along the older surface prior to its degradation by the youngest landforms that could be long-living (x1 Ma) process (unfortunately undatable at the moment).
2. The volume of sediments eroded from the Congolese side (Blue Mountains) was not taken into account. This volume (not measured here) - probably low as mentioned before (§5.1.1) - is a contribution to the Albert Basin sediment budget. These products of the Blue Mountains erosion decrease in proportion the amount of sediment coming from the Kafu Pediplain and then the ratio between mechanical and chemical erosion over this pediplain.
3. The nature of the clays is different between the upstream catchment (Kafu Pediplain) and the Albert Lake Basin. The upstream catchment mainly provides sediments coming from the mechanical erosion of laterites, i.e. kaolinites, and the lacustrine clays of the Albert Basin sedimentary infilling (fig. 5.121) are made up of smectites (40-95%), kaolinites (0-55%) and illites (5-15%). This implies that kaolinites have to be transformed into smectites, processes quite well known in flat humid zones (Imasuen et al., 1989; de Souza-Junior et al., 2010; Pugliese Andrade et al., 2014) and at more global scale (continent-ocean transition, Chamley, 1979). The chemical composition of kaolinite is $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ and the one of smectite (montmorillonite) is $(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. It implies a contribution of Na, Ca, Mg, Fe and SiO₂ to get smectites from kaolinites. Then, smectites results from the combination of kaolinites and chemical elements available in water solutions provided by chemical erosion. This could explain a chemical erosion of only 16%, parts of the elements products of the chemical erosion being recombined with kaolinites to get smectites in the basin.

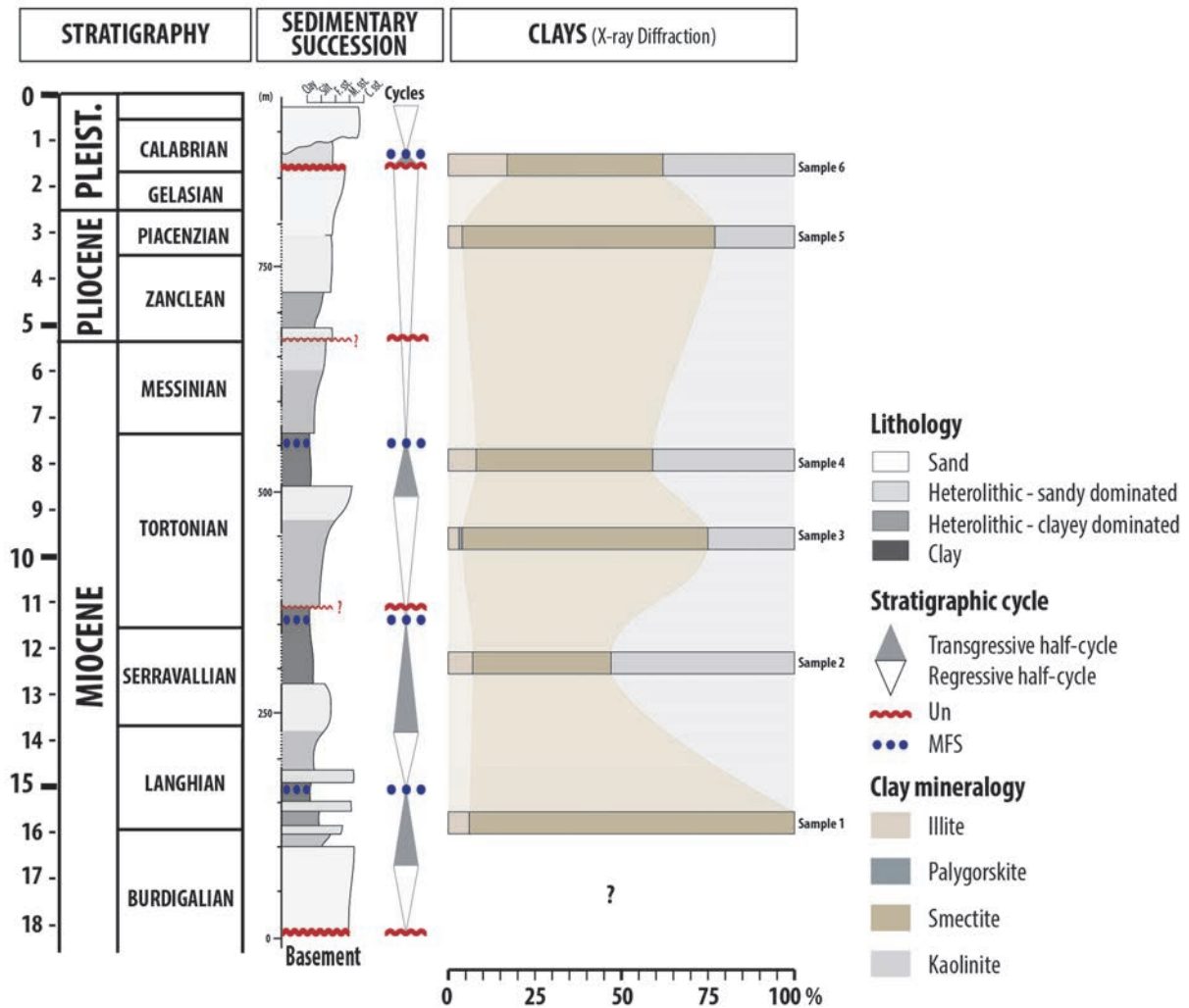


Figure 5.121 : Diagram showing the results of X-ray Diffraction analysis on six samples of clays collected along the sedimentary succession of the Kiseqi-Nyabusosi region in the onshore south-eastern part of the Lake Albert basin (modified after Simon et al., in prep). Horizontal bars represent the ratio of (from the left to the right) illites/palygorskites/smectites and kaolinities.

5.5.3 CENTRAL AFRICAN DRAINAGE EVOLUTION

The Albert Lake is one of the elements of the upstream part of the Nile Catchment composed of the Victoria Lake, the Victoria Nile, the Albert Lake and the Albert Nile. The age of this catchment and the connection of the different segments, East African Dome, Sudan plains and basins, Nubian Dome, etc. are subject to numerous discussions (see Talbot and Williams, 2009; Macgregor, 2012 for discussions).

We here confirmed that the early drainage at the origin of the Ugandan relief (etchplain Uw and pediplain Iw) was flowing toward the west adapted to the Atlantic Ocean base level, as already suggested by e.g. de Heinzelin (1963), Pickford et al. (1993), Taylor and Howard (1998). An interesting result (fig. 5.118) is the early growth of relief, between Uw and Iw (40-30 Ma), along

the East African Rift and its two branches, before the initiation of the rift (doming before the rift, mainly on the eastern branch). This confirmed the results of Guillocheau et al. (2015) which indicate a Late Eocene – Early Oligocene initiation of the East African Dome uplift on the Congo Basin side.

The birth of the Albert Lake Basin, superimposed on a pre-existing low amplitude medium to long wavelength (x10 to 100 km) doming, drastically change the drainage pattern with the creation of a local base level – the Obweruka Lake (Pickford et al., 1993; Van Damme and Pickford, 2003) - at 17 Ma. This lake is assumed to be an endoreic system as suggested by Pickford et al. (1993). The age of the capture by the Nile is difficult to constrain with our data. A comparison of the Albert Lake Basin sediment volumes with the ones in the next downstream basin (Muglad Rift Basin in Sudan) along the present-day Nile River profile is required.

The tectonic and landforms evolution, together with the sediment budget of the Lake Albert basin and its catchment are summarized on figure 5.122.

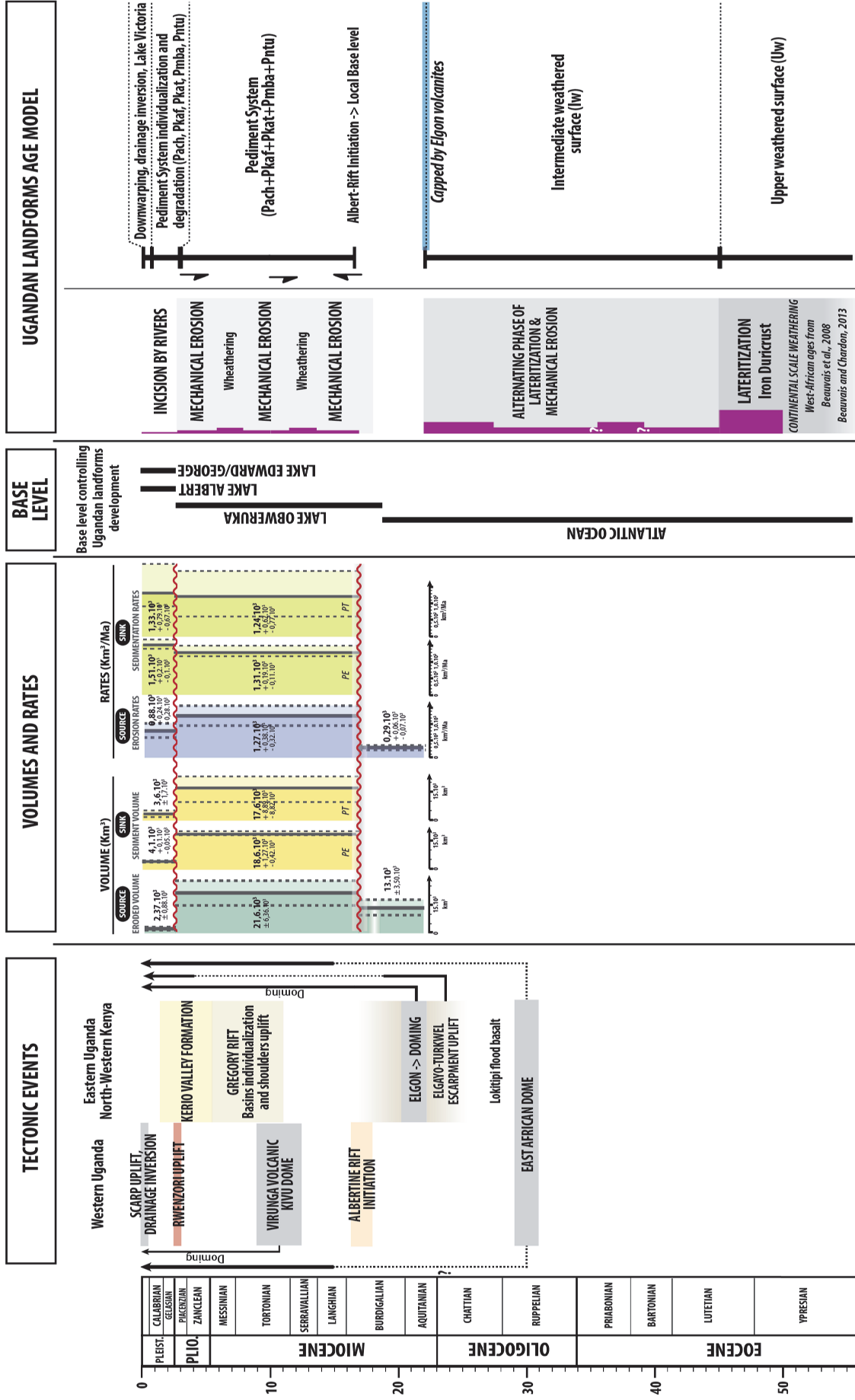


Figure 5.122 : Synthetic chart showing the Kafu catchment – Albert Rift Basin sediment budget and summarizing the geomorphological evolution of Uganda and the tectono-sedimentary evolution of the Albert Rift Basin.

5.6 CONCLUSIONS

The purpose of this study was to quantify the sediment budget of an enclosed (or semi-enclosed) endoreic system, from the catchment to the basin, in a continental rift setting: the Albertine Rift system of Uganda and Congo (DRC). The quantification of the denudation is based on stepped planation surfaces characteristic of Uganda while the measurement of the sediment volumes is based on the stratigraphic analysis of the rift using industrial seismic lines and wells and field observations.

1. Methodology - The original contribution of this study is the measurement of the eroded volume (source) using the characteristic landforms of Africa - the planation surfaces of different types (etchplains, pediplains) – and the incised valleys/channels. The eroded volumes are quantified measuring the volume between two successive landforms. In the opposite, deposited volumes in the basin are measured between two time-lines of the same age that the landforms, identified on seismic lines based on the principles of seismic stratigraphy. In order to compare eroded and deposited volumes, the sediment volumes in the basin have been compacted with two porosity corrections, total or effective.

2. Uganda relief evolution and uplift – The paleo-landscape reconstruction is based on the 3D mapping of stepped landforms recording base level falls, pediment systems and incised valleys/channels. Four generations of landforms were identified and dated by the volcanic rocks which overlap some of them. The interaction between uplift - probably continuous - and climate (precipitation) changes is still poorly understood. Four main steps were identified:

- **70 - 22 Ma:** generation of two weathered planation surfaces (etchplain) labelled Uw and Iw. Uw record a very humid period culminating at time of the Early Eocene Climatic Optimum (70-45 Ma). It corresponds to the African Surface. A first uplift of the East African Dome (40-30 Ma?) generates a second lower pediplain, Iw, connected to the Atlantic Ocean base level;
- **17-2.7 Ma:** planation of large pediplains connected to the local base level induced by the birth of the Albertine Rift System and the formation of Lake Obweruka;
- **2.7-0.4 Ma:** uplift of the Ruwenzori Mountains and degradation by river incision of the previous large pediplains;
- **0.4-0 Ma:** long wavelength downwarping of the Tanzania Craton between the two branches of the rift, creation of the Victoria Lake, inversion of the drainage and formation of the fault-bounded scarps of Albert Rift.

3. A **successful budget** with more sediment eroded than sediment deposited between 17 and 2.7 Ma. Sedimentation rates varies from $1.3 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ between 17 and 12.4 Ma (« flexural » basin), to $0.6 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ between 12.4 and 6.2 Ma (« flexural » basin), then to $2.4 \text{ km}^3/\text{Ma}$ between 6.2 and 2.7 Ma (rift stage 1) and then to $1.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ between 2.7 and 0 Ma (rift stage 2).

Eroded volumes are of the same order of magnitude: between 17 and 2.7 Ma, 22 000 km^3 are eroded and 19 000 to 18 000 km^3 are deposited; between 2.7 and 0 Ma, 2 000 km^3 are eroded and 3 500 to 4 000 km^3 are deposited.

The difference of volume between 17 and 2.7 Ma (16% more eroded) could be explained by chemical erosion prevailing at this period in Central Africa. The opposite difference between 2.7 and 0 Ma could be explained (1) by a wrong reconstruction of the initial topography and/or (2) by a high sediment supply coming from the Semliki River draining the uplifted Ruwenzori Mountains and Edward Lake Rift.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Basé sur une triple analyse de la déformation, du remplissage sédimentaire (biochronostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle) et des formes du relief (géomorphologie) à partir de données de subsurfaces (sismique réflexion et puits) et d'affleurements, ce travail avait pour objectifs (1) d'étudier les relations entre déformation, érosion et sédimentation et (2) de quantifier les bilans érosion – sédimentation (approche dite "*Source to Sink*") dans un rift en domaine tropical, le rift du Lac Albert, localisé sur le Dôme est-africain, au nord de branche ouest du Rift est-africain.

MODÈLE D'ÂGE

Le modèle d'âge du remplissage sédimentaire du rift du Lac Albert est fondé sur des données biostratigraphiques (mammifères – travaux de M. Pickford & B. Senut) reportées sur les courbes de variations des paléoprécipitations disponibles pour le Rift est-africain. Les âges des associations de mammifères du bassin du Lac Albert ont été établis par corrélation (1) avec les associations définies au Kenya et datées grâce aux épanchements volcaniques et aux tuffs interstratifiés et (2) avec les biozones européennes de mammifères.

La principale difficulté était de dater les puits pour lesquels seule une analyse palynologique était disponible, alors qu'à l'affleurement, les données concernant les mammifères sont discontinues dans le temps et dans l'espace.

L'analyse stratigraphique séquentielle des affleurements et des puits a permis de proposer (1) une corrélation entre la surface et la subsurface et (2) d'étendre aux puits les âges fournis par les mammifères à l'affleurement. Ces datations ont ensuite été validées en comparant l'enregistrement climatique (paléoprécipitations) du lac (pollens et spores et variations du niveau de lac) avec la charte climatique de Bonnefille (2010) basée sur une synthèse des données palynologiques disponibles en Afrique de l'Est.

SOURCE DES SÉDIMENTS DU RIFT

L'analyse de la forme des grains au microscope électronique à balayage (MEB) a permis de caractériser deux formes de grains ayant subi, au préalable, et pour plus de 90 % d'entre eux, une forte altération chimique : (1) des grains anguleux (dominants) et des (2) des grains subanguleux (arrêtes émoussées) à subarrondis.

Ceci indique que la majeure partie des grains a subi un très faible transport et provient de l'érosion de profils d'altérations de nature latéritique. Une érosion de roches saines est néanmoins avérée par la présence de quelques grains de quartz non altérés et quelques feldspaths peu voir pas altérés. Ces grains émoussés n'ayant pas, ou peu, subi d'altérations hydrolisantes sont légèrement plus fréquents dans les sédiments "récents".

MODÈLE DE DÉPÔT DU RIFT

L'analyse des faciès sédimentaires d'un puits du nord-est du bassin et des affleurements du sud-ouest, du nord-est et de la terrasse de Kaiso-Tonya a montré que l'essentiel du remplissage du rift consiste en des sédiments lacustres.

- Les dépôts lacustres les plus profonds (identifiés sur la bordure actuelle du bassin, au pied de l'escarpement) sont des argiles riches en matière organique dépourvues de dépôts gravitaires. Continus jusqu'au centre du bassin, les faciès sismiques correspondant à ces dépôts plaident en faveur d'un lac "peu profond" (profondeurs maximales légèrement supérieures au lac actuel; 80-100 m).
- Les dépôts lacustres plus proximaux consistent en des alternances argiles-sables correspondant à des feuillets de crues ("*sheetflood*") ou, très localement et très temporairement, en des diatomites.
- Le littoral lacustre identifié correspond essentiellement à des barres d'embouchure. Sur les lignes sismiques, les réflecteurs sont généralement plans et parallèles et les évidences de cliniformes sont très peu nombreuses ce qui corrobore l'idée d'un lac peu profond à faible gradient bathymétrique.
- Aucun cône alluvial conglomératique ou à granules n'a été caractérisé sur la bordure faillée ougandaise (banquette de Kaiso-Tonya).
- Les seuls faciès véritablement continentaux ont été caractérisés en subsurface sous formes de dépôts de rivières à mode de transport en traction ("*bedload rivers*"). Un distributaire deltaïque a été reconnu dans la Formation Kisegi dans les affleurements du sud-ouest.

ÉVOLUTION DU RIFT

L'évolution de la déformation et de la sédimentation du bassin du Lac Albert se décompose en cinq périodes.

- Pré 17 Ma (Miocène inférieur terminal) :
 - **Aplanissement et altération** (latéritisation) du socle protérozoïque à archéen,
 - **Incision** du socle par de **larges vallées** recoupées par quelques failles au sud-ouest du bassin. Leur âge est inconnu : Carbonifère (vallées glaciaires de la glaciation gondwanienne comme le suggère des vallées irrégulières sur une ligne sismique de mauvaise qualité) ou Crétacé terminal-Paléocène (grandes surrections africaines) ;
- 17 Ma à 6.2 Ma (Miocène inférieur terminal à supérieur) : Bassin "flexural"
 - *vitesse de subsidence* : 150-250 m/Ma – la localisation des dépo-centres (localisés au sud) est peu contrôlée par failles ;
 - *paléogéographie* : potentiellement plus large que le rift actuel – le proto-lac Albert atteint sa profondeur maximale avec les dépôts d'argiles riches en matière organique et est connecté avec les Lacs Edward et George (Lac Obweruka) ;
- 6.2 à 2.7 Ma (Miocène supérieur terminal à Pliocène terminal) : Première phase de rift
 - *vitesse de subsidence* : > 500 m/Ma jusqu'à 600-800 m/Ma – paroxysme d'activité du rift – toutes les failles sont actives et contrôlent la distribution des dépo-centres ;
 - *paléogéographie* : diminution de la taille du lac ;
- 2.7 à 0.4 Ma (Pléistocène inférieur et moyen) : Deuxième phase de rift, surrection des Montagnes des Ruwenzori, et, potentiellement, des Monts Bleues ;
 - *vitesse de subsidence* : décroissance de 450 à 250 m/Ma ;
 - *paléogéographie* : rupture du lac unique (Oberukwa), individualisation des Lacs Albert, Edward et George ;
- 0.4 Ma à l'Actuel (Pléistocène moyen et supérieur) : flexuration du craton tanzanien, initiation de la dépression du Lac Victoria ;
 - *déformation*: mouvement normal sur la faille bordière sud-est (Ouganda), surrection de l'escarpement actuel ;
 - *paléogéographie* : inversion du réseau de drainage vers le Lac Victoria.

NATURE DE LA DEFORMATION

Les ordres de grandeur du **déplacement vertical** ont pu être quantifiés au travers de l'enregistrement sédimentaire et de la mesure de l'accommodation (voir ci-dessus).

Le **déplacement horizontal** (importance de la composante décrochante par rapport à la composante extensive) n'a pu être mesuré du fait (1) de l'espacement entre les lignes sismique et de l'absence de sismique 3D dans le lac et (2) de la présence de nombreux niveaux de décollements au sein du "mille-feuille" d'argiles et de sables qui constitue la série sédimentaire du bassin. Quoi qu'il en soit, aucune vraie structure en fleur n'a été identifiée et celle publiée (Aanyu and Koehn, 2011; Abeinomugisha and Kasande, 2012; Karp et al., 2012a), lorsqu'elle est remise à l'échelle 1:1, ne peut plus être interprétée comme telle.

La fin de l'évolution du bassin (0.4-0 Ma et vraisemblablement 2.5-0.4 Ma) se fait dans un régime purement extensif en accord avec les données de géodésie (e.g. Calais et al., 2006; Stamps et al., 2008, 2014; Delvaux and Barth, 2010; Saria et al., 2013, 2014) et les mesures microstructurales acquises pendant cette étude (annexes 3.1 à 3.5).

LES FORMES DU RELIEFS AMONT : ETCHPLAINES, PÉDIPLAINES ET VALLÉES INCISÉES

L'Ouganda est caractérisé par de grandes surfaces d'aplanissements presque toujours altérées.

- Trois types de formes du relief ont été mises en évidence : (1) des **etchplaines**, surfaces corrodées par l'altération, soit préservant l'intégralité des profils latéritiques (etchplaines couvertes – "*mantled etchplains*") soit décapées ("*stripped etchplains*"), (2) des **pédiments** et **pédiplaines** et (3) des **vallées et chenaux incisés** ;
- La cartographie des formes du relief a permis de caractériser quatre générations successives (étagées) de surfaces d'aplanissements et vallées incisées, (1) la Surface Altérée Supérieure (Uw), (2) la Surface Altérée Intermédiaire (Iw), (3) les Systèmes Pédimentaires (P) et (4) les réseaux incisés de chenaux et vallées ;
- Leurs relations avec le volcanisme et le remplissage du bassin du Lac Albert a permis de proposer un modèle d'âge à partir de 55 Ma.
- L'étagement des formes du relief traduit une surrection de l'Ouganda, sans présager du caractère continu ou discontinu de cette surrection. Les variations climatiques, entre un régime plus humide et plus aride, combinée à une surrection continue peuvent également expliquer cet

étagement. La surrection est maximale en direction du sud (dôme du Kivu– province volcanique des Virunga-Bukavu) et de l'est (Rift Kenyan Centraux, dôme kenyan).

