



HAL
open science

La phase d'hyperextension (Sag) du rift de l'Océan Atlantique sud au Congo : milieux de dépôt, provenance des sédiments et paléoreliefs

Sage Paterne Chandrich Kebi-Tsoumou

► To cite this version:

Sage Paterne Chandrich Kebi-Tsoumou. La phase d'hyperextension (Sag) du rift de l'Océan Atlantique sud au Congo : milieux de dépôt, provenance des sédiments et paléoreliefs. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2018. Français. NNT : 2018REN1B056 . tel-02165971

HAL Id: tel-02165971

<https://theses.hal.science/tel-02165971v1>

Submitted on 26 Jun 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.

RESUME

Le propos de cette thèse est d'étudier le rift de l'Atlantique sud au Congo, en se focalisant sur (1) la dynamique des reliefs amont du rift (les épaulements de rift), (2) l'architecture stratigraphique du remplissage sédimentaire et (3) le routage sédimentaire ante- à syn-rift.

L'étude de terrain a permis de reconstituer la géométrie des paléovallées, le cadre sédimentaire et stratigraphique du remplissage sédimentaire et de discuter des implications géodynamiques de ces paleovalleys en termes de dynamique du rift et de contrôle des systèmes sédimentaires. Ces paléovallées ont été incisées dans le substratum précambrien du Mayombe par des rivières alluviales pendant la phase d'étirement du rifting et remplies par des sédiments d'âge Aptien moyen de la Formation de Chéla. Le remplissage sédimentaire de ces paléovallées consiste en des faciès gravitaires sousaquatiques interdigités dans les argiles lacustres riches en matière organique, recouvrant en discordante le socle Précambrien du Mayombe. Ces dépôts s'organisent en une séquence transgressive, caractérisée par l'empilement des séquences élémentaires de type finning-up .

L'analyse sédimentologique de carottes a permis de caractériser les environnements de dépôts des Formations de Pointe-Noire, Pointe-indienne et de Chéla, correspondant à la phase d'hyperextension (sag) de l'évolution du rift.

- La Formation de Pointe-Noire d'âge Barrémien moyen est constituée des faciès gravitaires de cônes sous-lacustres profonds à dominance argileux et riches en matière organique dans lesquels s'intercalent localement des faciès carbonatés de plate-forme peu profonde et gravitaires resédimentés du membre de Toca, accumulés au cours d'une importante transgression associée à un événement anoxique général.

- La Formation de Pointe-indienne d'âge Barrémien supérieur à Aptien inférieur est caractérisée par variations latérales et verticales de faciès. Elle comprend des faciès gravitaires grésos-argileux (membre Mengo) de cônes sous-lacustres profonds, surmontés par des faciès mixtes silicoclastiques et carbonatés de rampe interne à moyenne dominée par des vagues de tempêtes (Membre des Argiles vertes) passant progressivement vers le haut à des faciès deltaïques de Tchibota.

- La formation de Chéla d'âge Aptien moyen se caractérise par des variations latérales et verticales de faciès. Elle comprend des faciès sous-aquatiques de delta alluvionnaire passant latéralement aux faciès gravitaires sous-lacustres, suivi par des faciès de baies mixtes lacustres -marine, surmontés par des faciès de sabkha (membre Vembo) recouverts par les évaporites de Loémé. Les faciès de sabkha au sommet de la Formation de Chéla témoignent d'une incursion marine avant la mise en place des évaporites.

Les corrélations stratigraphiques entre puits ont permis de subdiviser la succession sédimentaire de la phase d'hyper-extension (sag) en trois principales séquences de dépôt montrant respectivement des tendances rétrogradante, progradante et rétrogradante.

La datation des zircons et apatites détritiques a permis de reconstituer le routage sédimentaire ante- à syn-rift et l'évolution de reliefs en amont du rift. Les résultats montrent des changements spatio-temporels de sources de sédiments et deux régions de provenance de sédiments.

- Les sédiments ante-rift (Formation de Vandji) d'âge Berriasien proviennent des sources lointaines, confirmant l'existence d'un système pre-rift – et donc d'un bassin antérieur au système rift du segment central de l'Atlantique sud, alimenté de l'ouest à sud-ouest par des sources angolaise et brésilienne.

- Les sédiments syn-rift (Formation de Djéno) d'âge Barremien inférieur et Sag (Formation de Chéla) d'âge Aptien moyen proviennent des sources locales (massif du Mayombe), ce qui implique un changement majeur de sources et de reliefs entre les phases pre-rift et syn-rift et l'existence des reliefs en amont de la faille bordière pendant les phases d'étirement et d'hyper-extension du rift.

ABSTRACT

The purpose of this thesis was to study the South Atlantic rift system in Congo by focusing on (1) the dynamic of the upstream paleoreliefs (rift shoulders), (2) the stratigraphic architecture and (3) sediment routing of the pre to syn-rift sedimentary infilling.

Detailed field mapping allows to characterize the geometry of the incised valleys, sedimentary environments of their sediment infilling and to discuss the geodynamic implications of these incised valleys in terms of rift dynamic and control of sedimentary systems. These incised valleys were cut through the Precambrian Mayombe basement by alluvial processes shaping pediments during the stretching period of the rift and filled with middle Aptian siliciclastic sediments of the Chéla formation. The sediment filling consists of flood-generated sublacustrine gravity flow deposits interbedded with organic-rich lacustrine shales, overlying unconformably the basement. These deposits are organized into an overall transgressive depositional sequence, characterized by stacked of elementary fining upward facies sequences.

Detailed facies analysis of cores permits to determine the sedimentary environments of the Pointe-Noire, Pointe-Indienne and Chéla Formation, developed during the hyper-extended (sag) rift phase.

- The middle Barremian Pointe-Noire Formation consists of organic-rich shale-prone deep-lacustrine fan facies intertonguing locally with shallow-water platform carbonate facies and gravity-flow resedimented carbonate facies of the Toca Member that were deposited in an anoxic deep-lake.

- The Late Barremian–early Aptian Pointe-Indienne Formation is characterized by facies heterogeneity. This Formation consists of sand-rich sublacustrine-fan gravity facies of Mengo member overlain by storm influenced mixed siliciclastic-carbonate ramp facies (Argiles vertes Member) passing upward to deltaic facies of Tchibota member.

- The middle Aptian Chéla Formation represents a widespread transgressive unit, characterized by lateral and vertical changes in facies and a variety of depositional environments. It is made up of interbedded coarse-grained alluvial bedload facies and sub-lacustrine gravity facies at the base, overlain by lacustrine-marine mixed bay facies passing upward to sabkha facies, which in turn are capped by evaporites of the Loémé Formation. The sabkha facies records the late middle Aptian marine transgression on the Congo basin prior to the deposition of Upper Aptian evaporites of Loémé Formation.

Well-log stratigraphic correlations permit subdivision of the middle Barremian to middle Aptian syn-hyper-extended rift-related deposits into three major depositional sequences that display retrogradation, progradation, and retrogradation stacking pattern, respectively.

Detrital zircon and apatite provenance analyses provide a better understanding of sediment routing systems of the pre to syn-rift infilling, and paleorelief and tectonic evolutions during the Early Cretaceous times. The results show changes in sediment provenances and two different source areas.

- The Berriasian-Valanginian Pre-rift sediments of the Vandji Formation were derived from multiple and relatively distant source areas, located either in the South America and southern of Africa plate, thus supporting the existence of large intracratonic basin prior to the rifting, fed by prominent large-scale drainage system. located toward the southwest.

- In contrast to the Pre-rift sediments, the Barremian syn-stretched rift sediments of the Djeno Formation and the Aptian syn- hyper-extended rift sediments of the Chéla Formation were derived from adjacent Precambrian Mayombe belt that underwent phases of tectonic uplift during the rifting. Consequently, this implies an abrupt change in sediment provenance and relief between the pre-rift phase and the Syn-rift phase and indicate the persistence of local sources, i.e. from rift shoulders, from the stretching rift phase to the hyper-extended (sag) rift phase.

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été menée au laboratoire Géosciences Rennes (UMR 6118) de l'université de Rennes 1. Elle a été initiée et financée par la société Total E&P Congo.

Je tiens à remercier en premier lieu la direction de Géosciences de Total E&P Congo pour le support financier et pour la fourniture des documents et des données de subsurfaces ayant servis à la réalisation de ce travail de thèse. Je souhaite ici exprimer toute ma gratitude à Jean-Marc Feroul et Jean-Marc Rodriguez qui, en tant que directeurs de la division Géosciences de Total E&P Congo, m'ont octroyé une bourse d'étude, ce qui m'a permis de poursuivre mes études supérieures en France et de mener à bien cette thèse. Je tiens également à remercier vivement Jacques Durand qui a joué un rôle déterminant dans ma sélection, en vue de bénéficier cette bourse d'étude, m'a orienté vers la géologie de bassins et mis en contact avec l'université de Rennes1. Je tiens à remercier très sincèrement les membres du jury, notamment Jean-Yves Reynaud et Mathieu Schuster d'avoir accepté d'être rapporteurs et pour avoir accepté de participer au jury. C'est pour moi un grand honneur que le professeur Jean-Yves Reynaud ait accepté de préciser mon jury de thèse. Qu'il soit une fois de plus remercié. Je remercie également le Professeur Michel Guiraud et Sophie Leleu qui, en tant que examinateurs, ont accepté de juger mon travail et ont participé aux discussions. Leurs commentaires instructifs et suggestions constructives ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Je souhaite remercier toutes les personnes, tant à l'université de Rennes1 que chez Total, qui ont contribué à la réussite de cette thèse.

Mes remerciements vont tout d'abord à mes directeurs de thèse pour m'avoir guidé et encadré pendant ces années de thèse. Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à François Guillocheau et Cécile Robin pour m'avoir accueilli à Géosciences Rennes et pour avoir partagé leurs connaissances et leurs expériences en géologie de bassin. Ils ont, par leurs conseils et leur participation active au laboratoire et sur le terrain, contribué au bon déroulement et à l'aboutissement de cette thèse. Je suis très reconnaissant vis-à-vis de François Guillocheau qui, malgré mon passif de de Géologue Structuraliste en domaine de socle, m'a proposé ce sujet de thèse si enrichissant et m'a permis d'acquérir des connaissances et des compétences en géologie de bassin.

Un grand merci à Julien Bailleul qui, en tant que co-diriger, a participé à l'encadrement de cette thèse en m'accompagnant sur le terrain et m'a généreusement partagé ses connaissances sur la tectonique de bassin et sur la sédimentologie. Ses orientations et ses remarques constructives m'ont été d'un grand apport.

Je remercie Monsieur Yannick Outreman, Professeur à l'université de Rennes1, qui m'avait accordé une inscription à l'université de Rennes1 et s'est personnellement impliqué comme tuteur dans le suivi de l'avancement de la rédaction de ce mémoire de thèse.

Je voudrais ici exprimer ma reconnaissance envers les responsables, collaborateurs et collaboratrices de la société Total qui m'ont accueilli lors de mes passages à Pointe-Noire et à Pau et m'ont apporté leur soutien. Mes remerciements vont tout particulièrement à Vincent Delhaye-Prat, ancien chef de département exploration Total E&P Congo, qui a suivi ce projet de thèse depuis sa genèse jusqu'à son aboutissement et s'est personnellement impliqué dans sa réalisation ainsi que dans la rédaction de ce mémoire. Tu m'as soutenu et conseillé tout au long de ma thèse et fait preuve d'une grande sympathie. Je n'aurais pas finalisé cette thèse si tu n'avais pas été là. Merci encore pour les efforts que tu as déployés pour me permettre de

mener à bien ce travail de thèse en me facilitant l'accès aux données de subsurface, pour m'avoir initié à la description de carottes et pour m'avoir généreusement partagé tes connaissances de la géologie du bassin côtier congolais et ton expérience en géologie d'une manière générale. J'ai grandement apprécié ta disponibilité, ta générosité et tes judicieux conseils.

Je tiens à remercier profondément Jacques-Antoine Dal, Alexis Capron, Cédric Mabile, Laurent Schulbaum, Lise Salles, Marc-Olivier Spencer et Alphonse Nouanissa pour leur aide précieuse dans l'organisation des missions de terrain et dans l'acheminement des échantillons vers Rennes. Ils m'ont assuré de leur constant soutien pendant mes séjours à Pointe-Noire.

J'adresse mes profonds remerciements à Victor Tchicaya, Alain Massamba ainsi que l'ensemble de leurs collaborateurs pour m'avoir accordé toutes les facilités lors de mes multiples séances de description de carotte à la carothèque de KM4 à Pointe-Noire.

Un énorme merci à Thescia ANGA, secrétaire du directeur de la division Géosciences de Total E&P Congo, que j'ai souvent sollicité pour les démarches de demande de visa pour mes encadreurs et dans l'organisation des missions de terrain.

Mes remerciements vont également à Maëlle Maisonneuve, Christine Tiefenbach, Sagesse-Divine Missongo Dziengue, Virginie Loembe et Johce Bakala pour leur rôle dans la gestion de ma bourse d'étude.

Je remercie vivement tous mes amis et collègues de la division Géosciences de Total E&P Congo, notamment Neil Jessy Joyce Ntouadi Kibini, Elodie Mouloundou, Jean Jacques Ntsakala, Eyelegoyi Itoua, Francia Sossign, NZAMBI Arnaud et Sara Ange MPAKOU qui m'ont toujours réservé un accueil chaleureux pendant mes séjours à Pointe-Noire et ont été généreux de leur temps. Ils m'ont facilité l'accès aux données de subsurfaces et m'ont efficacement aidé dans la préparation des missions de terrain. Plus particulièrement, je remercie Lycha BOKATOLA LIBOKO pour m'avoir accompagné sur le terrain et pour son esprit d'équipe.

Ce travail de thèse s'appuie en partie sur les récents travaux menés par les étudiants de la Salle Beauvais, notamment Prosper Kikola, Florian OBRY, Rémy Hautier et Luis Fernando Calle Benavides, qui ont précisé le cadre paléogéographique des séries antésalifères du bassin côtier. Je les remercie vivement. Par ailleurs, Prosper Kikola, avec qui j'ai eu l'occasion d'échanger et de discuter de mes résultats, a bien voulu partager ses connaissances et expériences en géologie du bassin. Je voudrais une fois de plus lui exprimer mes sincères remerciements et ma profonde gratitude.

L'étude de terrain présentée dans le chapitre III de ce manuscrit constitue une excroissance des levés cartographiques réalisés par le BRGM dans le cadre du programme national de cartographie géologique du Congo financés par la société Total E&P Congo. J'adresse mes remerciements à Yannick Callec, ancien directeur de la succursale BRGM-Congo, pour m'avoir offert l'opportunité de réaliser mon stage Master II en 2012 au sien ses équipes de terrain et de participer à ce projet de cartographie. Bien que cette thèse ait marqué une coupure dans ma formation initiale, une partie de moi reste forcément dans la Chaîne Mayombe et dans le massif du Chaillu en raison du grand tournant que ce projet a marqué pour la suite de mes études. Je te suis grandement reconnaissant pour m'avoir mis en rapport avec la société Total E&P Congo et surtout pour m'avoir aidé pour la description de carotte et dans l'organisation des missions de terrains. Par ailleurs, tu as bien voulu faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens également à remercier les géologues du Brgm ayant pris part à ce projet de cartographie, notamment Thomas Fullgraf et Eric Gloaguen, avec qui j'ai eu la chance de travailler pendant mon stage de master et qui ont su me transmettre la passion de la géologie terrain. J'ai gardé de bons souvenirs de cette grande aventure dans le Mayombe qui restera sans doute la plus marquante de mes expériences en géologie. En parlant du terrain, Je suis tout particulièrement reconnaissant à Gabriel Matondo Ngouala qui m'a accompagné lors de mes missions de terrain et a fait en sorte que je puisse travailler dans un climat chaleureux. Je tiens vivement à te remercier pour ton appui logistique, ton enthousiasme, ta bonne humeur ainsi que pour ton aide active sur le terrain. Ces missions resteront de super souvenirs. J'ai grandement apprécié ton invitation à diner, ce qui m'a permis de rencontrer ta merveille famille.

J'adresse mes remerciements à Charles et Joseph qui ont souvent abandonné leurs activités du quotidien pour m'accompagner sur le terrain. Ils m'ont aidé à localiser des nombreux affleurements des séries crétacées qui étaient jusqu'ici non cartographiés. J'ai également une pensée aux habitants des villages Doumanga, Billanga Nkougni, Cacao et Banga qui nous ont toujours chaleureusement accueillis. Je les remercie pour leur assistance et pour avoir fait en sorte que je puisse travailler dans un climat chaleureux. Je tiens également à remercier Jean-Baptiste, propriétaire de l'hôtel de Bilinga où nous avons séjourné lors de nos missions de terrain, ainsi que Kalounga, de leur accueil et de leur hospitalité chaleureuse.

Je profite de cette occasion pour exprimer ma gratitude au personnel du laboratoire de Géosciences Rennes et de l' OSUR de Rennes qui m'ont rendu de nombreux services et ont créé une atmosphère favorable à un travail efficace .

Je profite de cette occasion pour exprimer ma gratitude au personnel du laboratoire de Géosciences Rennes et de l' OSUR de Rennes qui m'ont rendu de nombreux services et ont créé une atmosphère favorable à un travail efficace .

Je tiens à remercier vivement et chaleureusement Céline Ducassou qui a mis beaucoup d'attention à m'aider à la réalisation des analyses géochronologiques et à la rédaction du chapitre III de ce manuscrit. Merci pour m'avoir initié à la géochronologie et au traçage des sources de sédiments.

Un grand merci à Mark Poujol et Nathan Cogné pour leur aide très efficace à la réalisation des analyses géochronologiques et pour avoir participé à la rédaction du chapitre II de ce manuscrit. Je remercie également Nathan Hallot et Yann Lepagnet qui se sont occupés respectivement du broyage des roches et de la séparation des minéraux lourds.

Mes remerciements vont également à Sylvie Bourquin (Responsable de l'équipe Paléo2D), Olivier Dauteuil (Directeur de Géosciences Rennes) et Annick Chauvin pour leurs soutiens et leurs encouragements dans le moment les plus difficile pendant la rédaction de ce manuscrit. Olivier Dauteuil a bien voulu m'aider à préparer ma présentation .

Je tiens également à remercier les secrétaires et gestionnaires de Géosciences Rennes et de l' OSUR de l'université de Rennes, notamment Stéphanie de Verbigier et Sofia Mssassi pour leur patience et leur aide dans la gestion de mon budget de thèse et dans l'organisation de mes voyages.

Un immense merci aux collègues doctorants de Géosciences Rennes, notamment Guillaume Baby, Simon Brendan, , Paul Bessin, Antoine Delaunay, Rubi Romain, ainsi qu'à mes collègues de bureau Justine Briais, Roman CHELALOU, Jean-Pierre Ponte et Mathilde Mercuzot pour leur accueil chaleureux au sein du laboratoire, leur soutien et pour tous les moments que nous avons partagés.

Je remercie particulièrement Vicky Bouenitela qui m'a accueilli à mon arrivée à Rennes, a facilité mon adaptation et qui m'a accompagné pendant ces quatre années. Je suis grandement reconnaissant de ton soutien moral dans les moments les plus délicats, tes encouragements et ta précieuse contribution scientifique. J'ai eu la chance de partager la même zone d'étude avec toi, de travailler sur le terrain en ta compagnie et je dois dire que tes données et tes résultats m'ont également servi pour mener à bien ma thèse. J'ai également une pensée à ton fils Jeremy, comme il le dit souvent mon ami, mon copain et mon pote, à qui je souhaite bonheur. Je me souviendrais des nombreuses activités-extraprofessionnelles et des bons moments que nous avons partagés durant ces cinq années.

Je remercie de mon cœur tous mes plus proches et meilleurs amis: Raude Moussounda Diela et Roll Ghevy Poaty pour m'avoir soutenu depuis le lycée Victor Augagneur de Pointe-Noire jusque pendant ces années. Je serai éternellement reconnaissant de vos encouragements et j'éprouve une chance inouïe de vous avoir comme amis. C'est si bon et rassurant de savoir que vous êtes toujours présent à mes côtés.

Je ne saurais trop remercier mon ami Arnold Nimy qui, depuis Marseille, m'a souvent orienté et soutenu. Merci infiniment pour ton soutien et pour ton invitation à Marseille.

À mes anciens collègues de l'université Marien Ngouabi et du lycée, du collège et même ceux de l'école primaire, notamment Yannick Nguelet, Cheneder Mavoungou, Horal Mouila et Rita Ndangani, Prince Pandi, et Laresen Bemé, qui m'ont souvent envoyé des messages d'encouragement et de soutien. Qu'ils en soient tous vivement remerciés.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance envers mes compatriotes congolais ainsi que tous mes camarades africains que j'ai rencontré en France, notamment Darel Passi, Vanessa Elongo, Moustapha, Desiré, Colombe Mousoungou et Destiné Kaya qui ont facilité mon adaptation et m'ont apporté leur soutien moral. Je tiens à vous dire combien j'ai été heureux d'avoir passé ces cinq années en votre compagnie.

Un merci spécial à Durand Badienguissa, sa femme Francette Kaya et leurs deux enfants Berney et Lucas pour avoir facilité mon adaptation à Rennes et pour tous les bons moments que nous avons partagés ensemble.

Je ne pourrais finir ces remerciements sans penser aux membres de ma famille. Qu'ils trouvent, ici, l'aboutissement de leurs efforts ainsi que l'expression de ma plus affectueuse gratitude.

Mes plus profonds remerciements vont à mon père Jean-Claude Tsoumou qui m'a soutenu à tous les niveaux de mes études, au-delà de sa force et de ses moyens. Je ne te remercierais jamais assez pour tout ce que tu as fait pour moi et pour ton amour qui m'a été essentiel durant ces années.

Je souhaite ici exprimer ma gratitude à celui que je considère comme mon deuxième père, mon oncle Alain Makosso, qui m'a recueilli à Pointe-Noire après la disparition tragique de mon tuteur. Je te remercie sincèrement pour ton soutien inconditionnel pendant cette période difficile de ma vie, ainsi que pour tes conseils. J'ai grandement apprécié ton encadrement en mathématiques et sciences physiques qui m'a permis de passer mes examens de PEPC et de BAC en toute sérénité.

Je souhaite également remercier mon oncle Achille Makosso pour avoir partagé ta bonne humeur, ta joie de vivre et pour tous les bons moments que nous avons partagés pendant mes séjours à Pointe-Noire.

Je remercie vivement mon oncle Aimé Kebi, mon cousin Progrès Kebi ainsi que ma cousine adorée Varia Kebi pour m'avoir accueilli à Brazzaville et pour m'avoir soutenu pendant toutes les années passées à l'université de Marien Ngouabi.

Je remercie très chaleureusement à ma tante Paulette Kebi, ainsi qu'à ma grand-mère Philomène, pour leurs conseils, leurs soutiens et leurs prières.

Je tiens à remercier de tout mon cœur mon oncle Eloi NGuimbi et sa femme Haidé qui m'ont toujours soutenu, encouragé et aidé.

A mes frères Durel Nguimbi Tsoumou, Bargène Mouélé Tsoumou ainsi qu'à mes sœurs Ravelie Ngolé Tsoumou et Sarha Tsoumou qui ont appris à vivre et à grandir sans leur grand-frère et, j'imagine, ont souffert de mon absence pendant toutes ces années passées à voyager d'une ville à une autre. Je vous dédie ce mémoire en témoignage de ma profonde gratitude et en espérant qu'elle puisse vous servir d'exemple dans vos études.

Je dédie également ce mémoire à mes neuves et nièces à qui je souhaite beaucoup de bonheur.

Je voudrais pour terminer rendre hommage à ceux et celles qui nous ont quitté bien trop tôt, ma mère Eugenie Nguimbi, ma grande-sœur Titia Tsoumou, mon oncle Toussant Nguimbi ainsi que mes deux grands-pères Paul Kebi et Laurent Nguimbi, dont l'affection, l'amour et les précieux conseils constituent un legs précieux et des souvenirs que je garderais éternellement.

TABLE DE MATIERE

CHAPITRE I

LE RIFT DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD ET SON EXPRESSION SUR LA MARGE CONGOLAISE : BILAN DES CONNAISSANCES 25

I.1 . INTRODUCTION 25

I.2 . STRUCTURE DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD 25

I.2.1 . Les différents segments de l'Océan atlantique sud 25

I.2.2 Evolution cinématique de l'Océan atlantique sud 29

I.3 STRUCTURE DES MARGES ET MECANISMES DE L'EXTENSION DU SEGMENT CENTRAL DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD 33

I.3.1 Structure de la marge africaine du segment central de l'Océan atlantique sud 33

I.3.2 Chronologie et mécanismes de l'extension du segment central de l'Océan atlantique sud 36

I.3.2.1 Le scénario de G. Karner 38

I.3.2.2 Le scénario de G. Manatchal et G. Péron-Pinvidic 40

I.3.2.3 Le scénario de C. Clerc 45

I.3.2.4 Le scénario de R. Huismans 47

I.3.2.5 Bilan – interprétation de l'évolution du rift atlantique du Congo 49

I.4 LE RIFT DE LA MARGE CONGOLAISE 50

I.4.1 Les grandes entités morphologiques et géologiques 50

I.4.1.1 Nature du socle protérozoïque 52

I.4.1.2 Structure du rift du Congo 53

I.4.2 Le remplissage sédimentaire dans son contexte tectonique 60

I.4.2.1 La série pre-rift : Formation de Vandji-Lucula 60

I.4.2.2 La série syn-étirement : Formations de Sialivakou, Kakouala et Djéno 61

I.4.2.3 La série syn-hyperextension (sag) : Formations de Ponte-Noire, Pointe-Indienne et Chéla 64

I.4.2.4 La transition vers la marge passive : Formation de Loémé 67

CHAPITRE II:

SYN-RIFT INCISED VALLEYS (APTIAN) OF THE CONGO SOUTH ATLANTIC RIFT FILLED BY SUPERCRITICAL GRAVITY FLOWS: GEODYNAMIC IMPLICATIONS . 70

Abstract 70

II.1 Introduction 71

II.2 Geological setting and previous studies 72

II.2.1 The central segment of the South Atlantic Rift: geodynamic 72

II.2.2 2.2. The Atlantic Congo Rift: infilling history 76

II.2.3 The Early Cretaceous incised rivers of the Mayombe area 78

II.3 Methodology 78

II.4 Results: age of the sedimentary infilling - equivalence with the syn-rift deposits.....	79
II.5 Results: characterisation and geometry of incised valleys	80
II.5.1 Field data.....	80
II.5.2 . Interpretation: incised valleys	84
II.6 Results: sedimentary infilling - facies model	84
II.6.1 Facies description.....	84
II.6.2 Facies interpretation: depositional processes and sedimentary environment	92
II.7 Results: geometry of the sedimentary infilling.....	93
II.8 DISCUSSIONS	95
II.8.1 Age and mechanism of the incision	95
II.8.2 Toward a depositional model.....	96
II.8.3 Rift evolution implications	96
II.9 Conclusion	97
CHAPITRE III	111
The early cretaceous south atlantic rift along the congo margin: longitudinal vs. Lateral sediment supply based on the provenance of the detrital zircon and apatite u-th-pb geochronology – dynamic of the rift shoulders in a hyperextended rift	111
Abstract	111
III.1 INTRODUCTION.....	112
III.2 GEOLOGICAL SETTING	113
III.2.1 The South Atlantic Rift below the Congo Margin	113
III.2.1.1 Geodynamic setting	113
III.2.2 Possible sediment feeders of the rifts around the South Atlantic area	117
III.2.2.1 The Archean Craton.....	118
III.2.2.2 The Eburnean/ Transamazonian “polycyclic” Belt.....	118
III.2.2.3 The Pan-African/Brasiliano Belt.....	119
III.2.2.4 . The Late-Carboniferous to Permian (“Karoo”) Basins.....	120
III.3 Material and methods	123
III.3.1 Sample collection	123
III.3.2 Sample preparation and analysis	123
III.3.3 Zircon U-Th-Pb dating and data processing.....	124
III.3.4 Apatite U-Pb dating and data processing	125
III.4 Results	126
III.4.1 U- Pb zircon data	126
III.4.2 Apatite U-Pb data	130
III.5 Discussion	133
III.5.1 Sources of zircon and apatite detrital grains.....	133
III.5.1.1 Archean population (c. 3300-2500 Ma).....	133

III.5.1.2 . Paleoproterozoic populations (c. 2200-1800 Ma).....	133
III.5.1.3 Mesoproterozoic populations (c. 1600-1000 Ma).....	134
III.5.1.4 Early Neoproterozoic populations (c. 1000 – 750 Ma).....	135
III.5.1.5 Late Neoproterozoic to Ordovician population (c. 670–470 Ma).....	135
III.5.1.6 Carboniferous to Permian populations (c. 320-250 Ma)	136
III.5.1.7 Undatable apatites population.....	137
III.5.2 Identification of changes in provenance	137
III.5.2.1 The pre-rift Vandji Fm.....	137
III.5.2.2 Provenances of the Djéno Fm (stretched rift phase).....	139
III.5.2.3 The Aptian Chéla Fm (end hyper-extended rift/sag phase).....	141
III.5.3 The pre-rift basin: paleogeographic implications of the ca. 300-250 Ma and 670–470 Ma age groups	143
III.5.4 Topographic evolution of the rift shoulders	149
III.6 Conclusion.....	150
CHAPITRE IV :	
LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DE LA PHASE D’HYPER-EXTENSION (SAG) :	
MILIEUX DE DEPOTS ET ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE	
IV.1 I INTRODUCTION	172
IV.2 .DONNEES ET METHODES D’ETUDE	172
IV.2.1 Données disponibles.....	172
IV.2.1.1 . Les carottes	173
IV.2.1.2 .Les diagraphies	174
IV.2.1.3 La biostratigraphe	174
IV.2.2 Méthodes d’étude	174
IV.2.2.1 Sédimentologie de faciès	174
IV.2.2.2 . Stratigraphie séquentielle.....	175
IV.3 SEDIMENTOLOGIE DE FACIES : PROCESSUS ET MILIEU DE DEPOT	176
IV.3.1 Milieu de dépôt de la série ante-salifère de la période d’hyperextension (SAG)....	176
IV.3.2 . La Formation de Pointe-Noire.....	177
IV.3.3 La Formation de Toca	188
IV.3.3.1 Principaux faciès, association de faciès et processus dépôts.....	189
IV.3.3.2 Modèle de milieu de dépôt de la Formation de Toca	203
IV.3.4 Formation de Pointe-Indienne	203
IV.3.4.1 . Le Membre des Grès de Mengo	203
IV.3.4.1.1 Analyse de faciès, association de faciès et environnements de dépôt.....	203
IV.3.4.1.2 Modèle de milieu de dépôt du Membre de Mengo	216
IV.3.4.2 . Le Membre des Argiles vertes	216
IV.3.4.2.1 Faciès sédimentaires, association de faciès et environnement de dépôts.....	216

IV.3.4.2.2 Modèle de milieu de dépôt du Membre des Argiles vertes.....	223
IV.4 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE et CORELATION ENTRE PUITES.....	255
CHAPITRE V :	
DISCUSSION ET CONCLUSION.....	268
V.1 DYNAMIQUE DE L'EXTENSION ET REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE	268
V.2 DYNAMIQUE DES RELIEFS EN AMONT DU RIFT : ÉPAULEMENTS DE RIFTS	269
V.3 . ROUTAGE SEDIMENTAIRE ANTE A SYN-EXTENSION.....	270
V.4 ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DE LA PHASE D'HYPER-EXTENSION DU RIFT	271
ANNEXEIII.II.1 : TERA-WASSERBURG DIAGRAMS ZIRCONS	326
ANNEXE II.5: INSTRUMENTAL CONDITIONS ZIRCONS	329
ANNEXE II.6: INSTRUMENTAL CONDITIONS APATITES	331
ANNEXE II.7 : DATA ZIRCONS	333
ANNEXE II.8 : DATA APATITES.....	354

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Figure I. 1. Carte structurale de l’Océan atlantique sud (Moulin et al, 2010).....	27
Figure I. 2 : Les principaux bassins constituant les marges du segment central de l’Océan atlantique sud (Chaboureau et al, 2013).	28
Figure I. 3 : Reconstitution cinématique de l’Océan atlantique sud (Moulin et al, 2010). a : chron M7 (limite Hauterivien inférieur-supérieur – 132 Ma) ; b : limite Aptien-Albien.	31
Figure I. 4 : Reconstitution cinématique de l’Océan atlantique sud (Heine et al, 2013). a : chron M7 (limite Hauterivien inférieur-supérieur – 132 Ma) ; b : Aptien terminal (115 Ma).	32
Figure I. 5 : Carte crustale des anomalies gravimétriques (Bouguer) avec la localisation de la limite croûte océanique – croûte continentale et la limite amont de la croûte continentale étirée lors du rift (« hinge zone ») (Karner et al, 1997).	34
Figure I. 6 : Lignes de sismique réfraction acquise durant le projet Zaïango sur le delta du Congo (Contrucci et al, 2004). La ligne nord est située à la limite sud du Congo (RC). I : croûte continentale non amincie; II : croûte continentale amincie avec les plus fortes variations d’épaisseur ; III : zone de transition ; Iv : croûte océanique.....	35
Figure I. 7 : Relations déformation – remplissage sédimentaire pour le rift atlantique du Congo (Robert et Yapaoudjian, 1990).	37
Figure I. 8 : Modèle d’extension lithosphérique par cisaillement simple. A : représentation schématique du modèle ; B : expression topographique et paramètres du modèle ; c : réponse flexurale de la lithosphère à la diminution de charge de la croûte (Karner et al, 1997)	39
Figure I. 9 : Charte stratigraphique du rift atlantique du Gabon au Cabinda (Angola) et relations avec les différentes phases d’extension (Karner et al, 1997).	40
Figure I. 10 : Structure de la lithosphère étendue selon sa position par rapport à la faille de détachement crustale : concept de marges types plaque supérieure ou plaque inférieure (Péron-Pinvidic et al, 2017). a : modèle conceptuel ; b : application au segment central de l’Océan Atlantique sud.....	43
Figure I. 11 : Ligne sismique GXT en Angola (entre les bassins du Bas-Congo et de la Kwanza) montrant les différents éléments du modèle de Manatschal, la lithosphère continentale étendue (failles en vert) puis hyperétendue (failles en rouge), surmontée par le bassin de type sag lui-même recouvert par le sel (Péron-Pinvidic et al., 2017).....	44
Figure I. 12 : Déformation par boudinage de la croûte continentale du Gabon (bassin du sud Gabon) : GA1, ligne sismique Ion GXT ; GA2, ligne sismique conventionnelle parallèle à GA1 (Clerc et al, 2018).	45
Figure I. 13 : Modèle de déformation par boudinage d’une marge passive volcanique et non volcanique (pauvre en magma), cas de la marge du Congo (Clerc et al, 2018).	46
Figure I. 14 : Les différents types de marges étendues (« rifted margins ») obtenus par modélisation numérique selon différents profils de résistance de la lithosphère (Huisman et Beaumont, 2014).	48
Figure I. 15 : Le bassin du Bas-Congo : extension géographique (Anderson et al, 2000). 51	
Figure I. 16 : Coupe géologique du bassin côtier, du Mayombe et du bassin du Niari au travers de la feuille géologique au 1 :200 000e Dolisie (sud de la RC) (Fullgraf et al, 2015).	53
Figure I. 17 : Coupe régionale de la marge du Congo (Wonham et al, 2010)	54

Figure I. 18 : Structure du socle de la partie interne de la marge du Congo : cartes d'isobathes du socle. a : document interne Total, 56
 Figure I. 19 : Coupe du bassin côtier du Congo (Callec et al, 2015) 59
 Figure I. 20 : Modèle d'âge des biozones d'ostracodes du rift du segment central de l'Océan atlantique sud (Chaboureau et al, 2013) obtenus à partir de contraintes chimiostratigraphiques (\bullet 13C), géochronologiques (datation de laves interstratifiées dans les sédiments, datation Re-Os de la matière organique) 60

CHAPITRE II

Figure II. 1: General map of the different segments of the South Atlantic Ocean with the original position of the different basins of the central segment during Berriasian times (Chaboureau et al. 2013); B) component basins comprising the West African passive margin (Anderson et al, 2000) 74
 Figure II. 2: Time-stratigraphic chart with the lithology, the lithostratigraphy, the biostratigraphy (Elf-Aquitaine/Total nomenclature, Grosdidier et al., 1996) and the main phase of the margin evolution..... 77
 Figure II. 3: Geological map of the southwestern Republic of Congo along the Mayombe Plateaus showing location of the Early Cretaceous sediment ribbons, here interpreted as alluvial incised-valleys (Fullgraf et al.,2015) 81
 Figure II. 4: Simplified geological map of the early Cretaceous incised valleys of the Mfoubou area with outcrop locations and geological cross-section 82
 Figure II. 5: Geological map of the early Cretaceous incised valleys of the Doumanga area and geological sections..... 83
 Figure II. 6: Facies pictures (Gms, gsxl) 85
 Figure II. 7: Facies pictures (sGmsHe, gSmsHe)..... 88
 Figure II. 8: Facies pictures (gStHe, SmsHe, SgHe) 89
 Figure II. 9: Facies pictures (ShHe, SrHe, FHe, F)..... 91
 Figure II. 10: Vertical facies evolution 94

CHAPITRE III

Figure III. 1: Structural map of the South Atlantic Ocean (Moulin et al., 2010)..... 114
 Figure III.2: Synthetic stratigraphic succession of the Congo passive margin from Cretaceous times 117
 Figure III. 3: Archean to Proterozoic basement of the Central segment of the Lower Cretaceous South Atlantic Rift. A: Gondwana-scale map of the Archean to Paleoproterozoic Cratons and Meso-Néoproterozoic Belts ((modified from Gray et al., 2008). B. African basement map along the South Atlantique Ocean from Angola to Gabon (Modified from Commission for the Geological of the world, 1985)..... 121
 Figure III. 4: Detailed Geological map of the Congo with the location of the studied samples and distribution of the detrital zircons age of the Proterozoic metasediments obtained by Affaton et al. (2016)..... 122
 Figure III. 5: Kernel density plots showing results of zircon (filled areas) and apatite (dashed lines) U-Pb analyses obtained on samples from the (a) pre-rift (green), (b) stretching rift phase (orange) and (c to f) hyper-extension rift phase (blue) in the Lower

Cretaceous Congo Margin basin. For U-Pb analyses on zircon, distributions plotted with light and dark color represent all analyses on apatite, only analyses from group1 are represented. The difference between all analyses and concordant analyses are not statistically significant as $VK-S > 0$. Additionally, lower intercept dates calculated for each apatite population are reported above the Kohn distribution. Pie charts show the proportion of analyses belonging to each population (with the number and the percentage of analyses indicated in italic and in regular, respectively). Populations in light and dark grey correspond to grains for which no corrected age could be calculated and analyses that plotted on the left side of the Concordia (group 2), respectively. 128

Figure III. 6: Tera-Wasserburg plots showing results on apatite U-Pb analyses obtained on samples from the (a) pre-rift, (b) stretching rift phase and (c) hyper-extension rift phase in the Lower Cretaceous Congo Margin Basin. For each population, intercept dates are indicated together with the corresponding initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio. Both data ellipses included in intercept age calculation (solid lines) and excluded as outliers (dashed lines) are displayed with 2σ error. MSWD: mean square of weighted deviated. 131

Figure III. 7: a) Facies map of the Late Jurassic-lowermost Cretaceous pre-rift deposits in Africa and South America and Map (Haddon, 2011) and various authors: Kleinman et al. (2009), Linol et al. (2015), Jelsma et al. (2013). b) Map of the possible sources of the Early Cretaceous sediments of the Congo Margin Basin: ante-Cretaceous subcrop maps (Cretaceous to Cenozoic sediments have been removed). Fit from the Gondwana geological map (Schmitt et al., 2018). Geological data from the Geological Map of Brazil at 1/5 000 000 (Schobbenhaus et al., 2001), the Tectonic Map of Africa (Milesi et al., 2008), the Sub-Kalahari Geological..... 147

Figure III. 8: Synthesis of the possible near field and far field sources for the Early Cretaceous sediments of the Congo Margin Basin..... 148

CHAPITRE IV

Figure IV. 1: Carte de localisation des puits utilisés dans le cadre de cette étude. 173

Figure IV.2: Les différentes approches en stratigraphie séquentielle : synthèse des nomenclatures (d'après Ponte et al., 2018). 176

Figure IV. 3: Formation de Pointe Noire - association Afpn1 ; a-d : marnes à galets anguleux produits d'écoulements de débris ; e-f : déformations syn-sédimentaires de type glissement (« slumps ») 180

Figure IV. 4: Formation de Pointe Noire- association Afpn2 182

Figure IV. 5: Formation de Pointe Noire - association Afpn3 184

Figure IV. 6: Formation de Pointe Noire - association Afpn4 ; a) alternances argiles massive gri-sombrs à verte et des argililes silteuse gris finement laminées ; b et c) Argiles laminées à nodules de pyrite ; d et e) argiles à intercallations de siltstones gris-clairs..	187
Figure IV. 7: Formation de Toca - association Aftc1, a) succession de calcaire bioclastique à gasteropod et ostracods, b) fentes de dessiccation remplie de calcite dans le calcaire mudstones, c) vue détaillée de calcaire bioclastique.....	193
Figure IV. 8: Formation de Toca - association Aftc2 ; a) succession de bancs massif de calcaire oncolithique, b,c et d) Calcaire oncolithique à intraclastes carbonatés.....	195
Figure IV. 9: Formation de Toca - association Aftc3 ; a) alternances de calcaire coquillés (« coquinas ») et de calcaire micritique ; b) calcaire coquillées passant graduellement vers le haut à un calcaire micritique ; c) Joint de stylolite dans les calcaires micritiques.....	196
Figure IV. 10: Formation de Toca - association Aftc4 (à gauche) et association Aftc5 (à droite).....	199
Figure IV. 11: Formation de Toca - association Aftc6 (à gauche) et association Aftc7 (à droite).....	202
Figure IV. 12: Membre de Mango- association de faciès Afm1	206
Figure IV. 13: Membre de Mango- association de faciès Afm2, a) empilement de bancs de grès massif à granoclassé à granules de quartz, b) Empliment de grès massifs, avec des galets d'argiles à la base ; d) grès à galets d'argiles déformés surmonté par des argiles massive bioturbées ; c) Grès massif avec des galets d'argiles au sommet.....	208
Figure IV. 14: Membre de Mango- association de faciès Afm3	209
Figure IV. 15: Membre de Mango- association de faciès Afm4 ; a) succession des sequence de Bouma, b) Sequence de Bouma Tabcd ; c) Figure d'échappement d'eau dans la partie superieur de la sequence de Bouma	211
Figure IV. 16: Membre de Mango- association de faciès Afm5, a, b, d et e) Alternances argiles noire et grès gris-claires à bieve montrant de sequence de Bouam Tbd et Tcd ; c) banc massif de grès moyen intercallés dans les aternnces d'argiles et grès fins.	213
Figure IV. 17: Membre de Mango- association de faciès Afm6 ; a) Argiles noire finement laminées à varvés ; b) alternances d'argiles et des siltstones avec des figures de charges ; c) Alternnces d'argiles verte et argiles noire.....	215
Figure IV. 18: Membre des Argiles vertes- association de faciès Afpi.....	219
Figure IV. 19: Membre des Argiles vert- association de faciès Afpi2	221
Figure IV. 20: association de faciès Afpi3 - Membre des Argiles verte	222

LISTE DE TABLES

CHAPITRE IV

Table IV. 1: Description et interprétation des facies de la Formation de Pointe-Noir....	178
Table IV. 2; Description et interprétation des facies de la Formation de Toca.....	190
Table IV. 3: Description et interprétation des facies du Membre de Mengo.....	204
Table IV. 4: Description et interprétation des facies du Membre des Argiles vertes	217

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Les rifts continentaux sont l'expression à la surface terrestre de l'extension lithosphérique, elle-même expression de la dynamique du manteau. Les rifts continentaux sont des dépressions allongées limitées par des failles normales (« rift valley », Gregory, 1876) en régime divergent (Cloos, 1939) s'accompagnant d'une diminution d'épaisseur de la lithosphère en réponse à son étirement (par exemple Sengor & Burke, 1978).

Leur signification dans la théorie de la tectonique des plaques (Wilson, 1968 ; McKenzie, 1969) et leur place dans le cycle de Wilson (Wilson, 1968; Burke, 2011 pour une synthèse) comme initiation de la création de deux plaques lithosphériques ont été très tôt comprises. Plusieurs concepts majeurs ont été dès lors développés :

- **Mesure de l'extension - le concept de bloc basculé** : dès 1978, McKenzie montre, par modélisation numérique, que le taux d'extension de la lithosphère contrôle l'évolution du régime thermique et donc la subsidence des marges. La caractérisation et la signification des blocs basculés sur la Marge armoricaine (Montadert et al., 1979), conduit Le Pichon et Sibuet (1981) à proposer une méthode de mesure de l'extension fragile de la croûte supérieure à partir de ces blocs basculés. Ce modèle a été (et continue d'être) appliqué à l'ensemble des marges mondiales.
- **Rifts actifs et passifs** : K. Burke a été très tôt convaincu de l'importance des points chauds dans la mise en place des rifts (Burke & Whiteman, 1973). Cela l'a conduit, avec C. Sengor (Sengor & Burke, 1978), à proposer la notion de rift actif résultant d'une extension à l'axe d'un dôme induit par la mise en place d'un point chaud, par opposition à un rift passif résultant lui de la seule extension de la lithosphère. Ces concepts semblent tombés en désuétude, même si la question du rôle des points chauds dans l'initiation de l'extension continentale demeure une question très étudiée.
- **Mode d'extension (cisaillement simple ou pur)** : Wernicke (1981, 1985), étudiant le système extensif du « Basin and Range » surimposé aux Montagnes Rocheuses, propose un modèle où l'essentiel de l'extension est localisé sur une grande faille très légèrement pentée d'échelle crustale, une faille de détachement. La déformation est fragile dans la croûte supérieure, avec un graben asymétrique en surface, et ductile dans la croûte inférieure. Il s'agit d'un mode de cisaillement

simple (« simple shear ») par opposition aux modèles symétriques ayant cours jusqu'alors, en cisaillement pur (« pure shear »). Ce modèle va connaître une très grande popularité durant la fin du 20^{ème} siècle.

- **Rifts localisés (étroits) et distribués (larges)** : une meilleure compréhension des processus d'extension lithosphérique, notamment pour mieux expliquer l'extension post-orogénique de certaines chaînes, a conduit à séparer des rifts localisés géographiquement ou étroits (« narrow rift », par exemple les rifts est-africains) des rifts géographiquement distribués ou larges (« wide rift », par exemple le « Basin and Range ») (Buck, 1991). Ces différences traduisent des rhéologies différentes de la lithosphère, modélisées aussi bien analogiquement (Allemand & Brun, 1991 ; Brun & Beslier, 1996 ; Brun, 1999) que numériquement (Huisman et al., 2001 ; Huisman & Beaumont, 2008, 2011).
- **Marges volcaniques et non volcaniques** : l'étude de la marge norvégienne dont l'ouverture est contemporaine de la grande province ignée (LIP) Faroe-Shetlands-Groenland, a conduit Skogseid et Eldholm (1988) à proposer le concept de marge volcanique, dans la continuité des idées de K. Burke. Ces rifts sont caractérisés par un fort volume de coulées volcaniques alternant avec des sédiments volcanoclastiques organisés en prismes à pendage en direction de la (future) mer (« seaward deeping reflectors » ou SDR). Ce modèle a été repris et amélioré (Eldholm, 1991 ; Callot et al., 2002 ; Geoffroy et al., 2015), les questions des relations avec les points chauds et des différences avec les marges non volcaniques (« magma-rich vs. magma-poor ») demeurant très discutées (voir Franke, 2013 pour un état des lieux).
- **Hyper-extension** : Les progrès de l'imagerie sismique des marges (technologie développée par Ion GX Technology) au début du 21^{ème} siècle, jointe à des analogies pertinentes dans des systèmes anciens (rift pré-alpin) ont conduit au développement du concept de marge hyper-étendue (Manatschal, 2004 ; Lavier & Manatschal, 2006 ; Peron-Pinvidic et al., 2013), actuellement très en vogue. Ce modèle s'inscrit dans la continuité des idées de Wernicke en faisant jouer un rôle majeur à des failles de détachement d'échelle lithosphérique cette fois. L'idée est que les rifts non volcaniques connaissent une évolution en trois phases (1) étirement avec formation de petits grabens présentant des blocs basculés, (2)

aminçissement de la lithosphère et (3) hyper-extension de la lithosphère avec la formation d'un bassin de type « sag ».

Beaucoup d'efforts de recherche ont donc porté sur la compréhension des mécanismes d'extension lithosphérique selon (1) la structure de la lithosphère continentale et (2) la contribution mantellique en matière de magmatisme.

Concernant la connaissance des **processus de surface** opérant dans les rifts (croissance des reliefs, routage sédimentaire...), plusieurs approches indépendantes ont été menées.

La dynamique des **épaulements de rifts** a mobilisé trois communautés qui ont très peu interagi entre elles (1) les thermochronologues basse température, (2) les géomorphologues/sédimentologues et (3) les modélisateurs de la déformation de la lithosphère.

- Les approches **thermochronologiques** (principalement à partir de traces de fission sur apatite) se sont focalisées sur la dynamique des escarpements que représente le relief créé par le déplacement le long de la faille normale bordière - et surtout sur son évolution post-rift - sans qu'un consensus se dégage (Gilchrist & Summerfield, 1990, 1994 ; Ollier & Pain, 1997 ; Gallagher et al., 1998). Le principal résultat a été de montrer l'importance du rebond isostatique lié à l'érosion comme facteur de pérennité des reliefs issus de l'épaulement du rift (Braun & Beaumont, 1989) et l'induction d'un processus de retrait de l'escarpement bien postérieurement à la fin du rift (voir Braun, 2018 pour une synthèse).
- Les géomorphologues/sédimentologues
- Les **modélisations numériques** de l'extension de la lithosphère continentale ont montré que la formation d'épaulements de rift et le calendrier de cette formation, dépendaient de la rhéologie de la lithosphère impliquée et était plus particulièrement le fait des rifts étroits (Huisman & Beaumont, 2008, 2011).

Le **routage sédimentaire** (« sediment routing system ») a été caractérisé dans les systèmes actuels (rifts est-africains : Crossley, 1984 ; Frostick & Reid, 1989, 1990) avant même que le concept de routage soit popularisé par P. Allen (2008, 2017) et un modèle à vocation universelle a été proposé (Gawthorpe & Leeder, 2000). La principale question est l'importance relative des drainages latéraux (nombreux petits bassins versants localisés sur les épaulements du rift) par rapport au(x) drainage(s) longitudinal(aux) (un

ou deux « grands » bassins versants) en termes (i) de volume, (ii) de granulométrie et (iii) de nature pétrologique des sédiments. Le modèle de Gawthorpe et Leeder (2000) n'intègre qu'un système de rift en étirement (avec hémigrabens), sans hyperextension (le concept n'a été inventé qu'en 2004), fortement inspiré du rift de Corinthe. À de nombreux petits grabens géographiquement distribués, essentiellement alimentés latéralement, succèdent de grands hémigrabens remplis par des lacs à double alimentation latérale et longitudinale. Ces lacs sont progressivement comblés par de grands deltas longitudinaux.

Le parent pauvre de la dynamique des rifts concerne les relations entre la déformation et la sédimentation, en d'autres termes le **remplissage sédimentaire** (stratigraphie séquentielle). L'essentiel des travaux a porté sur l'effet d'un bloc basculé contrôlé par une faille normale sur le remplissage sédimentaire donc sur l'analyse des structures de petites longueurs d'onde (Leeder & Gawthorpe, 1987 ; Gupta et al., 1999 ; Mortimer et al., 2005). Les modèles d'échelle bassin (Prosser, 1993 ; Ravnas & Steel, 1998 ; Strecker et al., 1999) sont souvent des approches type « tectonique-sédimentation » prédisant dépocentres et faciès, sans intégrer l'évolution du rapport accommodation/sédimentation dans le temps et dans l'espace. Le seul modèle – encore très simple – d'évolution des séquences de dépôts dans un rift est celui proposé par Martins-Neto et Catuneanu (2010, 2012).

L'essentiel des études intégrées (de la dynamique du manteau au remplissage sédimentaire) concerne des cas actifs ou récents : rift du golfe de Corinthe (Rohais & Moretti, 2017 ; Gawthorpe et al., 2018), rift du golfe de Suez (Rohais et al., 2016) ou rift du golfe d'Aden (Leroy et al., 2012). Peu d'exemples anciens, c'est-à-dire concernant un domaine devenu un océan majeur (le golfe d'Aden est encore un océan jeune), ont été étudiés d'une manière intégrée. Il faut néanmoins signaler des études menées sur les rifts pré-alpins (Manatschal & Bernouilli, 1999 ; Mohn et al., 2012) et pré-pyrénéens (Masini et al., 2014 ; Clerc et al., 2016) ou sur le rift du segment Ibérie-Terre Neuve de l'Océan nord-atlantique (Peron-Pinvidic et al., 2013).

Le propos de ce travail est d'étudier un système ancien, le **rift du segment central de l'Atlantique sud** d'âge **Crétacé inférieur** sur son versant africain au **Congo**, en se focalisant :

1. sur la **dynamique des reliefs anciens amont du rift** (les épaulements de rift),
2. le **roulage sédimentaire** ante- à syn-rift,
3. l'**architecture stratigraphique** de premier ordre du remplissage sédimentaire du rift.