- L'évolution est la suivante :
 - 55-45 Ma (Éocène inférieur - moyen): formation de latérites durant la période très humide de l'Éocène inférieur - moyen correspondant à la Surface africaine sensu Burke & Gunnell (2008) et actuellement préservées sous forme plateaux et collines associés à l'etchplaine couverte sommitale (Uw) ;
 - 45-22 Ma (Éocène supérieur - Miocène basal) : dégradation de la Surface africaine à la faveur d'un début de surrection du dôme est-africain et de la formation d'une pédiplaine (Iw) dont le niveau de base est l'Océan atlantique ;
 - 17-2.7 Ma (Miocène inférieur terminal - Pliocène terminal) : initiation de la subsidence du bassin du Lac Albert aux alentours de 17 Ma et création de niveaux de base locaux (Lacs Albert, George et Edward) correspondant chacun aux trois dépocentres et auxquels s'adaptent trois pédiplaines. La surrection du dôme est-africain se poursuit ;
 - 2.7-0.4 Ma (Pléistocène inférieur à moyen) : surrection de la Ruwenzori et changement du type de drainage depuis un système alluvial vers un réseau de rivières à fond rocheux ("*berock channels*");
 - 0.4-0 Ma (Pléistocène moyen à supérieur) : flexuration du craton tanzanien, initiation de la dépression du Lac Victoria, inversion du réseau de drainage et création de l'escarpement actuel avec formation de vallées perchées, reliques du réseau actif entre 2.5 et 0.4 Ma.

BILAN ÉROSION-SÉDIMENTATION ("SOURCE TO SINK")

- Le bilan érosion – sédimentation a été **quantifié** en mesurant (1) à terre (domaine en érosion, "*source*"), les volumes de roches décapées entre les surfaces de deux formes de relief successives et (2) dans le bassin, (domaine en sédimentation – "*sink*") les volumes déposés entre deux surfaces-temps (lignes temps) de même âge que les surfaces à terre. Afin de rendre la comparaison possible, les sédiments ont été compactés en corrigeant la porosité de deux manières différentes : en prenant en compte soit la porosité totale, soit la porosité effective. Ces mesures n'ont pu être réalisées que dans le bassin du Lac Albert à partir de son initiation (17 Ma).
- Le volume total déposé dans le bassin du Lac Albert est de $23 \times 10^3 \pm 1.8 \times 10^3 \text{ km}^3$ (corrigé de la porosité effective). Les vitesses varient de $1.3 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ entre 17 et 12.4 Ma (bassin

"flexural"), à $0.6 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ entre 12.4 et 6.2 Ma (bassin "flexural"), à $2.4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ entre 6.2 et 2.7 Ma (stade rift 1) et enfin à $1.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$ entre 2.7 et 0 Ma (stade rift 2).

- Les volumes érodés sont du même ordre de grandeur : entre 17 et 2.7 Ma, $22 \times 10^3 \text{ km}^3$ sont érodés et 19×10^3 à $18 \times 10^3 \text{ km}^3$ sont déposés, entre 2.7 et 0 Ma, $2 \times 10^3 \text{ km}^3$ sont érodés et 3.5×10^3 à $4 \times 10^3 \text{ km}^3$ sont déposés. La différence de volume entre 17 et 2.7 Ma peut s'expliquer par la forte érosion chimique qui prévaut durant cette période (pédiplénation), tandis que la différence inverse entre 2.7 et 0 Ma résulte, soit d'une mauvaise reconstitution de la topographie initiale avant incision, soit de l'existence d'une autre source en en sédiment (érosion des Montagnes des Rwenzori).
- Les argiles des bassins versants et celles préservées dans le bassin sont de natures différentes : consistant essentiellement en de la kaolinite dans les latérites elles sont représentées dans le bassin par un mélange de smectite (40-95%), de kaolinite (0-55%) et d'illite (5-15%). La formation de smectites à partir de kaolinites dans les zones humides de surface requiert un apport de Ca, Na, Mg, Fe et de SiO_2 . Ces éléments apportés par la charge dissoute des rivières permettent d'expliquer pourquoi la composante chimique apparente ne serait que de 16%, une part des produits de l'érosion chimique étant recombinaés aux kaolinites pour produire des smectites.

PERSPECTIVES

Les perspectives sont de deux ordres : (1) une amélioration de nos connaissances régionales et (2) améliorer la connaissance des processus fondamentaux en géosciences étudiés dans le cadre de ce projet.

CONNAISSANCES REGIONALES

- Tracer les sources des sédiments (géochronologie des zircons et micas détritiques, géochimie des minéraux majeurs et traces, Sm, Nd, Li...);
- Reconstituer la paléogéographie du bassin en accédant aux données des carottes et des déblais ;
- Revenir sur le lac initial : était-il plus grand que le lac actuel (Obweruka) ?
- Mieux caractériser la déformation du lac en intégrant la sismique 3D et caractériser la part de l'extensif et du compressif ainsi que d'éventuelles inversions tardives ;
- Intégrer les reliefs de courte/moyenne longueur d'onde (Monts Bleus et Montagnes des Ruwenzori) dans un schéma de déformation du bassin du Lac Albert.

PROCESSUS FONDAMENTAUX

- Améliorer les techniques de datation des sédiments lacustres (couplage biostratigraphie, cyclostratigraphie, enregistrement climatique...);
- Analyser la déformation en 2D dans un système à niveaux de décollements multiples : extension contre décrochement ;
- Comprendre les mécanismes d'aplanissement des surfaces de type pédiplaine : discuter l'importance des profils d'altération (latérites) et le rôle relatif de l'érosion par les chenaux divagants ("*streamflow*") par rapport aux crues en feuillets ("*sheetflow*") ;
- Repenser les modèles de faciès des systèmes alluviaux en lobes aériens ou sous-aquatiques (clarifier la nomenclature sur les "*fan-deltas*" : terminal fan, Hjulstrom delta, "*distributive fluvial system*", "*megafans*"...); construire un modèle des dépôts aval des pédiments/pédiplaines ;
- Comprendre les mécanismes de transformation des argiles entre les domaines en érosion et en sédimentation en domaine tropical : les bilans chimiques et volumiques entre éléments dissous issus de l'érosion chimique, éléments particuliers issus de l'érosion physique (kaolinites – argiles 1/1) et éléments néoformés (smectites – argiles 2/1).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aanyu, K., Koehn, D., 2011. Influence of pre-existing fabrics on fault kinematics and rift geometry of interacting segments: Analogue models based on the Albertine Rift (Uganda), Western Branch-East African Rift System. *Journal of African Earth Sciences* 59, 168–184.
- Abeinomugisha, D., 2003. Structural styles in the Albertine Graben, *in: Unpublished Report. Ugandan Petroleum Exploration and Production Department.*
- Abeinomugisha, D., Mugisha, F., 2004. Structural analysis of the Albertine graben, Western Uganda, *in: Abstract, East African Rift System Evolution, Resources and Environmental Conference, Addis Abeba.*
- Abeinomugisha, D., Kasande, R., 2009. Tectonic Control on Hydrocarbon Accumulation in the Intra-Continental Albertine Graben of the East African Rift System. *Search and Discoveries Articles* 10183.
- Abeinomugisha, D., Kasande, R., 2012. Tectonic control on hydrocarbon accumulation in the intra-continental Albertine Graben of the East African Rift System, *in: Gao, D. (Ed.), Tectonics and Sedimentation: Implications for Petroleum Systems. AAPG Memoir 100*, pp. 209–228.
- Adam, W., Lepersonne, J., 1959. Mollusques pléistocènes de la région du Lac Albert et de la Semliki, *in: Annales Du Musée Royal de l'Afrique Centrale. Musée Royal du Congo Belge*, pp. 1–159.
- Adams, A., Nyblade, A., Weeraratne, D., 2012. Upper mantle shear wave velocity structure beneath the East African plateau: evidence for a deep, plateau-wide low velocity anomaly. *Geophysical Journal International* 189, 123–142.
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics* 468, 28–41.
- Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 89–191.
- Allen, P.A., 1981. Devonian lake margin environments and processes, SE Shetland, Scotland. *Journal*

- of the Geological Society* 138, 1–14.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment, Third edit. ed. *John Wiley & Sons, Oxford*.
- Anderson, R.S., Humphrey, N.F., 1989. Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes. *Quantitative Dynamic Stratigraphy* 349–361.
- Bagdasaryan, G.P., Gerasimovskiy, V.I., Polyakov, A.I., Gukasyan, R.K., Vernadskiy, V.I., 1973. Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochemistry International* 10, 66–71.
- Baker, B.H., Williams, L.A.J., Miller, J.A., Fitch, F.J., 1971. Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. *Tectonophysics* 11, 191–215.
- Baker, B.H., Mohr, P.A., Williams, L.A.J., 1972. Geology of the eastern rift system of Africa. *Geological Society of America Special Papers* 136, 1–68.
- Baker, B.H., Crossley, R., Goles, G.G., 1978. Tectonic and magmatic evolution of the southern part of the Kenya rift valley, in: *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. Springer Netherlands, pp. 29–59.
- Baker, B.H., 1986. Tectonics and volcanism of the southern Kenya Rift Valley and its influence on rift sedimentation. *Geological Society, London, Special Publications* 25, 45–57.
- Baker, B.H., 1987. Outline of the petrology of the Kenya rift alkaline province. *Geological Society, London, Special Publications* 30, 293–311.
- Baker, B.H., Mitchell, J.G., Williams, M.A.J., 1988. Stratigraphy, geochronology and volcano-tectonic evolution of the Kedong–Naivasha–Kinangop region, Gregory Rift Valley, Kenya. *Journal of the Geological Society* 145, 107–116.
- Baker, B.H.T., Wohlenberg, J., 1971. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley. *Nature* 229, 538–542.
- Baldock, J.W., 1969. Geochemical dispersion of copper and other elements at the Bukusu carbonatite complex, Uganda. *Institution of Mining and Metallurgy (Section B)* 78, B12–B28.
- Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology

- and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. *Tectonophysics* 608, 1310–1327.
- Barker, D.S., Nixon, P.H., 1989. High-Ca, low-alkali carbonatite volcanism at Fort Portal, Uganda. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 166–177.
- Bauer, F.U., Glasmacher, U.A., Ring, U., Schumann, A., Nagudi, B., 2010a. Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1575–1597.
- Bauer, F.U., Koehn, D., Glasmacher, U. a., 2010b. Long-term rift evolution. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1483–1485.
- Bauer, F.U., Karl, M., Glasmacher, U.A., Nagudi, B., Schumann, A., Mroszewski, L., 2012. The Rwenzori Mountains of western Uganda – Aspects on the evolution of their remarkable morphology within the Albertine Rift. *Journal of African Earth Sciences* 73, 44–56.
- Bauer, F.U., Glasmacher, U.A., Ring, U., Grobe, R.W., Mambo, V.S., Starz, M., 2015. Long-term cooling history of the Albertine Rift: new evidence from the western rift shoulder, DR Congo. *International Journal of Earth Sciences* 104, 1–22.
- Baulig, H., 1952. Surfaces d’aplanissement. *Annales de Géographie* 61, 245–262.
- Baulig, H., 1956. Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. *Publications de la Faculté des lettres de l’Université de Strasbourg* 130, 230.
- Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113, (F4).
- Beauvais, A., Chardon, D., 2013. Modes, tempo, and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 1590–1608.
- Bellieni, G., Visentin, E.J., Zanettin, B., Piccirillo, E.M., Di Brozolo, F.R., Rita, F., 1981. Oligocene transitional tholeiitic magmatism in northern Turkana (Kenya): comparison with the coeval Ethiopian volcanism. *Bulletin Volcanologique* 44, 411–427.
- Bellon, H., Pouclet, A., 1980. Datations K-Ar de quelques laves du Rift-Ouest de l’Afrique Centrale; implications sur l’évolution magmatique et structurale. *Geologische Rundschau* 69, 49–62.

- Ben-David, R., Eyal, Y., Zilberman, E., Bowman, D., 2002. Fluvial systems response to rift margin tectonics: Makhtesh Ramon area, southern Israel. *Geomorphology* 45, 147–163.
- Bermingham, P.M., Fairhead, J.D., Stuart, G.W., 1983. Gravity study of the Central African Rift system: A model of continental disruption 2. The Darfur domal uplift and associated Cainozoic volcanism. *Tectonophysics* 94, 205–222.
- Betard, F., Peulvast, J.-P., Rabassa, J., Aguilera, E.Y., 2014. Meso-Cenozoic Paleotopographies and Paleolandscapes in the Deseado Massif (Santa Cruz Province, Argentina), *in: Gondwana Landscapes in Southern South America*. Springer, pp. 477–501.
- Birt, C.S., Maguire, P.K.H., Khan, M.A., Thybo, H., Keller, G.R., Patel, J., 1997. The influence of pre-existing structures on the evolution of the southern Kenya Rift Valley - evidence from seismic and gravity studies. *Tectonophysics* 278, 211–242.
- Bishop, W.W., 1957. The mammalian fauna and geomorphological relations of the Napak volcanics, Karamoja. *Records of the Geological Survey of Uganda* 58, 1–18.
- Bishop, W.W., 1958. Miocene mammalia from the Napak volcanics, Karamoja, Uganda. *Nature* 182, 1480–1482.
- Bishop, W.W., Whyte, F., 1962. Tertiary mammalian faunas and sediments in Karamoja and Kavirondo, East Africa. *Nature* 196, 1283–1287.
- Bishop, W.W., 1963. The later Tertiary and Pleistocene in eastern equatorial Africa. *African ecology and human evolution* 36, 246–275.
- Bishop, W.W., 1964. More fossil primates and other Miocene mammals from north-east Uganda. *Nature* 203, 1327–1331.
- Bishop, W.W., 1965. Quaternary geology and geomorphology in the Albertine Rift Valley, Uganda. *Geological Society of America Special Papers* 84, 293–322.
- Bishop, W.W., 1966. Stratigraphical geomorphology: A review of some East African landforms, *in: Essays in Geomorphology*. Elsevier, pp. 139–176.
- Bishop, W.W., Trendall, A.F., 1967. Erosion-surfaces, tectonics and volcanic activity in Uganda. *Quarterly Journal of the Geological Society* 122, 385–420.

- Bishop, W.W., 1967. The Lake Albert Basin: an account of the Uganda Museum's Baker Centenary Expedition. *Geographical Journal* 133, 469–480.
- Bishop, W.W., 1968. The evolution of fossil environments in East Africa. *Transactions of the Leicester Literary and Philosophical Society* 62, 22–44.
- Bishop, W.W., Miller, J.A., Fitch, F.J., 1969. New potassium-argon age determinations relevant to the Miocene fossil mammal sequence in East Africa. *American Journal of Science* 267, 669–699.
- Bishop, W.W., 1969. Pleistocene Stratigraphy of Uganda. *Geological Survey of Uganda* 10, 128 p.
- Bishop, W.W., 1971. The late Cenozoic history of East Africa in relation to hominoid evolution, *The Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale University Press New Haven.
- Bonnefille, R., 2010. Cenozoic vegetation, climate changes and hominid evolution in tropical Africa. *Global and Planetary Change* 72, 390–411.
- Bonnet, N.J., Beauvais, A., Arnaud, N., Chardon, D., Jayananda, M., 2014. First 40 Ar/39 Ar dating of intense late Palaeogene lateritic weathering in Peninsular India. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 126–137.
- Bonow, J.M., Japsen, P., Lidmar-Bergström, K., Chalmers, J.A., Pedersen, A.K., 2006. Cenozoic uplift of Nuussuaq and Disko, West Greenland—elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin. *Geomorphology* 80, 325–337.
- Bonow, J.M., Japsen, P., Nielsen, T.F.D., 2014. High-level landscapes along the margin of southern East Greenland - A record of tectonic uplift and incision after breakup in the NE Atlantic. *Global and Planetary Change* 116, 10–29.
- Boschetto, H.B., Brown, F.H., McDougall, I., 1992. Stratigraphy of the Lothidok Range, northern Kenya, and K/Ar ages of its Miocene primates. *Journal of Human Evolution* 22, 47–71.
- Bosworth, W., 1985. Discussion on the structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society* 142, 939–942.
- Bosworth, W., 1992. Mesozoic and early Tertiary rift tectonics in East Africa. *Tectonophysics* 209, 115–137.
- Bosworth, W., Morley, C.K., 1994. Structural and stratigraphic evolution of the Anza rift, Kenya.

- Tectonophysics* 236, 93–115.
- Bott, M.H.P., Kusznir, N.J., 1979. Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. *Geophysical Journal International* 56, 451–459.
- Bott, M.H.P., 1979. Subsidence Mechanisms at Passive Continental Margins, in: *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 3–9.
- Boulangé, B., 1984. Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire: les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modèle. *Travaux et Documents de l'ORSTOM* 175, 1–363.
- Boutakoff, N., 1948. Les formations glaciaires et postglaciaires fossilifères, d'âge permo-carbonifère (Karoo inférieur) de la région de Walikale (Kivu, Congo Belge). *Memoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain* 9, 124 p.
- Boven, A., Pasteels, P., Punzalan, L.E., Yamba, T.K., Musisi, J.H., 1998. Quaternary perpotassic magmatism in Uganda (Toro-Ankole Volcanic Province): age assessment and significance for magmatic evolution along the East African Rift. *Journal of African Earth Sciences* 26, 463–476.
- Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G., Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 6093–6112.
- Bremer, H., 1993. Etchplanation, review and comments of Büdel's model. *Zeitschrift für Geomorphologie* 92, 189–200.
- Brotzu, P., Morbidelli, L., Nicoletti, M., Piccirillo, E.M., Traversa, G., 1984. Miocene to Quaternary volcanism in eastern Kenya: sequence and geochronology. *Tectonophysics* 101, 75–86.
- Brown, E.H., 1968. Planation surface, in: *Encyclopedia of Geomorphology, Encyclopedia of Earth Sciences Series. Reinhold Book Corporation, New-York*, p. 856.
- Browne, S.E., Fairhead, J.D., 1983. Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics* 94, 187–203.

- Brun, J.P., 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments, *in: Hardman, R.F.P., Watts, A.B., Whitmarsh, R.B. (Eds.), Response of the Earth's Lithosphere to Extension. Philosophical Transactions Royal Society of London Series a Mathematical Physical and Engineering Sciences, London*, pp. 695–709.
- Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension, *in: Journal of Geophysical Research: Solid Earth. Wiley Online Library*, pp. 20161–20178.
- Buck, W.R., 2006. The role of magma in the development of the Afro-Arabian Rift System. *Geological Society, London, Special Publications 259*, 43–54.
- Büdel, J., 1957. Die “doppelten Einebnungsflächen” in den feuchten Tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie 1*, 201–208.
- Büdel, J., 1982. Climatic geomorphology (translated by Fisher, L. and Busche, D.). *Princeton university press, Princeton, New Jersey, United states*.
- Bufford, K.M., Atekwana, E.A., Abdelsalam, M.G., Shemang, E., Mickus, K., Moidaki, M., Modisi, M.P., Molwalefhe, L., 2012. Geometry and faults tectonic activity of the Okavango Rift Zone, Botswana: Evidence from magnetotelluric and electrical resistivity tomography imaging. *Journal of African Earth Sciences 65*, 61–71.
- Burke, K., 1996a. The African plate. *South african journal of geology 99*, 341–409.
- Burke, K., 1996b. Africa's Distinctive Behavior Over the Past 30 Million Years. *Houston Geological Society Bulletin 38*, 10.
- Burke, K., Gunnell, Y., 2008. The African erosion surface: a continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics, and environmental change over the past 180 million years. *Geological Society of America Memoirs 201*, 1–66.
- Burrough, P.A., van Gaans, P.F.M., MacMillan, R.A., 2000. High-resolution landform classification using fuzzy k-means. *Fuzzy sets and systems 113*, 37–52.
- Cahen, L., Lepage, J., 1981. Proterozoic diamictites of lower Zaire, *in: Hambrey, M.J., Harland, W.B. (Eds.), Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge University Press*, pp. 153–157.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M., Ledent, D., 1984. The geochronology

- and evolution of Africa. *Clarendon press, Oxford*.
- Calais, E., Ebinger, C.J., Hartnady, C., Nocquet, J.M., 2006. Kinematics of the East African Rift from GPS and earthquake slip vector data. *Geological Society, London, Special Publications 259*, 9–22.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M.H., Hancox, P.J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43, 211–253.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1–33.
- Chamley, H., 1979. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late jurassic, *in: Takwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment. American Geophysical Union*, pp. 342–361.
- Champagnac, J.D., Valla, P.G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate: a review. *Tectonophysics* 614, 44–65.
- Chapman, G.R., Brook, M., 1978. Chronostratigraphy of the Baringo basin, Kenya. *Geological Society, London, Special Publications* 6, 207–223.
- Chapman, G.R., Lippard, S.J., Martyn, J.E., 1978. The stratigraphy and structure of the Kamasia range, Kenya Rift Valley. *Journal of the Geological Society* 135, 265–281.
- Chardon, D., Chevillotte, V., Beauvais, A., Grandin, G., Boulangé, B., 2006. Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin?. *Geomorphology* 82, 273–282.
- Chesley, J.T., Rudnick, R.L., Lee, C.T., 1999. Re-Os systematics of mantle xenoliths from the East African Rift: Age, structure, and history of the Tanzanian craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1203–1217.
- Chorowicz, J., Mukonki, M.B., 1980. Apport géologique des images MSS Landsat du secteur autour du lac Kivu (Burundi, Rwanda, Zaïre). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 290, 1245–1247.
- Chorowicz, J., Le Fournier, J., Le Mut, C., Richert, J.P., Spy-Anderson, F. L., Tiercelin, J.-J., 1983. Observation par télédétection et au sol de mouvements décrochants NW-SE dextres dans le secteur transformant Tanganyika-Rukwa-Malawi du rift est-africain. *Comptes Rendus de l'Académie*

- des Sciences* 296, 997–1002.
- Chorowicz, J., 1989. Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in the Afro-Arabian rift system. Implications of crust breaking. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 203–214.
- Chorowicz, J., 1990. Dynamics of the different basin-types in the East African rift. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 10, 271–282.
- Chorowicz, J., Sorlien, C., 1992. Oblique extensional tectonics in the Malawi Rift, Africa. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1015–1023.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences* 43, 379–410.
- Clift, P.D., Shimizu, N., Layne, G.D., Blusztajn, J., 2001. Tracing patterns of erosion and drainage in the Paleogene Himalaya through ion probe Pb isotope analysis of detrital K-feldspars in the Indus Molasse, India. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 475–491.
- Coe, A.L., Church, K.D., 2003. Sea-level change, in: Coe, A.L. (Ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 34–55.
- Cohen, A.S., Soreghan, M.J., Scholz, C.A., 1993. Estimating the age of formation of lakes: an example from Lake Tanganyika, East African Rift system. *Geology* 21, 511–514.
- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies, in: *Deltas, Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, Texas, pp. 99–150.
- Coltorti, M., Dramis, F., Ollier, C.D., 2007. Planation surfaces in northern Ethiopia. *Geomorphology* 89, 287–296.
- Cooke, H.B.S., 1958. Observations relating to Quaternary environments in East and Southern Africa. *Transactions of the Geological Society of South Africa* 60, Annex 1–14.
- Cooke, H.B.S., Coryndon, S.C., 1970. Pleistocene mammals from the Kaiso Formation and other related deposits in Uganda. *Fossil Vertebrates of Africa* 2, 107–224.
- Cordell, L., 1978. Regional geophysical setting of the Rio Grande rift. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1073–1090.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D., 2003. Analogue

- modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Science Reviews* 63, 169–247.
- Corti, G., Van Wijk, J., Cloetingh, S., Morley, C.K., 2007. Tectonic inheritance and continental rift architecture: Numerical and analogue models of the East African Rift system. *Tectonics* 26, 1–13.
- Crossley, R., 1979. The Cenozoic stratigraphy and structure of the western part of the rift valley in southern Kenya. *Journal of the Geological Society* 136, 393–405.
- Crossley, R., Knight, R.M., 1981. Volcanism in the western part of the rift valley in southern Kenya. *Bulletin Volcanologique* 44, 117–128.
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones, in: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics. Geological Society of London Special Publications*, pp. 309–334.
- Dauteuil, O., Bouffette, J., Toteu, F., de Lamotte, D., Bracken, A., 2009. The changing faces of Africa: elements of African geology. *Commission for the Geological Map of the World*.
- Davidson, A., 1983. The Omo River project: reconnaissance geology and geochemistry of parts of Ilubabor, Kefa, Gemu Gofa and Sidamo, Ethiopia. *Ministry of Mines and Energy, Ethiopian Institute of Geological Surveys*.
- Davis, W.M., 1889. Topographic development of the Triassic formation of the Connecticut Valley. *American Journal of Science* 37, 423–434.
- Davis, W.M., 1895. Plains of marine and subaerial denudation. *Geological Society of America Bulletin* 7, 377–398.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal* 14, 481–504.
- De Chabalier, J.B., Avouac, J.P., 1994. Kinematics of the Asal Rift (Djibouti) determined from the deformation of Fieale Volcano. *Science* 265, 1677–1681.
- de Dwardt, A.M.J., 1964. Lateritisation and landscape development in parts of Equatorial Africa. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 8(3), 313–333.
- de Heinzelin, J., 1959. Les formations du Western Rift et de la cuvette Congolaise. Actes IVe Congrès Panafricain Préhistoire, section I. *Annales du Musée Royal de L'Afrique Centrale, Sciences Humaines*

- 40, 219–243.
- de Heinzelin, J., 1963. Palaeoecological conditions of the Lake Albert-Lake Edward Rift, *in: Howell, F. (Ed.), African Ecology and Human Evolution. Viking Fund Publications in Anthropology*, pp. 276–284.
- de Heinzelin, J., Verniers, J., 1996. Realm of the upper Semliki (Eastern Zaire). An essay on historical geology. *Annales du Musée de l'Afrique Centrale* 102, 1–87.
- De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., 2013. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology* 186, 39–49.
- de Souza-Junior, V.S., Vidal-Torrado, P., Garcia-González, M.T., Macías, F., Otero, X.L., 2010. Smectite in mangrove soils of the state of São Paulo, Brazil, *in: Soil Science Society of America Journal. Soil Science Society of America Journal*, pp. 47–52.
- de Swardt, A.M.J., Trendall, A.F., 1969. The physiographic development of Uganda. *Overseas Geology and Mineral Resources* 10, 241–288.
- Deino, A.L., Tauxe, L., Monaghan, M., Hill, A., 2002. 40 Ar/39 Ar geochronology and paleomagnetic stratigraphy of the Lukeino and lower Chemeron Formations at Tabarin and Kapcheberek, Tugen Hills, Kenya. *Journal of Human Evolution* 42, 117–140.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R., Sarota, J., 1992. Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African rift system). *Bulletin Centres Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine* 16, 383–406.
- Delvaux, D., Kervyn, F., Vittori, E., Kajara, R.S.A., Kilembe, E., 1998. Late Quaternary tectonic activity and lake level change in the Rukwa Rift Basin. *Journal of African Earth Sciences* 26, 397–421.
- Delvaux, D., 2001. Tectonic and palaeostress evolution of the Tanganyika-Rukwa-Malawi rift segment, East African rift System. *Peri-Tethys Memoir* 6, 545–567.
- Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeke, A.S., Temu, E.B., 2006. Dynamics of the Tanganyika-Rukwa-Malawi Rift transfer zone in the Rungwe-Mbozi area, *in: 21st Colloquium of African Geology, Maputo, Mozambique*. pp. 3–5.

- Delvaux, D., Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics* 482, 105–128.
- Demoulin, A., Beckers, A., Hubert-Ferrari, A., 2015. Patterns of Quaternary uplift of the Corinth rift southern border (Northern Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry. *Geomorphology* 246, 188–204.
- Deng, Y., 2007. New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification. *Progress in physical geography* 31, 405–419.
- DeSilva, J., Shoreman, E., MacLachy, L., 2006. A fossil hominoid proximal femur from Kikorongo Crater, southwestern Uganda.. *Journal of human evolution* 50, 687–95.
- Dikau, R., Brabb, E.E., Mark, R.M., 1991. Landform classification of New Mexico by computer. *United-States Geological Survey*.
- Dixey, F., 1945. The relation of the main peneplain of central Africa to sediments of Lower Miocene age. *Quarterly Journal of the Geological Society* 101, 243–253.
- Dixey, F., 1956. Erosion surfaces in Africa; some considerations of age and origin. *Transactions Geological Society South Africa* 59, 1–16.
- Dixon, J.C., 2004. Weathering, in: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 1108–1112.
- Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009a. Pediments in arid environments, in: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, pp. 377–411.
- Dohrenwend, J.C., Parsons, A.J., 2009b. *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, Dordrecht.
- Doornkamp, J.C., Temple, P.H., 1966. Surface, drainage and tectonic instability in part of southern Uganda. *Geographical Journal* 132, 238–252.
- Doornkamp, J.C., 1968a. The role of inselbergs in the geomorphology of southern Uganda. *Transactions of the Institute of British Geographers* 44, 151–162.
- Doornkamp, J.C., 1968b. The nature, correlation, and ages of the erosion surfaces of southern Uganda. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* 50, 151–161.
- Doornkamp, J.C., Krinsley, D., 1971. Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical

- environment. *Sedimentology* 17, 89–101.
- Drăguț, L., Eisank, C., 2012. Automated object-based classification of topography from SRTM data. *Geomorphology* 141, 21–33.
- Dunbar, J.A., Sawyer, D.S., 1988. Continental rifting at pre-existing lithospheric weaknesses. *Nature* 333, 450–452.
- Dunkelman, T.J., Rosendahl, B.R., Karson, J.A., 1989. Structure and stratigraphy of the Turkana rift from seismic reflection data. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 489–510.
- Ebert, K., 2009. Terminology of long-term geomorphology: a Scandinavian perspective. *Progress in Physical Geography* 33, 163–182.
- Ebert, K., Hättestrand, C., Hall, A.M., Alm, G., 2011. DEM identification of macroscale stepped relief in arctic northern Sweden. *Geomorphology* 132, 339–350.
- Ebinger, C.J., Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., 1987. Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics* 141, 215–235.
- Ebinger, C.J., 1989a. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *Geological Society of America Bulletin* 101, 885–903.
- Ebinger, C.J., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W., Bowin, C.O., 1989a. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 2883–2901.
- Ebinger, C.J., 1989b. Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa. *Tectonics* 8, 117–133.
- Ebinger, C.J., Deino, A.L., Drake, R.E., Tesha, A.L., 1989b. Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe Volcanic Province, East Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 15785–15803.
- Ebinger, C.J., Karner, G.D., Weissel, J.K., 1991. Mechanical strength of extended continental lithosphere: Constraints from the Western Rift System, East Africa. *Tectonics* 10, 1239–1256.
- Ebinger, C.J., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1993. Late Eocene–Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. *Journal of the Geological Society* 150, 99–

108.

Ebinger, C.J., Sleep, N.H., 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395, 788–791.

Ebinger, C.J., Yemane, T., Harding, D.J., Tesfaye, S., Kelley, S., Rex, D.C., 2000. Rift deflection , migration , and propagation: Linkage of the Ethiopian and Eastern rifts , Africa. *Geological Society of America Bulletin* 112, 163–176.

Embry, A.F., 2009. Practical sequence stratigraphy. *Canadian Society of Petroleum Geologists*.

Fairbridge, R.W., 1968. No Title, in: Fairbridge, R.W. (Ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corporation, New-York, USA, pp. 859–865.

Fairhead, J.D., Girdler, R.W., 1969. How far does the rift system extend through Africa?. *Nature* 221, 1018–1020.

Fairhead, J.D., Mitchell, J.G., Williams, L.A.J., 1972. New K/Ar determinations on rift volcanics of S. Kenya and their bearing on age of rift faulting. *Nature* 238, 66–69.

Fairhead, J.D., 1986. Geophysical controls on sedimentation within the African rift systems, in: Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I., Tiercelin, J.-J. (Eds.), *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society of London Special Publications, pp. 19–27.

Flores, G., 1973. The Cretaceous and Tertiary sedimentary basins of Mozambique and Zululand, in: Blant, G. (Ed.), *Sedimentary Basins of the African Coasts, pt.2, South and East Coasts*. Association of African Geological Surveys, Paris, pp. 81–111.

Fontijn, K., Delvaux, D., Ernst, G.G.J., Kervyn, M., Mbede, E., Jacobs, P., 2010. Tectonic control over active volcanism at a range of scales: Case of the Rungwe Volcanic Province, SW Tanzania; and hazard implications. *Journal of African Earth Sciences* 58, 764–777.

Fontijn, K., Williamson, D., Mbede, E., Ernst, G.G.J., 2012. The Rungwe Volcanic Province, Tanzania – A volcanological review. *Journal of African Earth Sciences* 63, 12–31.

Fordham, A.M., North, C.P., Hartley, A.J., Archer, S.G., Warwick, G.L., 2010. Dominance of lateral over axial sedimentary fill in dryland rift basins. *Petroleum Geoscience* 16, 299–304.

Fort, M., Bétard, F., Arnaud-Fassetta, G., 2015. Géomorphologie dynamique et environnement.

Armand Colin.

- Foster, A., Ebinger, C.J., Mbede, E., Rex, D., 1997. Tectonic development of the northern Tanzanian sector of the East African Rift System. *Journal of the Geological Society* 154, 689–700.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., Clarens, P., 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics* 34, 1009–1029.
- Frostick, L.E., Reid, I., 1986. Evolution and sedimentary character of lake deltas fed by ephemeral rivers in the Turkana basin, northern Kenya, in: Frostick, L.E., Renaut, R.W., Reid, I., Tiercelin, J.-J. (Eds.), *Sedimentation in the African Rifts. Geological Society of London Special Publications*, pp. 99–111.
- Frostick, L.E., Reid, I., 1989a. Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society* 146, 527–538.
- Frostick, L.E., Reid, I., 1989b. Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts?. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 165–182.
- Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3469–3485.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. Geological Society of London Special Publications*, pp. 41–53.
- Galloway, W.E., 2001. Cenozoic evolution of sediment accumulation in deltaic and shore-zone depositional systems, northern Gulf of Mexico Basin. *Marine and Petroleum Geology* 18, 1031–1040.
- Galloway, W.E., Whiteaker, T.L., Ganey-Curry, P., 2011. History of Cenozoic North American drainage basin evolution, sediment yield, and accumulation in the Gulf of Mexico basin. *Geosphere* 7, 938–973.
- Gautier, A., 1965. Relative dating of peneplains and sediments in the Lake Albert Rift area. *American Journal of Science* 263, 537–547.

- Gautier, A., 1967. New observations on the later Tertiary and early Quaternary in the Western Rift: the stratigraphic and palaeontological evidence, *in: Background to Evolution in Africa. University of Chicago Press*, pp. 73–87.
- Gautier, A., Hooijer, D.A., Lepersonne, J., 1970. Fossil fresh water mollusca of the lake Albert-Lake Edward rift (Uganda). *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale* 3–144.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195–218.
- Gawthorpe, R.L., Hardy, S., 2002. Extensional fault-propagation folding and base-level change as controls on growth-strata geometries. *Sedimentary Geology* 146, 47–56.
- Gawthorpe, R.L., Jackson, C.A.L., Young, M.J., Sharp, I.R., Moustafa, A.R., Leppard, C.W., 2003. Normal fault growth, displacement localisation and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez rift, Egypt. *Journal of Structural Geology* 25, 883–895.
- Geoffroy, L., 1998. Diapirism and intraplate extension: cause or consequence?. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes* 4, 267–273.
- George, R., Rogers, N., Kelley, S., 1998. Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* 26, 923–926.
- Godard, A., Simon-Coinçon, R., Lagasquie, J.-J., 2001. Planation surfaces in basement terrains, *in: Basement Regions. Springer*, pp. 9–34.
- Goldring, R., Bridges, P., 1973. Sublittoral sheet sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 43, 736–747.
- Gommery, D., Senut, B., Pickford, M., 1998. Nouveaux restes postcrâniens d'Hominoidea du Miocène inférieur de napak, ouganda. Hommage à W. W. Bishop. *Annales de paléontologie* 84, 287–306.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. The Geologic Time Scale 2012. *Elsevier*.
- Grandin, G., 1976. Aplanissements cuirasses et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'ouest. *Memoires de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer* 82, 275.
- Grandin, G., Thiry, M., 1983. Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes.

- Succession des types d'altération. *Cahiers de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Serie géologie*. 13, 3–18.
- Green, P.F., Lidmar-Bergström, K., Japsen, P., Bonow, J.M., Chalmers, J.A., 2013. Stratigraphic landscape analysis, thermochronology and the episodic development of elevated, passive continental margins. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*.
- Gregory, J.W., 1894. Contributions to the physical geography of British East Africa. *The Geographical Journal* 4, 289–315.
- Gregory, J.W., 1921. The Rift Valleys and Geology of East Africa. *Seeley Service & Company, London*.
- Grimaud, J.-L., 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. *Thèse de Doctorat de l'Université Toulouse III Paul Sabatier*.
- Guillocheau, F., Rouby, D., Robin, C., Helm, C., Rolland, N., Le Carlier de Veslud, C., Braun, J., 2012. Quantification and causes of the terrigenous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia–South Africa margin. *Basin Research* 24, 3–30.
- Guillocheau, F., Chelalou, R., Linol, B., Dauteuil, O., Robin, C., Mvondo, F., Callec, Y., Colin, J.-P., 2015. Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Planation Surfaces, in: *de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.), Geology and Resource Potential of the Congo Basin. Springer*, pp. 271–314.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic—reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 187–201.
- Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science* 258-A, 80–97.
- Hammond, E.H., 1964. Analysis of properties in land form geography: an application to broad-scale land form mapping. *Annals of the Association of American Geographers* 54, 11–19.
- Harris, N., 1944. Field work by N. Harris : Kafu River. *Annals of the Geological Survey of the Uganda Republic* 22–29.
- Harris, N., 1947. Description of the Kampala Map Sheet (unpublished report). *Geological Survey of*

Uganda.

- Hautot, S., Tarits, P., Whaler, K., Le Gall, B., Tiercelin, J.J., Le Turdu, C., 2000. Deep structure of the Baringo Rift Basin (central Kenya) from three dimensional magnetotelluric imaging: Implications for rift evolution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 23493–23518.
- Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., 1996. Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research* 66, 670–688.
- Hetzl, R., Strecker, M.R., Karlsruhe, U., 1994. Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift. *Journal of Structural Geology* 16, 189–201.
- Holmes, C.D., 1955. Geomorphic development in humid and arid regions; a synthesis. *American Journal of Science* 253, 377–390.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 16, 357–381.
- Hooijer, D.A., Gautier, A., Lepersonne, J., 1963. Miocene mammalia of Congo. *Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale* 46, 1–71.
- Hopwood, A.T., 1926. Fossil mammalia. *The Geology and Palaeontology of the Kairo Bone Beds. Occasional Papers of the Geological Survey of Uganda* 2, 13–36.
- Hopwood, A.T., Lepersonne, J., 1953. Présence de formations d'âge Miocène inférieur dans le fossé tectonique du lac Albert et de la Basse Semliki (Congo Belge). *Annales de la Société Géologique de Belgique* 77, 83–113.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. *Geological Society of America Bulletin* 94, 739–752.
- Howard, A.D., 1998. Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 107, 297–319.
- Howard, K.W.F., Karundu, J., 1992. Constraints on the exploitation of basement aquifers in East Africa

- water balance implications and the role of the regolith. *Journal of Hydrology* 139, 183–196.
- Huggett, R., 2011. Fundamentals of Geomorphology 3rd Edition, *Routledge fundamentals of physical geography series*. Taylor & Francis.
- Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. *Nature* 473, 74–78.
- Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S., 2001a. Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 11271–11291.
- Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S., 2001b. Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian basin. *Tectonics* 20, 1021–1039.
- Huismans, R.S., Beaumont, C., 2008. Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology* 36, 163.
- Illies, J.H., 1981. Mechanism of graben formation. *Tectonophysics* 73, 249–266.
- Imasuen, O.I., Tazaki, K., Fyfe, W.S., Kohyama, N., 1989. Experimental transformations of kaolinite to smectite. *Applied clay science* 4, 27–41.
- Ivanov, A. V., Rasskazov, S. V., Boven, A., Punzalan, L., Brandt, I.S., Brandt, S.B., Fernandez-Alonso, M., 1999. Timing and Late Cenozoic volcanic activity and rift basin formations in the Rungwe province of Tanzania substantiated by K–Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, in: *Proceedings of Rifting in Intracontinental Setting: Baikal Rift System and Other Continental Rifts. Irkutsk and Lake Baikal, Russia*, pp. 22–30.
- Iwahashi, J., Pike, R.J., 2007. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. *Geomorphology* 86, 409–440.
- Japsen, P., Bidstrup, T., Lidmar-Bergstrom, K., 2002. Neogene uplift and erosion of southern Scandinavia induced by the rise of the South Swedish Dome. *Special publication of the Geological Society of London* 196, 183–208.
- Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4. *International Center for Tropical Agriculture, Cali, Columbia*.

- Johnson, R.J., 1959. Physiographic evolution of western Buganda District, *in: Unpublished Report. Geological Survey of Uganda.*
- Johnson, T.C., Scholz, C.A., Talbot, M.R., Kelts, K., 1996. Late Pleistocene desiccation of Lake Victoria and rapid evolution of cichlid fishes. *Science* 273, 1091.
- Johnson, T.C., Kelts, K., Odada, E., 2000. The holocene history of Lake Victoria. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 29, 2–11.
- Julià, J., Ammon, C.J., Nyblade, A.A., 2005. Evidence for mafic lower crust in Tanzania, East Africa, from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion velocities. *Geophysical Journal International* 162, 555–569.
- Kampunzu, A.B., Kapenda, D., Manteka, B., 1991. Basic magmatism and geotectonic evolution of the Pan African belt in Central Africa: evidence from the Katangan and West Congolian segments. *Tectonophysics* 190, 363–371.
- Kampunzu, A.B., Bonhomme, M.G., Kanika, M., 1998. Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic Western Branch of the East African Rift System. *Journal of African Earth Sciences* 26, 441–461.
- Kaplan, A., Lusser, C.U., Norton, I.O., 1994. Tectonic map of the world, scale 1:10,000,000. *American Association of Petroleum Geologists.*
- Karner, G.D., Byamungu, B.R., Ebinger, C.J., Kampunzu, A.B., Mukasa, R.K., Nyakaana, J., Rubondo, E.N.T., Upcott, N.M., 2000. Distribution of crustal extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa. *Marine and Petroleum Geology* 17, 1131–1150.
- Karp, T., Scholz, C., McGlue, M., 2012a. Structure and stratigraphy of the Lake ALbert, East Africa: Observations from seismic reflection and gravity data, *in: Baganz, O.W., Bartov, Y., Bohacs, K.M., Nummedal, D. (Eds.), Lacustrine Sandstone Reservoirs and Hydrocarbon Systems. American Association of Petroleum Geologists Special Volumes*, pp. 299–318.
- Karp, T., Scholz, C.A., Mcglue, M.M., 2012b. Structure and stra.
- Karpeta, W.R., 1987. The Cretaceous Mbotyi and Mngazana Formations of the Transkei Coast: their sedimentology and structural setting. *South African journal of geology* 90, 25–36.

- Kazmin, V., 1980. Transform faults in the East African rift system, *in: Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System. Roma Accademia Nazionale dei Lincei (Atti dei Convegni Lincei 47)*, pp. 65–73.
- Keranen, K., Klemperer, S.L., 2008. Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: Implications for development of continental rifts. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 96–111.
- Key, R.M., Ayres, N., 2000. The 1998 edition of the National Geological Map of Botswana. *Journal of African Earth Sciences* 30, 427–451.
- Kilembe, E.A., Rosendahl, B.R., 1992. Structure and stratigraphy of the Rukwa rift. *Tectonophysics* 209, 143–158.
- King, B.C., 1949. The Napak Area of Southern Karamoja, Uganda: A Study of a Dissected Late Tertiary Volcano. *Memoir of the Geological Survey of Uganda*.
- King, B.C., Le Bas, M.J., Sutherland, D.S., 1972. The history of the alkaline volcanoes and intrusive complexes of eastern Uganda and western Kenya. *Journal of the Geological Society* 128, 173–205.
- King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin* 64, 721–752.
- King, L.C., 1963. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America*.
- Kirkby, M.J., 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation, *in: Slopes, Form and Process. Special Publication of the Institute of British Geographers* 3, pp. 15–30.
- Koehn, D., Lindenfeld, M., Rumpker, G., Aanyu, K., Haines, S., Passchier, C.W., Sachau, T., 2010. Active transsection faults in rift transfer zones: evidence for complex stress fields and implications for crustal fragmentation processes in the western branch of the East African Rift. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1633–1642.
- Koptev, A., Calais, E., Burov, E., Leroy, S., Gerya, T., 2015. Dual continental rift systems generated by plume-lithosphere interaction. *Nature Geoscience* 8, 388–392.
- Kreuser, T., 1995. Rift to drift evolution in Permian-Jurassic basins of East Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 80, 297–315.
- Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C., 1973. Atlas of quartz sand surface textures. *Cambridge University Press*.