Le rift du segment central de l'Atlantique sud au niveau du **Congo** est un **rift étroit, non volcanique** et **hyper-étendu**, surimposé à une chaîne de montagne néoproterozoïque dite pan-africaine reprenant un orogène paléoproterozoïque (éburnéen). Son évolution tectonique a fait l'objet de nombreux travaux depuis ceux de Karner (Karner et al., 1997 ; Karner & Driscoll, 1999 ; Karner et al., 2003 ; Dupré et al., 2007, 2011 ; Peron-Pinvidic et al., 2017) et il est considéré comme un modèle de rift résultant d'une hyper-extension (Peron-Pinvidic et al., 2017, pour une synthèse). Du fait de son fort potentiel pétrolier, la stratigraphie de son remplissage, connu sous le nom de « série ante-salifère », a fait l'objet de nombreux travaux, principalement sur sa partie gabonaise, par les géologues pétroliers (Robert & Yapaudjian, 1990 ; Harris, 2000 ; Harris et al., 2004 - Gabon : Teisserenc & Villemin, 1989 – Cabinda : Braccini et al., 1997). Une tentative de synthèse paléogéographique a été proposée par Chaboureau et al. (2013).

Les données utilisées dans cette thèse ont été des données de terrain (pour les thèmes « dynamique des reliefs anciens amont du rift » et « routage sédimentaire ») et de subsurface (puits avec carottes et diagraphies et données de sismique réflexion pour les thèmes « routage sédimentaire » et « architecture stratigraphique »).

- L'étude de la dynamique des reliefs anciens amont du rift repose principalement sur la cartographie de paléovallées dans le massif du Mayombe et sur l'analyse sédimentologique et stratigraphique de leur remplissage sédimentaire.
- La caractérisation du routage sédimentaire ante- à syn- extension se fonde essentiellement sur la datation des zircons et apatites détritiques.
- L'architecture stratigraphique repose exclusivement sur les analyses sédimentologique de carottes et stratigraphique de puits (corrélations diagraphiques) et de lignes sismiques (stratigraphie sismique).

Ce travail se décompose en cinq chapitres.

- **Chapitre 1 : Le rift atlantique congolais au Crétacé inférieur : état des connaissances**

Il s'agit de présenter un état des connaissances géodynamique (cinématique des plaques), tectonique (modalité et calendrier de l'extension), stratigraphique (âge, nature des sédiments, discontinuités) et paléo-géomorphologique (épaulements de rifts) dans un contexte connu de la structure de la lithosphère et de la croûte supérieure.

- **Chapitre 2 : Dynamique des reliefs anciens amont : géométrie et remplissage des vallées incisées du massif du Mayombe**

Ce chapitre est un projet d'article à soumettre au « Journal of African Earth Sciences », concernant l'analyse des paléo-vallées incisées du massif protérozoïque du Mayombe et de leur remplissage, étude replacée dans le cadre de l'évolution du rift. Un des résultats majeurs de cette étude concerne le remplissage des vallées par des dépôts de pied de delta caractérisés par des écoulements hyperpycnaux.

- **Chapitre 3 : Dynamique des reliefs anciens amont et routage sédimentaire ante- à syn-extension: traçage des sources par datation des zircons et apatites détritiques**

Ce chapitre est un projet d'article à soumettre à « Gondwana Research », concernant l'analyse des sédiments ante- à syn-rift. Les principaux résultats sont de montrer (1) une source lointaine des sédiments ante-rift (Angola, sud du Brésil) et (2) une source proche africaine, le massif du Mayombe, pour les sédiments syn-rift que ce soit dans la phase d'étirement ou d'hyper-extension, ce qui prouve l'existence d'épaulement dès la phase d'étirement.

- **Chapitre 4 : Le remplissage sédimentaire de la phase d'hyper-extension (sag) : milieux de dépôts et architecture stratigraphique**

Il s'agit de présenter l'évolution des milieux de sédimentation depuis des systèmes lacustres profonds étant le siège d'une importante circulation sous-lacustre, des systèmes turbidiques, des deltas mixtes dominés par les fleuves et les vagues (ce qui implique de grands lacs), des systèmes alluviaux en nappes. A l'ordre un, ce système se traduit par une tendance progradante (alors que la subsidence est maximale), interrompue par une surface de non-conformité majeure surmontée elle-même par les facies alluviaux.

- **Chapitre 5 : Discussion et conclusion**

CHAPITRE I

LE RIFT DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD ET SON EXPRESSION SUR LA MARGE CONGOLAISE : BILAN DES CONNAISSANCES

CHAPITRE I

LE RIFT DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD ET SON EXPRESSION SUR LA MARGE CONGOLAISE : BILAN DES CONNAISSANCES

I.1 . INTRODUCTION

Ce premier chapitre est un état des connaissances géodynamique (cinématique des plaques), tectonique (modalité et calendrier de l'extension) et stratigraphique (âge, nature des sédiments, discontinuités) de la période d'extension (stade rift) de la Marge du Congo.

Nous aborderons successivement, (i) l'évolution cinématique de l'Océan atlantique sud, (ii) la structure crustale et les mécanismes d'extension des marges conjuguées du segment central de l'Atlantique sud et enfin (iii) le cadre géographique et géologique de la Marge passive congolaise durant son stade rift.

I.2 . STRUCTURE DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD

Les travaux de Wegener (1912, 1915) relatifs au principe de dérive des continents, ont montré que l'Océan atlantique sud résultait de l'éclatement de la partie sud du supercontinent que formait la Pangée, connue sous le nom de Gondwana.

La reconstitution de l'état initial de Gondwana, et plus particulièrement de la position initiale (« initial fit ») de l'Amérique du Sud et de l'Afrique, ont été des arguments majeurs en faveur de la théorie de la dérive des continents et de la polémique qui s'en est suivie (voir du Toit, 1927, 1936 pour l'argumentation géologique). Ce n'est qu'en 1965 que Bullard, proposa une reconstitution initiale de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, alors que les travaux de Runcorn (1962) et de Vine & Matthews (1963) avaient ouvert la voix vers la Tectonique des Plaques.

I.2.1 . Les différents segments de l'Océan atlantique sud

L'Océan atlantique sud (Fig. I.1) est séparé en quatre segments (Moulin et al, 2010), soit du sud vers le nord :

- Le segment des Falkland, compris entre la dorsale océanique ouest-indienne et au nord la zone de fracture des Aiguilles/Falkland (Agulhas-Falkland FZ),

- Le segment austral, délimité au nord par la zone de fracture du Rio Grande, est bordé par des marges divergentes volcaniques (Argentine-Uruguay pour l'Amérique du Sud et Afrique du Sud-Namibie pour l'Afrique). Le caractère volcanique de ces marges est dû à la mise en place du point chaud du Parana-Etendeka vers 133-130 Ma (voir Moulin et al, 2010 pour une revue du magmatisme) et sa conséquence en est la ride de Walvis.
- Le segment central, délimité au nord par la zone de fracture d'Ascension, est bordé par des marges divergentes, peu ou non volcaniques avec une forte accumulation d'évaporites (« bassins salifères ») à la transition rift –marge passive (Brésil pour l'Amérique du Sud et Angola, Congo(s), Gabon pour l'Afrique).
- Le segment équatorial, limité au nord par la zone de fracture de Marathon qui le sépare de l'Atlantique Central, est bordé par des marges obliques à transformantes, parfois volcaniques (Brésil, Guyane(s), Suriname pour l'Amérique du Sud et Cameroun à Guinée-Conakry pour l'Afrique).

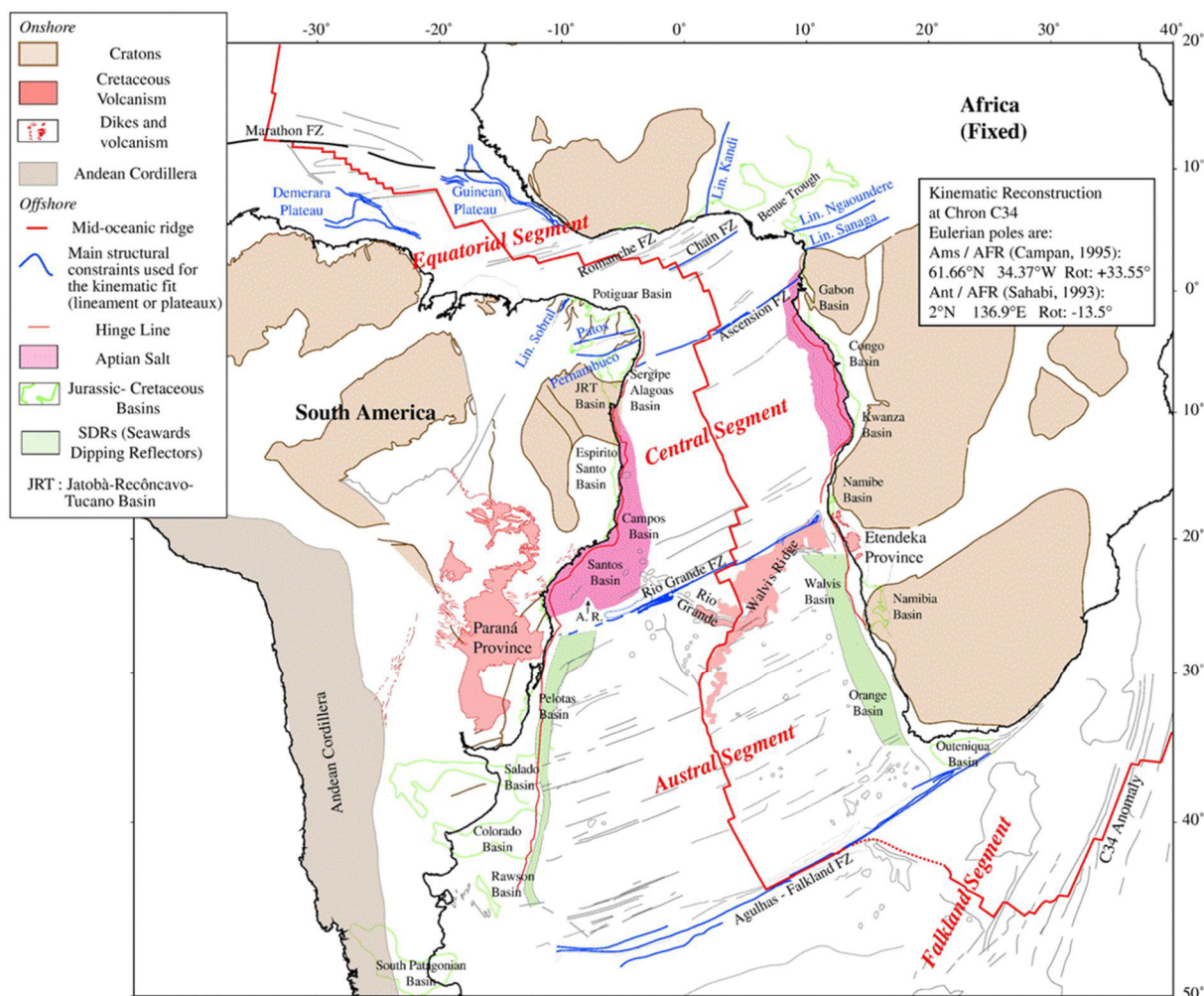


Figure I. 1. Carte structurale de l'Océan atlantique sud (Moulin et al, 2010)

Le segment central est lui-même segmenté en trois ensembles (Fig. I.1 et I.2.) délimités par les zones de fracture de Benguela et de Komi-Salvador.

- Le sous-segment sud compris entre les zones de fracture de Rio Grande et de Benguela correspond en Afrique aux marges du Namibe, de Benguela (oblique) et de la Kwanza et en Amérique du Sud aux bassins de Santos et Campos.
- Le sous-segment central compris entre les zones de fracture de Benguela et de Komi-Salvador correspond en Afrique aux marges du Bas Congo, du Cabinda, du Congo et du Sud Gabon et en Amérique du Sud aux bassins d'Espírito-Santo, Cumuruxatiba, Jequitinhonha. L'extension d'âge crétacé inférieur est localisée sur un seul et même rift.
- Le sous-segment nord compris entre les zones de fracture de Komi-Salvador et d'Ascension correspond en Afrique aux marges du Nord Gabon et au bassin intérieur du Gabon et en Amérique du Sud aux bassins de Almada, Camamu, Reconcavo, Tucano,

Jacuipe, Sergipe et Alagoas. L'extension d'âge crétacé inférieur est localisée sur trois rifts : (1) Reconcavo-Tucano-Jatoba, (2) Nord Gabon-Jacuipe et (3) bassin *intérieur du Gabon* (Mbina Mounguengui et Guiraud, 2008).

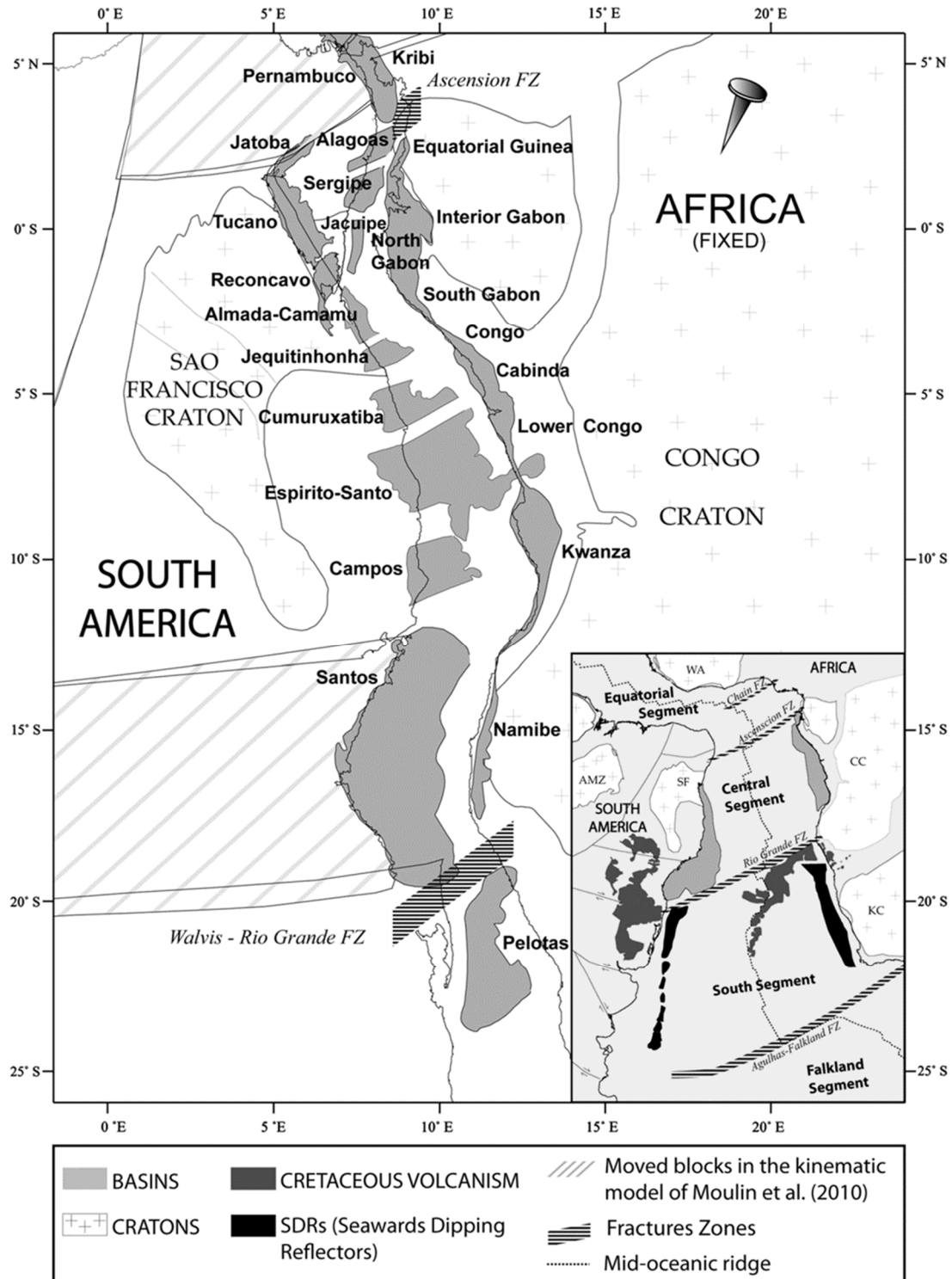


Figure I: 2 : Les principaux bassins constituant les marges du segment central de l'Océan atlantique sud (Chaboureau et al, 2013).

I.2.2 Evolution cinématique de l'Océan atlantique sud

Depuis les travaux de Bullard (1965), plusieurs scénarios d'ouverture de l'Océan atlantique sud ont été proposés. Cette diversité s'explique par la difficulté (1) d'identifier les premières anomalies magnétiques et (2) d'intégrer la déformation intraplaque postérieure à la première accréation océanique.

Plusieurs modèles à plaques rigides ont été proposés (cf. Rabinowitz et LaBrecque, 1979), jusqu'aux premiers modèles intégrant la déformation intraplaque (Unternehr et al, 1988 ; Nürnberg et Müller, 1991). Actuellement trois modèles sont proposés par le groupe du Service géologique de Norvège - NGU (Torsvik et al, 2009), le groupe de l'Ifremer (Moulin et al, 2010) et le groupe de l'Université de Sidney (Heine et al, 2013).

L'ensemble des auteurs s'accorde sur une ouverture du Sud vers le Nord, en commençant par le segment des Falkland. Les points de divergence concernent (1) la restauration (« fit ») initial des continents africain et sud-américain et notamment la nature de la déformation intraplaque et (2) l'âge des premières accréations océaniques, notamment les segments centraux et équatoriaux qui se produisent durant la grande période normale du Crétacé entre 126 (M0/C34) et 83,6 (C34/C33).

Les premières accréations océaniques sont datées à :

- Segment des Falkland : 138-137 Ma (chron M12, Valanginien inférieur pour Jokat et al, 2013) ou 135-134 Ma (chron M10, Valanginien terminal pour Marks et Tikku, 2001)
- Segment austral : 136 Ma (Chron M11, limite Valanginien inférieur et supérieur pour Eagles, 2007 ; Hall et al, 2018) ou 132 Ma (chron M7, limite Hauterivien inférieur et supérieur pour Moulin et al, 2010) au sud et 131 Ma (chron M4, limite Hauterivien-Barrémien, Moulin et al, 2010) au nord;

- Segment central : Aptien, avec une discussion sur l'âge exact de l'ouverture du fait de l'absence d'anomalies magnétiques ; pour certains (Torsvik et al, 2009 ; Moulin et al, 2010), l'ouverture est postérieure au dépôt du sel, pour d'autres (Heine et al, 2013 ; Norton et al, 2016), elle est antérieure au sel dont l'âge est lui-même discuté et probablement pas de même âge sur l'ensemble du segment central.
- Segment équatorial : Albien supérieur-Cénomanién, avec une discussion sur l'âge exact de l'ouverture du fait de l'absence d'anomalies magnétiques ; pour certains (Basile et al, 2005), l'ouverture est d'âge Aptien supérieur, pour d'autres, elle est d'âge intra-Albien (106 Ma, Moulin et al, 2010).

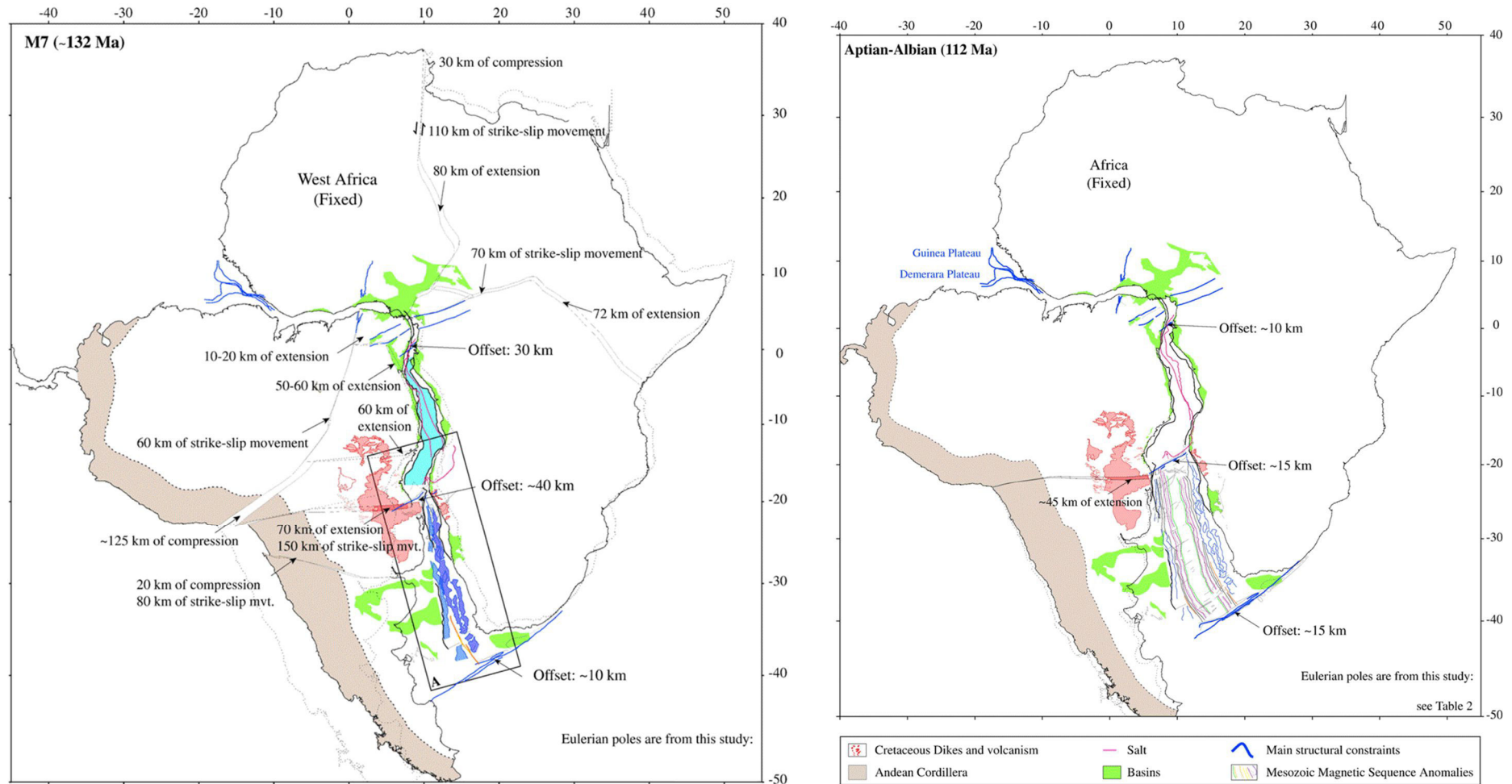


Figure I. 3 : Reconstitution cinématique de l'Océan atlantique sud (Moulin et al, 2010). a : chron M7 (limite Hauterivien inférieur-supérieur – 132 Ma) ; b : limite Aptien-Albien

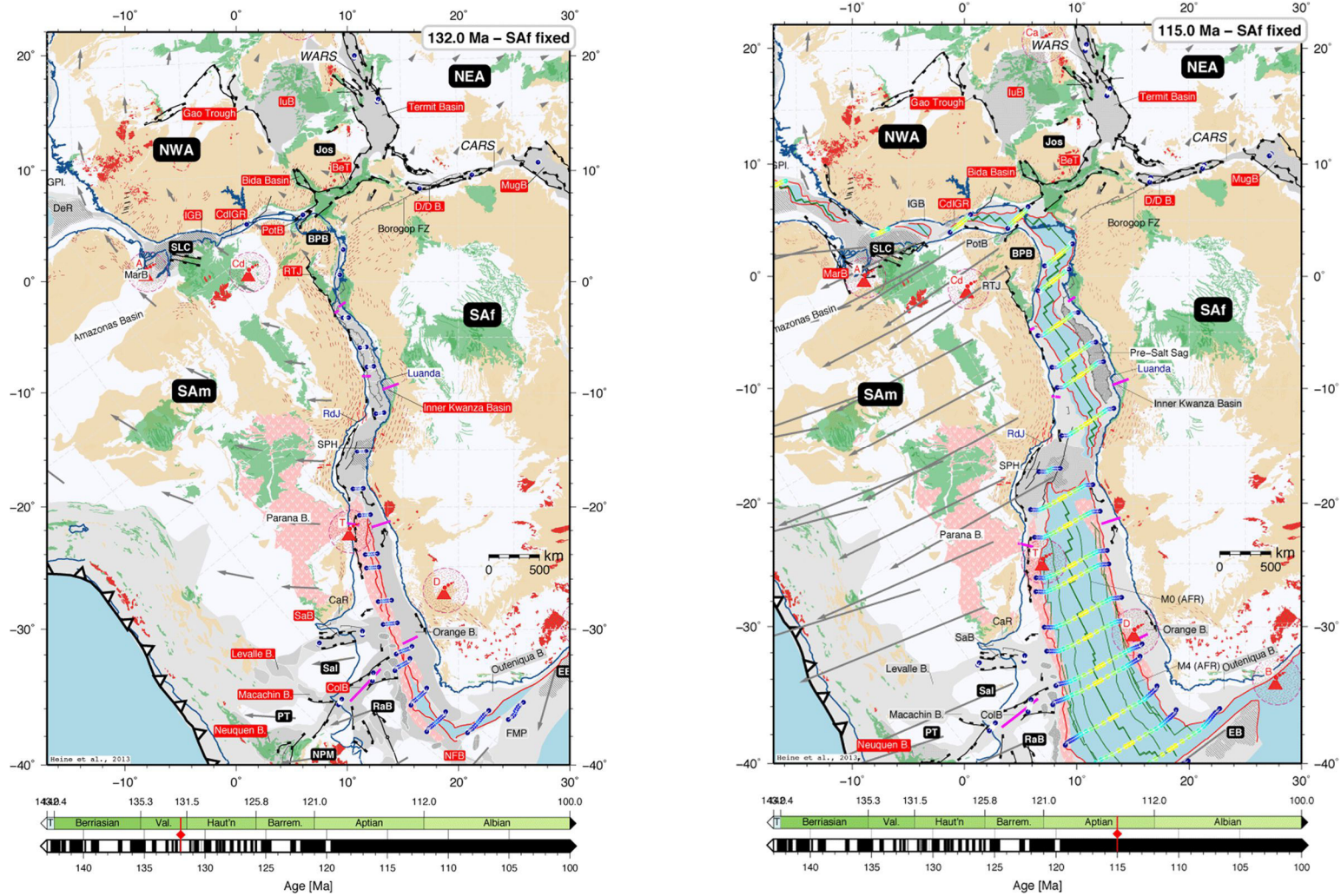


Figure I. 4 : Reconstitution cinématique de l'Océan atlantique sud (Heine et al, 2013). a : chron M7 (limite Hauterivien inférieur-supérieur – 132 Ma) ; b : Aptien terminal (115 Ma).

I.3 STRUCTURE DES MARGES ET MECANISMES DE L'EXTENSION DU SEGMENT CENTRAL DE L'OCEAN ATLANTIQUE SUD

I.3.1 Structure de la marge africaine du segment central de l'Océan atlantique sud

La structure des marges du segment central de l'Océan atlantique sud est connue grâce à (i) la gravimétrie (Karner et al, 1997, 2003), (ii) la sismique réfraction (Contrucci et al, 2004) et (iii) les lignes de sismique réflexion à écoute longue (Meyers et al, 1996 ; Rosendahl et al, 1999, 2000, Moulin et al, 2005 ; valorisation des lignes Ion GXTS : Unternehr et al, 2010 ; Blaich et al, 2011...).

Les données gravimétriques (anomalies de Bouguer, Karner et al, 1997, 2003) (Fig. I.5) montre un élargissement de la croûte continentale étirée (amincie) en direction de l'Angola. Au niveau du Congo, sa largeur est de l'ordre de la centaine de kilomètres.

Les données de sismique réfraction (Contrucci et al, 2004 – Fig. I.6) ont permis de localiser le Moho avec précision (sommet du manteau lithosphérique avec une vitesse de 8 km/s). Sa profondeur varie de plus de 34 km (croûte continentale non amincie) à 14 km (croûte océanique). La croûte continentale amincie (domaine II et III de la Fig. I.6) montre un niveau à forte vitesse (7.6 à 7.2 km/s) au-dessus du Moho (épaisseur maximale : 5-6 km). Ces profils ont permis de caractériser une série syn-rift ante-salifère épaisse (3-5 km) sur une largeur de plus de 200 km, sans variation notable d'épaisseur. Cette zone correspond à la phase de type « sag », caractérisée par Marton et al. (2000) et Karner et al. (2003) qui désignent, par analogie avec les bassins intracratoniques contrôlés par une subsidence de type thermique, un bassin résultant d'une accumulation de sédiments sur de grandes superficies dans un régime de subsidence spatialement homogène, c'est-à-dire sans grandes variations d'épaisseur latérale. Les différences entre les bassins sags de type atlantique et ceux de type intracratonique résident (1) dans l'épaisseur accumulée (3-5 km contre 1-3 km) et la durée (la dizaine de millions d'années contre plusieurs centaines de millions d'années).

Les données de sismique réflexion (Marton et al, 2000 ; Unternehr et al, 2010 ; Péron-Pinvidic et al, 2017) ont permis de mieux imager la structure du rift sous le sel et leurs relations géométriques avec l'état d'étirement de la lithosphère continentale. Ce point sera discuté ultérieurement (1.3.3.2.).

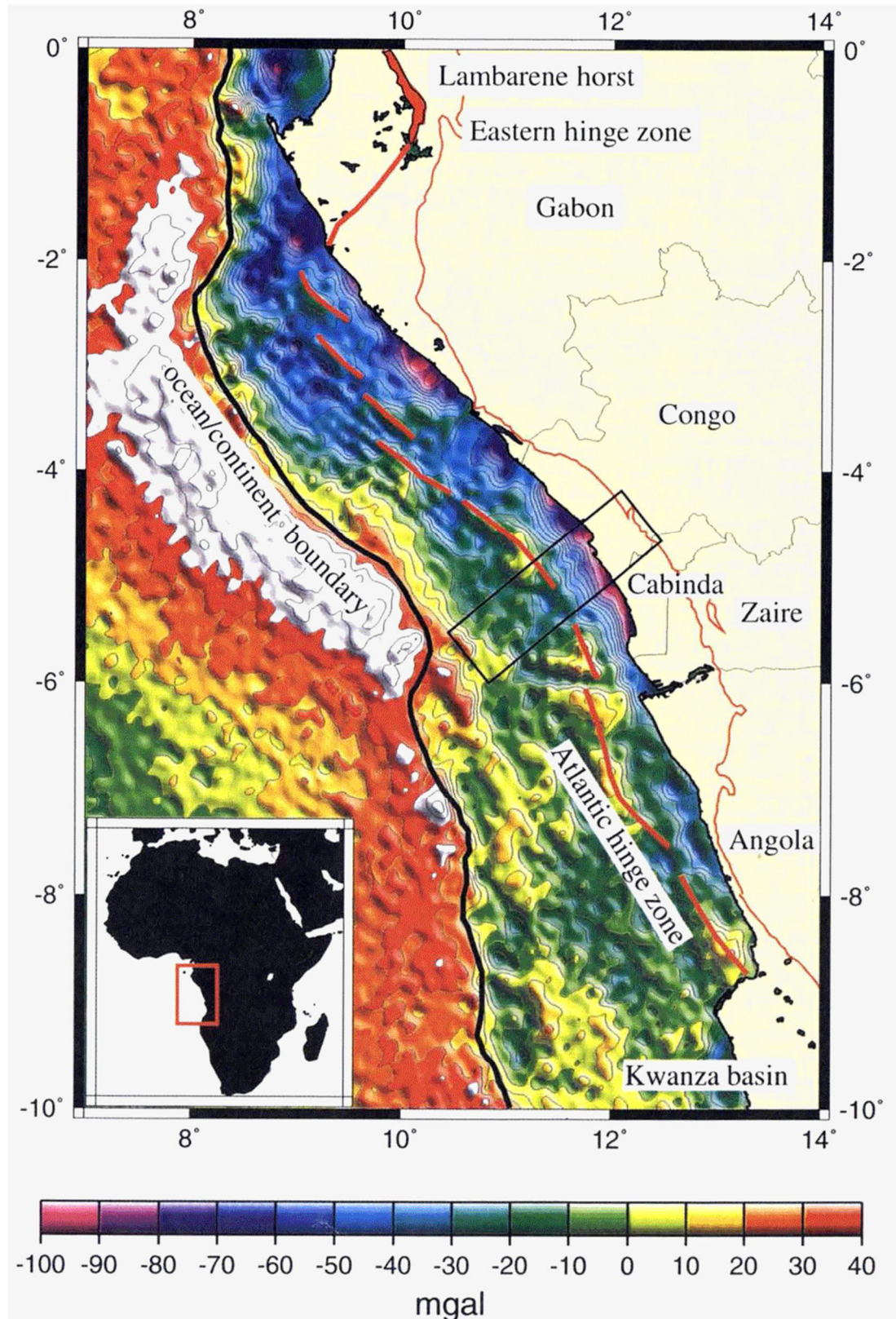


Figure I. 5 : Carte crustale des anomalies gravimétriques (Bouguer) avec la localisation de la limite croûte océanique – croûte continentale et la limite amont de la croûte continentale étirée lors du rift (« hinge zone ») (Karner et al, 1997).

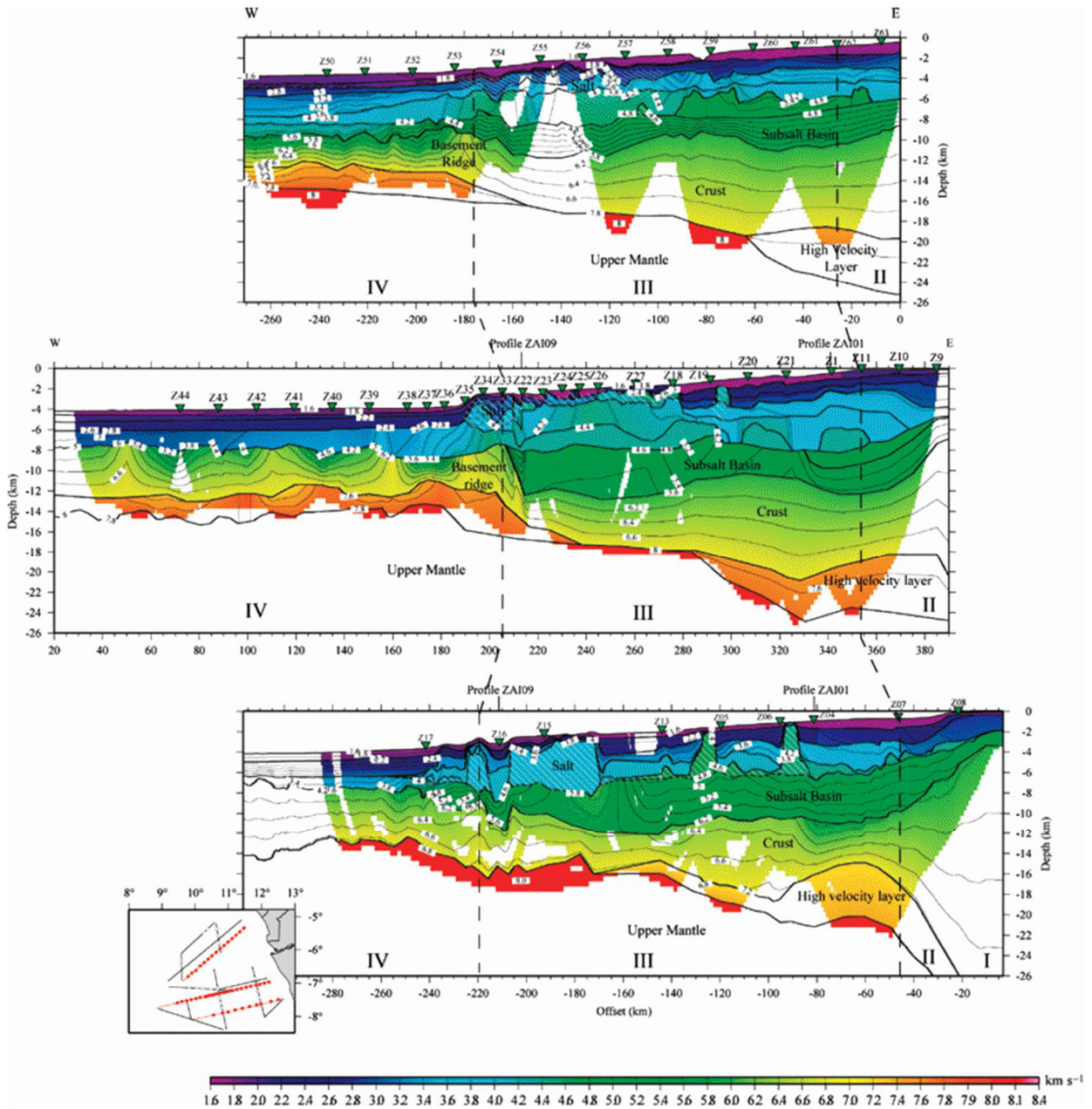


Figure I. 6 : Lignes de sismique réfraction acquise durant le projet Zaiango sur le delta du Congo (Contrucci et al, 2004). La ligne nord est située à la limite sud du Congo (RC). I : croûte continentale non amincie; II : croûte continentale amincie avec les plus fortes variations d'épaisseur ; III : zone de transition ; Iv : croûte océanique.

1.3.2 Chronologie et mécanismes de l'extension du segment central de l'Océan atlantique sud

Plusieurs modèles d'extension de la lithosphère du segment central de l'Océan atlantique sud ont été proposés au gré de l'évolution des techniques d'imagerie géophysique et des concepts, résumés dans l'introduction de ce travail. Dans la grande majorité des cas, ils ont été reliés avec l'évolution sédimentaire du rift du segment central.

La première génération « historique » de modèles s'accommode du modèle d'extension pure, c'est-à-dire produisant un rift symétrique (voir par exemple Sengor et Burke, 1978). Ces applications à la marge africaine sont essentiellement le fait de géologues de Elf-Aquitaine (Reyre, 1984 ; Robert et Yapaudjian, 1990 ; Grosdidier, 1996). Ils distinguent (Robert et Yapaudjian, 1990 – Fig. I.7):

- une phase d'initiation caractérisée par des dépôts d'épaisseur constante, faible, sur l'ensemble du futur rift – elle correspond au Congo à la Formation de Vandji ;
- une phase de début de basculement de blocs kilométriques avec des strates de croissance - elle correspond au Congo aux Formations de Sialivakou et de Djeno inférieur ;
- une phase de structuration du rift, paroxysme des basculements de bloc - elle correspond au Congo à la Formation de Djeno supérieur ;
- une phase de quiescence , durant laquelle l'activité des blocs basculés cesse et se développe la breackup Unconformity - elle correspond au Congo aux Formations de Pointe Noire et Pointe Indienne.

Cette dernière phase – la « quiescence » - correspond à la phase sag telle que définie par Marton et al. (2000) et Karner et al. (2003).

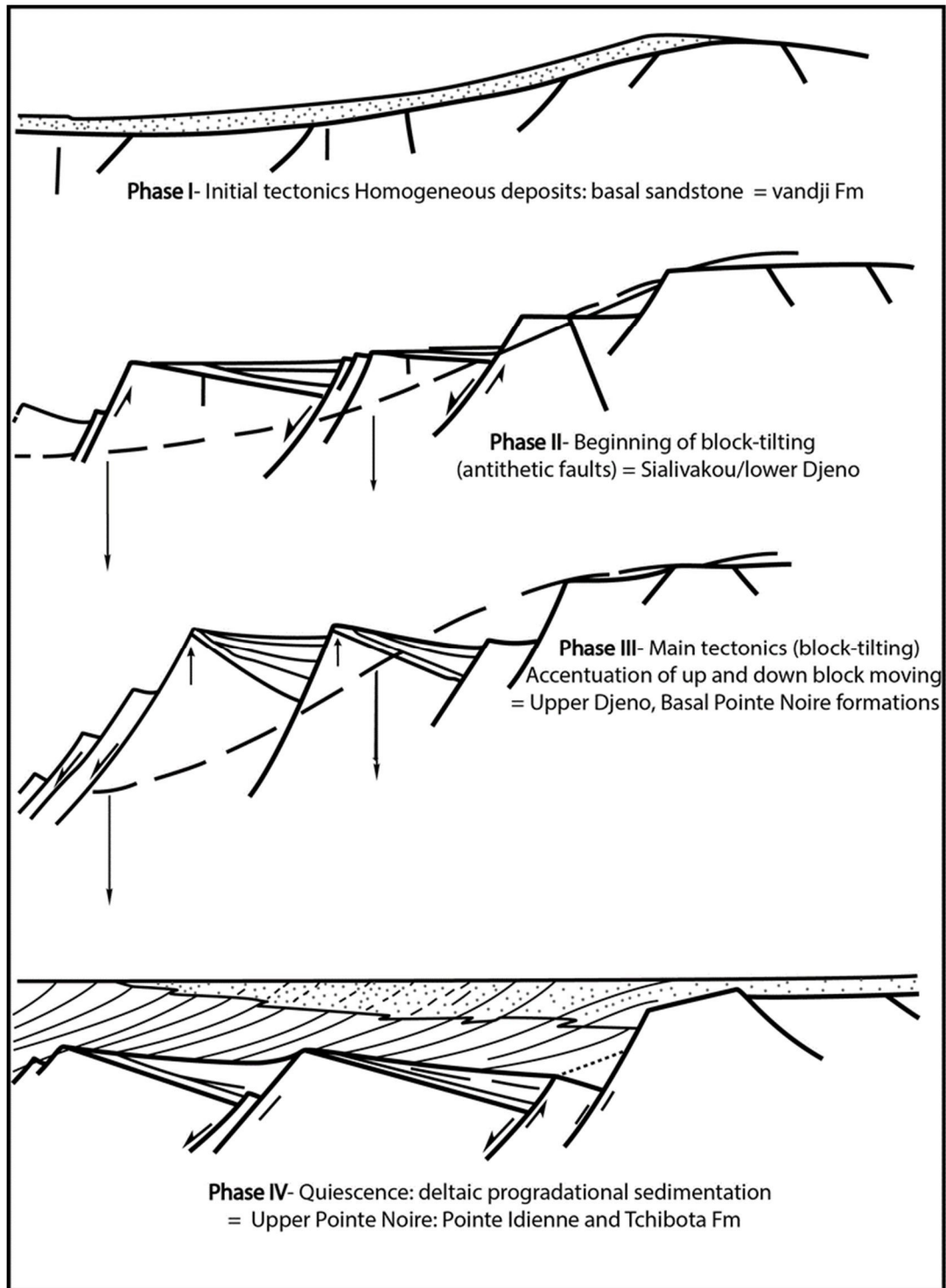


Figure I. 7 : Relations déformation – remplissage sédimentaire pour le rift atlantique du Congo (Robert et Yapaudjian, 1990).

I.3.2.1 Le scénario de G. Karner

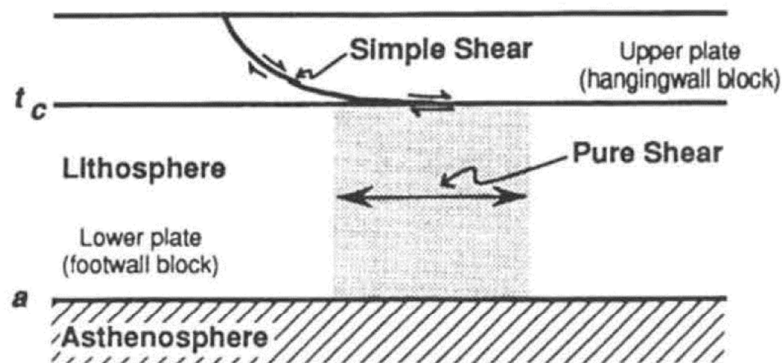
Le modèle développé par G. Karner et coll. (1997, 2003) se fonde sur les avancées réalisées durant les années 80s avec l'introduction par Wernicke (1981, 1985) d'un mode d'extension alternatif à celui du cisaillement pur, le cisaillement simple. Ce mode de déformation implique, dans la partie haute cassante de la lithosphère, l'existence d'une grande faille de détachement qui s'enracine jusqu'au Moho induisant en surface un rift dissymétrique. Karner et coll. ont été les premiers à proposer une modélisation numérique de la déformation de l'ensemble de la lithosphère et à les confronter à la réalité de la géométrie du remplissage sédimentaire.

Ces auteurs distinguent trois phases de rift :

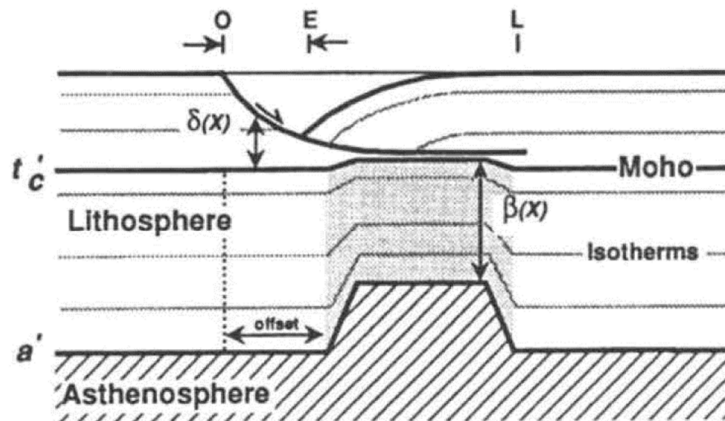
- Rift 1 (Fms de Sialivakou et de Djeno), caractérisé par une extension distribuée jusqu'à une zone charnière (« hinge line ») située à terre (faille bordière du Mayombe au Congo).
- Rift 2 (équivalent Fm d'Erva, définie au Cabinda), marqué par une migration brutale des dépocentres vers la mer ; la subsidence, très forte, est localisée en aval d'une zone charnière (charnière dite atlantique) située actuellement en mer.
- Rift 3 (Fms de Pointe Noire et de Pointe Indienne), caractérisé par une surrection de la charnière atlantique et par une homogénéisation de la subsidence sur l'ensemble du rift.

Ces interprétations sont discutables à la lumière des travaux antérieurs (par exemple Robert et Yapaudjian, 1990) ou postérieurs, pour deux raisons, (1) un schéma stratigraphique discutable et (2) la représentativité du scénario de déformation proposé, fondé sur une zone géographique très limitée.

A. Initial Conditions



B. Kinematic Extension



$$E = \int_0^L [\beta(x) - 1] dx$$

C. Isostatic Response

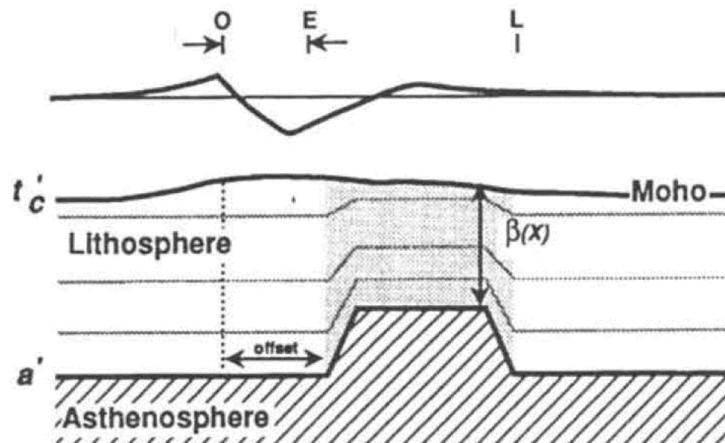


Figure I. 8 : Modèle d'extension lithosphérique par cisaillement simple. A : représentation schématique du modèle ; B : expression topographique et paramètres du modèle ; c : réponse flexurale de la lithosphère à la diminution de charge de la croûte (Karner et al, 1997)

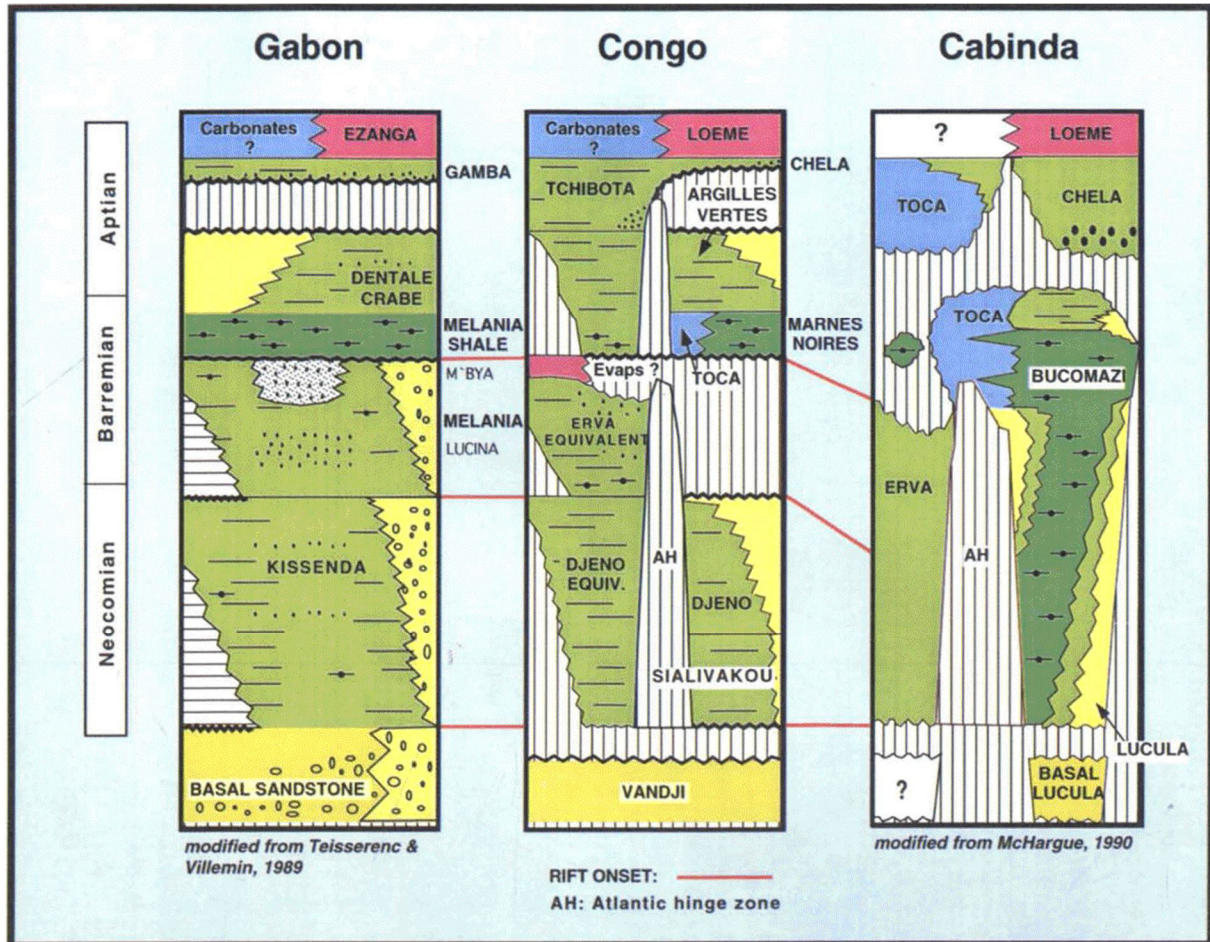


Figure I. 9 : Charte stratigraphique du rift atlantique du Gabon au Cabinda (Angola) et relations avec les différentes phases d'extension (Karner et al, 1997).

I.3.2.2 Le scénario de G. Manatschal et G. Péron-Pinvidic

L'étude comparée des marges alpines maintenant inversées puis déformées lors de la collision alpine et de la marge ibérique a conduit G. Manatschal à élaborer un nouveau modèle d'extension lithosphérique en extension pure – « hyperextended rifts » privilégiant des grandes failles de détachement affectant au moins toute la croûte (Manatschal, 2004 ; Lavier et Manatschal, 2006). Trois périodes ont été définies, dont les dénominations ont pu changer au gré des versions successives du modèle (Fig. I.10).

- L'étirement (« stretching ») est caractérisé par une déformation distribuée sur l'ensemble de la lithosphère continentale étirée avec formation de blocs basculés

avec des failles listriques s'enracinant à la limite croûte continentale supérieure et moyenne.

- L'amincissement (« thinning ») se traduit par une localisation de la déformation avec la création de grandes failles de détachement qui s'accompagne d'un début de remontée du manteau lithosphérique.
- L'exhumation ou l'hyperextension est caractérisée par l'exhumation du manteau lithosphérique et un hyperétirement de la croûte continentale se traduisant par des blocs basculés de croûte continentale isolés au-dessus du manteau lithosphérique exhumé et de la faille de détachement associée.

Ce modèle a été amélioré par les nombreux doctorants de G. Manatschal (voir Péron-Pinvidic et al, 2017 pour une synthèse récente), sur plusieurs points.