- KRISP Working Group, 1991. A compilation of data from the 1990 Kenya Rift International Seismic Project KRISP 90 seismic refraction-wide angle reflection experiment, *in: Univ. Karlsruhe (Ed.), Open-File Report 91-1*. p. 80.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Kázmér, M., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: Tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences* 91, 818–837.
- Kusky, T.M., Toraman, E., Raharimahefa, T., Rasoazanamparany, C., 2010. Active tectonics of the Alaotra–Ankay Graben System, Madagascar: possible extension of Somalian–African diffusive plate boundary?. *Gondwana Research* 18, 274–294.
- Kusznir, N.J., Ziegler, P.A., 1992. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear/pure-shear flexural cantilever model. *Tectonophysics* 215, 117–131.
- Lærdal, T., Talbot, M.R., 2002. Basin neotectonics of Lakes Edward and George, East African Rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 213–232.
- Lahitte, P., Gillot, P.Y., Courtillot, V., 2003. Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case. *Earth and Planetary Science Letters* 207, 103–116.
- Last, R.J., Nyblade, A.A., Langston, C.A., Owens, T.J., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 24469–24483.
- Le Gall, B., Tiercelin, J.J., Richert, J.P., Gente, P., Sturchio, N.C., Stead, D., Le Turdu, C., 2000. A morphotectonic study of an extensional fault zone in a magma-rich rift: the Baringo Trachyte Fault System, central Kenya Rift. *Tectonophysics* 320, 87–106.
- Le Gall, B., Gernigon, L., Rolet, J., Ebinger, C.J., Gloaguen, R., Nilsen, O., Dypvik, H., Deffontaines, B., Mruma, A., 2004. Neogene-Holocene rift propagation in central Tanzania: Morphostructural and aeromagnetic evidence from the Kilombero area. *Geological Society of America Bulletin* 116, 490.
- Le Gall, B., Vétel, W., Morley, C.K., 2005. Inversion tectonics during continental rifting: The Turkana Cenozoic rifted zone, northern Kenya. *Tectonics* 24, 1–17.
- Le Gall, B., Nonnotte, P., Rolet, J., Benoit, M., Guillou, H., Mousseau-Nonnotte, M., Albaric, J., Deverchère, J., 2008. Rift propagation at craton margin : Distribution of faulting and volcanism in

- the North Tanzanian Divergence (East Africa) during Neogene times. *Tectonophysics* 448, 1–19.
- Le Ribault, L., 1977. Exoscopie des quartz. *Masson, Paris*.
- Leakey, M.G., Feibel, C.S., Bernor, R.L., Harris, J.M., Cerling, T.E., Stewart, K.M., Storrs, G.W., Walker, A., Werdelin, L., Winkler, A.J., 1996. Lothagam: a record of faunal change in the Late Miocene of East Africa. *Journal of Vertebrate Paleontology* 16, 556–570.
- Leakey, R.E., Leakey, M.G., 1987. A new Miocene small-bodied ape from Kenya. *Journal of Human Evolution* 16, 369–387.
- Leakey, R.E.F., Walker, A.C., 1985a. Further hominids from the Plio-Pleistocene of Koobi Fora, Kenya. *American Journal of Physical Anthropology* 67, 135–163.
- Leakey, R.E.F., Walker, A., 1985b. New higher primates from the early Miocene of Buluk, Kenya. *Nature* 318, 173–175.
- Leeder, M.R., Alexander, J., 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander belts. *Sedimentology* 34, 217–226.
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins, in: Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publications, London*, pp. 139–152.
- Lenoir, J.L., Liégeois, J.P., Theunissen, K., Klerkx, J., 1994. The Palaeoproterozoic Ubendian shear belt in Tanzania: geochronology and structure. *Journal of African Earth Sciences* 19, 169–184.
- Lepersonne, J., 1949. Le fossé tectonique Lac Albert–Semliki–Lac Edouard. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 62, 1–92.
- Lepersonne, J., 1956. Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines. *Mémoires de l'Académie royale des sciences colloniales* 4, 1–108.
- Lezzar, K.E., Tiercelin, J.J., Le Turdu, C., Cohen, A.S., Reynolds, D.J., Le Gall, B., Scholz, C.A., 2002. Control of normal fault interaction on the distribution of major Neogene sedimentary depocenters, Lake Tanganyika, East African rift. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86, 1027–1060.
- Lidmar-Bergstrom, K., Naslund, J., Ebert, K., Neubeck, T., Bonow, J.M., 2007. Cenozoic landscape

- development on the passive margin of northern Scandinavia. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 87, 181.
- Lidmar-Bergström, K., 1983. Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. *Dissertation abstracts international. C. European abstracts* 44.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J.M., Japsen, P., 2013. Stratigraphic Landscape Analysis and geomorphological paradigms: Scandinavia as an example of Phanerozoic uplift and subsidence. *Global and Planetary Change* 100, 153–171.
- Linol, B., de Wit, M.J., Guillocheau, F., Robin, C., Dauteuil, O., 2015. Multiphase Phanerozoic Subsidence and Uplift History Recorded in the Congo Basin: A Complex Successor Basin, *in: Geology and Resource Potential of the Congo Basin. Springer*, pp. 213–227.
- Lippard, S.J., 1972. Stratigraphy and structure of the Elgeyo escarpment southern Kamasia Hills and adjoining regions, Rift Valley Province, Kenya. *PhD. thesis. Royal Holloway, University of London*.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology* 14, 246–250.
- Logan, P., Curd, S., Downie, B., Weston, J., Shaw, D., 2009. Exploration on the Frontier: Towards an Understanding of the Albert Basin. *American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery Article* 10192.
- Lukaye, J.M., 2009. Biostratigraphy and Palynofacies of Four Exploration Wells from the Abertine Graben – Uganda. *American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery Article* 50169.
- Macdonald, R., 1961. Explanation of the Geology of Sheet 36: Nabilatuk. *Authority of the Uganda Government*.
- Macgregor, D.S., 2012. The development of the Nile drainage system: integration of onshore and offshore evidence. *Petroleum Geoscience* 18, 417–431.
- MacGregor, J.P., 1962. Explanation of the Geology of Sheet 10: Kaabong. *Authority of the Uganda Government*.
- MacInnes, D.G., 1942. Miocene and Post-Miocene Proboscidea from East Africa.. *The Transactions of the Zoological Society of London* 25, 33–106.
- MacIntyre, R.M., Mitchell, J.G., Dawson, J.B., 1974. Age of fault movements in Tanzanian sector of

- East African Rift System. *Nature* 247, 354–356.
- MacLatchy, L., Rossie, J., 2005. The Napak hominoid: still Proconsul major. *Interpreting the past: essays on human, primate, and mammal evolution*. Boston: Brill Academic Publishers. p 15–28.
- MacPhee, D., 2006. Exhumation, rift-flank uplift, and the thermal evolution of the Rwenzori Mountains determined by combined (U-Th)/He and U-Pb thermochronometry. *Master Thesis*. Massachusetts Institute of Technology.
- Mallet, J.L., Jacquemin, P., Labrunye, E., 2002. On the use of trigonometric polynomials in seismic interpretation, in: *22nd Gocad Meeting Proceedings*.
- Mammericks, J.-P., 1964. Pédiments désertiques et pédiments tropicaux. *Acta Geographica Lovaniensia* 3, 359–370.
- Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2010. Rift sequence stratigraphy. *Marine and Petroleum Geology* 27, 247–253.
- Matmon, A., Enzel, Y., Zilberman, E., Heimann, A., 1999. Late Pliocene and Pleistocene reversal of drainage systems in northern Israel: tectonic implications. *Geomorphology* 28, 43–59.
- Maxson, J.H., Anderson, G.H., 1935. Terminology of surface forms of the erosion cycle. *The Journal of Geology* 88–96.
- McCall, G.J.H., 1967. Geology of the Nakuru-Thomson's Falls-Lake Hannington Area: Degree Sheet No. 35 SW Quarter and 43 NW Quarter. *Geological Survey of the Kenya Republic* 78.
- McCarthy, T.S., 2013. The Okavango Delta and its Place in the Geomorphological Evolution of Southern Africa. *South African Journal of Geology* 116, 1–54.
- McConnell, R.B., 1950. Outline of the geology of Ufipa and Ubende. *Bull. Geol. Surv. Tanganyika* 19.
- McConnell, R.B., 1955. The erosion surfaces of Uganda. *Colonial Geology and Mineral Resources* 5, 425–428.
- McConnell, R.B., 1959. Outline of the geology of the Ruwenzori Mountains: a preliminary account of the results of the British Ruwenzori Expedition, 1951-1952. *Overseas Geology and Mineral Resources* 7, 245–268.
- McConnell, R.B., 1972. Geological Development of the Rift System of Eastern Africa. *Geological Society*

- of America Bulletin* 83, 2549–2572.
- McDougall, I., 1985. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the hominid-bearing Pliocene-Pleistocene sequence at Koobi Fora, Lake Turkana, northern Kenya. *Geological Society of America Bulletin* 96, 159–175.
- McDougall, I., Watkins, R.T., 1985. Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature* 318, 175–178.
- McDougall, I., Watkins, R.T., 1988. Potassium – argon ages of volcanic rocks from northeast of Lake Turkana, northern Kenya. *Geological Magazine* 125, 15–23.
- McDougall, I., Feibel, C.S., 1999. Numerical age control for the Miocene-Pliocene succession at Lothagam, a hominoid-bearing sequence in the northern Kenya Rift. *Journal of the Geological Society* 156, 731–745.
- McDougall, I., Watkins, R.T., 2006. Geochronology of the Nabwal Hills: a record of earliest magmatism in the northern Kenyan Rift Valley. *Geological Magazine* 143, 25–39.
- McDougall, I., Brown, F.H., 2006. Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology for the upper Koobi Fora Formation, Turkana Basin, northern Kenya. *Journal of the Geological Society* 163, 205–220.
- McDougall, I., Brown, F.H., 2008. Geochronology of the pre-KBS Tuff sequence, Omo Group, Turkana Basin. *Journal of the Geological Society* 165, 549–562.
- McDougall, I., Brown, F.H., 2009. Timing of volcanism and evolution of the northern Kenya Rift. *Geological Magazine* 146, 34–47.
- McDougall, I., Brown, F.H., Vasconcelos, P.M., Cohen, B.E., Thiede, D.S., Buchanan, M.J., 2012. New single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages improve time scale for deposition of the Omo Group, Omo – Turkana Basin, East Africa. *Journal of the Geological Society* 169, 213–226.
- McFarlane, M.J., 1969. Lateritisation and landscape development in parts of Uganda. *Unpublished PhD thesis, University College of London*.
- McFarlane, M.J., 1970. Lateritization and landscape development in Kyagwe, Uganda. *Quarterly Journal of the Geological Society* 126, 501–534.
- McFarlane, M.J., 1973. Laterite and topography in Buganda. *Uganda Journal* 36, 9–23.

- McFarlane, M.J., 1976. Laterite and the Denudation Chronology of Uganda, *in: McFarlane, M.J. (Ed.), Laterite and Landscape. Academic Press*, pp. 109–140.
- McFarlane, M.J., 1983. A low level laterite profile from Uganda and its relevance to the question of parent material influence on the chemical composition of laterites. *Geological Society, London, Special Publications* 11, 69–76.
- McGee, W.J., 1897. Sheetflood erosion. *Geological Society of America Bulletin* 8, 87–112.
- McGlue, M.M., Scholz, C.A., Karp, T., Ongodia, B., Lezzar, K.E., 2006. Facies Architecture of Flexural Margin Lowstand Delta Deposits in Lake Edward, East African Rift: Constraints from Seismic Reflection Imaging. *Journal of Sedimentary Research* 76, 942–958.
- McGregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *Journal of African Earth Sciences* 101, 232–252.
- Mckenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25–32.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of petrology* 29, 625–679.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* 137, 280–318.
- Miall, A.D., 2006. The geology of fluvial deposits; sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. 4th Edition. *Springer Verlag*.
- Michel, P., 1973. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie: étude géomorphologique, *in: Mémoires de l'Office de La Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer*. p. 752.
- Migoñ, P., 2004a. Planation surface, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York*, pp. 788–792.
- Migoñ, P., 2004b. Planation surfaces, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York*, pp. 788–792.
- Migoñ, P., 2004c. Peneplain, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York*, pp. 771–772.

- Migoñ, P., 2004d. Etching, Etchplain and Etchplanation, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York*, pp. 345–347.
- Migoñ, P., 2013. Weathering Mantles and Long-Term Landform Evolution, *in: Shroder, J.F. (Ed.), Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego*, pp. 417–441.
- Milesi, J.P., Frizon de Lamotte, D., De Kock, G., Toteu, F., 2010. The Tectonic Map of Africa. *Comission for the Geological Map of the World (2nd ed.) (scale 1:10 M)*.
- Millot, G., 1980. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques, *in: Livre Jubilaire Du Cent Cinquantenaire 1830–1980. Société géologique de France - Mémoire Hors Série*, pp. 295–305.
- Morales, J., Pickford, M., Soria, D., 2007. New carnivoran material (Creodonta, Carnivora and incertae sedis) from the early Miocene of Napak, Uganda. *Paleontological Research* 11, 71–84.
- Morgan, J.M., Lesh, A.M., 2005. Developing landform maps using ESRI'S Model-Builder, *in: ESRI International User Conference*.
- Morley, C.K., 1988. Variable extension in lake Tanganyika. *Tectonics* 7, 785–801.
- Morley, C.K., 1989. Extension, detachments, and sedimentation in continental Rifts (with particular reference to East Africa). *Tectonics* 8, 1175–1192.
- Morley, C.K., Wescott, W.A., Stone, D.M., Harper, R.M., Wigger, S.T., Karanja, F.M., 1992a. Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift. *Journal of the Geological Society* 149, 333–348.
- Morley, C.K., Cunningham, S.M., Harper, R.M., Wescott, W.A., 1992b. Geology and geophysics of the Rukwa rift, East Africa. *Tectonics* 11, 69–81.
- Morley, C.K., 1994. Interaction of deep and shallow processes in the evolution of the Kenya rift. *Tectonophysics* 236, 81–91.
- Morley, C.K., 1999a. Influence of Preexisting Fabrics on Rift Structure, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology* 44, pp. 151–160.
- Morley, C.K., Cunningham, S.M., Wescott, W.A., Harper, R.M., 1999a. Geology and Geophysics of the Rukwa Rift, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 91–110.

- Morley, C.K., 1999b. Introduction to the East African Rift Systems, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 44*, pp. 1–18.
- Morley, C.K., Bosworth, W., Day, R.A., Lauck, R., Boshier, R., Stone, D.M., Wigger, S.T., Wescott, W.A., Haun, D., Bassett, N., 1999b. Geology and Geophysics of the Anza Graben, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 44*, pp. 67–90.
- Morley, C.K., 1999c. Aspects of Transfer Zone Geometry and Evolution in East African Rifts, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 161–171.
- Morley, C.K., Karanja, F.M., Wescott, W.A., Stone, D.M., Harper, R.M., Wigger, S.T., Day, R.A., 1999c. Geology and Geophysics of the Western Turkana Basins, Kenya, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 19–54.
- Morley, C.K., 1999d. Boundary fault angle with particular reference to the Lokichar fault, Turkana region, Kenya, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 115–129.
- Morley, C.K., Wigger, S.T., 1999. Tectonic Inversion in East Africa, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems - Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 193–210.
- Morley, C.K., 2010. Stress re-orientation along zones of weak fabrics in rifts: An explanation for pure extension in “oblique” rift segments?. *Earth and Planetary Science Letters 297*, 667–673.
- Morley, R.J., 2011. Cretaceous and Tertiary climate change and the past distribution of megathermal rainforests, *in: Tropical Rainforest Responses to Climatic Change. Springer*, pp. 1–34.
- Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience 4*, 707–712.
- Mugisha, F., Ebinger, C.J., Strecker, M., Pope, D., 1997. Two-stage rifting in the Kenya rift: implications for half-graben models. *Tectonophysics 278*, 63–81.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C., 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche 48*, 233–291.

- Mutti, E., Tinterri, R., Di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S., Calabrese, L., 2000. Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13, 165–190.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D.D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology* 20, 733–755.
- Nyblade, A.A., Robinson, S.W., 1994. The African superswell. *Geophysical Research Letters* 21, 765–768.
- Nyblade, A.A., Knox, R.P., Gurrola, H., 2000a. Mantle transition zone thickness beneath Afar: implications for the origin of the Afar hotspot. *Geophysical Journal International* 142, 615–619.
- Nyblade, A.A., Owens, T.J., Gurrola, H., Ritsema, J., Langston, C.A., 2000b. Seismic evidence for a deep upper mantle thermal anomaly beneath east Africa. *Geology* 28, 599–602.
- Nyblade, A.A., Brazier, R.A., 2002. Precambrian lithospheric controls on the development of the East African rift system. *Geology* 30, 755.
- Olariu, C., Steel, R.J., 2009. Influence of point-source sediment-supply on modern shelf-slope morphology: implications for interpretation of ancient shelf margins. *Basin Research* 21, 484–501.
- Olariu, C., Steel, R.J., Petter, A.L., 2010. Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 94, 819–845.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P., Leybourne, M.I., Boss, S.K., Stern, R.J., 2012. Interplay between river discharge and topography of the basin floor in a hyperpycnal lacustrine delta. *Sedimentology* 59, 704–728.
- Ollier, C.D., 1959. A two-cycle theory of tropical pedology. *Journal of Soil Science* 10, 137–148.
- Ollier, C.D., 1960. The inselbergs of Uganda. *Zeitschrift für Geomorphologie* 4, 43–52.
- Ollier, C.D., 1990. Morphotectonics of the Lake Albert Rift Valley and its significance for continental margins. *Journal of Geodynamics* 11, 343–355.
- Ollier, C.D., 1991. Ancient landforms. *Belhaven Press, London*.
- Ollier, C.D., 1992. Age of soils and landforms in Uganda. *Israel journal of earth-sciences* 41, 227–231.

- Ollier, C.D., Pain, C., 1996. Regolith, soils and landforms. *John Wiley & Sons*.
- Oswald, F., 1918. Note on a former level of the Victoria Nyanza. *JE-Afr. Ug. nat. Hist. Soc* 13, 300.
- Pallister, J.W., 1954. Erosion levels and laterite in Buganda Province, Uganda, *in: C. R. 19th Int. Geol. Congr.. Algiers*, pp. 193–199.
- Pallister, J.W., 1956a. Slope form and erosion surfaces in Uganda. *Geological Magazine* 93, 465–472.
- Pallister, J.W., 1956b. Slope development in Buganda. *Geographical Journal* 80–87.
- Pallister, J.W., 1959. The geology of southern Mengo; explanation of sheet North A-36/U and part of sheet North A-36/V. *Ugandan Geological Survey Report*.
- Pallister, J.W., 1960. Erosion cycles and associated surfaces of Mengo district, Buganda. *Overseas Geol. Miner. Resour.* 8, 26–36.
- Patterson, M.B., 1983. Structure and acoustic stratigraphy of the Lake Tanganyika Rift Valley: a single-channel seismic survey of the Lake north of Kalemie, Zaire. *M. Sc. Thesis. Duke University Durham, North Carolina, USA*.
- Penck, W., 1924. Die morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms), J. Engelho. ed. *Traduction anglaise de Czech, H. et Boswell, K.C., London, UK, 1953, St. Martin's Press, New York, 1429 p., Stuttgart, Germany*.
- Pérez-Gussinyé, M., Metois, M., Fernández, M., Vergés, J., Fulla, J., Lowry, A.R., 2009. Effective elastic thickness of Africa and its relationship to other proxies for lithospheric structure and surface tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 152–167.
- Perrodon, A., 1983. Dynamics of oil and gas accumulations. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 5, 1–368.
- Petit, C., Ebinger, C.J., 2000. Flexure and mechanical behavior of cratonic lithosphere: Gravity models of the East African and Baikal rifts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 19151–19162.
- Petit, C., Déverchère, J., 2006. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.
- Petter, A.L., Steel, R.J., Mohrig, D., Kim, W., Carvajal, C., 2013. Estimation of the paleoflux of terrestrial-derived solids across ancient basin margins using the stratigraphic record. *Geological*

- Society of America Bulletin* 125, 578–593.
- Peulvast, J.-P., Claudino Sales, V., 2006. Surfaces d'aplanissement et géodynamique. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2005, 249–274.
- Pickford, M., 1986. A revision of the Miocene Suidae and Tayassuidae, (Artiodactyla, Mammalia) of Africa. *Tertiary Research Special Paper* 7, 1–83.
- Pickford, M., 1989. New specimens of *Nyanzachoerus waylandi* (Mammalia, Suidae, Tetraconodontinae) from the type area, Nyaburogo, (Ppper Miocene), Lake Albert Rift, Uganda. *Geobios* 22, 641–651.
- Pickford, M., Senut, B., Hadoto, D.P.M., 1993. Geology and Palaeobiology of the Albertine Rift Valley, Uganda-Zaire: Geology. *Centre International pour la Formation et les Echanges Geologiques (CIFEG)* 24, 1–1989.
- Pickford, M., 2002a. Early Miocene grassland ecosystem at Bukwa, Mount Elgon, Uganda. *Comptes Rendus Palevol* 1, 213–219.
- Pickford, M., 2002b. Ruminants from the early Miocene of Napak, Uganda, *in: Annales de Paléontologie. Elsevier*, pp. 85–113.
- Pickford, M., Senut, B., Gommery, D., Musiime, E., 2003. New Catarrhine fossils from Moroto II, Early Middle Miocene (ca 17.5 Ma) Uganda. *Comptes Rendus Palevol* 2, 649–662.
- Pickford, M., 2004. Palaeoenvironments of Early Miocene hominoid-bearing deposits at Napak, Uganda, based on terrestrial molluscs. *Annales de Paléontologie* 90, 1–12.
- Pickford, M., Musalizi, S., Senut, B., Gommery, D., Musiime, E., 2010. Small apes from the Early Miocene of Napak, Uganda. *Geo-Pal Uganda* 3, 1–110.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Lavé, J., 2003. Stability of the Upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U–Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 73–88.
- Pik, R., Marty, B., Hilton, D.R., 2006. How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chemical Geology* 226, 100–114.
- Pik, R., Marty, 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.
- Pik, R., 2011. Geodynamics: East Africa on the rise. *Nature Geoscience* 4, 660–661.
- Pike, R.J., Wilson, S.E., 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1079–1084.
- Plummer, H.G., 1960. Explanation of the geology of sheet 86 (unpublished report). *Geological Survey of Uganda*.
- Poag, C.W., Sevon, W.D., 1989. A record of Appalachian denudation in postrift Mesozoic and Cenozoic sedimentary deposits of the US middle Atlantic continental margin. *Geomorphology* 2, 119–157.
- Poag, C.W., 1992. U. S. Middle Atlantic continental rise: provenance, dispersal, and deposition of Jurassic to Quaternary sediments, in: Poag, C.W., Graciansky, P.C. (Eds.), *Geologic Evolution of Atlantic Continental Rises*. van Nostrand Reinhold, New-York, pp. 100–156.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1997. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7, 1–204.
- Postma, G., 1990a. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova* 2, 124–130.
- Postma, G., 1990b. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, in: Codella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists Special Publication, pp. 13–28.
- Prodehl, C., Fuchs, K., Mechie, J., 1997. Seismic-refraction studies of the Afro-Arabian rift system - a brief review. *Tectonophysics* 278, 1–13.
- Prosser, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, in: Williams, G.D., Dobb, A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society of London, Special Publications, pp. 35–66.
- Pugliese Andrade, G.R., Azevedo, A.C., Cuadros, J., de Souza-Junior, V.S., Correia Furquim, S.A.C., Kiyohara, P.K., Vidal-Torrado, P., 2014. Transformation of K kaolinite into smectite and iron-illite in Brazilian Mangrove soils. *Soil Science Society of America Journal* 78, 655–672.