- Une relation avec le remplissage sédimentaire, en fournissant une explication en termes de mécanique de la lithosphère pour les sags. Ils se forment durant la phase d'hyperextension, le manteau lithosphérique exhumé chaud permettant d'expliquer la forte subsidence largement distribuée spatialement.
- Une évolution spatiale de la déformation du domaine continental vers le domaine océanique est proposée, en montrant notamment que la formation de blocs basculés existe à chaque période, mais avec une localisation et une importance variable. Ainsi lors de la phase d'étirement et d'hyperextension, ces blocs ne se forment que dans la partie externe de la marge au niveau du manteau lithosphérique exhumé, alors que la subsidence de type sag s'initie en amont.
- Une formalisation de l'asymétrie des rifts (Fig. I.11) en définissant des marges étendues de type plaque supérieure (« upper plate ») et plaque inférieure (« lower plate »), situées respectivement au-dessus et en dessous de la faille de détachement crustale. La marge étendue de type plaque inférieure est dominée par le manteau lithosphérique et la croûte continentale inférieure, les deux exhumés, celle de type plaque supérieure par un bloc de croûte continentale étirée, localisé sur le manteau lithosphérique exhumé (le bloc H).

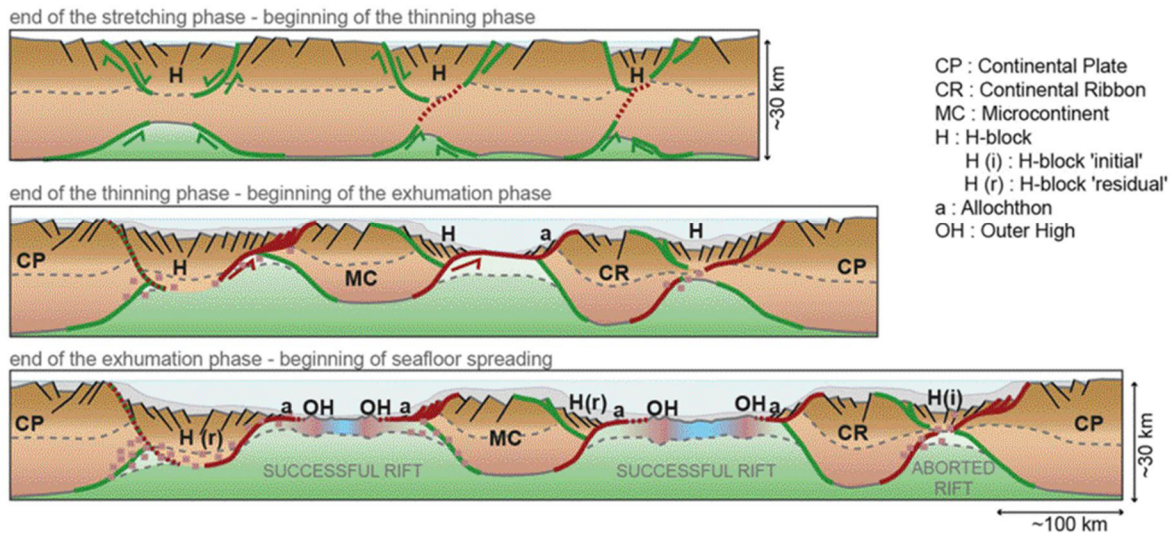
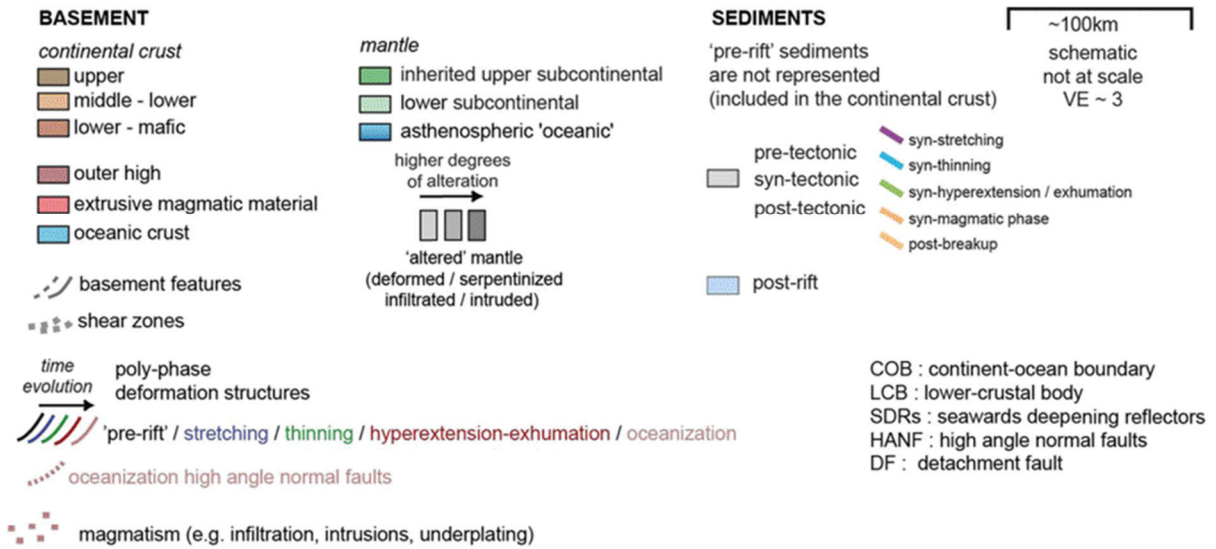
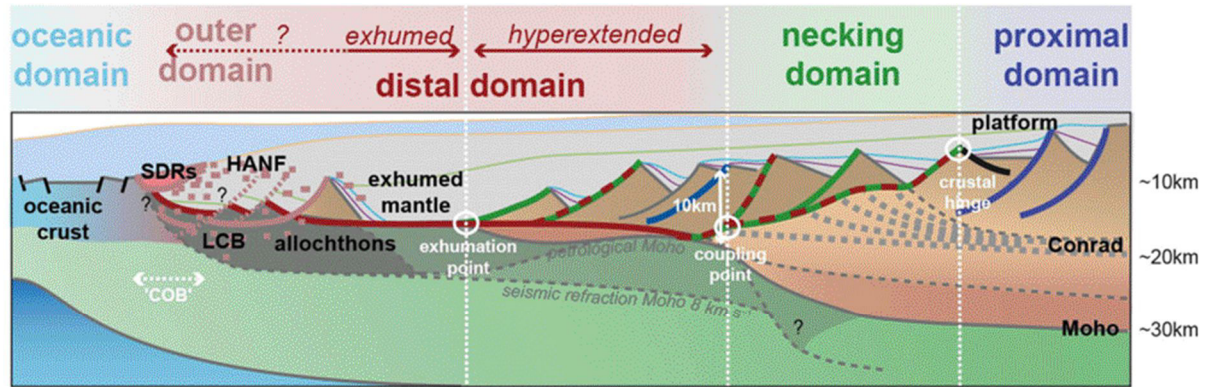


Figure. I.10. Le modèle de cisaillement pure d'hyper-étirement des marges proposé par G. Mantaschal et son état actuel (Péron-Pinvidic et al, 2017)

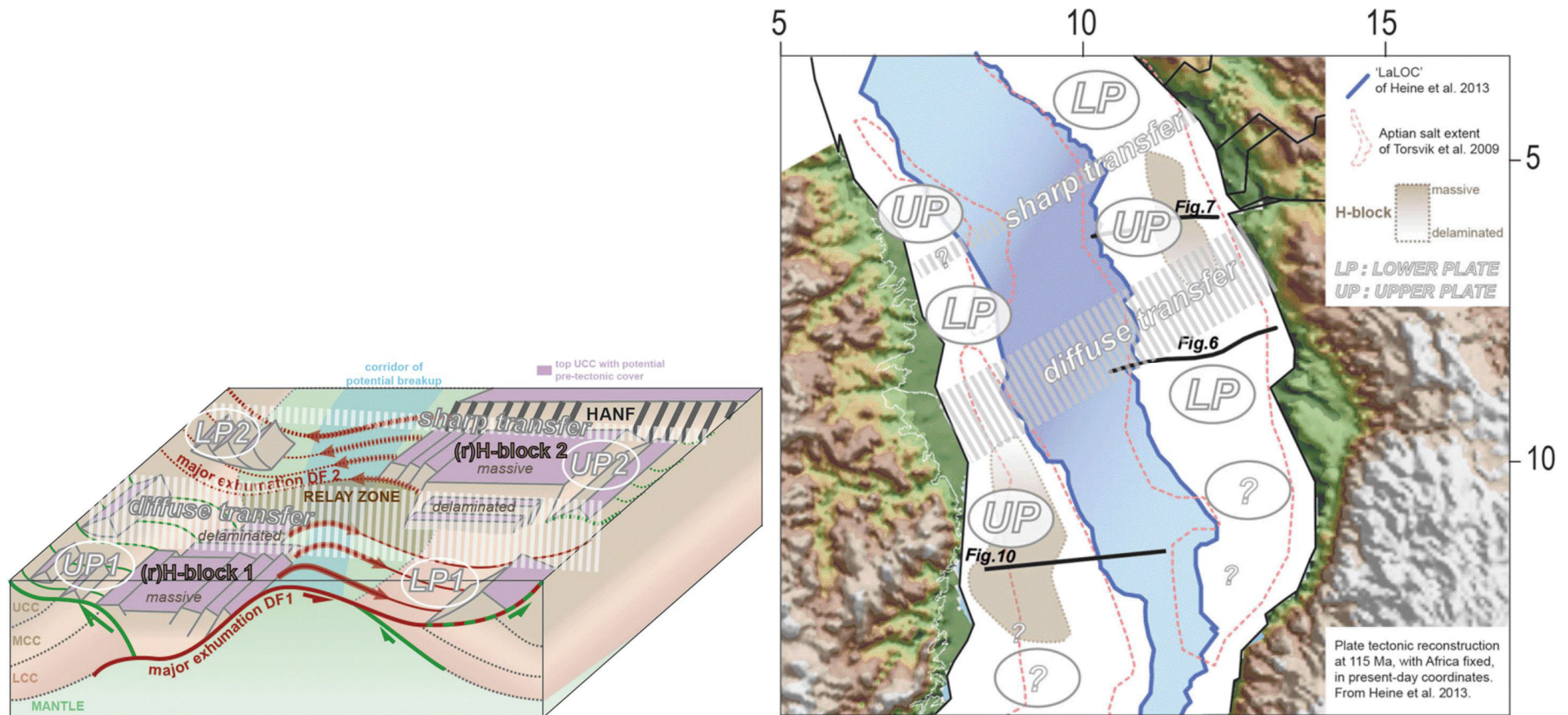


Figure I. 10 : Structure de la lithosphère étendue selon sa position par rapport à la faille de détachement crustale : concept de marges types plaque supérieure ou plaque inférieure (Péron-Pinvidic et al, 2017). a : modèle conceptuel ; b : application au segment central de l'Océan Atlantique sud

L'accès aux lignes sismiques à écoute longue à la fin des années 2000 acquises et traitées par la compagnie de géophysique américaine ION GX Technology (GXT) (par exemple Henry et al, 2005) a révolutionné notre vision des marges continentales. Très tôt, les concepts de G. Manatschal ont pu être appliqués aux profils sismiques GXT des marges de l'Océan atlantique sud, brésiliennes ou africaines (par exemple Unternehr et al, 2010 – Fig. I.12). Le concept de sag, défini sur des lignes sismiques conventionnelles (Marton et al, 2000 ; Karner et al, 2003), a été clairement imagé et validé.

La marge (« rifted margin » selon le terme dorénavant consacré) du Congo est interprétée par Péron-Pinvidic et al. (2017) (Fig. I.11b) comme étant une marge étendue de type plaque supérieure avec un bloc H marqué au sud du Congo et au Cabinda et une marge étendue de type plaque inférieure au nord du Congo et au sud du Gabon, les deux étant séparées par une zone de transfert nette.

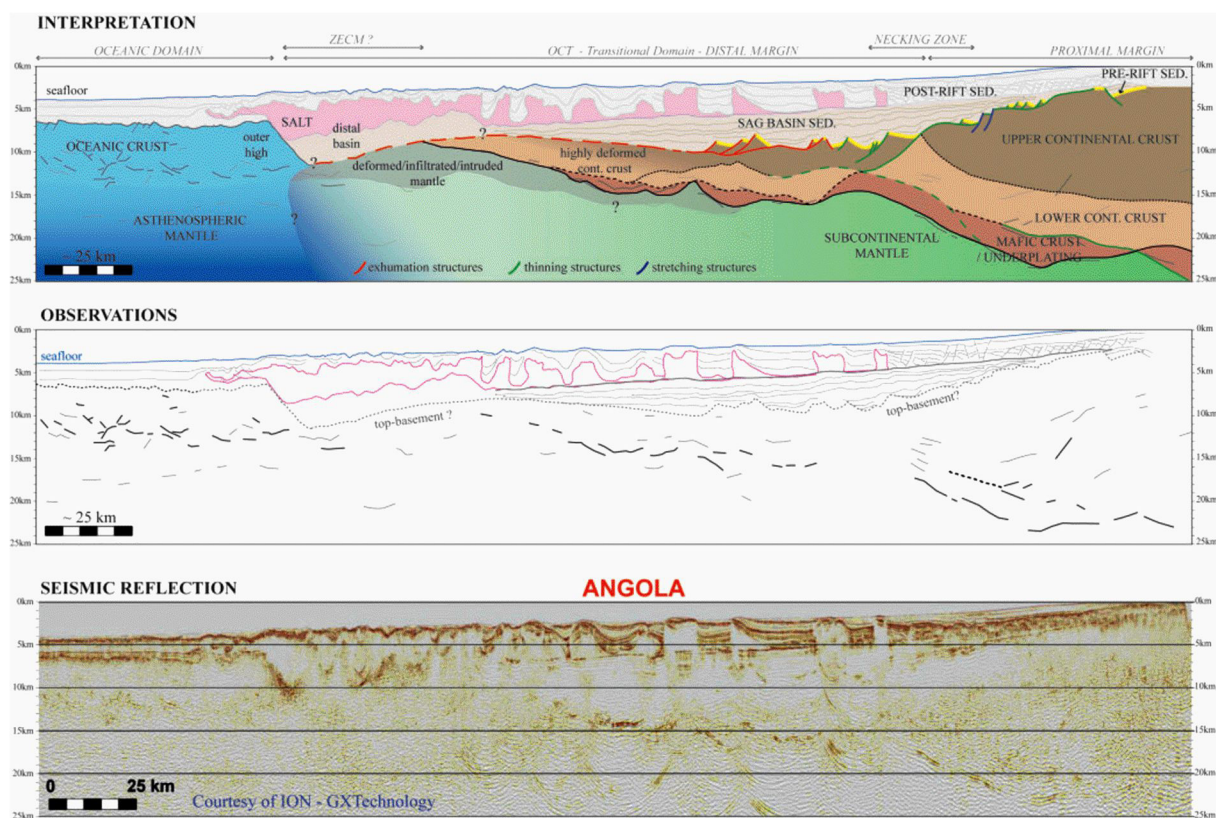


Figure I. 11 : Ligne sismique GXT en Angola (entre les bassins du Bas-Congo et de la Kwanza) montrant les différents éléments du modèle de Manatschal, la lithosphère continentale étendue (failles en vert) puis hyperétendue (failles en rouge), surmontée par le bassin de type sag lui-même recouvert par le sel (Péron-Pinvidic et al., 2017)

I.3.2.3 Le scénario de C. Clerc

C. Clerc (Clerc et al, 2015, 2018) propose un autre mode de déformation de la lithosphère dans le cas des rifts atlantiques (et de la Mer de Chine du Sud), qu'ils soient volcaniques ou non. Cette étude est fondée sur une interprétation des lignes sismiques Ion GXT, dont celle de la marge gabonaise (Fig. I.13).

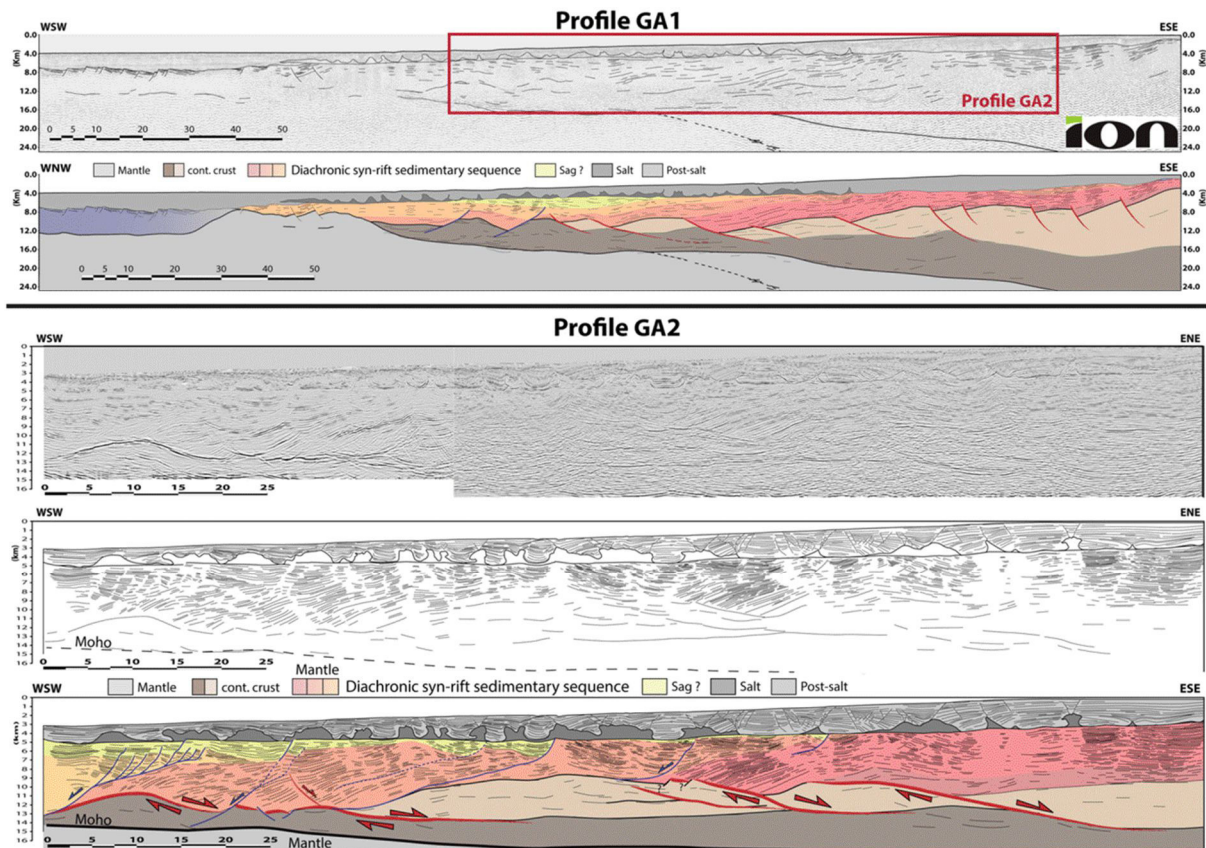


Figure I. 12 : Déformation par boudinage de la croûte continentale du Gabon (bassin du sud Gabon) : GA1, ligne sismique Ion GXT ; GA2, ligne sismique conventionnelle parallèle à GA1 (Clerc et al, 2018).

Ce modèle (Fig. I.14) propose une alternative au modèle de cisaillement simple en niant l'existence de grandes failles de détachement crustale. L'interprétation des images sismiques de la croûte continentale des marges atlantiques, suggère un mode de déformation en boudinage qui affecterait toute la croûte étendue, qu'elle soit peu à très amincie.

Ce modèle implique également qu'il n'y ait pas de manteau lithosphérique exhumé, mais un étirement extrême de la croûte continentale jusqu'à la transition croûtes océanique-continentale, ce qui serait en accord avec les données de sismique réfraction (par exemple Contrucci et al, 2004 pour la marge du Bas-Congo). L'essentiel de l'étirement serait accommodé par la croûte continentale avec un découplage par cisaillement à la limite manteau lithosphérique – croûte continentale (Fig. I-14).

Bien que ce ne soit pas l'attendu de Clerc et al. (2018), la remarquable base de données constituées montre également que le bassin de type sag n'est pas une réalité pour toutes les marges étendues. Certaines présentent des évidences de blocs basculés (de longueur d'onde croissante au cours du temps) jusqu'à la première accrétion océanique.

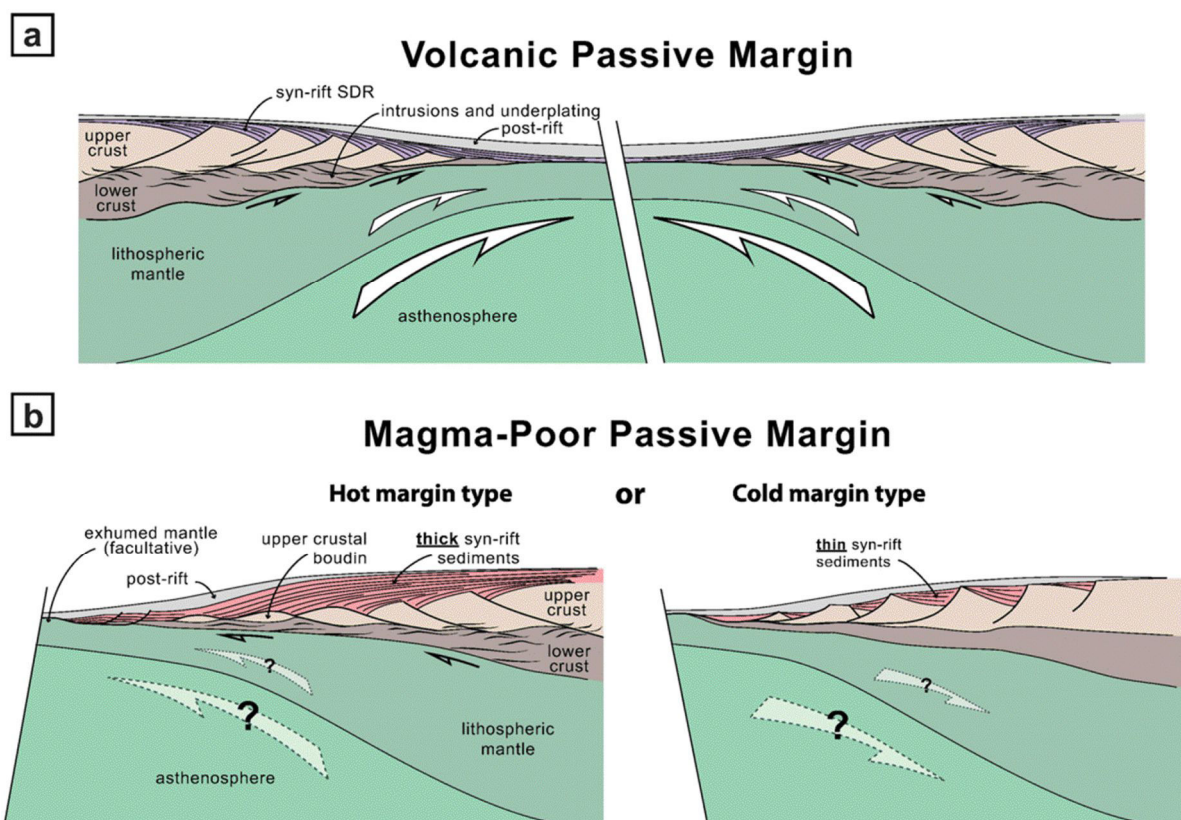


Figure I. 13 : Modèle de déformation par boudinage d'une marge passive volcanique et non volcanique (pauvre en magma), cas de la marge du Congo (Clerc et al, 2018).

I.3.2.4 Le scénario de R. Huismans

Huismans et Beaumont (2011, 2014), dans la continuité de l'école de C. Beaumont, ont développé un modèle numérique pour comprendre la diversité des marges étendues (« rifted margins ») mondiales. Ils reconnaissent deux types de marges étendues non volcaniques.

- Le type I (Ibérie-Terre Neuve ; Labrador – sud Groenland) est caractérisé par (i) une zone amincie étroite (<100 km), (ii) une évidence claire de manteau lithosphérique exhumé serpentinisé, (iii) la surrection d'épaulements de rifts, (iv) une asymétrie marquée du rift, (v) la présence de failles profondes enracinées dans la croûte continentale inférieure.
- Le type II (segment central de l'Océan atlantique sud ; plateau d'Exmouth – Australie) est caractérisé par (i) une zone amincie large (<350 km), (ii) pas d'évidences claires de manteau lithosphérique exhumé, (iii) l'absence de flexure mécanique de surrection d'épaulements de rifts, (iv) une substitution du manteau lithosphérique par un manteau asthénosphérique chaud, (v) un bassin de rift précoce contrôlé par de nombreuses failles normales, (vi) un bassin de rift tardif non déformé (sag).

Ces auteurs expliquent ces différences par la structure de la lithosphère, entre une lithosphère rigide avec un manteau lithosphérique supérieur et une croûte continentale mécaniquement résistantes pour le type I et une lithosphère moins rigide avec une alternance de niveaux résistants (manteau lithosphérique supérieur, croûte continentale supérieure) et moins résistants (manteau lithosphérique inférieur, croûte continentale inférieure) pour le type II. Huismans et Beaumont (2014) définissent par modélisation un troisième type de marges étendues – sans équivalents naturels actuels - les marges de type III, caractérisées par un niveau peu résistant à l'intérieur de la croûte continentale. La marge du Congo, de type II, traduirait donc une lithosphère en « mille feuilles » relativement peu résistante.

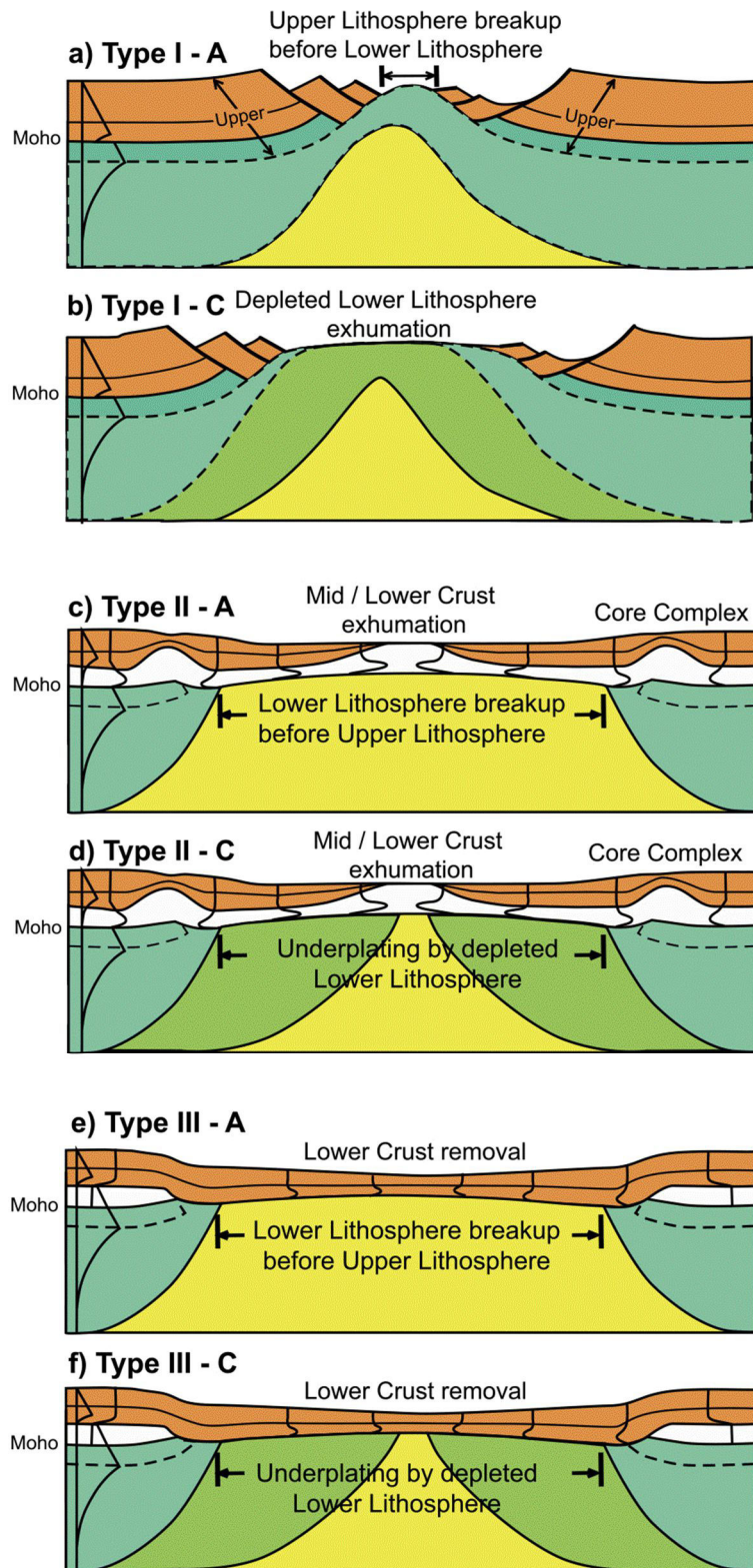


Figure I. 14 : Les différents types de marges étendues (« rifted margins ») obtenus par modélisation numérique selon différents profils de résistance de la lithosphère (Huisman et Beaumont, 2014).

I.3.2.5 Bilan – interprétation de l'évolution du rift atlantique du Congo

Ces différents scénarios sont d'échelles spatiales différentes et ne répondent pas nécessairement aux mêmes questions.

Sont acquis:

- le caractère non volcanique (« magma-poor ») de la marge ;
- l'évolution latérale de la marge étendue : (1) la lithosphère non amincie (domaine I de Contrucci et al, 2004, domaine proximal de Péron-Pinvidic et al, 2017), (2) la croûte continentale fortement amincie sur une faible distance (domaine II de Contrucci et al, 2004, domaine de rétrécissement - « necking » - de Péron-Pinvidic et al, 2017), (3) la croûte continentale très amincie (domaine III de Contrucci et al, 2004, domaine d'hyper-extension de Péron-Pinvidic et al, 2017) qui peut comprendre du manteau lithosphérique exhumé à la transition avec la croûte océanique dans le scénario de Péron-Pinvidic et al.
- l'existence de deux modes de remplissage sédimentaire : (1) un remplissage d'hémigrabens (délimités par des blocs basculés), distribués spatialement et de largeur plurikilométrique à décakilométrique et (2) un remplissage d'un bassin de type sag, caractérisé par une grande extension géographique (plusieurs centaines de kilomètres de largeur), de faibles variations latérales d'épaisseur et l'absence de contrôles par failles dans la partie interne de la marge.

Sont discutables:

- le mécanisme d'extension : plusieurs modèles sont proposés, dépendants en partie de l'interprétation de la lithosphère très amincie située à la transition avec la lithosphère océanique. S'agit-il de manteau lithosphérique exhumé ou de croûte inférieure très étirée ? L'extension peut être accommodée par une grande faille de détachement ou par un boudinage de la croûte continentale inférieure, sachant que la structure rhéologique de la lithosphère et l'héritage des structures anciennes de la croûte continentale jouent un rôle majeur dans l'expression géologique de l'extension lithosphérique ;
- la segmentation de la marge et sa signification.

La comparaison des différents scénarios d'échelles spatiales et temporelles différentes permet de proposer une équivalence entre l'évolution sédimentaire du rift du Congo dans

sa partie interne (Robert et Yapaoudjian, 1990 ; Grosdidier et al, 1996 ; Karner et al, 1997) et le modèle de G. Manatschal.

- La phase d'étirement, marquée par de nombreux blocs basculés et hémigrabens associés, est enregistrée par les Formations de Sialivakou et Djéno ;
- La phase d'amincissement (si elle existe - contestée dans le modèle de Clerc et al, 2018) ne peut correspondre qu'à la discontinuité située à la transition Formations de Djéno et de Pointe-Noire ;
- La phase d'hyperextension (sag), caractérisée par une homogénéisation des épaisseurs de sédiments dans l'espace et par un faible contrôle du remplissage sédimentaire par failles, dans la partie proximale de la marge, est enregistrée par les Formations de Pointe-Noire et Pointe-Indienne, et non par la Formation de Chéla comme indiqué par Chaboureau et al. (2013).

I.4 LE RIFT DE LA MARGE CONGOLAISE

I.4.1 Les grandes entités morphologiques et géologiques

La marge congolaise se décompose en une partie actuellement à terre (« onshore »), le bassin côtier congolais, et une partie en mer (« offshore ») constituant l'essentiel de la marge. Elle s'étend, le long de la côte sud-ouest africaine, entre les latitudes 1°N et 4°S, depuis le SW du Gabon jusqu'au NE du Cabinda (Angola). Le bassin côtier, vaste (17 000 km², Desthieux, 1993) étendue plane de faible altitude, est délimité à l'est par le relief du Mayombe (la « chaîne » du Mayombe) constitué de surfaces d'aplanissements étagées (Guillocheau et al, 2015) d'une altitude moyenne de 500 m avec des sommets atteignant 700-800 m. Vers l'est, elle passe à la pédiplaine du Niari (200-300 m d'altitude), puis aux reliefs du massif du Chaillu.

Cette marge est la partie nord du bassin du Bas-Congo, qui s'étend du nord de l'Angola, inclut l'embouchure du Congo (DRC) et englobe le (sous-) bassin du sud Gabon. Elle est délimitée par deux zones de faible subsidence, dénommées dans la littérature régionale « arches », correspondant à des zones de fracture océanique, l'arche d'Ambriz au sud et à l'arche de Casmara (également appelé éperon de Mayumba) au nord.

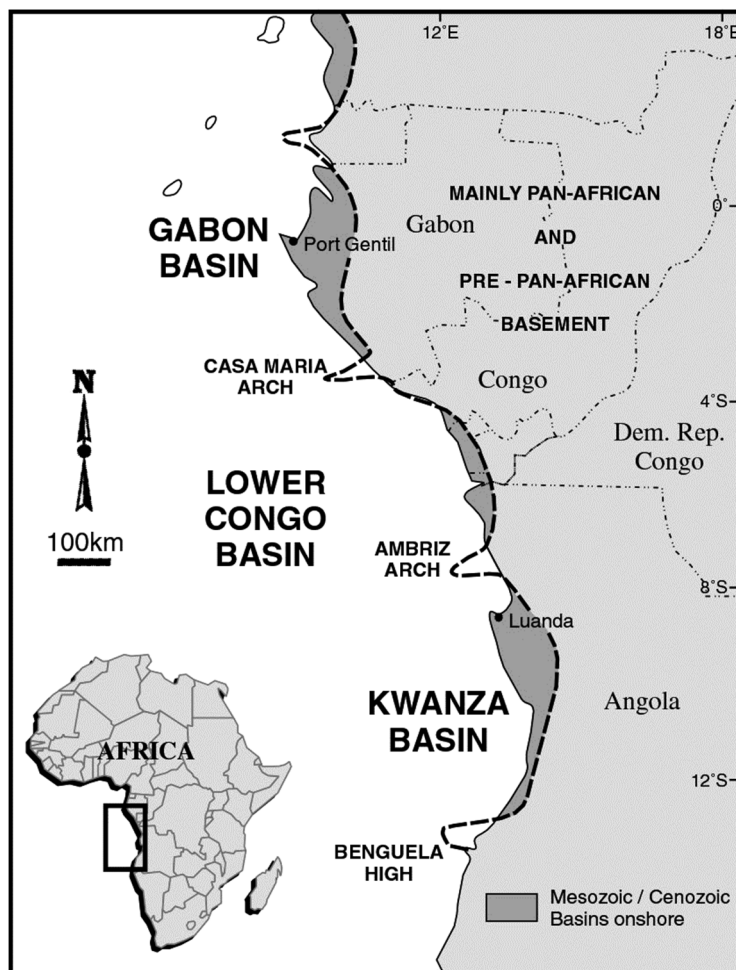


Figure I. 15 : Le bassin du Bas-Congo : extension géographique (Anderson et al, 2000).

L'évolution de la marge du Congo (Vernet et al, 1996 ; Massala, 1993) se résume en trois épisodes :

- un stade rift (Berriasien-Aptien supérieur), sujet de ce travail ;
- un stade marge passive (Aptien supérieur – Eocène), caractérisé par deux cycles transgressifs-régressifs : (i) une grande transgression avec les calcaires de plate-forme de la Formation de Sendji (Albien) puis les argiles marines de la Formation de Likouala (Cénomaniens et Turoniens), suivie par une régression (calcaires et dolomies de la Formation de Loango) et (ii) une discontinuité (« unconformity ») à la base du Coniacien (sils de la Formation Emeraude) en réponse à une déformation de la marge et qui initie un deuxième cycle avec un maximum de profondeur au Campanien inférieur;

- un stade marge passive soulevée (Oligocène-Actuel), marqué par deux grandes discontinuités érosives, l'une d'âge infra-Rupélien et l'autre (majeure) d'âge Burdigalien supérieur (Massala, 1993), correspondant à une surrection de la marge et à l'installation du système moderne du delta du Congo.

I.4.1.1 Nature du socle protérozoïque

La carte géologique du socle du Congo (RC) et la description des principales entités géologiques protérozoïques sont présentées dans le chapitre 3 concernant le traçage des sources des sédiments du rift du Congo. Nous présenterons ici un aperçu général de la structure (Fig. I.16) et de son évolution.

La partie sud du Congo (Mayombe, Niari) résulte de la superposition de deux périodes de convergence conduisant à la formation de chaînes de montagnes, séparées par une phase de divergence avec rift (Tack et al, 2001 ; Fullgraf et al, 2015), soit :

- une chaîne éburnéenne (2 Ga) : paragneiss à grenat/sillimanite/biotite intrudé de granitoides (tonalites, granodiorites) ;
- un rift [Groupe de Sounda] enregistrant l'éclatement du supercontinent Rodinia (1.05-0.9 Ga) : magmatisme alcalin, épaisse série volcano-sédimentaire à sédimentaire ;
- une marge (post-rift) [Groupes du Mayombe, du Niari et du Schisto-Calcaire] enregistrant les glaciations néoprotérozoïques (Sturtien, 735-710 Ma ; Marinoen, 635 Ma), discordante sur les sédiments précédents ;
- une chaîne panafricaine et son bassin d'avant-pays [Groupe du Mpioka] s'achevant à 500 Ma (Cambrien).

Trois grands domaines structuraux séparés par des chevauchements panafricains (fin Néoprotérozoïque à Cambrien) majeurs ont été reconnus (Fig. 1.17, Fullgraf et al, 2015)

- Un domaine essentiellement paléoprotérozoïque très déformé (Mayombe occidental) repris par le rift de la base du Néoprotérozoïque, sur lequel repose le bassin côtier congolais, en amont de la marge actuelle ;
- Un domaine néoprotérozoïque déformé (Mayombe central) constitué des dépôts de la fin du rift de la base du Néoprotérozoïque [Sous-Groupe de la Mvouti] et du début de la période post-rift [Groupe du Mayombe] :

- Un domaine néoprotérozoïque peu déformé (Mayombe oriental) constitué des dépôts de la période post-rift [Groupe du Mayombe] ;
- Le bassin du Niari, très peu déformé, formé des dépôts des glaciations du Néoprotérozoïque [Groupe du Niari et du Schisto-calcaire], recouverts en discordance par les dépôts alluviaux du bassin d'avant-pays [Groupe de la Mpioka].

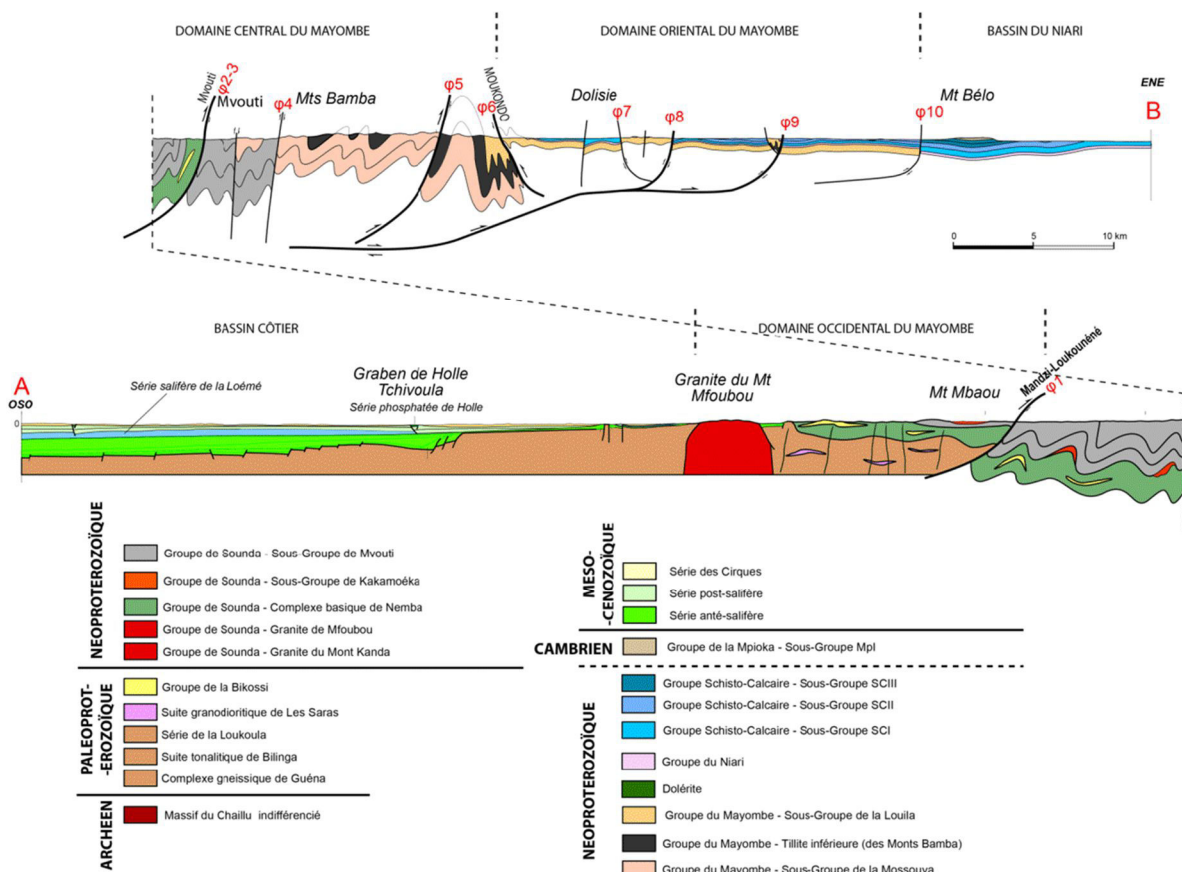


Figure I. 16 : Coupe géologique du bassin côtier, du Mayombe et du bassin du Niari au travers de la feuille géologique au 1 :200 000e Dolisie (sud de la RC) (Fullgraf et al, 2015)

I.4.1.2 Structure du rift du Congo

Au sud de la marge du Congo, à la limite avec le Cabinda, les sédiments syn-rift se localisent dans deux zones (Fig.I.17 et 18) : la zone proximale (vers le continent) avec des depocentres (ou « fosses ») comme celle d'Émeraude et la zone distale (vers l'océan) ou bassin Dentale, ces deux zones étant séparées par le Horst de Likouala/Loussina.

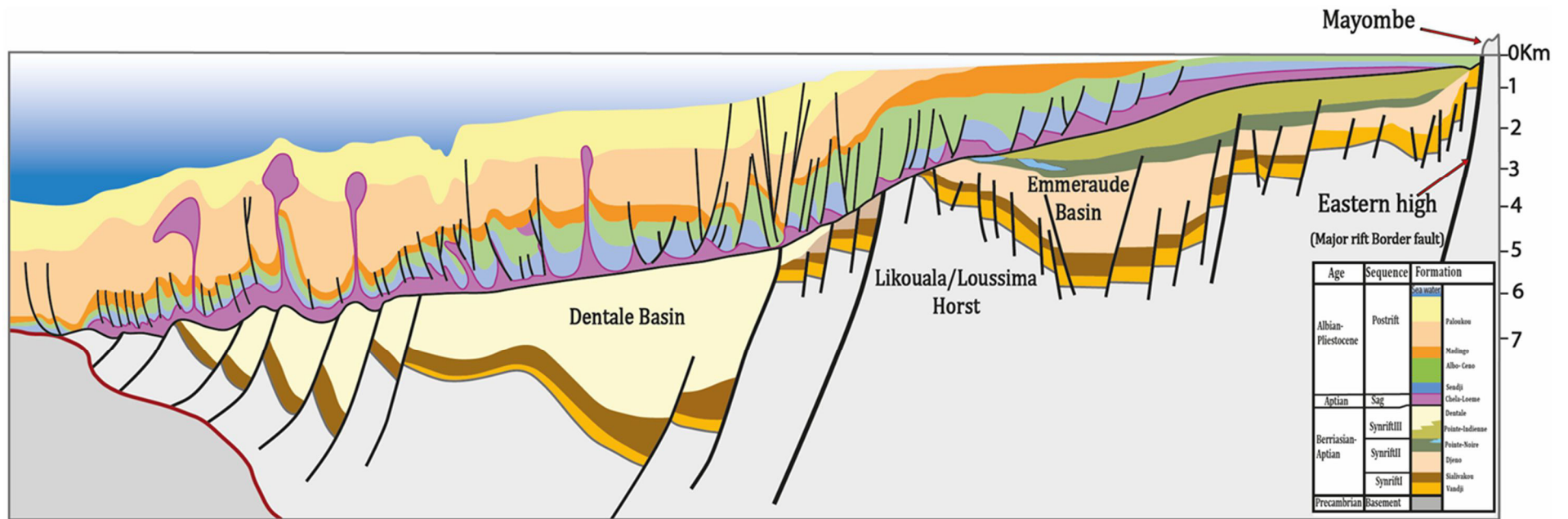


Figure I. 17 : Coupe régionale de la marge du Congo (Wonham et al, 2010)

Dans l'espace (Fig. I.19), les aires subsidentes ne se distribuent pas simplement d'une manière cylindrique. Trois segments peuvent être distingués :

- Au sud, un segment délimité par la faille bordière du Mayombe, localisant (i) la « fosse » bordière de la Loémé, puis (ii) un domaine correspondant à la plaine côtière actuelle s'approfondissant régulièrement vers la mer passant (iii) au bassin Emeraude et ensuite (iv) au horst de Likouala et (v) au bassin Dentale ;
- Au centre, un segment délimité par la faille bordière du Mayombe, localisant (i) la « fosse » bordière de la Kola, puis (ii) un domaine correspondant à la plaine côtière actuelle s'approfondissant régulièrement vers la mer passant (iii) à deux bassins, le bassin de Louvessi orienté NW-SE et le bassin de Tchibota orienté NE-SW ; aucun horst significatif n'existe sur ce segment ;
- Au nord, un segment globalement moins subsident que les deux autres, présentant (i) un « éperon », le « nose » de Noumbi, puis (ii) une aire peu subsidente pendant le synrift (NE1-BA1), la « fosse » de Bela/Banio, (iii) un horst, le horst de Kaba, avant de s'approfondir (augmentation d'épaisseur de sédiment) vers le domaine océanique.

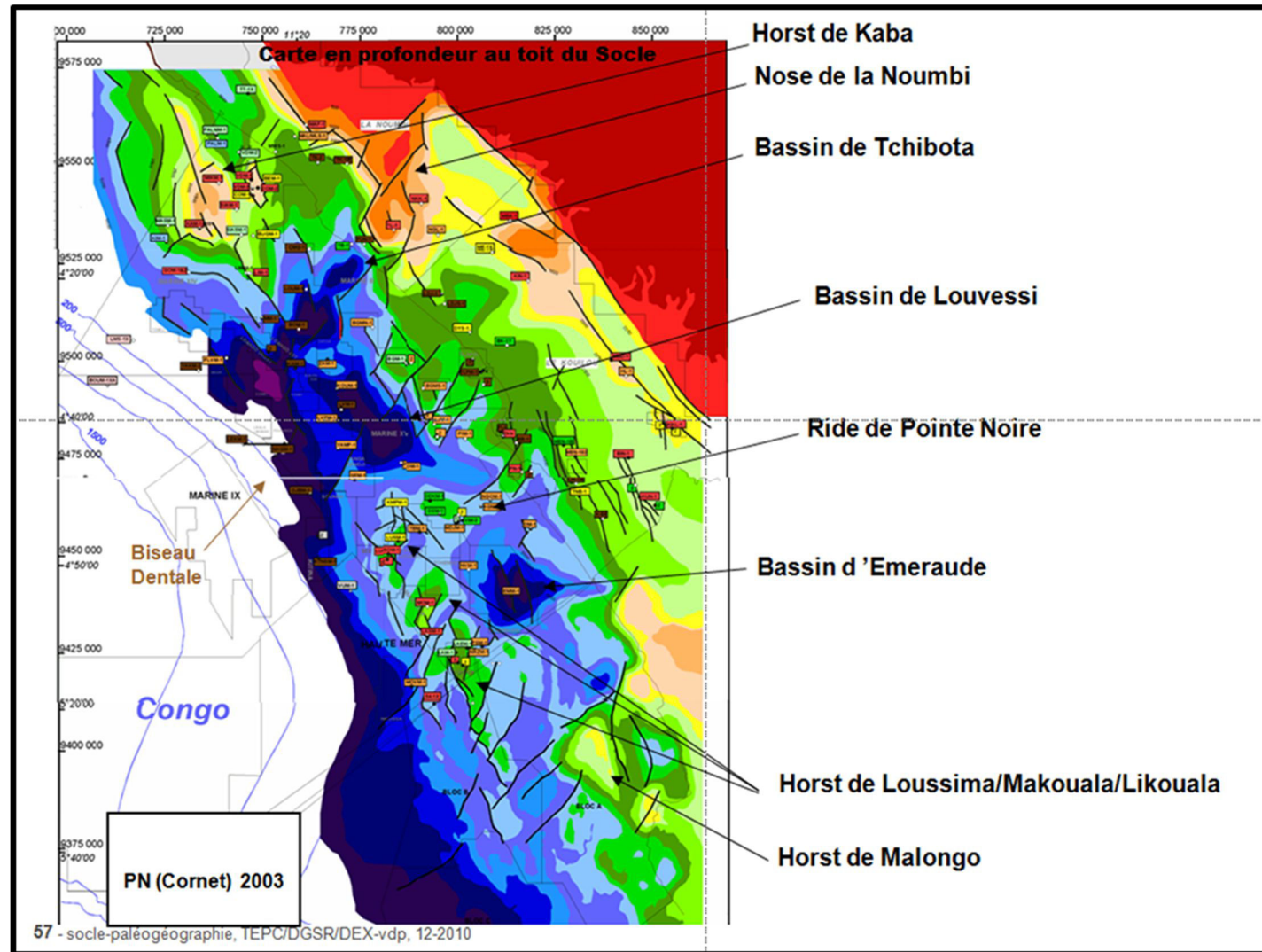


Figure I. 18 : Structure du socle de la partie interne de la marge du Congo : cartes d'isobathes du socle. a : document interne Total, b : Callec et al. (2015).

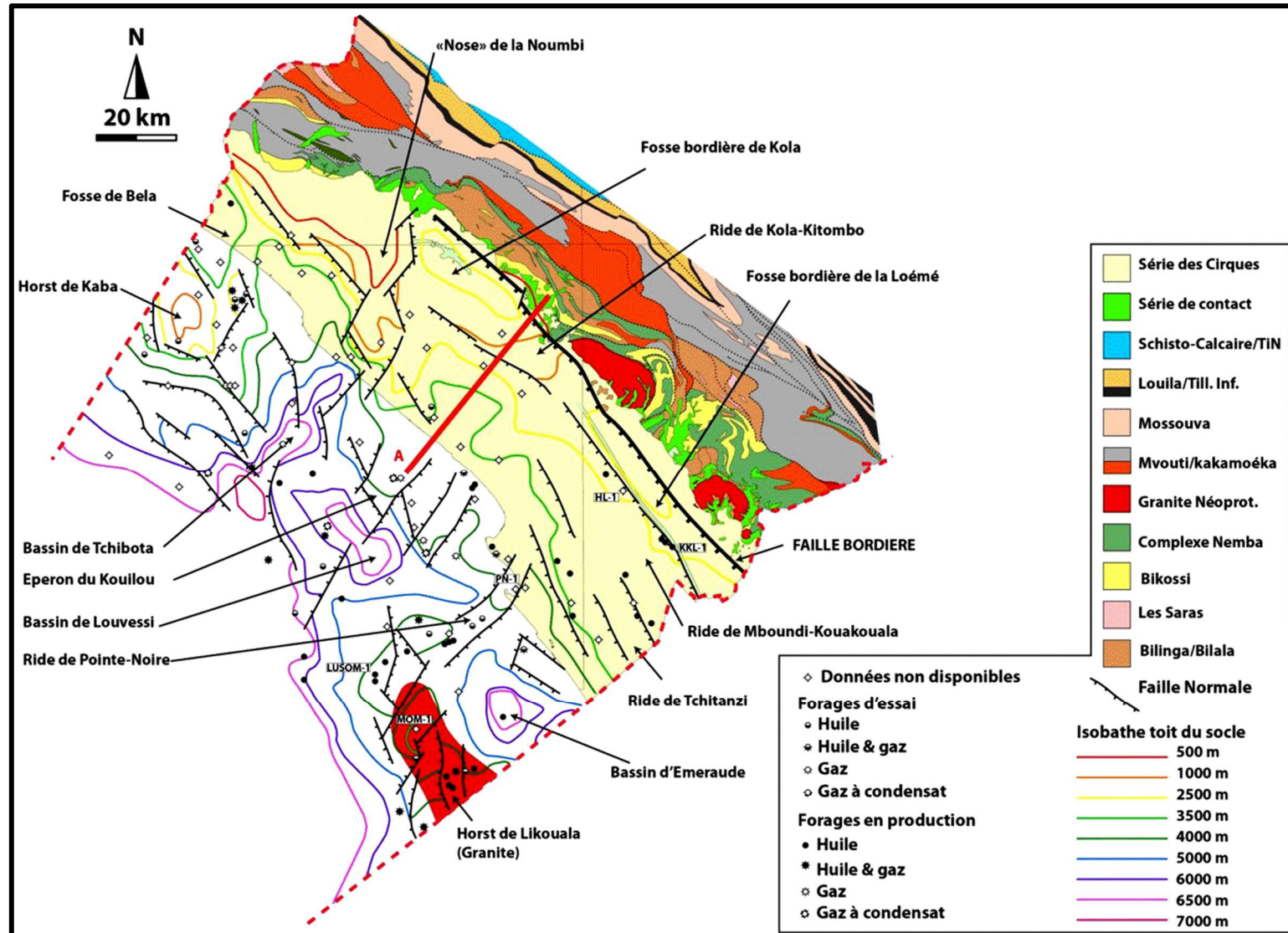


Figure I. 19 : (Suite)

La transition entre les segments sud et centre, soulignée par des failles NE-SW délimitant le bassin de Tchibota, correspond à la zone de transfert décrite par Peron-Pinvidic et al. (2017), les segments centre et nord seraient une marge étendue de type « plaque inférieure » et le segment sud un type « plaque supérieure ». Dans le schéma de Péron-Pinvidic et al. (2017), l'ensemble bassin de Dentale – horst de Likouala – bassin Emeraude, correspond à un bloc H, c'est-à-dire un bloc de croûte continentale supérieure fragile, effondré sur les failles de détachement principales et antithétiques localisées dans la croûte continentale ductile (Lavier et Mantaschal, 2006). Cela suppose donc – si le modèle de G. Manatschal rend bien compte de l'évolution des premiers stades de la marge du Congo – de caractériser la faille de détachement antithétique. Le schéma structural du socle de la marge du Congo (Fig. I.19b) montre qu'il n'existe pas de failles majeures juste au nord du bassin d'Emeraude (au sud de la ride Tchitanzi) comme le suggère l'interprétation de Péron-Pinvidic et al (2017) – Fig. I.11b. Le seul candidat possible est la faille bordière du Mayombe qui serait alors une faille de détachement majeure. Ceci permettrait d'expliquer (Fig. I.19) le grand pli à faible rayon de courbure que dessine le sel sous la plaine côtière – qui s'apparenterait à un roll-over – et la « fosse » bordière de la Loémé.