- Radwansky, S.A., Ollier, C.D., 1959. A study of an East African capital Catena. *Soil Science* 149–168.
- Rafferty, K., Walker, A., Ruff, C.B., Rose, M.D., Andrews, P.J., 1995. Postcranial estimates of body weight in Proconsul, with a note on a distal tibia of *P. major* from Napak, Uganda. *American Journal of Physical Anthropology* 97, 391–402.
- Raillard, S., 1990. Les marges de l’Afrique de l’Est et les zones de fracture associées: Chaîne Davie et Ride du Mozambique. *Thèse de Doctorat de l’Université de Paris VI. Paris VI.*
- Reeves, C. V., 1972. Earthquakes in Ngamiland. *Botswana Notes and Records* 4, 257–261.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology* 18, 123–128.
- Ricordel-Prognon, C., 2007. Datations par paléomagnétisme des paléaltérations du Massif Central et de ses bordures: implications géodynamiques. *Thèse de Doctorat de l’Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.*
- Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.G., Thiry, M., 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115.
- Ring, U., 2008. Extreme uplift of the Rwenzori Mountains in the East African Rift, Uganda: Structural framework and possible role of glaciations. *Tectonics* 27, 1–19.
- Ritsema, J., Nyblade, A.A., Owens, T.J., Langston, C. a., VanDecar, J.C., 1998. Upper mantle seismic velocity structure beneath Tanzania, east Africa: Implications for the stability of cratonic lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 103, 21201–21213.
- Roberts, E.M., O’Connor, P.M., Gottfried, M.D., Stevens, N., Kapalima, S., Ngasala, S., 2004. Revised stratigraphy and age of the Red Sandstone Group in the Rukwa Rift Basin, Tanzania. *Cretaceous Research* 25, 749–759.
- Roberts, E.M., O’Connor, P.M., Stevens, N.J., Gottfried, M.D., Jinnah, Z.A., Ngasala, S., Choh, A.M., Armstrong, R.A., 2010. Sedimentology and depositional environments of the Red Sandstone Group, Rukwa Rift Basin, southwestern Tanzania: New insight into Cretaceous and Paleogene terrestrial ecosystems and tectonics in sub-equatorial Africa. *Journal of African Earth Sciences* 57, 179–212.

- Roberts, E.M., Stevens, N.J., O'Connor, P.M., Dirks, P.H.G.M., Gottfried, M.D., Clyde, W.C., Armstrong, R. a., Kemp, a. I.S., Hemming, S., 2012. Initiation of the western branch of the East African Rift coeval with the eastern branch. *Nature Geoscience* 5, 289–294.
- Rohais, S., Bonnet, S., Eschard, R., 2012. Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system. *Basin Research* 24, 198–212.
- Roller, S., Hornung, J., Hinderer, M., Ssemmanda, I., 2010. Middle Miocene to Pleistocene sedimentary record of rift evolution in the southern Albert Rift (Uganda). *International Journal of Earth Sciences* 99, 1643–1661.
- Roller, S., Wittmann, H., Kastowski, M., Hinderer, M., 2012. Erosion of the Rwenzori Mountains, East African Rift, from in situ produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, 1–20.
- Rosendahl, B.R., Livingstone, D.A., 1983. Rift lakes of East-Africa - New seismic data and implications for future research. *Episodes* 14–19.
- Rosendahl, B.R., Reynolds, D.J., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J., Scott, D., Lambiase, J.J., Derksen, S.J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 25, 29–43.
- Rosendahl, B.R., 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15, 445.
- Rosendahl, B.R., 1988. Seismic Atlas of Lake Tanganyika, East Africa: Project Probe Geophysical Atlas Series. *Duke University, Durham*.
- Rosendahl, B.R., Kilembe, E., Kaczmarick, K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics* 213, 235–256.
- Rossie, J.B., MacLatchy, L., 2006. A new pliopithecoid genus from the early Miocene of Uganda.. *Journal of human evolution* 50, 568–86.
- Rowberry, M.D., 2012. A comparison of three terrain parameters that may be used to identify denudation surfaces within a GIS: A case study from Wales, United Kingdom. *Computers & Geosciences* 43, 147–158.

- Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D., Hamelin, B., 1996. A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{81}\text{Sr}$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2219–2232.
- Ruhe, R. V., 1954. Erosion surfaces of central african interior high plateaus. *Institut National pour l'étude agronomique du Congo Belge*.
- Ruhe, R. V., 1956. Landscape evolution in the high Ituri, Belgian Congo. *Institut National pour l'étude agronomique du Congo Belge*.
- Saitoh, Y., Masuda, F., 2013. Spatial change of grading pattern of subaqueous flood deposits in Lake Shinji, Japan. *Journal of Sedimentary Research* 83, 221–233.
- Sandiford, M., Quigley, M., 2009. TOPO-OZ: Insights into the various modes of intraplate deformation in the Australian continent. *Tectonophysics* 474, 405–416.
- Saria, E., Calais, E., Altamimi, Z., Willis, P., Farah, H., 2013. A new velocity field for Africa from combined GPS and DORIS space geodetic Solutions: Contribution to the definition of the African reference frame (AFREF). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 1677–1697.
- Saria, E., Calais, E., Stamps, D.S., Delvaux, D., Hartnady, C.. J.H., 2014. Present-day kinematics of the East African Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 3584–3600.
- Sawada, Y., Pickford, M., Senut, B., Itaya, T., Hyodo, M., Miura, T., Kashine, C., Chujo, T., Fujii, H., 2002. The age of *Orrorin tugenensis*, an early hominid from the Tugen Hills, Kenya. *Comptes Rendus Palevol* 1, 293–303.
- Schlueter, T., Pico-Olarker, G., Kreuser, T., 1993. A review of some neglected Karoo grabens of Uganda. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 17, 415–428.
- Schmidt, P.W., Prasad, V., Ramam, P.K., 1983. Magnetic ages of some Indian laterites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 185–202.
- Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. *Lacustrine basin exploration: Case studies and modern analogs: AAPG Memoir* 50, 209–224.
- Scholz, C.A., Rosendahl, B.R., 1991. Coarse-elastic facies and stratigraphic sequence models from lake

- Malawi and Tanganyika, East Africa. *AAPG Memoir* 50, 137–149.
- Scholz, C.A., Johnson, T.C., Cattaneo, P., Malinga, H., Shana, S., 1998. Initial results of 1995 IDEAL seismic reflection survey of Lake Victoria, Uganda and Tanzania, *in: Environmental Change and Response in East African Lakes*. Springer, pp. 47–57.
- Schumm, S.A., 1977. The fluvial system. *Wiley New York*.
- Scott, D.L., Rosendahl, B.R., Burgess, C.F., Sander, S., 1989. Comments on “variable extension in Lake Tanganyika” by CK Morley. *Tectonics* 8, 647–650.
- Scott, D.L., Rosendahl, B.R., 1989. North Viking graben: an east African perspective. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 155–165.
- Searle, D.L., 1952. Geology of the area northwest of Kitale township. *Geological Survey of the Kenya* 19.
- Sengor, A.M.C., Burke, K., 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters* 5, 419–421.
- Şengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 2001. Rifts of the world, *in: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification through Time*. Geological Society of America Special Papers, pp. 389–482.
- Senut, B., Pickford, M., Gommery, D., Kunimatsu, Y., 2000. Un nouveau genre d'hominoïde du Miocène inférieur d'Afrique orientale: *Ugandapithecus major* (Le Gros Clark & Leakey, 1950). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 331, 227–233.
- Shackleton, R.M., 1951. A contribution to the geology of the Kavirondo Rift Valley. *Quarterly Journal of the Geological Society* 107, 336–337.
- Shackleton, R.M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 19, 329–349.
- Shanmugam, G., 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum Geology* 20, 471–491.
- Shaw, D., Logan, P.C., Weston, J., 2009. A Palynological Study of Neogene and Holocene Sediments from Lake Albert, Uganda, with Implications for Vegetation and Climatic Changes in East Africa. *American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery Article* 50180.
- Simmons, N.A., Forte, A.M., Grand, S.P., 2007. Thermochemical structure and dynamics of the

- African superplume. *Geophysical Research Letters* 34.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12, 591–606.
- Smith, M.J., Pain, C.F., 2011. Geomorphological mapping, in: Gregory, K.J., Goudie, A.S. (Eds.), *The SAGE Handbook of Geomorphology*. London, pp. 142–153.
- Smith, T.R., Bretherton, F.P., 1972. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. *Water Resources Research* 8, 1506–1529.
- Somme, T.O., Helland-Hansen, W., Granjeon, D., 2009. Impact of eustatic amplitude variations on shelf morphology, sediment dispersal, and sequence stratigraphic interpretation: icehouse versus greenhouse systems. *Geology* 37, 587–590.
- Sømme, T.O., Martinsen, O.J., Lunt, I., 2013. Linking offshore stratigraphy to onshore paleotopography: The Late Jurassic–Paleocene evolution of the south Norwegian margin. *Geological Society of America Bulletin* 125, 1164–1186.
- Spiegel, C., Kohn, B.P., Belton, D.X., Gleadow, A.J.W., 2007. Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks: Implications for late Cenozoic environmental change in East Africa. *Geology* 35, 427–430.
- Spohn, T., Schubert, G., 1982. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87, 4669–4681.
- Stamps, D.S., Calais, E., Saria, E., Hartnady, C., Nocquet, J.-M., Ebinger, C.J., Fernandes, R.M., 2008. A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters* 35, L05304.
- Stamps, D.S., Flesch, L.M., Calais, E., Ghosh, A., 2014. Current kinematics and dynamics of Africa and the East African Rift System. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 5161–5186.
- Summerfield, M.A., 1991. Global geomorphology : an introduction of the study of landforms. *Longman Science and Technology; John Wiley & Sons, Essex, UK*.
- Talbot, M.R., Allen, P.A., 1996. Lakes, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Oxford, pp. 83–124.
- Talbot, M.R., Williams, M.A.J., 2009. Cenozoic Evolution of the Nile Basin, in: Dumont, H.J. (Ed.),

- The Nile: Origin, Environments, Limnology and Human Use. Springer Netherlands*, pp. 37–60.
- Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux.
- Tardy, Y., Roquin, C., 1998. Derive des continents paleoclimats et altérations tropicales.
- Tator, B.A., 1952. Pediment characteristics and terminology - Part 1: Terminology. *Annals of the Association of American Geographers* 42, 295–317.
- Tator, B.A., 1953. Pediment characteristics and Terminology - Part 2: Characteristics. *Annals of the Association of American Geographers* 43, 47–53.
- Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1998. Post-Palaeozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping. *Geomorphology* 25, 173–192.
- Taylor, R.G., Howard, K.W.F., 1999. The influence of tectonic setting on the hydrological characteristics of deeply weathered terrains: evidence from Uganda. *Journal of Hydrology* 218, 44–71.
- Temple, P.H., Doornkamp, J.C., 1970. Influences controlling lacustrine overlap along the northwestern margins of Lake Victoria. *Zeitschrift für Geomorphologie NF* 14, 301–317.
- Theunissen, K., Klerkx, J., Melnikov, A., Mruma, A., 1996. Mechanisms of inheritance of rift faulting in the western branch of the East African Rift, Tanzania. *Tectonics* 15, 776–790.
- Théveniaut, H., 2003. Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. *Geologie de la France* 89–90.
- Théveniaut, H., Quesnel, F., Wyns, R., Hugues, G., 2007. Palaeomagnetic dating of the “Borne de Fer” ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 271–279.
- Thomas, M.F., 1989a. The role of etch processes in landform development. I. Etching concepts and their applications. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 129–142.
- Thomas, M.F., 1989b. The role of etch processes in landform development. II. Etching and the formation of relief. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 257–274.
- Thomas, M.F., 1994. Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low

- latitudes.. *John Wiley & Sons*.
- Thorn, C.E., 2004. Cryoplanation, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York*, pp. 204–205.
- Tiercelin, J.J., Chorowicz, J., Bellon, H., Richert, J.P., Mwanbene, J.T., Walgenwitz, F., 1988a. East African rift system: offset, age and tectonic significance of the Tanganyika-Rukwa-Malawi intracontinental transcurrent fault zone. *Tectonophysics* 148, 241–252.
- Tiercelin, J.J., Mondeguer, A., Gasse, F., Hillaire-Marcel, C., Hoffert, M., Larque, P., Ledee, V., Marestang, P., Ravenne, C., RAYNAUS, J.-F., 1988b. 25000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganyika, Rift Est-africain. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 307, 1375–1382.
- Tiercelin, J.J., Lezzar, K.E., Nicolas, P., 2002. A 300 million years history of rift lakes in Central and East Africa: an updated broad review, *in: The East African Great Lakes: Limnology, Palaeolimnology and Biodiversity. Springer*, pp. 3–60.
- Tiercelin, J.J., Potdevin, J.L., Morley, C.K., Talbot, M.R., Bellon, H., Rio, A., Le Gall, B., Vétel, W., 2004a. Hydrocarbon potential of the Meso-Cenozoic Turkana Depression, northern Kenya. I. Reservoirs: depositional environments, diagenetic characteristics, and source rock–reservoir relationships. *Marine and Petroleum Geology* 21, 41–62.
- Tiercelin, J.J., Vétel, W., Roche, H., Soreghan, M., 2004b. Volcanism, tectonism, sedimentation in the northern Kenya Rift, and relationships with hominid paleoenvironment., *in: Colloque International En Hommage à H. Faure Quaternaire et Changements Globaux: Bilans et Perspectives*.
- Tiercelin, J.J., Potdevin, J.L., Thuo, P.K., Abdelfettah, Y., Schuster, M., Bourquin, S., Bellon, H., Clément, J.P., Guillou, H., Nalpas, T., Ruffet, G., 2012a. Stratigraphy, sedimentology and diagenetic evolution of the Lapur Sandstone in northern Kenya: Implications for oil exploration of the Meso-Cenozoic Turkana depression. *Journal of African Earth Sciences* 71–72, 43–79.
- Tiercelin, J.J., Thuo, P., Potdevin, J.L., Nalpas, T., 2012b. Hydrocarbon Prospectivity in Mesozoic and Early–Middle Cenozoic Rift Basins of Central and Northern Kenya, Eastern Africa, *in: Gao, D. (Ed.), Tectonics and Sedimentation; Implications for Petroleum Systems. American Association of Petroleum Geologists Special Volumes* 100, pp. 179–207.

- Tinker, J., de Wit, M., Brown, R., 2008. Mesozoic exhumation of the southern Cape, South Africa, quantified using apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics* 455, 77–93.
- Tommasi, A., Vauchez, A., 2001. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 199–210.
- Trendall, A.F., 1955. The topography under the northern part of the Kadam volcanics and its bearing on the correlation of the peneplains of south-east Uganda and the adjacent parts of Kenya. *Geol. Survey Uganda, Records* 56, 1–8.
- Trendall, A.F., 1962. The formation of “apparent peneplains” by a process of combined lateritisation and surface wash. *Z. Geomorph* 6, 180–197.
- Trenhaile, A., 2004. Shore Platform, in: Goudie, A.S. (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge - Taylor and Francis Group, London and New-York, pp. 956–959.
- Turner, P., 1973. The stratigraphy and sedimentology of the Ringerike Group of Norway. *University of Leicester*.
- Twidale, C.R., Bourne, J.A., 2013. Pediments as etch forms: implications for landscape evolution. *The Journal of Geology* 121, 607–622.
- Upcott, N.M., Mukasa, R.K., Ebinger, C.J., 1996. Along-axis segmentation and isostasy in the Western rift, East Africa. *Journal of Geophysical Research* 101, 3247–3268.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S.I., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap, in: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Exxon Prod. Res. Co., Houston, Tex., United States, pp. 63–81.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy, and sedimentology: an overview, in: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, pp. 617–659.
- Van Damme, D., Pickford, M., 1994. The Late Cenozoic freshwater molluscs of the Albertine Rift, Uganda-Zaire: evolutionary and palaeoecological implications. *Geology and Palaeobiology of the Albertine Rift Valley, Uganda-Zaire* 2, 71–87.

- Van Damme, D., Pickford, M., 2003. The late Cenozoic Thiaridae (Mollusca, Gastropoda, Cerithioidea) of the Albertine Rift Valley (Uganda-Congo) and their bearing on the origin and evolution of the Tanganyikan thalassoid malacofauna. *Hydrobiologia* 498, 1–83.
- van der Beek, P., 1995. Tectonic evolution of continental rifts. Inference from numerical modelling and fission track thermochronology. *Ph.D thesis, Vrije University, Amsterdam, Netherlands*.
- van der Beek, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes. *Tectonics* 14, 406–421.
- van der Beek, P., Rohrman, M., Eyles, N., 1997. Passive margin uplift around the North Atlantic region and its role in Northern Hemisphere late Cenozoic glaciation: Comment and Reply. *Geology* 25, 282–283.
- van der Beek, P., Mbede, E., Andriessen, P., Delvaux, D., 1998. Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology. *Journal of African Earth Sciences* 26, 363–385.
- van der Beek, P., Pulford, A., Braun, J., 2001. Cenozoic Landscape Development in the Blue Mountains (SE Australia): Lithological and Tectonic Controls on Rifted Margin Morphology. *The Journal of Geology* 109, 35–56.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Louti, T.S., Hardenbold, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in: *Wilgus, C.K., Posamentier, H.W., Ross, C.K., Kendall, C.G. (Eds.), Sea Level Changes: An Integrated Approach. Society for Sedimentary Geology Special Publication*, pp. 39–45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*.
- Van Wyk de Vries, B., Merle, O., 1996. The effect of volcanic constructs on rift fault patterns. *Geology* 24, 643–646.
- Versfelt, J., Rosendahl, B.R., 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature* 337, 354–355.
- Vetel, W., Le Gall, B., 2006. Dynamics of prolonged continental extension in magmatic rifts: the

- Turkana Rift case study (North Kenya). *Geological Society, London, Special Publications* 259, 209–233.
- Vinogradov, V.I., Krasnov, A.A., Kuleshov, V.N., Sulerzhitskiy, L.D., 1978. 13C/12C, 18O/16O and 14C concentrations in the carbonates of the Kalyango Volcano (East-Africa). *Izvestiia Akademii nauk SSSR Geology* 33–41.
- Vogt, J., 1959. Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain, in: *Annales de Géographie. JSTOR*, pp. 193–206.
- Vrielynck, B., Bouysse, P., 2003. The Changing Face of the Earth. Commission for the Geological Map of the World.
- Wallner, H., Schmeling, H., 2010. Rift induced delamination of mantle lithosphere and crustal uplift: a new mechanism for explaining Rwenzori Mountains' extreme elevation?. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1511–1524.
- Walsh, J., 1969. Geology of the Eldama Ravine-Kabarnet Area: Degree Sheet 34 SE Quarter. *Geological Survey of the Kenya*.
- Wanke, H., 2005. The Namibian Eiseb Graben as an extension of the East African Rift: evidence from Landsat TM 5 imagery. *South African Journal of Geology* 108, 541–546.
- Watkeys, M.K., Sokoutis, D., 1998. Transtension in southeastern Africa associated with Gondwana break-up. *Geological Society, London, Special Publications* 135, 203–214.
- Watts, A.B., Steckler, M.S., 1979. Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment* 218–234.
- Wayland, E.J., 1921. Some account of the geology of the Lake Albert rift valley. *Geographical Journal* 344–359.
- Wayland, E.J., 1926. The Geology and palaeontology of the Kairo bone-beds. *Geological Survey of Uganda*.
- Wayland, E.J., 1933. Peneplains and some other erosional platforms, in: *Annual Report Bulletin of the Protectorate of Uganda*. pp. 77–79.

- Wayland, E.J., 1934a. Peneplains of East Africa. *Geographical Journal* 83, 1–79.
- Wayland, E.J., 1934b. Rifts, rivers, rains and early man in Uganda. *Journal of the Anthropological Institute of Great Britain and Ireland* 64, 333–352.
- Weiss, A., 2001. Topographic position and landforms analysis, *in: Poster Presentation, ESRI User Conference, San Diego, CA*. p. 200.
- Wells, J.T., Scholz, C.A., Soreghan, M.J., 1999. Processes of sedimentation on a lacustrine border-fault margin: interpretation of cores from Lake Malawi, East Africa. *Journal of sedimentary research* 69, 816–831.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22(1), 108–125.
- Wescott, W.A., Krebs, W.N., Engelhardt, D.W., Cunningham, S.M., 1991. New Biostratigraphic Age Dates from the Lake Rukwa Rift Basin in Western Tanzania: Geologic Note (1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75, 1255–1263.
- Wescott, W.A., Wigger, S.T., Stone, D.M., Morley, C.K., 1999. Geology and geophysics of the Lotikipi Plain, *in: Morley, C.K. (Ed.), Geoscience of Rift Systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology #44*, pp. 55–65.
- Wheeler, W.H., Karson, J.A., 1994. Extension and subsidence adjacent to a “weak” continental transform: An example from the Rukwa rift, East Africa. *Geology* 22, 625–628.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream- power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 17661–17674.
- Whipple, K.X., Snyder, N.P., Dollenmayer, K., 2000. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Geology* 28, 835–838.
- Whitaker, C.R., 1979. The use of the term “pediment” and related terminology. *Zeitschrift für Geomorphologie* 23, 427–439.
- White, K., 2004. Pediment, *in: Goudie, A.S. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge – Taylor and*

- Francis Group, London and New-York*, pp. 768–770.
- Wichura, H., Bousquet, R., Oberhänsli, R., Strecker, M.R., Trauth, M.H., 2010. Evidence for middle Miocene uplift of the East African Plateau. *Geology* 38, 543–546.
- Wichura, H., Bousquet, R., Oberhänsli, R., Strecker, M.R., Trauth, M.H., 2011. The Mid-Miocene East African Plateau: A pre-rift topographic model inferred from the emplacement of the phonolitic Yatta lava flow, Kenya. *Geological Society, London, Special Publications* 357, 285–300.
- Wichura, H., Jacobs, L.L., Lin, A., Polcyn, M.J., Manthi, F.K., Winkler, D.A., Strecker, M.R., Clemens, M., 2015. A 17-My-old whale constrains onset of uplift and climate change in east Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112, 3910–3915.
- Wilkinson, P., Mitchell, J.G., Cattermole, P.J., Downie, C., 1986. Volcanic chronology of the Men–Kilimanjaro region, Northern Tanzania. *Journal of the Geological Society* 143, 601–605.
- Willgoose, G.R.L.B., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. A physical explanation of an observed link area-slope relationship. *Water Resources Research* 27, 1697–1702.
- Williams, A.J.W., Adamson, D., Prescott, J.R., Williams, F.M., 2003. New light on the age of the White Nile. *Geological Society of America* 31, 1001–1004.
- Williamson, D., Thouveny, N., Hillaire-Marcel, C., Mondeguer, A., Taieb, M., Tiercelin, J.J., Vincens, A., 1991. Chronological potential of palaeomagnetic oscillations recorded in late quaternary sediments from Lake Tanganyika. *Quaternary Science Reviews* 10, 351–361.
- Willis, B., 1933. The peneplains of East Africa. *Geographical Journal* 383–384.
- Willis, B., 1936. Studies in comparative seismology: East African plateaus and rift valleys. *Carnegie Institute, Washington, Publication* 470, 1–343.
- Wölbern, I., Rumpker, G., Schumann, a., Muwanga, a., 2010. Crustal thinning beneath the Rwenzori region, Albertine rift, Uganda, from receiver-function analysis. *International Journal of Earth Sciences* 99, 1545–1557.
- WoldeGabriel, G., Yemane, T., Suwa, G., White, T., Asfaw, B., 1991. Age of volcanism and rifting in the Burji-Soyoma area, Amaro horst, southern main Ethiopian rift: geo- and biochronologic data. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 13, 437–447.

- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France* 1, 79–87.
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., Mathieu, F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la société géologique de France* 175, 21–34.
- Yalden, D.W., 2011. Cenozoic Mammals of Africa. *Zoological Journal of the Linnean Society* 163, 1–316.
- Yans, J., 2005. Chronologie des sédiments kaoliniques à faciès wealdien (Barrémien moyen et Albien supérieur; Bassin de Mons) et de la saprolite polyphasée (Crétacé inférieur et Miocène inférieur) de la Haute-Lesse (Belgique). Implications géodynamiques et paléoclimatiqu, *Thèse de Doctorant de la Faculté Polytechnique de Mons, Belgium*.
- Yasui, K., Kunimatsu, Y., Kuga, N., Bajope, B., Ishida, H., 1992. Neogene strata in the Sinda basin, Estearn Zaire. *African study monographs. Supplementary issue*. 17, 87–107.
- Zanettin, B., Visentin, E.J., Bellieni, G., Piccirillo, E.M., Rita, F., 1983a. The volcanics of the North Turkana Basin (Kenya): Age, succession, and structural evolution. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf-Aquitaine* 7, 249–255.
- Zelilidis, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology* 35, 69–85.
- Ziegler, P., Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews* 64, 1–50.

ANNEXES

ANNEXES CHAPITRE 2

ANNEXE 2.1 : Planche exposant la méthodologie suivie pour compiler (verticalement) les coupes verticales acquises sur le terrain (secteur de Kisegi-Nyabusosi). Chaque coupe verticale est reportée sur un profil topographique (extrait d'un modèle numérique de terrain d'une résolution de 30m – SRTM 30m) selon son pendage apparent calculé en fonction du pendage réel mesuré sur le terrain. Les bases et sommets des coupes correspondent à des points GPS.

ANNEXES 2.2 à 2.4 : Coupes sédimentologiques verticales des affleurements du secteur de Kisegi-Nyabusosi

ANNEXES 2.5 à 2.6b : Coupes sédimentologiques verticales des affleurements de la terrasse de Kaiso-Tonya

ANNEXES 2.7 à 2.9 : Coupes sédimentologiques verticales des affleurements de la terrasse de Kaiso-Tonya

ANNEXES 2.10 : Coupes sédimentologique d'un puits carotté localisé au nord du Lac Albert.

ANNEXES CHAPITRE 3

ANNEXES 3.1 à 3.5 : Mesures microstructurales réalisées sur le long de l'escarpement du Rift Albert (coté Ougandais) sur la terrasse de Kaiso-Tonya. Ces mesures indiquent un mouvement récent à dominante extensive.

ANNEXE 3.6 : Détails des résultats de calculs d'accommodation et de vitesse d'accommodation pour chacun des puits considérés.

ANNEXE 2.1 : Méthode associée à la compilation des coupes verticales mesurées à l'affleurement

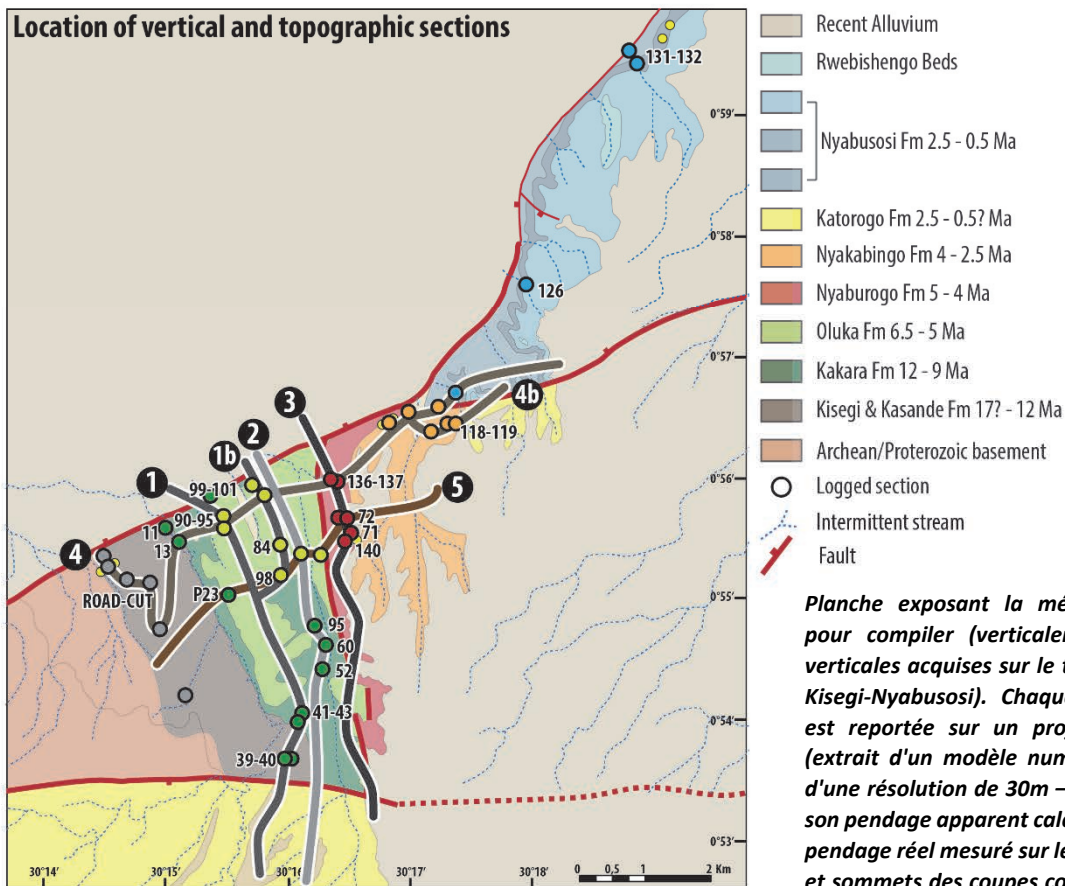
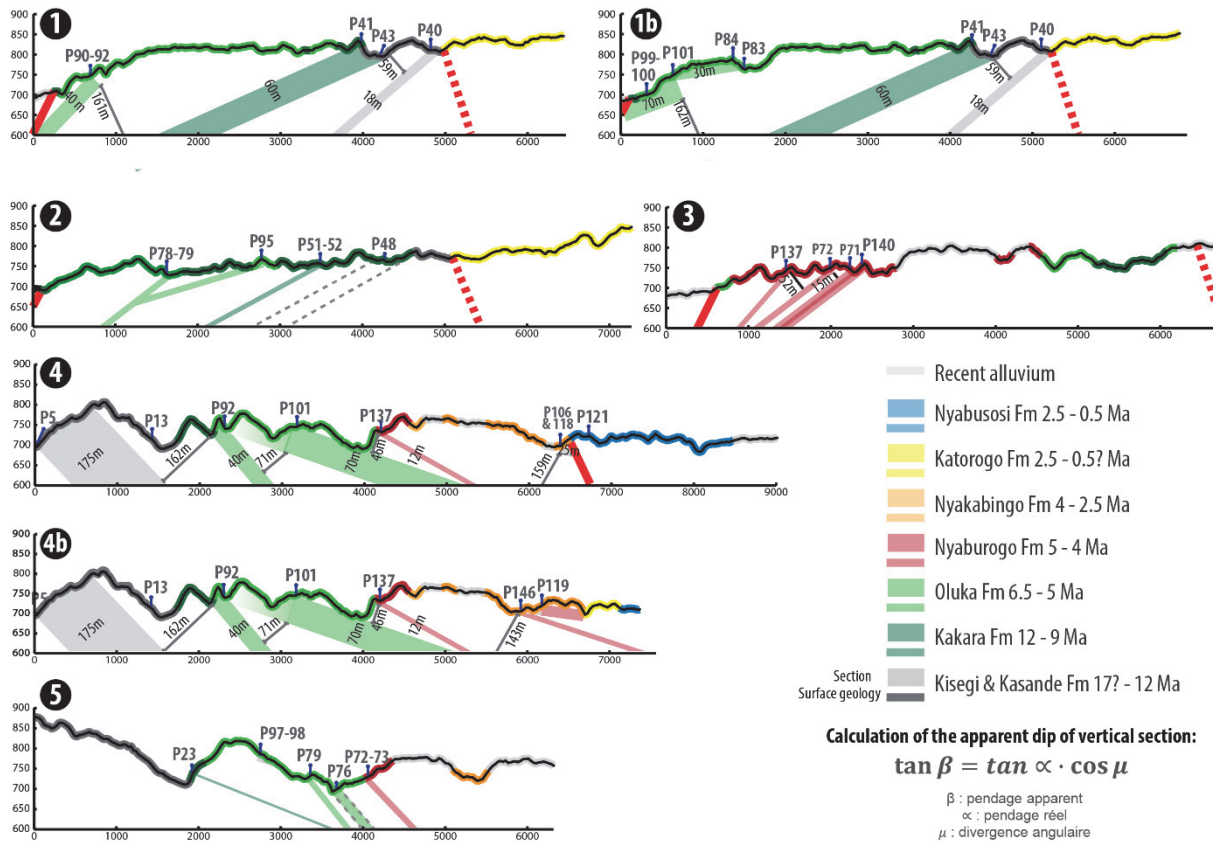
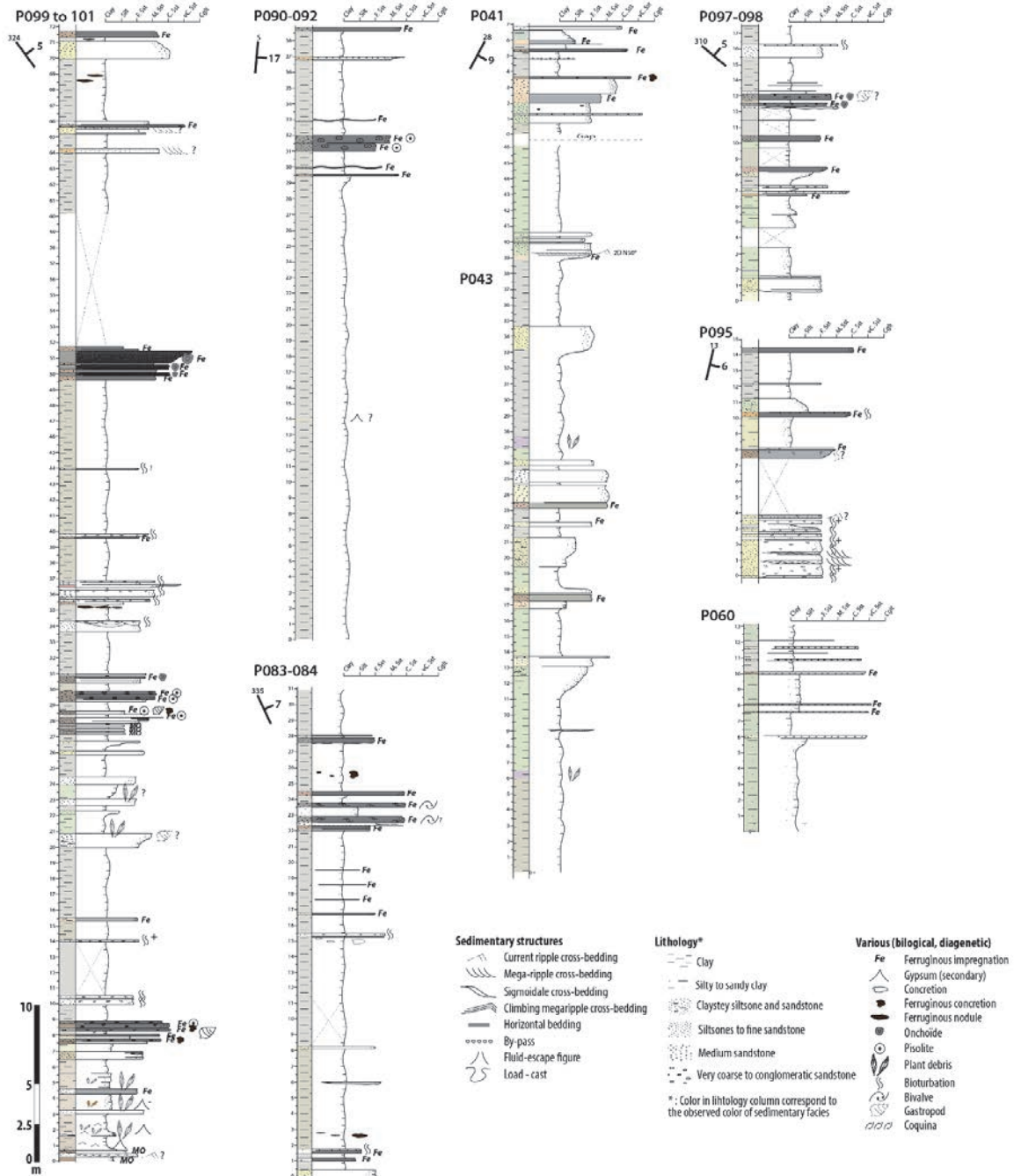


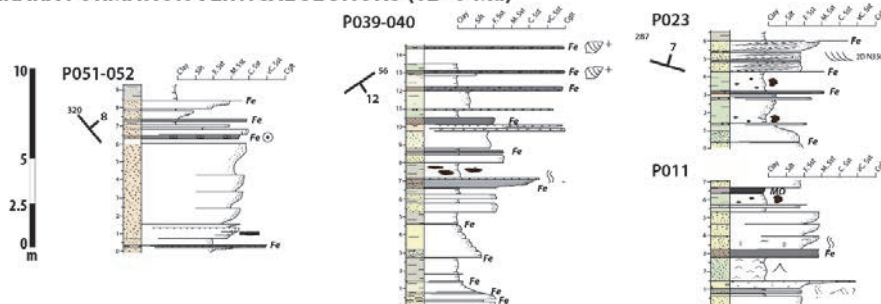
Planche exposant la méthodologie suivie pour compiler (verticalement) les coupes verticales acquises sur le terrain (secteur de Kisegi-Nyabusosi). Chaque coupe verticale est reportée sur un profil topographique (extrait d'un modèle numérique de terrain d'une résolution de 30m – SRTM 30m) selon son pendage apparent calculé en fonction du pendage réel mesuré sur le terrain. Les bases et sommets des coupes correspondent à des points GPS.

ANNEXE 2.2 : Coupes sédimentologiques des formations Kisegi et Kakara (secteur de Kisegi-Nyabusosi)

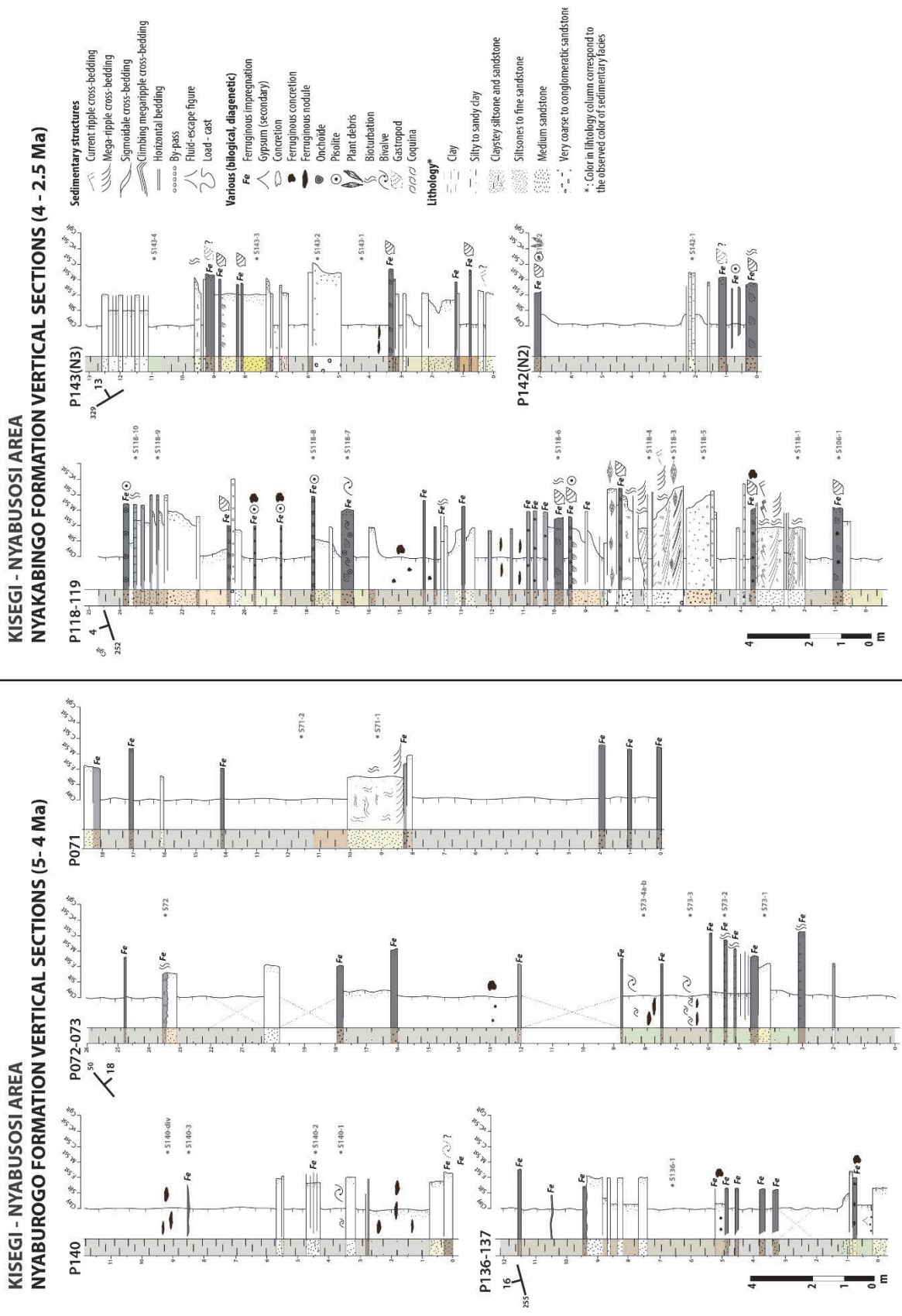
KISEGI - NYABUSOSI AREA OLUKA FORMATION VERTICAL SECTIONS (6.5 - 5 Ma)



KISEGI - NYABUSOSI AREA KAKARA FORMATION VERTICAL SECTIONS (12 - 9 Ma)



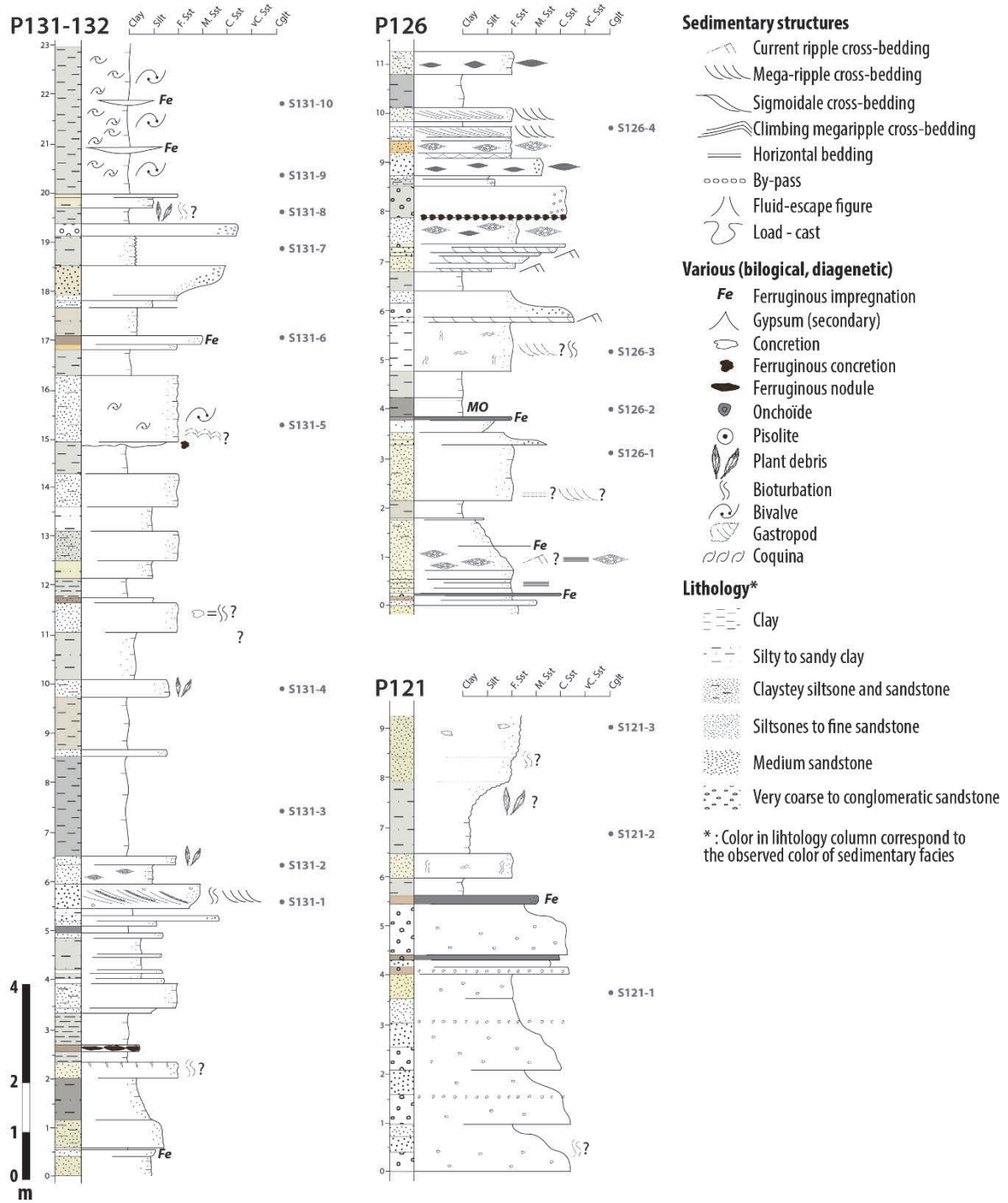
ANNEXE 2.3 : Coupes sédimentologiques des formations Nyaburogo et Nyakabingo (secteur de Kisegi-Nyabusosi)



ANNEXE 2.4 : Coupes sédimentologiques de la Formation Nyabusosi (secteur de Kisegi-Nyabusosi)