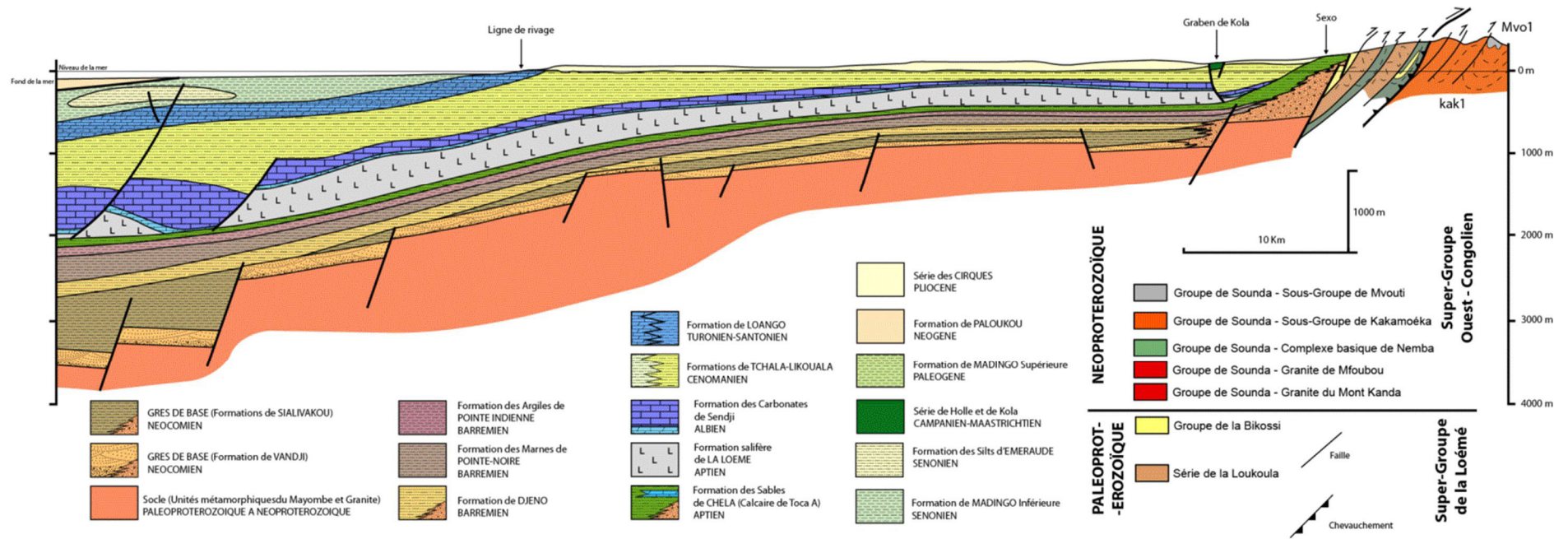


Figure I. 19 : Coupe du bassin côtier du Congo (Callec et al, 2015)

I.4.2 Le remplissage sédimentaire dans son contexte tectonique

Les sédiments syn-rift ont été datés par les biostratigraphes de la compagnie TOTAL et avant ELF en utilisant les ostracodes et les pollens et spores (voir Grosdidier et al, 1996 pour une mise au point des échelles de biozones). C'est une synthèse de leurs résultats (publiés ou non) qui est ici présentée (voir logs de synthèse chapitres 2 et 3). Les différentes biozones ont été recalées sur le modèle d'âge de Chaboureau et al. (2013).

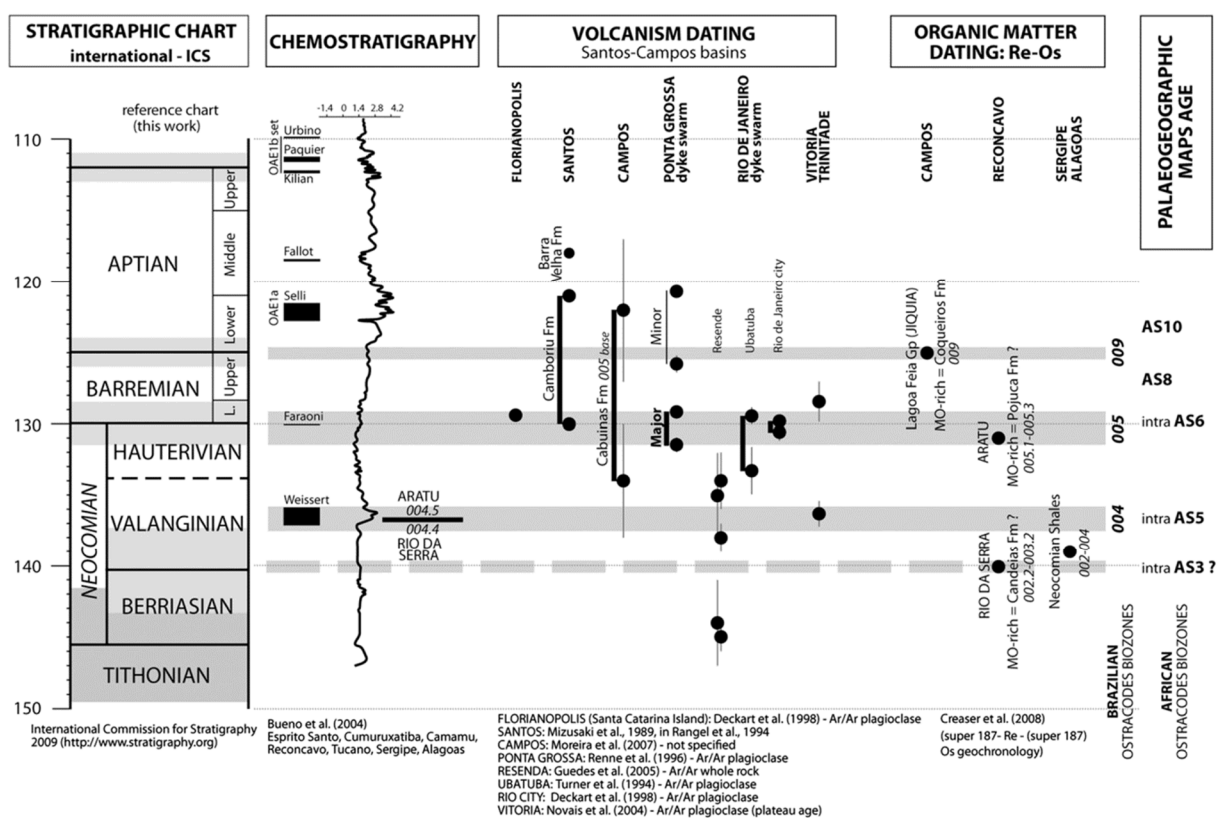


Figure I. 20 : Modèle d'âge des biozones d'ostracodes du rift du segment central de l'Océan atlantique sud (Chaboureau et al, 2013) obtenus à partir de contraintes chiostratigraphiques (• 13C), géochronologiques (datation de laves interstratifiées dans les sédiments, datation Re-Os de la matière organique)

I.4.2.1 La série pre-rift : Formation de Vandji-Lucula

- **Biostratigraphie** : Biozone d'ostracodes : As2 / biozone de pollens : CII / biozotation TOTAL (Elf) : NE1
- **Age** : Berriasien (Poropat et Colin, 2012)
- **Lithologie** : argilites, grès (dominants) et conglomérats

- Epaisseur : 50 à 400 m
- Milieu de sédimentation : rivières en tresses à cônes alluviaux (piémonts du massif du Mayombe) ayant comme niveau de base un lac plus ou moins étendu – possibles dépôts éoliens
- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Grès de base (Teisserenc and Villemin, 1989; Robert and Yapaudjian, 1990; Smith, 1995; Grosdidier et al, 1996a),
 - Cabinda : Formation de Lucula (Brice et al, 1982; McHargue, 1990; Bracken, 1994; Braccini et al, 1997),
 - Brésil : Formation de Sergi
- Données complémentaires :
 - Probablement discordant sur le socle protérozoïque
 - Période de faible subsidence (Braccini et al, 1997)

I.4.2.2 La série syn-étirement : Formations de Sialivakou, Kakouala et Djéno

La Formation de Sialivakou/ Kissenda

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : As3-4 / biozone de pollens : CII / biozotation TOTAL (Elf) : NE2
- Age : Néocomien moyen
- Lithologie : marnes et argiles, grises à noires, riches en matière organique, intercalées par des grès
- Epaisseur : 200-800m (Bidiet et al, 1988)
- Milieu de sédimentation : cônes alluviaux les pieds (fan delta) dans un système lacustre et systèmes gravitaires associés (Robert and Yapaudjian, 1990, 1990; Grosdidier, Braccini et al, 1996b; Harris, 2000)
- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Formation de Kissenda (Teisserenc and Villemin, 1989; Smith, 1995; Grosdidier et al, 1996a),
 - Cabinda : partie inférieure de la Formation de Bucomazi/Erva (McHargue, 1990; Braccini et al, 1997),

La Formation de Kouakouala/Mboundi

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : As4-As5 / biozone de pollens : C3-C4 / biozotation TOTAL (Elf) : NE2-NE3
- Age : Berriasien à Valanginien (Poropat et Colin, 2012)
- Lithologie : intervalle grés-conglomératique sous une série argileuse (membre Mboundi)
- Epaisseur : environ 200m à Kouakouala-1 où cette unité a été définie
- Milieu de sédimentation : cônes alluviaux et fan deltas, passant à un système lacustre, avec systèmes gravitaires associés. Les grès montrent parfois un remaniement par les vagues pour les dépôts proximaux le long du plaéo-rivage du système lacustre.
- Equivalents régionaux :
 - Bassin du sud-Gabon : Formation de Lucina,
 - Cabinda : partie supérieure de la Formation de Lucula et Formation du Bucomazi inférieur/Erva Braccini et al, 1997).
- Données complémentaires :
 - La Formation de Kouakouala, récemment définie par les géologues de Total, correspond à la partie inférieure de la Formation Djéno des anciens auteurs (Robert and Yapaudjian, 1990; Desthuieux, 1993; Harris et al, 1994; Grosdidier et al, 1996a) et un équivalent latéral du « faciès Sialivakou » (faciès de type roche-mère et du Néocomien). C'est une unité de type « Grès de base » avec un âge distinctement plus jeune que les dépôts classiques du Vandji.

La Formation Djéno

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : As5-As6 / biozone de pollens : CIII-CIV / biozotation TOTAL (Elf) : NE3-BA1
- Age : Néocomien terminal à Barrémien (Bidiet et al. 1988 ; Grosdidier et al, 1996; Poropat et Colin, 2012).
- Lithologie : sédiments silicoclastiques, grès conglomératiques à galets d'argile noire et à débris de végétaux, microconglomérats, intercalations argilo-gréseuses, grès ferrugineux et paléosols (Bidiet et al. 1988 ; Teisserenc et Villemin, 1990 ; Robert et Yapaudjian, 1990 ; Grosdidier et al, 1996 ; Karner. 1997)

- Epaisseur : 800 à 1400m (Phillipe, 1980 ; Bidiet et al. 1988)
- Milieu de sédimentation : écoulements gravitaires et turbiditiques, grain-flows à debris-flows (Karner et al 1997, 2003 ; Robert et Yapaudjian, 1990) dans un environnement lacustre assez profond.
- Equivalents régionaux :
 - Bassin du sud-Gabon : Formations Lucina (pour la partie inférieure, néocomienne) et Mélania ,
 - Cabinda : Formation Bucomazi et Formation Erva supérieure. Cette formation est dominée par les clastiques comme au Congo mais il existe néanmoins des carbonates identifiés comme Toca D par McHargue, 1990.
- Données complémentaires :
 - Cette formation a vu sa définition fluctuer dans le temps. Les auteurs les plus anciens (Bidiet et al, 1988) ont proposé un âge étendu depuis le Néocomien moyen jusqu'au Barrémien inférieur sans distinction interne. Puis une évolution est proposée dans Harris et al, 1994 avec un Djéno inférieur restreint au Néocomien et un Djéno supérieur typiquement Barrémien. Ce découpage est suggéré par un pointillé dans Grosdidier et al, 1996, et repris dans Poropat et Colin, 2012. D'après les données compilées pour ce chapitre, il est possible que la partie inférieure du Djéno soit en réalité la formation de Kouakoula telle que définie ci-dessus.
 - La limite supérieure de la formation de Djéno semble transitionnelle dans certaines publications (Grosdidier et al, 1996) et autour de la limite entre les biozones BA1 et BA2. Néanmoins, une discordance séparant la formation de Djéno des Marnes noires, c'est à dire la Formation des Marnes de Pointe-Noire, est très tôt signalée (Bidiet et al, 1988), visible en sismique comme illustré dans Harris et al, 2000b et également documentée au Cabinda (Braccini et al, 1997). Cette discordance est suffisamment bien caractérisée pour effectivement constituer la limite supérieure de la formation Djéno. Elle est datée intra BA1 par Braccini et al, 1997 mais pourrait être légèrement diachrone (plus jeune) d'après des documents internes à Total.

I.4.2.3 La série syn-hyperextension (sag) : Formations de Ponte-Noire, Pointe-Indienne et Chéla

La Formation de Pointe-Noire (membres TOCA et Marnes Noires)

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : As7 à As9 / biozone de pollens : CIV-CV / biozotation TOTAL (Elf) : BA1 à BA3
- Age : Barrémien (Bidiet et al, 1988 ; Karner et al, 1997 ; Poropoa et Colin, 2012)
- Lithologie : argiles parfois silteuses et marnes riches en matière organique (membre des Marnes Noires), à intercalations gréseuses parfois micacées (Desthuieux, 1993 ; Grosdidier et al 1996). Série carbonatée du membre de la Toca (ToCa pour Top Carbonate, parfois également nommé Calcaire de Viodo ; Harris et al, 1997): calcaires gréseux, calcaires algaires, à coquilles (ostracodes, gastéropodes et bivalves), parfois dolomitiques ou silicifiés (Bidiet et al ; 1988 ; Karner et al 1997, Wenger : Robert et Yapaudjian, 1990 ; McHargue ; Harris, 2000a; Brownfield et Charpentier, 2006) qui s'interstratifient dans la partie supérieure des Marnes de Pointe-Noire.
- Epaisseur : de 50 à 650m pour la Formation de Pointe-Noire ; entre 1 et 100 m pour le membre Toca (Karner et al, 1997 ; Harris, 2000 ; McHargue, 1990)
- Milieu de sédimentation : écoulements gravitaires et turbiditiques (grain-flows) dans un environnement lacustre ; carbonates lacustres du Membre Toca
- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Formation de Melania et Calcaire de Banio (Grosdidier et al, 1996)
 - Cabinda : partie médiane de la Formation de Bucomazi dit « organique » et partie inférieure du membre TOCA (McHargue, 1990; Braccini et al, 1997).
- Données complémentaires :
 - La notion de formation n'est pas toujours formellement fixée pour les dépôts du Congo. Certain lithofacies comme par exemple les carbonates de la TOCA ont été évoqués en tant que Formation (Robert & Yapaudjian, 1990) ou comme Membre (Harris et al, 1997). Dans la présente étude, la Formation de Pointe-Noire correspond au regroupement des lithofaciès des Marnes de Pointe-Noire et Toca.

La Formation de Pointe Indienne (membres : Argile Verte, Grès de Mengo, Calcaire de Pointe Indienne et Sables de Tchibota)

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : AS9-AS10 / biozone de pollens : CV terminal-CVI / biozotation TOTAL (Elf) : BA3-BA4
- Age : Barrémien
- Lithologie : l'ensemble est dominé par des argiles vertes à micas définies comme les Argiles verte de Pointe-Indienne. Plusieurs membres montrent des lithologies plus variées comme des dépôts grés-argileux (Grès de Mengo et Sables de Tchibota) et des calcaires coquilliers (Calcaires de Pointe Indienne).
- Epaisseur : plus de 1300m, voire 1500m (Vernet et al, 1996) dont 100m pour les Grès de Mengo, quelques mètres pour les Calcaire de Pointe Indienne et 400m pour le membre de Tchibota
- Milieu de sédimentation : lac relativement oxygéné enregistrant quelques évènements gravitaires (membre de Mengo) et quelques épisodes carbonatés (membre Calcaire de Pointe Indienne) en domaine littoral (Vernet et al, 1996 ; Bidiet et al, 1988 ; Robert et Yapaudjian,1990 ; Grosdidier et al, 1996). Le sommet des Calcaires de Pointe Indienne montre des structures d'altération (karst et dolomitisation) témoignant d'une période d'émersion liée à une chute du niveau du lac (Karner et al, 1997 ; Robert et Yapaudjian, 1990). Enfin, le membre de Tchibota correspond à une série fluvio-lacustre (Phillipe, 1980 ; Robert et Yapaudjian, 1990).
- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Formation Dentale (membres Argile de Crabe et Grès Dentale),
 - Cabinda : Formation Bucomazi supérieure. Les Grès de Mengo montrent une continuité au Cabinda où ils sont appelés Sables de Vovo (Braccini et al, 1997). Cet intervalle est aussi caractérisé par des carbonates dénommés TOCA supérieur par Braccini et al, 1997 et TOCA D par McHargue, 1990.
- Données complémentaires :
 - Comme pour la Formation de Pointe-Noire, la notion de Formation de Pointe-Indienne et de ses Membres a pu fluctuer d'une publication à l'autre. Dans la présente étude, la Formation de Pointe-Indienne correspond au

regroupement de quatre membres informels, nommés du bas en haut : les Argiles Vertes de Pointe-Indienne, les Grès de Mengo, Les Calcaires de Pointe-Indienne et les Sables de Tchibota comme originellement proposé par Bidiet et al, 1988.

La Formation de Dentale

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : AS9-AS11 / biozone de pollens : CV terminal-CVII / biozotation TOTAL (Elf) : BA3-BA4 à AP1 (Gabon)
- Age : Barrémien à Aptien (Gabon)
- Lithologie : série grés-argileuse
- Epaisseur : 2000 à 3000m
- Milieu de sédimentation : séries fluvio-lacustres
- Equivalents régionaux :
 - Bassin du sud-Gabon : Formation des Grès Dentale et Formation des argiles de Crabe,
 - Cabinda : partie supérieure de la Formation Bucomazi,
- Données complémentaires :
 - Equivalent de la Formation de Pointe-Indienne

La Formation de Chéla/Gamba

- Biostratigraphie : Biozone d'ostracodes : As12 / biozone de pollens : CIX / biozotation TOTAL (Elf) : AP3
- Age : Aptien moyen
- Lithologie : une unité inférieure, correspondant au terme Chéla ou Gamba sensu stricto, à dominance grés-conglomératique ; une Unité supérieure, correspondant au membre Vembo défini au Gabon, essentiellement argilo-carbonaté et anhydritique
- Epaisseur : quelques mètres à 80m
- Milieu de sédimentation : environnements fluviaux à fluvio-lacustres pour le terme Chéla et dépôts lacustres à lagunaire pour le terme Vembo. La connection avec le domaine marin avant le dépôt des évaporites a été récemment démontré au Congo par l'occurrence de dinoflagellés dans des argiles noires à l'affleurement et montrant également une association d'ostracodes typique de la biozone As12 (Delhaye-Prat et al, 2016).

- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Formation de Gamba (Teisserenc and Villemin, 1989a),
 - Cabinda : Formation de Chéla (Braccini et al, 1997).
- Données complémentaires :
 - connue aussi bien à l’affleurement en bordure du bassin côtier congolais qu’en forage (Callec, et al, 2015; Fullgraf et al, 2015; Le Bayon et al, 2015)
 - reposant en discordance à la fois sur les séries sédimentaires antérieures mais aussi directement sur les séries métamorphiques du socle précambrien du Mayombe (Callec, et al, 2015; Fullgraf et al, 2015),
 - la formation de Chéla affleure localement en bordure du bassin côtier congolais (Delhay-Prat et al, 2016), dans des couloirs orientés généralement SO-NE interprétés soit comme des petits grabens (Callec, et al, 2015; Fullgraf et al, 2015; Le Bayon et al, 2015; Hirtz, 1951), soit comme des vallées incisées (Hirtz, 1951).

I.4.2.4 La transition vers la marge passive : Formation de Loémé

- Biostratigraphie : biozone de pollens : CIX / biozation TOTAL (Elf) : AP4
- Age : Aptien supérieur (Grosdidier et al 1996 ; Chaboureau et al, 2013)
- Lithologie : alternances d’argiles noires (1 à 2m), parfois bitumineuses, à débris végétaux et à intercalations dolomitiques, surmontées par des niveaux d’halite pure (30 à 60m) et alternance de couches d’halite et de potasse (carnallite, parfois altérée en sylvinite). Cette série est couronnée par un banc d’anhydrite d’environ 50 mètres d’épaisseur (Belmonte et al, 1965 ; De Ruitter, 1979 ; Hillerman et Jaillard, 1993).
- Epaisseur : 300 à 1000m (Belmonte et al, 1965 ; Vernet et al, 1996)
- Milieu de sédimentation : marin restreint, milieu lagunaire mise en place sous un climat aride (Belmonte et al, 1965 ; Warren, 2006 ; Anka et al, 2009 ; Mbina MOUNGUENGUI et Guiraud, 2015 ; Rodriguez et al, 2018). Certains auteurs proposent des scénarios alternatifs avec des évaporites déposées en domaine profond (Karner et Gamboà, 2007 ; Montaron et Taponnier, 2010) ou d’origine hydrothermale (Hovland et al, 2018 ; Gaucher et al, 2018).

- Equivalents régionaux :
 - bassin du sud-Gabon : Formation d'Ezanga,
 - Cabinda : Formation de Loémé (Braccini et al, 1997).
- Données complémentaires :
 - De nombreux auteurs admettent que les évaporites de la Loémé et son équivalent brésilien se sont accumulées dans des conditions maritimes restreintes à la fin de l'Aptien (par exemple : Warren, 2006) alors qu'il n'existe que très peu de d'éléments suggérant l'existence des conditions marines pendant le dépôt de ces évaporites. La présence de Dinoflagellés dans les intercalations argileuses intra-évaporites (N. Buratti, comm. pers., 2018 ;) semble néanmoins conforter cette hypothèse

CHAPITRE II

**Syn-rift incised valleys (Aptian) of the Congo
South Atlantic Rift filled by supercritical gravity
flows: geodynamic implication**

CHAPITRE II:

SYN-RIFT INCISED VALLEYS (APTIAN) OF THE CONGO SOUTH ATLANTIC RIFT FILLED BY SUPERCRITICAL GRAVITY FLOWS: GEODYNAMIC IMPLICATIONS

Sage Paterne Kebi-Tsoumou^a, François Guillocheau^a, Cécile Robin^a, Julien Bailleul^b, Callec^c, Vincent Delhay-Prat^d

a Univ Rennes, CNRS, Géosciences-Rennes – UMR 6118, 35000 Rennes, France

b Institut polytechnique UniLaSalle, 19 Rue Pierre Waguet, 60026 Beauvais, France

c Bureau de recherches géologiques et minières, 3 av. Claude Guillemin, 36009 - 45060 Orléans Cedex 2, France

d Exploration production, Gabon, Total SA, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex France

Abstract

This study provides new insights into the morphology pattern and origin of marginal valley-fills of the Congo basin and the depositional setting and sequence stratigraphy framework of the Aptian Chéla Formation (sag succession) in outcrops.

Three NE-SW extending incised-valleys (named as Doumanga, Nkougni and Mboubissi) were mapped in the study area, that cut into the Precambrian basement rocks (Mayombe belt) and separated each other by ridge of basement rocks. These incised-valley systems exhibit dendritic-to-trellis morphology pattern and U-shape. Their location and morphology pattern are thought to be controlled by the basement tectonic features and lithology heterogeneity. They are interpreted as river incisions as results of base level fall in response to late rift tectonic uplift or early post-rift flexural uplift and subsequently back-filled by the Aptian nonmarine siliciclastic sediments related to the upper member of the Chéla Formation as lake level rose in response of regional transgression in central south Atlantic. The preserved infilling of these paleovalleys is a mixing of (1) gravity flows (debris flows) with evidences of cyclic steps and by-pass facies and (2) hyperpycnal flows evolving to turbidity currents. The vertical and lateral variations of these facies record the evolution of flood-dominated lacustrine fan delta and related distal turbidites.

These deposits are organized into elementary fining (thinning) upward deposits characteristic of proximal gravitary deposits (“channels”). The upstream deltaic sediment feeder is not preserved. The best modern analogues are “deep” fjord sediments. They form a onlapping transgressive depositional sequence bounded at the base by Subaerial unconformity (correlated with regional extensive Pre-Chéla unconformity).