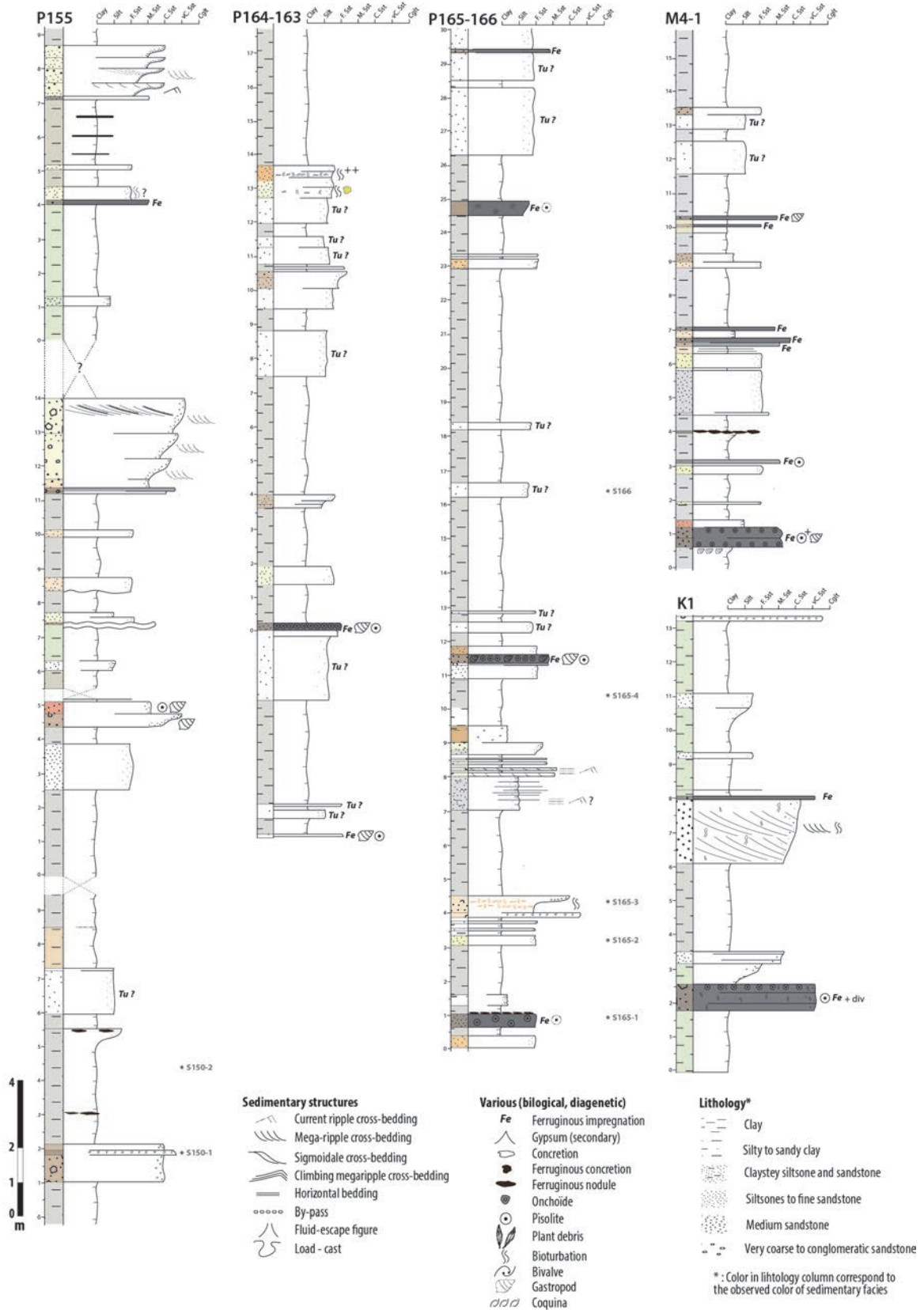
KISEGI - NYABUSOSI AREA

NYABUSOSI FORMATION VERTICAL SECTIONS (2.5 - 0.5? Ma)



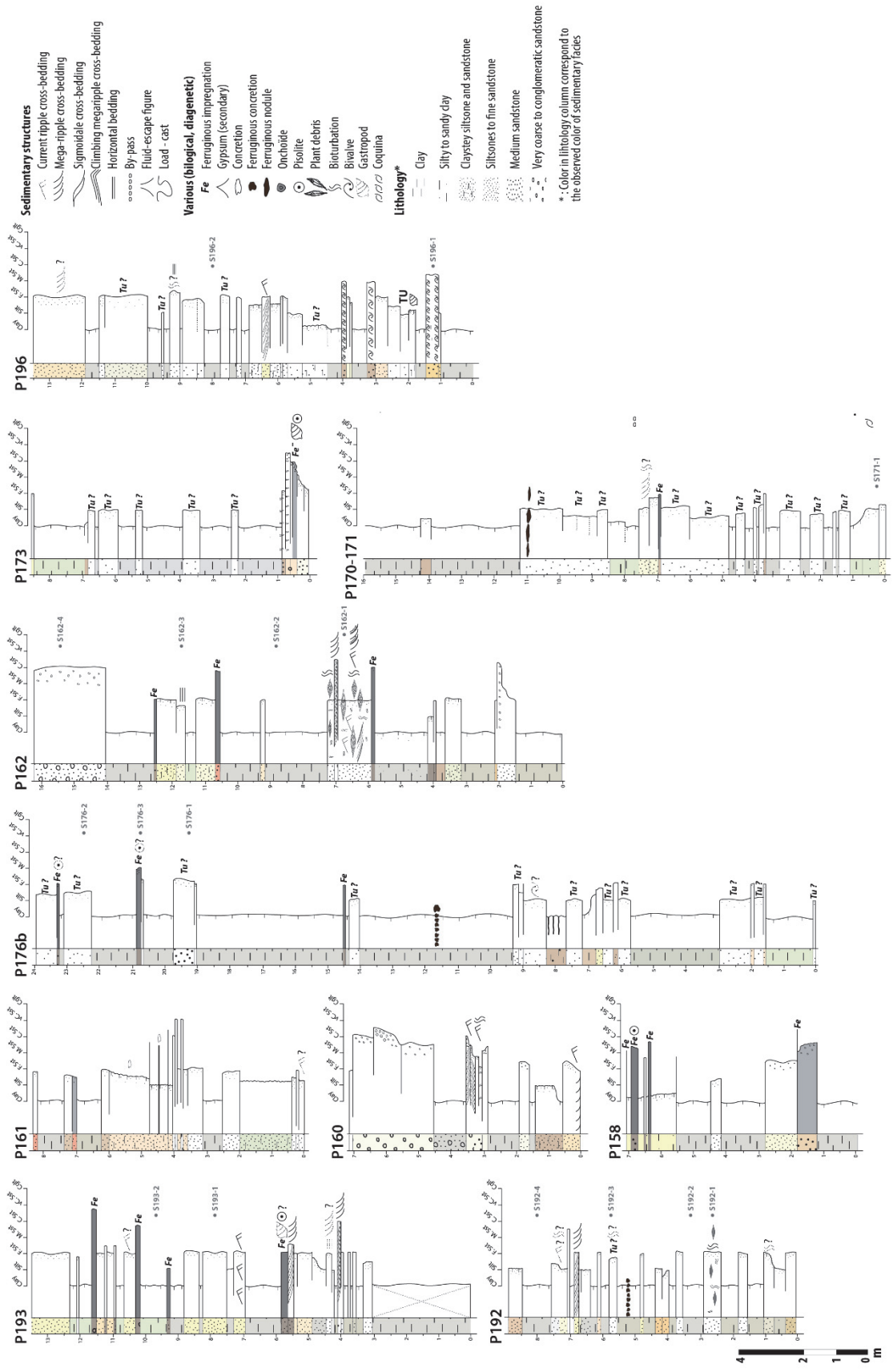
ANNEXE 2.5 : Coupes sédimentologiques de la Formation Nkondo (terrasse de Kaiso-Tonya)

KAISO-TONYA FLAT NKONDO FORMATION VERTICAL SECTIONS (5 Ma)



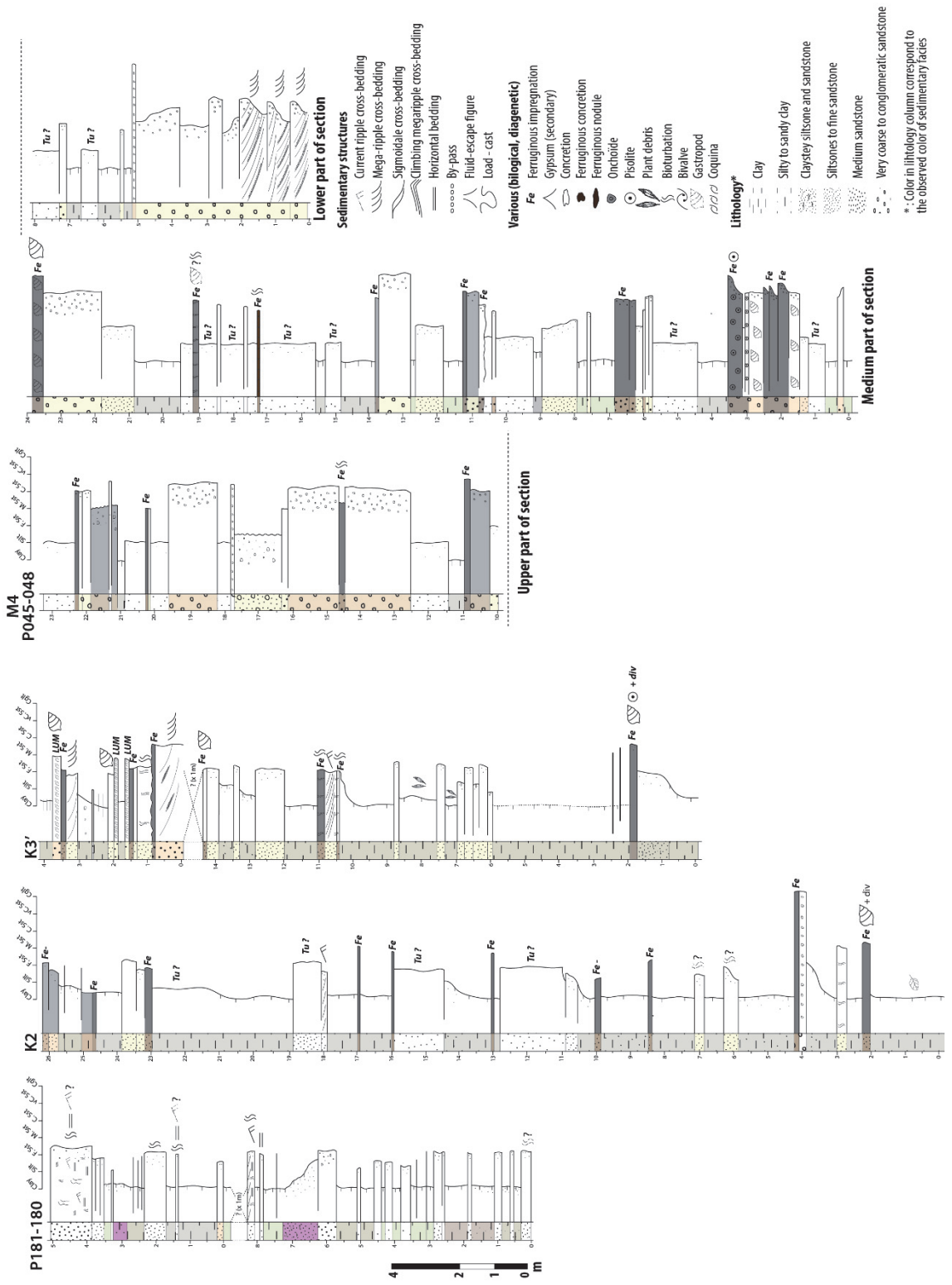
ANNEXE 2.6a : Coupes sédimentologiques de la Formation Warwire (terrasse de Kaiso-Tonya) (1/2)

KAISO-TONYA FLAT WARWIRE FORMATION VERTICAL SECTIONS (4 - 5 Ma) (1)



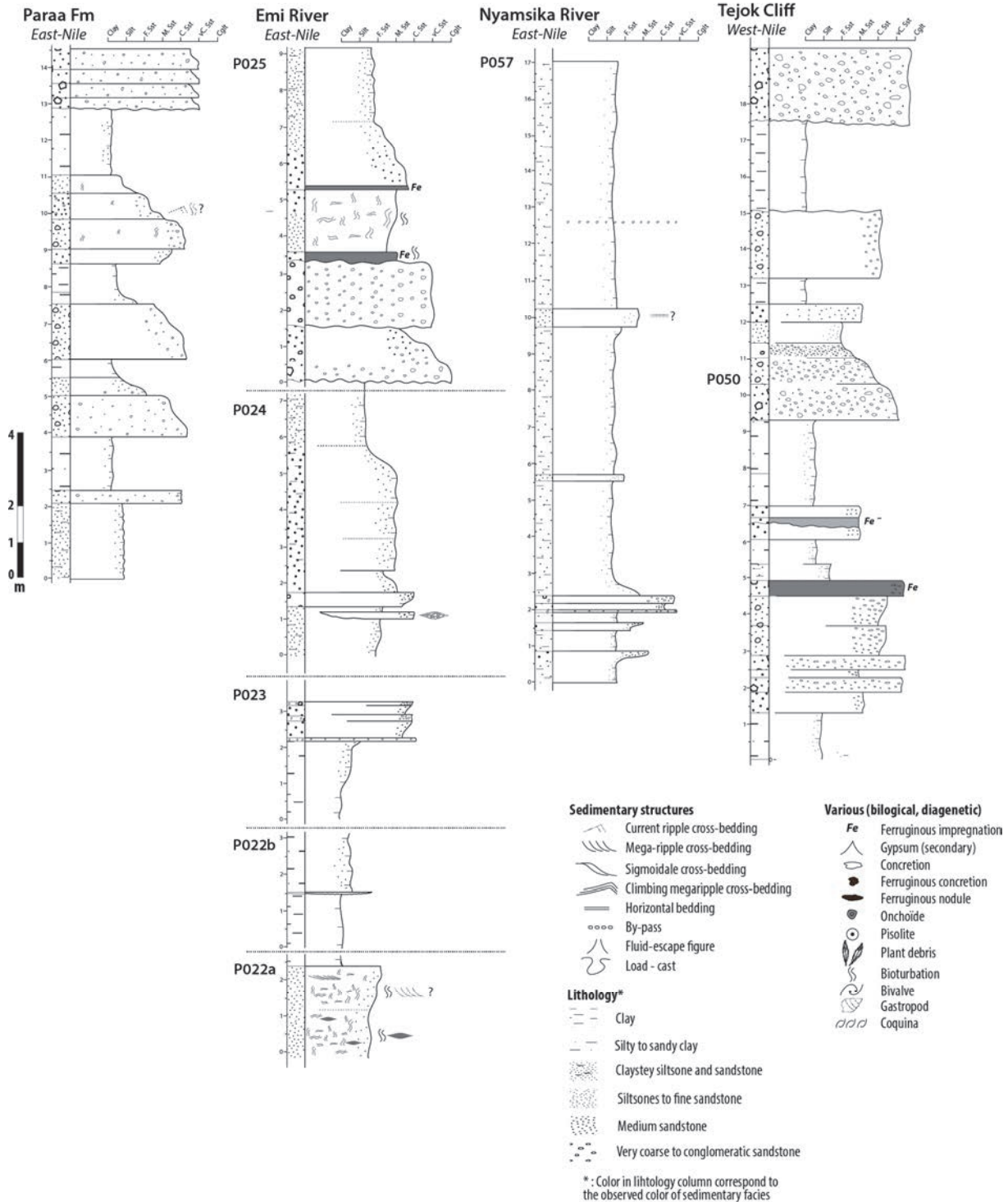
ANNEXE 2.6b : Coupes sédimentologiques de la Formation Warwire (terrasse de Kaiso-Tonya) (2/2)

KAISO-TONYA FLAT WARWIRE FORMATION VERTICAL SECTIONS (4 - 5 Ma) (2)



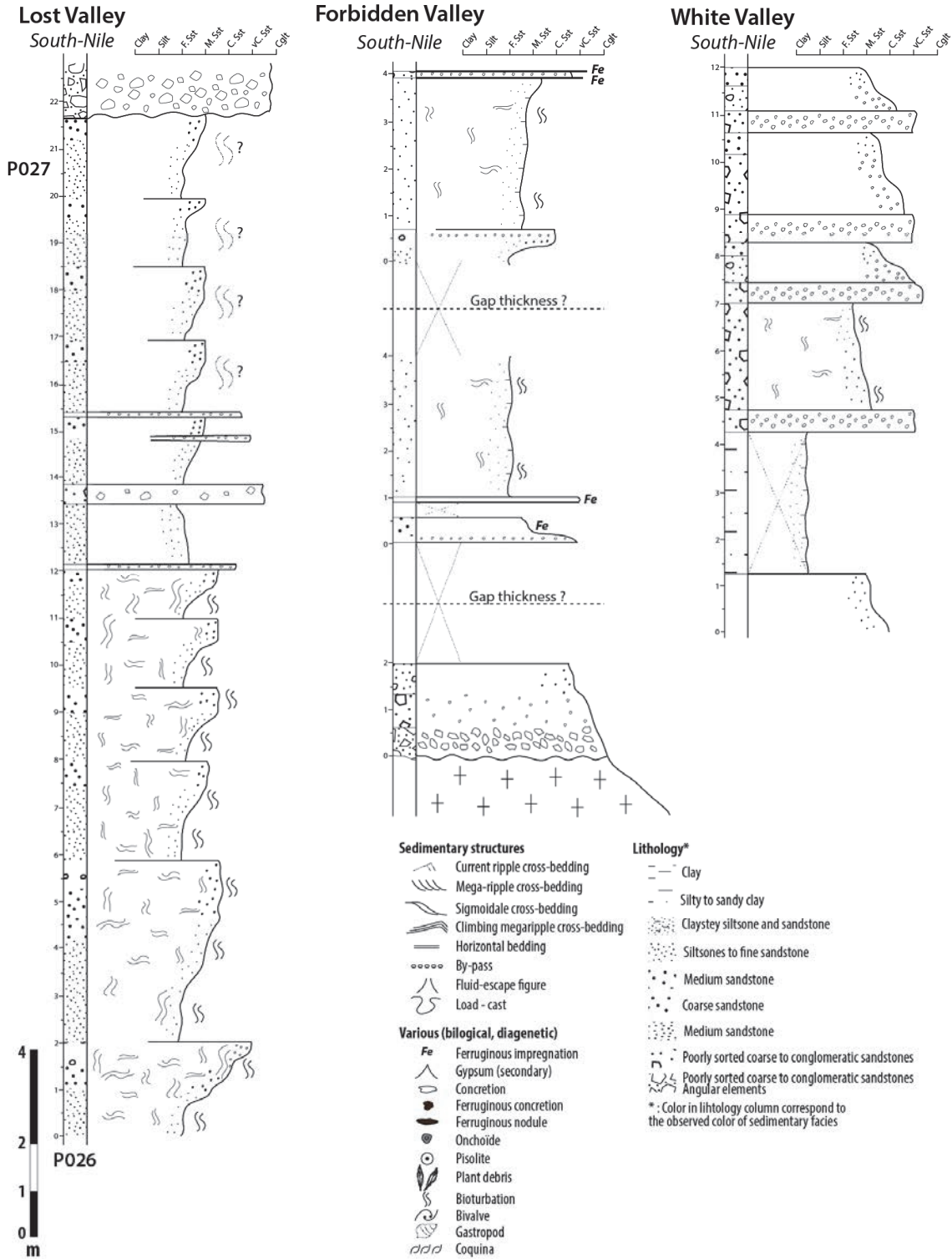
ANNEXE 2.7 : Coupes sédimentologiques mesurées à l'est du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert)

NORTHERN LAKE ALBERT AREA EAST-NILE VERTICAL SECTIONS



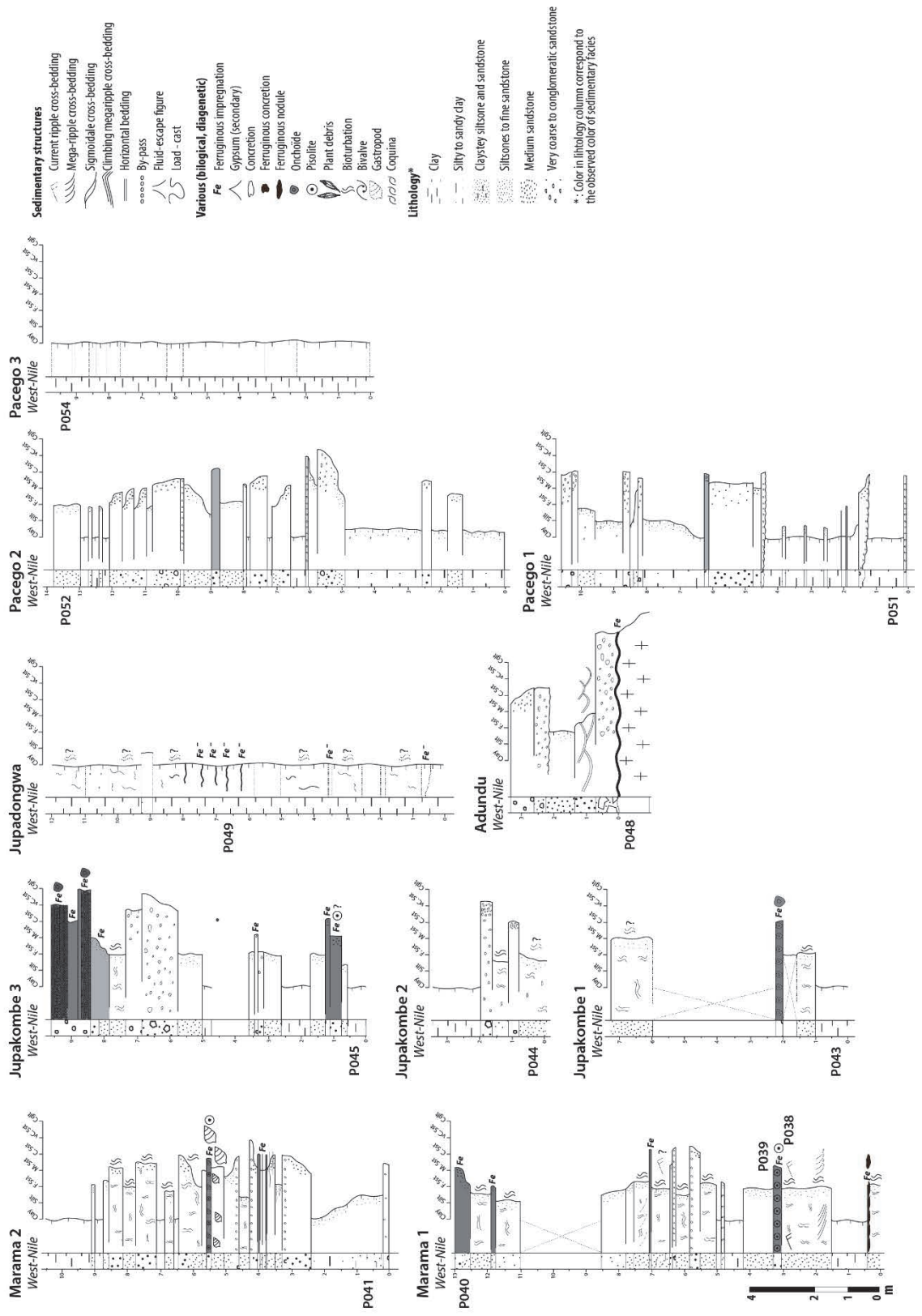
ANNEXE 2.8 : Coupes sédimentologiques mesurées au nord-est du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert)

NORTHERN LAKE ALBERT AREA SOUTH-NILE VERTICAL SECTIONS



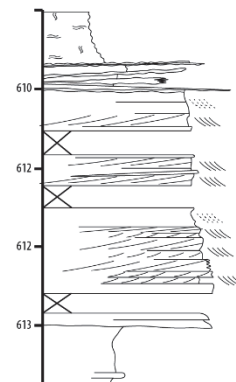
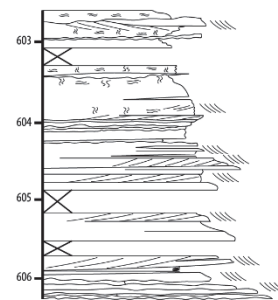
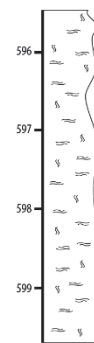
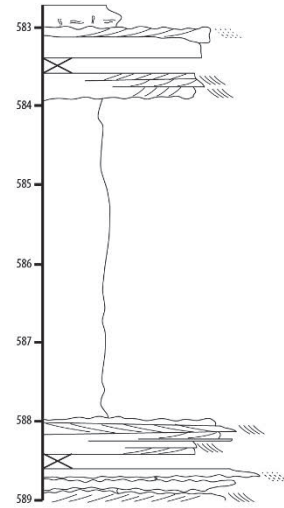
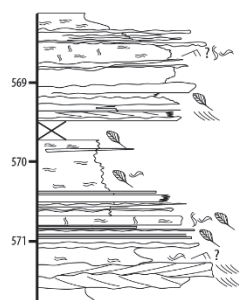
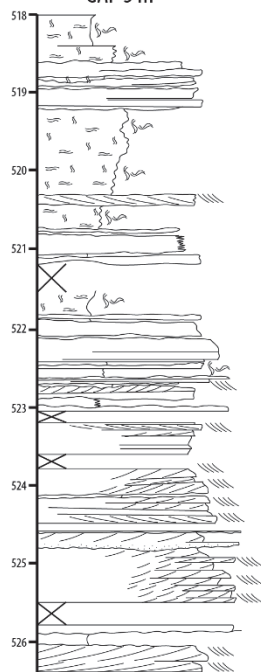
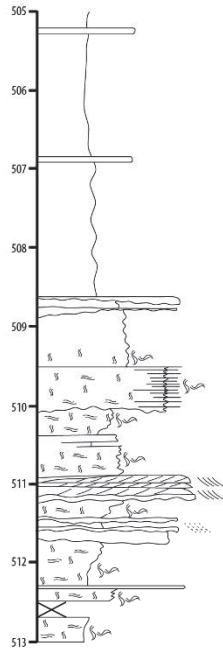
ANNEXE 2.9 : Coupes sédimentologiques mesurées à l'ouest du Nil (secteur du Nil Albert, au nord du Lac Albert)

NORTHERN LAKE ALBERT AREA WEST-NILE VERTICAL SECTIONS

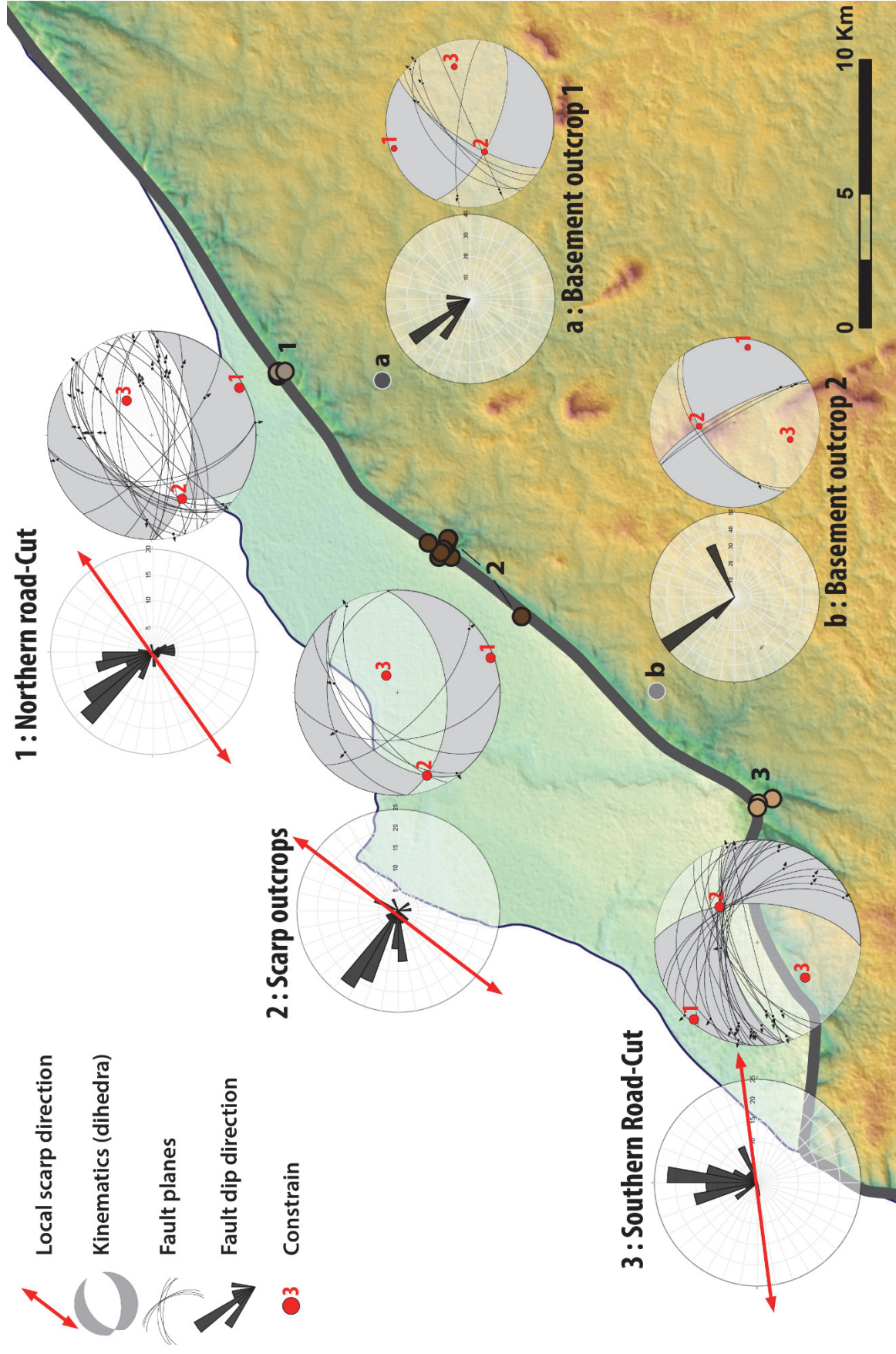


ANNEXE 2.10 : Coupe sédimentologique d'un puits carotté localisé au nord-est du Lac Albert

NORTHEASTERN ALBERT AREA WELL SECTION (MIDDLE-UPPER MIOCENE)

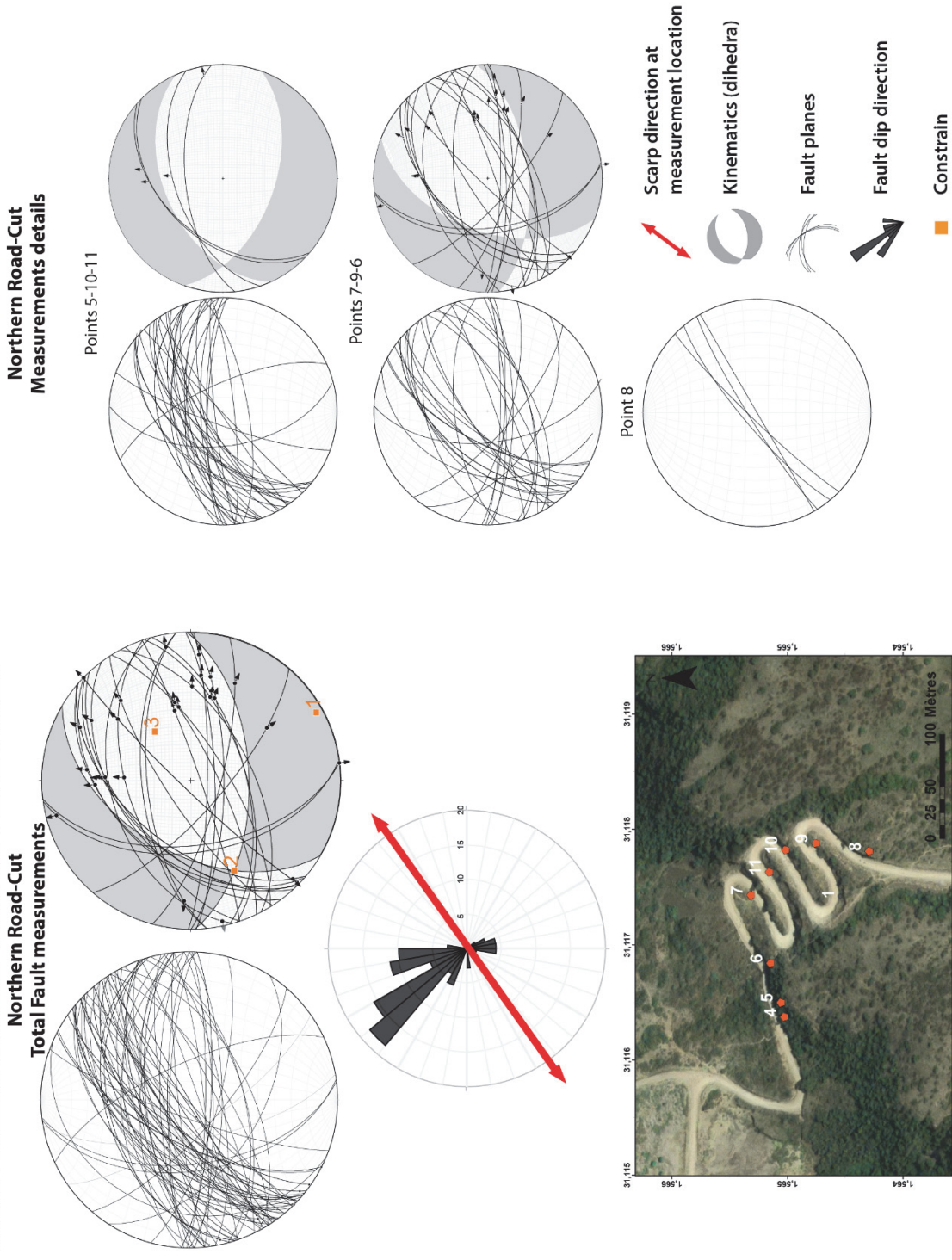


ANNEXE 3.1 : Planche synthétisant les mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terasse de Kaiso-Tonya)



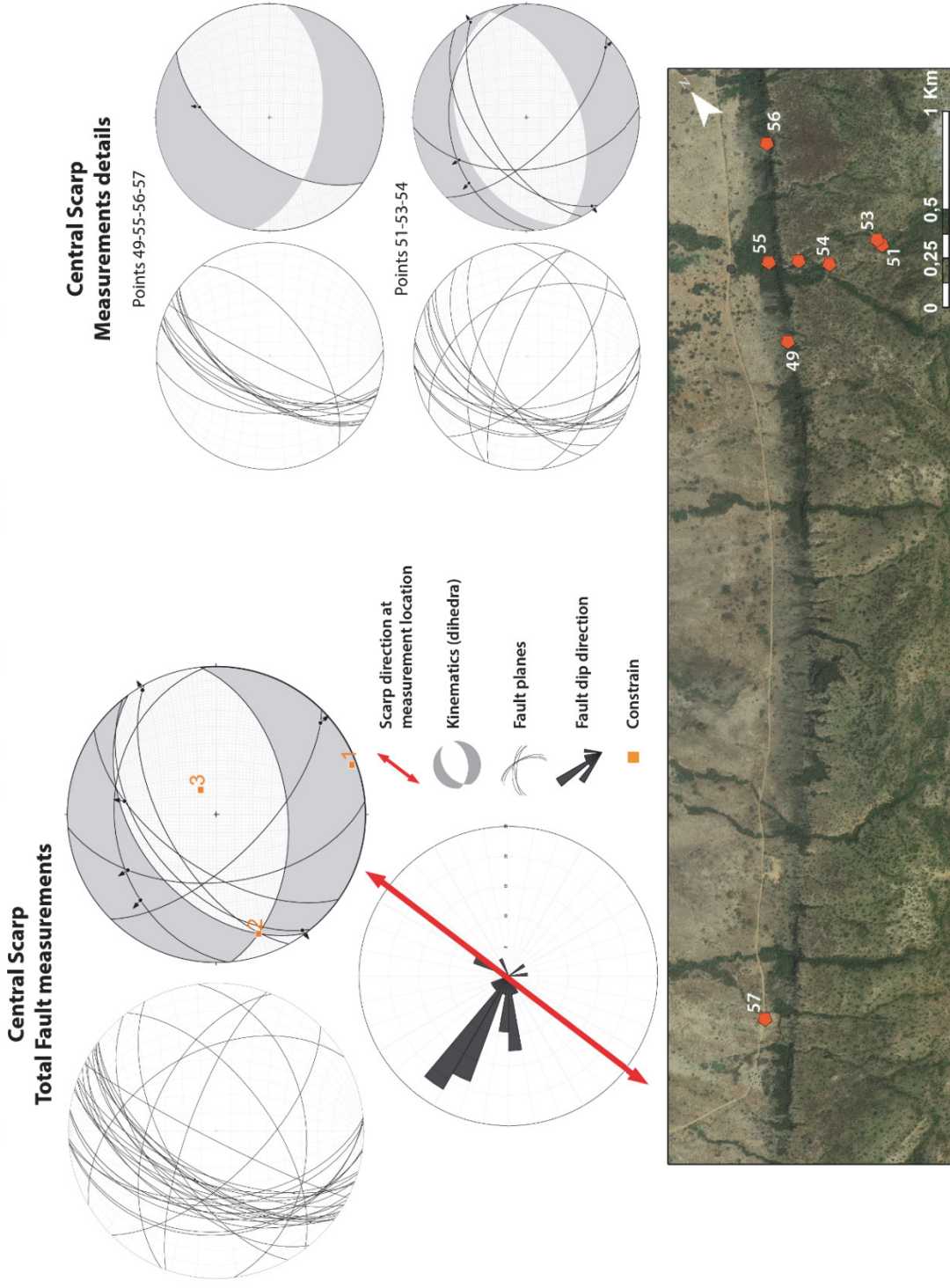
ANNEXE 3.2 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie nord)

**1 - LAKE ALBERT RIFT ESCARPMENT FAULTS MEASUREMENTS :
NORTHERN KAISO-TONYA FLAT AREA**



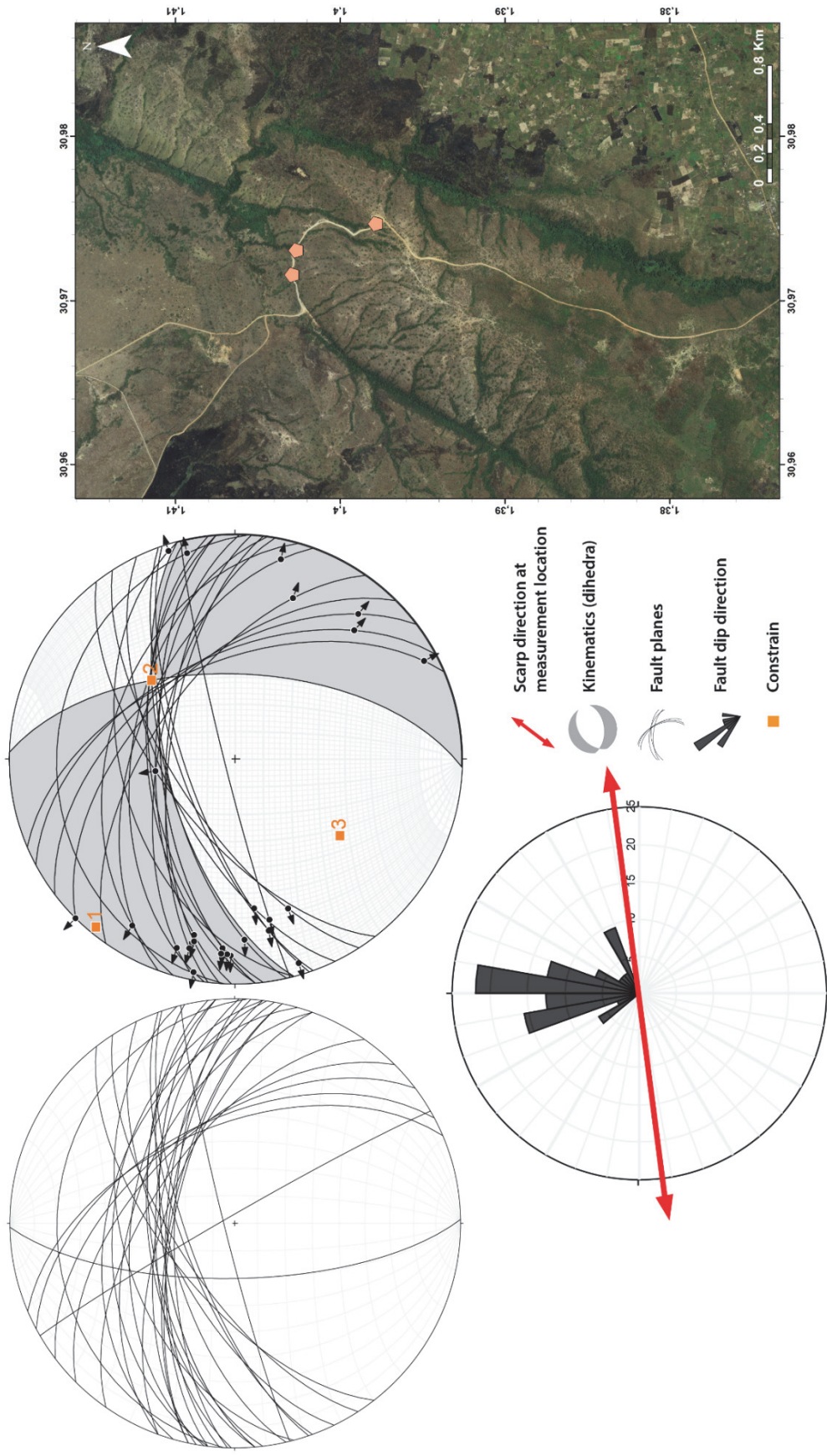
ANNEXE 3.3 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie centrale)

2 - LAKE ALBERT RIFT ESCARPMENT FAULTS MEASUREMENTS : CENTRAL KAISO-TONYA FLAT AREA



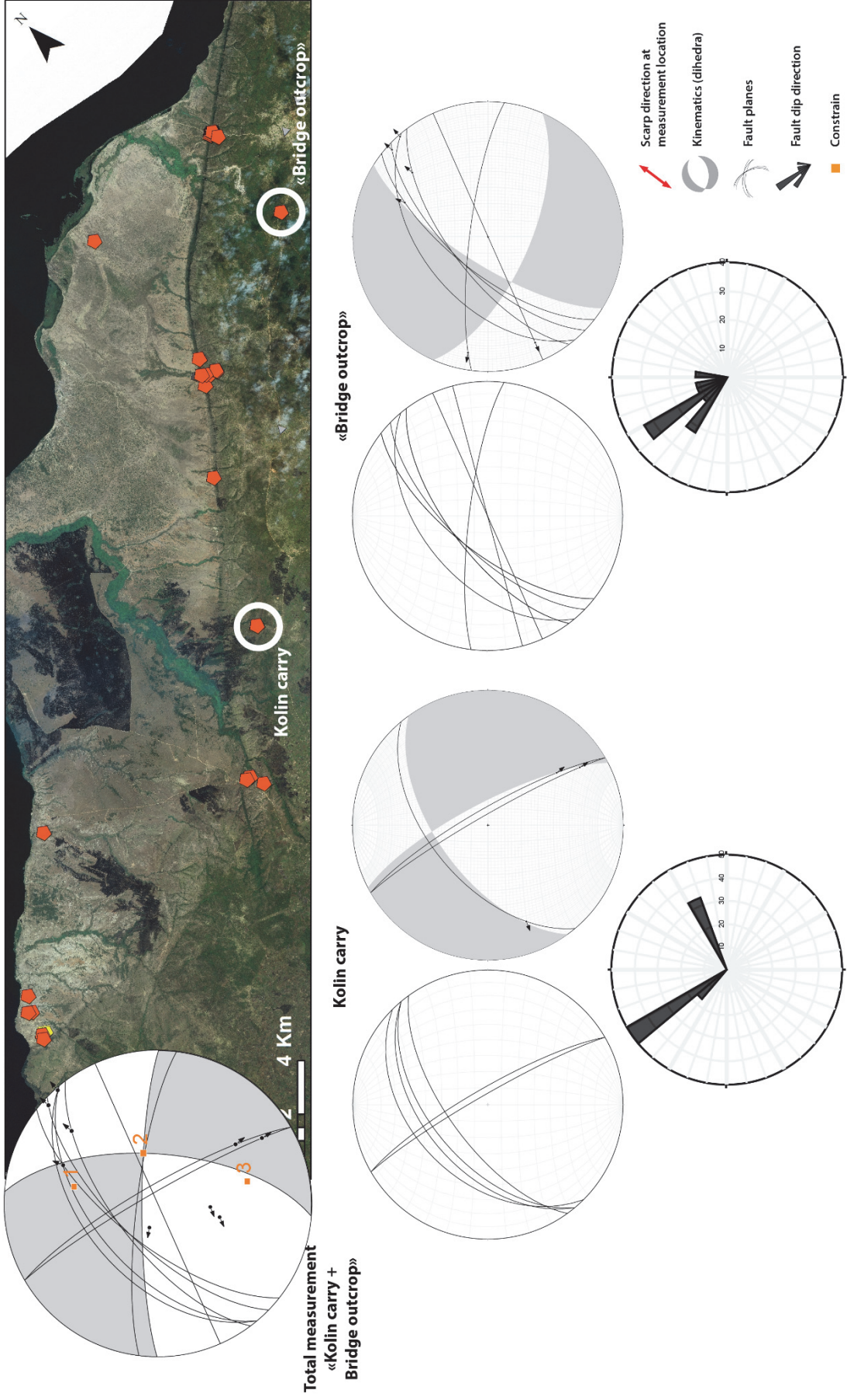
ANNEXE 3.4 : Mesures microstructurales réalisées le long de l'escarpement ougandais (terrasse de Kaiso-Tonya, partie sud)

3 - LAKE ALBERT RIFT ESCARPMENT FAULTS MEASUREMENTS : SOUTHERN KAISO-TONYA FLAT AREA



ANNEXE 3.5 : Mesures microstructurales réalisées en amont de la terrasse de Kaiso-Tonya

A/B - BASEMENT FAULT MEASUREMENTS



ANNEXE 3.6 : Détails (par puits) des mesures d'accommodations et de taux d'accommodation

ACCOMMODATION AND ACCOMMODATION RATES CALCULATION