Keywords: *Congo, Aptian, South Atlantic Rift shoulders, incised valleys, supercritical gravitary flows*

II.1 Introduction

Since their definition by Gregory (1876), continental rifts were understood as a collapsed domain (the “rift valley”) bounded by two (normal) faults at the origin of escarpments delimitating on both sides highlands (Gregory, 1920), rift flanks or rift shoulders (Dixey, 1946; Illies, 1972) according to the authors. The main concerns of the geologists were therefore to understand (i) the geodynamic meaning of the rifts flanks, (ii) their relief evolution through time and (iii) the fed sedimentary systems.

Several *geodynamic* questions were addressed about (i) the systematic occurrence of rift shoulders along all the rifts, (ii) the role of mantle (Daradich et al., 2003) versus lithosphere dynamic in their formation (and beyond the question of the differences between active vs. passive rifts – e.g. Sengör and Burke, 1978; Turcotte and Emerman, 1983), (iii) the importance of isostasy during extension (e.g. (Weissel and Karner, 1989; Karner et al., 2000) . Huisman and Beaumont (2011, 2014) based on a numerical modelling of the lithosphere response to extension, shown that rift shoulders are not systematic features. It depends of the rheology of the lithosphere, with only rift shoulders occurrences in the case of strong upper lithospheric mantle and continental crust.

Low temperature thermochronological studies provided interesting results as well. (1) Rift shoulders can be late relief features in the rifting process (Central Kenyan Rift – around 10 Ma after the rift initiation, (Spiegel et al., 2007a); Albert Rift, Uganda – around 15 Ma after the rift initiation, (Bauer et al., 2010a, 2013). (2) Rift shoulders might be long-lasting relief.

The rift flanks are key zones to produce siliciclastic sediments infilling rift basins. Several models of relationships between deformation, relief growth and sedimentary systems were proposed both in submodern environments (L. Frostick and Reid, 1989; Frostick and Reid, 1990a; Hartley et al., 2010) or in ancient systems (Prosser, 1993; Bosence, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000a). One of the main questions is the relative importance of longitudinal versus lateral (coming from the rift flanks) drainage contributions in term of sediment budget. The longitudinal drainage (that seems the most important, Hartley et al., 2010) results from large catchments feeding lacustrine deltas or large braided plains. The lateral drainage is due to several alluvial fans located on the footwall of the normal faults controlling the rift flank uplift. Several studies were carried on the alluvial fans (Allen and Densmore, 2000; Rohais et al., 2012) and the retreat of the scarp created by

the fault (Braun and Beaumont, 1989a; Kooi and Beaumont, 1994a; Petit et al., 2007). Little attention has been paid to the growth of the bedrock channel drainage over the rift flank and the stability of the divide during the rift (a lot of studies focussed on the post-rift evolution of the escarpments and divides, see (Braun, 2018a) for a review). Some models (Bosence, 1998) or data (Mortimer et al., 2007) predict a growth of channel drainages during the rifting upon the rift shoulders but no morphometric data (length of the river, size of the incision) are available.

We here focussed on fossil drainages located on rift flanks, incised and filled by sediments at time of the lithosphere extension. These infilled incised valleys are related to the Early Cretaceous extension of the central segment of the South Atlantic Ocean. They crop out along the African Atlantic Margin from northern Angola to southern Gabon, i.e. the Lower Congo Margin. This study focussed on the infilled incised valleys of the Republic of Congo (Mayombe Plateaus).

The main purposes of this study are (1) to characterize the geometry of these incised valleys, (2) to determine the sedimentary environments of the infilling sediments and (3) to discuss the geodynamic implications of these systems in terms of rift dynamic and control of sedimentary systems.

II.2 Geological setting and previous studies

II.2.1 The central segment of the South Atlantic Rift: geodynamic

The South Atlantic Ocean is segmented by transform faults into 4 main units (Falkland, Austral, Central and Equatorial segments – Fig.1) that were existing at time of the rift history (**Moulin et al., 2010a**). Along the Austral segment, between the Agulhas-Falkland and Rio Grande Fracture Zone, rifting occurred from Late Jurassic to Upper Valanginian (M11) – south / Hauterivian-Barremian boundary (M4) – north (Hall et al., 2018); in the Central segment – the one studied here - rifting occurred during Early Cretaceous times (uppermost Berriasian to late Aptian) and along the Equatorial segment between Aptian and Late Albian. These segments are themselves segmented into subbasins.

The Congo Margin Basin is part of the Lower Congo Basin extending between two low subsiding domains, the N'komi Fracture Zone (Gabon) to the north and the Ambriz Arch (Angola) to the south (Brownfield and Charpentier, 2006). The conjugate margin in South America (Brazil) corresponds to the Cumuruxatiba and Jequitinhonha Basins (**Anne-**

Claire Chaboureau et al., 2013). The term Congo Basin is ambiguous: it is used for both the Congo Margin along the Republic of Congo (Congo Brazzaville) and the interior intracratonic basin mostly located in the Democratic Republic of Congo (Congo Kinshasa). To avoid any confusion, we will use the terms Congo Margin Basin and Congo Interior Basin respectively.

The mechanism of extension of the Central segment of the South Atlantic Margin during Lower Cretaceous were extensively studied and debated (**Karner and Driscoll, 1999; Karner et al., 2000; Unternehr et al., 2010; Huismans and Beaumont, 2011b, 2014b; Peron-Pinvidic et al., 2013a; Péron-Pinvidic et al., 2017**) and is now considered as a case example of hyperextended rifted margin. Peron-Pinvidic et al. (2017) defined a three stages evolution of the extensional history, (1) a stretching phase, (2) a thinning and coupling phase and (3) a hyper-extension/exhumation phase. The stretching phase is characterized by a little amount of extension and by regional distributed half grabens. The thinning phase - quite short period – is characterized by (i) Moho uplift and the formation of the necking zone and (ii) the growth of large detachment faults. The hyperextended phase is coeval with a migration of the deformation toward the incipient ocean and the development of a sag-type basin over the hyper-extended crust and/or the exhumed mantle

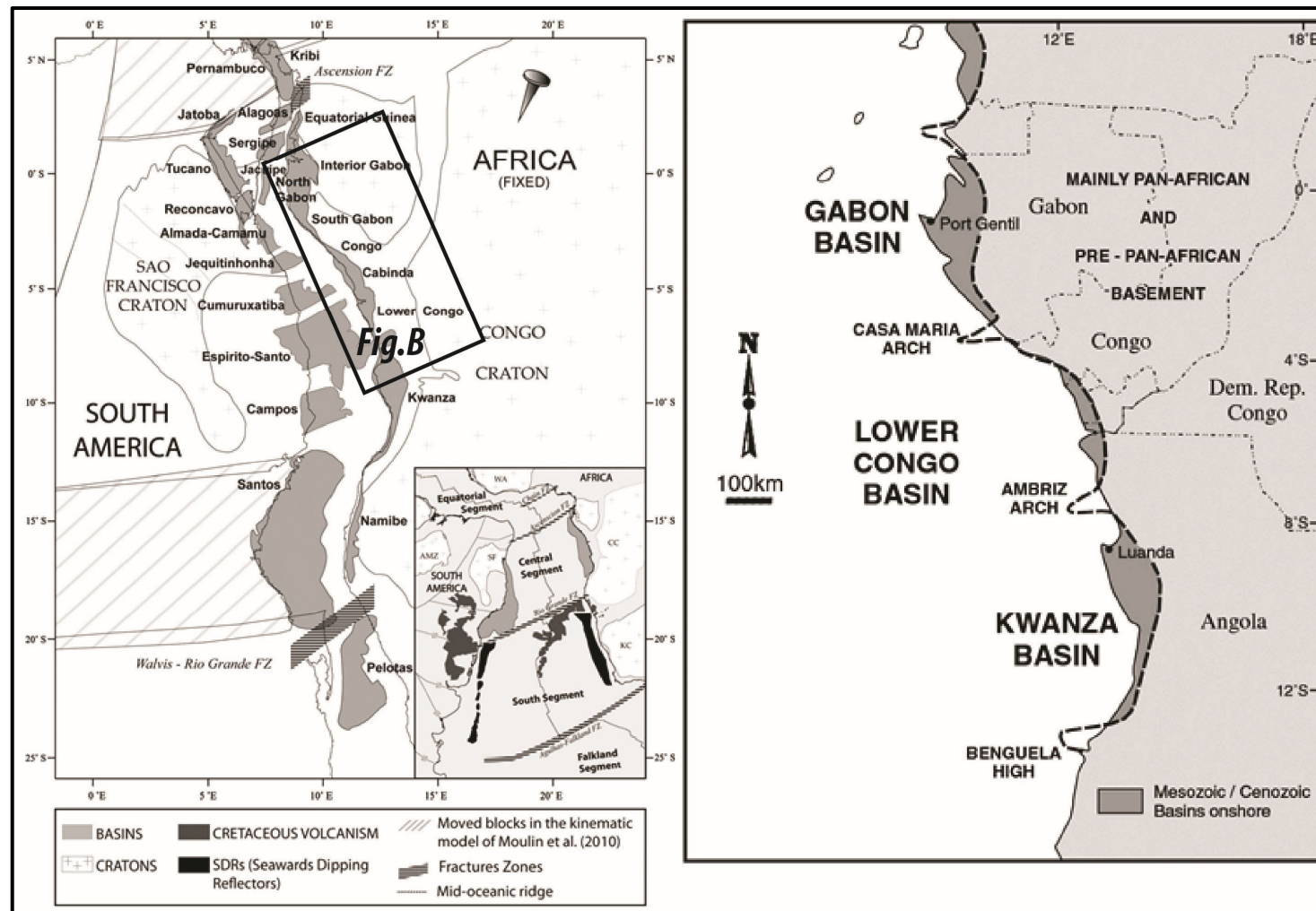


Figure 11. 1: General map of the different segments of the South Atlantic Ocean with the original position of the different basins of the central segment during Berriasian times (Chaboureaud et al. 2013); B) component basins comprising the West African passive margin (Anderson et al, 2000)

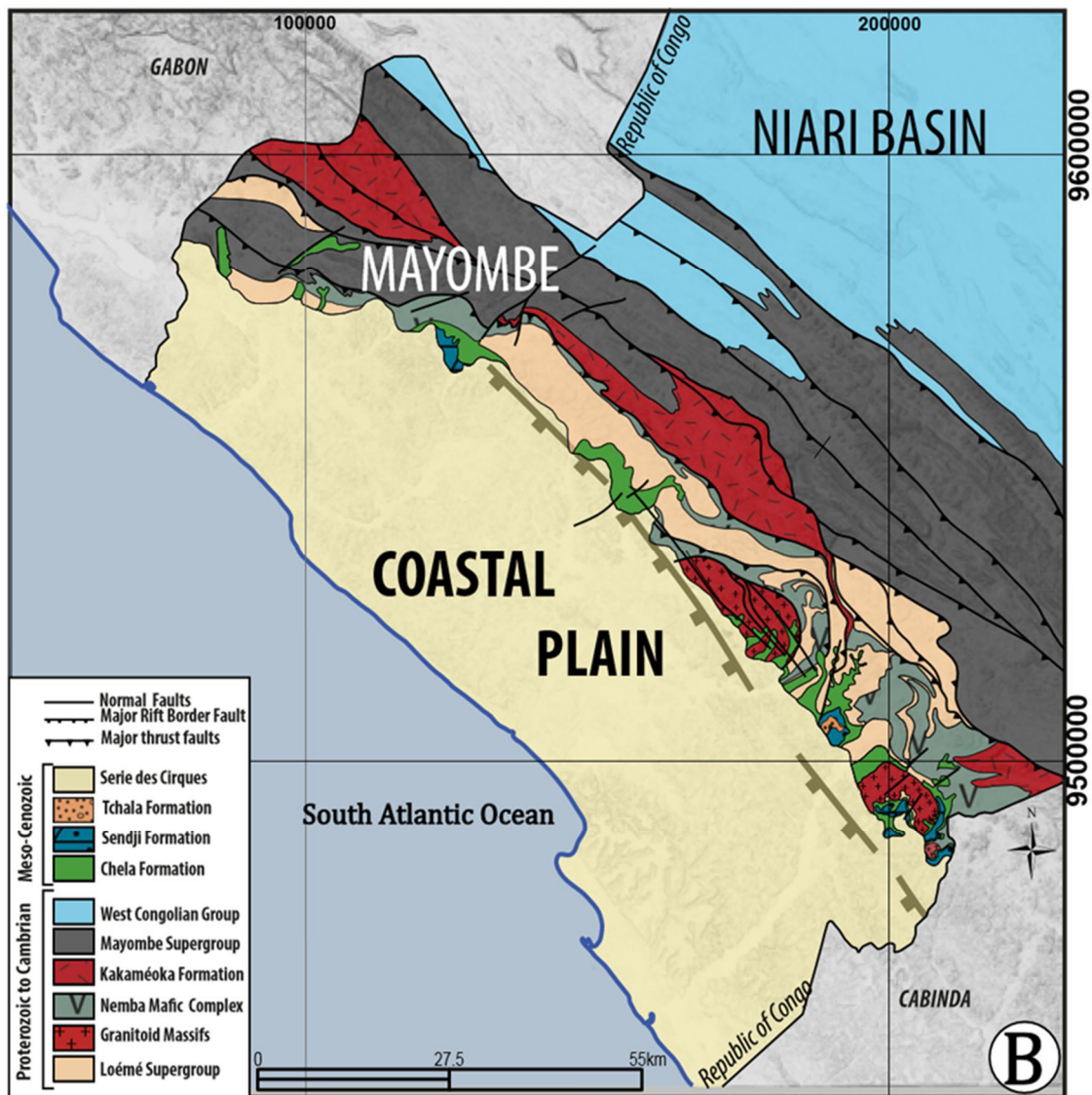


Figure II.1(suite): B. Main geological of the Upstream part of the Atlantic Congo Margin (Callec et al., ou Fullgraf et al.)

II.2.2 2.2. The Atlantic Congo Rift: infilling history

Several studies were carried out on the sedimentary evolution of pre-passive margin stage of the Congo Margin (**Teisserenc and Villemin, 1989b; McHargue, 1990b, 1990a; Robert and Yapaudjian, 1990b; Anne-Claire Chaboureau et al., 2013**) (Fig. 2 and 3).

- **Pre-rift deposits** (Congo: Vandji Fm/Gabon: Lucula Fm) consist of coarse-grained alluvial deposits (mainly conglomerates and coarse-grained sandstones) passing through alluvial to deltaic plain sediments (interbedded shales and sandstones) and lacustrine deposits.
- **Rift 1: syn-graben deposits – stretching phase** of Peron-Pinvidic et al. (2017) - (Congo: Sialivakou-Djeno Fms/Gabon: Kissenda-Lucina Fms) are made up of deep lakes turbiditic deposits (shales) passing laterally to fan deltas to alluvial fans (conglomeratic sandstones).
- **Rift2: syn-Sag deposits – hyperextensional phase** of Peron-Pinvidic et al. (2017) - (Congo: Pointe Noire - Pointe indienne – Chela Fms / Gabon: Melania – Dentale - Gamba Fms) is an overall lacustrine shallowing trend bounded upward by a major unconformity overlain by continental to marine deposits. The shallowing upward trend consists of deep organic-rich shales (Pointe Indienne Fm) overlain by sublacustrine turbiditic sandstones interfingering into deep shales passing to large deltaic systems passing in between the distributaries (bay) to bioclastic limestones (Toca Mbr). Above the unconformity, the Chela Fm is made up of transgressive conglomeratic sandstones (alluvial to estuarine) overlain by shales passing upward to limestones, dolomites and evaporites (inner shallow marine to lagoon).
- **Post-Sag evaporitic deposits** (Congo: Loémé Fm / Gabon: Ezanga Fm)

The upstream topographic evolution (rift shoulders) along the Lower Cretaceous Congo Rift was already addressed by (**Harris et al., 2004a**) using indirect proxies (abundance and types of organic matter). They conclude for a decrease of the topography at time of the Pointe Indienne Fm deposition (beginning of the sag phase).

The climate at that time is poorly constrained and might be controlled by local orographic effects. Chaboureau et al. (2002) shown that a hot arid climate is partly required for the deposition of the Loeme Salt. But the abundance of conifer plants of the Cheirolepidiaceae (Perrichot et al., 2016) in the studied sediments, located below the Loeme salt, suggests quite local humid conditions.

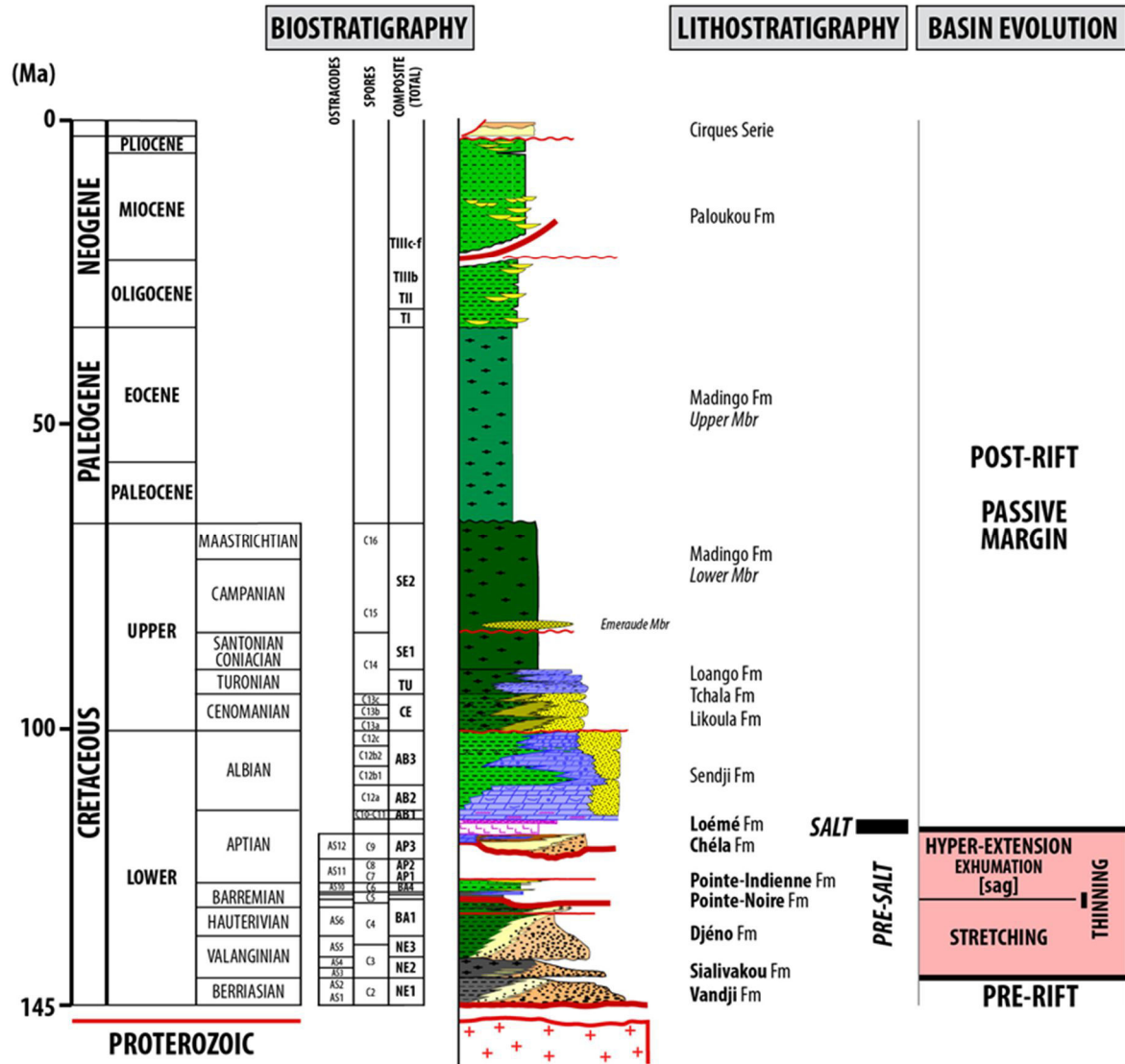


Figure II. 2: Time-stratigraphic chart with the lithology, the lithostratigraphy, the biostratigraphy (Elf-Aquitaine/Total nomenclature, Grosdidier et al., 1996) and the main phase of the margin evolution.

Based on these features, we here proposed that the stretching phase corresponds to the uppermost Berriasian to Barremain half-grabens filled by the Sialivakou to Djéno Fms and the the hyperextended phase to the Barremian to Aptian sag-type basin filled by the Pointe Noire to Chéla Fms. The thinning phase (short event) is a transient period of Barremian age corresponding to transition between the Djéno and Pointe Noire Fm.

II.2.3 The Early Cretaceous incised rivers of the Mayombe area

The inner Congo Atlantic Margin (Fig. II.3) is bounded by a major fault and passes upstream to two main basement units (1) the Mayombe Belt and (2) the Niari Basin (Tack et al., 2001; Fullgraf et al., 2015). The Mayombe Belt was a folded and metamorphosed Early Proterozoic mountain belt (2 Ga, Eburnean Orogeny), rifted during the Rodinia break-up (1.05 to 0.9 Ga, early Neoproterozoic, sediments and alkaline magmatism), inverted and folded during the Panafrican Orogeny (last deformation at 500 Ma). The **Niari Basin** recorded the major Neoproterozoic Marinoan (around 635 Ma) Glaciation (occurrence of tillites and cap carbonates: Mickala et al., 2014). The basin setting is the inner part of a continental margin inverted during PanAfrican Orogeny and evolving to a foreland basin (Preat et al., 2018).

The French geologists in charge of the mapping of the western Congo (Hirtz, 1951; Dadet, 1969) mapped ribbons of Cretaceous sediments crossing through the Proterozoic basement interpreted as torrential channels crossing through the basement (Hirtz, 1951). Later, in the frame of the mapping of southern Congo by the BRGM, French geological survey, Callec et al. (2015) proposed an alternative model for these structures: they were Aptian half grabens.

Studies of the paleontological contents sedimentary infilling (shales) of these aptian half grabens (1) provided evidence of marine floodings (occurrence of dinoflagellates, Delhaye-Prat et al., 2016) and (2) shown the presence of amber with insect remains (Perrichot et al., 2016).

II.3 Methodology

This study is based on field data, from mapping to stratigraphical and sedimentological analysis. The field area is a hilly landscape covered by the equatorial rainforest. Consequently, (1) few outcrops are available and (2) the sediments are intensively weathered by lateritic soils. The only outcrops available are located along the rivers or along recent road cutting through the sediments and quarries. The consequence of the lateritic weathering is to transform (i) the hard rocks into unconsolidated ones (e.g. sandstones into sands) and (ii) some minerals (e.g. potassic feldspars into kaolinite). In some case, the porosity of the weathering-induced sands is filled by iron oxydes/hydroxydes.

The Cretaceous sediment ribbons were mapped to understand their geometrical relationships with (i) the surrounding basement and (ii) the various types of faults. All the outcrops were mapped and analysed from a lithological, sedimentological and structural point of view. Several x-z sections were drawn to prove the geometry of these sediment ribbons and their meaning.

Several 1D sections were measured for (1) biostratigraphic dating and (2) sedimentological and stratigraphical analysis. The sediment dating was based on micropaleontology (ostracods) and palynology (pollen and spores) using the Lower Cretaceous biozones defined for the syn-rift sediments of the central segment of the South Atlantic () tentatively calibrated in absolute ages by Chaboureau et al. (2013). The sedimentological study was mainly a facies analysis based on the grain-size and the sedimentary structures. Two large enough outcrops show evidences of bedforms with a wavelength higher than megaripples, i.e. at least around tens of metres the scale of architectural elements. Those bedforms provide key informations (see below). Our study is mainly based on facies analysis due to the poor-quality outcrops in the knowledge that we underestimate bedforms/architectural elements of tens to thousands of metres of wavelength. For this reason and because of the mean distance between outcrops we did not try to do stratigraphic correlations but only vertical analysis of facies to define different orders of stratigraphic trends.

II.4 Results: age of the sedimentary infilling - equivalence with the syn-rift deposits

Both pollen and spores and ostracods provided ages. Pollen and spores belong to biozone CIX (occurrence of *Araucariacites australis*, *Cicatricosisporites* cf. *orbiculatus* *Sergipea naviformis*, *Cingulatisporites verrucatus*, *Sergipea naviformis*...) and ostracods to biozone AS12 (occurrence of *Pattersoncypris salitrensis*, *Kroemmelbeincypris symmetrica* and *Kroemmelbeincypris angulata*). These biozones are Aptian in age based on the regional stratigraphic-scale developed by the biostratigraphers of the petroleum company Elf-Aquitaine (Grosdidier, Braccini, Dupont, and Moron, 1996b), confirmed by the biostratigraphic re-evaluation of the rift basins of Brazil (Stephen F. Poropat and Colin, 2012a) that assigned an age between 117 and 113 Ma (uppermost Late Aptian sensu (Gradstein et al., 2012) for biozone AS12.

This means (Fig. 3) that these deposits are time-equivalent in the rift basin of the Chela Fm, end of the sag basin period, prior to the salt deposits of the Loeme Fm.

II.5 Results: characterisation and geometry of incised valleys

II.5.1 Field data

Field mapping (Fig. 4) of the southern part of the Mayombe relief shows evidences of ribbons of Cretaceous sediments with maximum width of 4 km. Three ribbons system were studied, Doumanga (Fig. 5), Nkougni and Mboubissi (Fig. 6).

The *Doumanga* sediment ribbon is oriented N-S along a distance of 5 km from the coastal plain. They cut through Paleoproterozoic quartzites and gneisses (Loeme SpGp). On x-z sections (Fig. 5), the nearly horizontal Cretaceous sediments filled flat horizontal bottom erosional structures that look like incised valleys. The width of these valleys ranges from 2,5 km to 150 m with maximum differences of elevation between flat bottom and surrounding hills of 300 m. Some flat-bottom incised structures are bounded by faults but the mapping (Fig. 5) shows that these faults (N10° and N 100°) are oblique to the direction of the sediment ribbons and cannot controlled them.

The *Nkougni* and *Mboubissi* sediment ribbons (Fig. 6) display on map a curved shape conforming to the shape of the Mfoubou Granite. They cut through Paleoproterozoic schists, quartzites and gneisses (Loeme SpGp) and early Neoproterozoic (1050 Ma) alkaline granitoids (Mfoubou). On x-z sections (Fig. 6), the nearly horizontal Cretaceous sediments filled flat erosional structures. The width of these valleys ranges from 3 km to 500 m with maximum differences of elevation between flat bottom and surrounding hills of 300 m. Again, some flat-bottom incised structures are bounded by faults but the mapping (Fig. 6) shows that these faults (N10° to N80°) are oblique to the direction of the sediment ribbons and cannot controlled them.

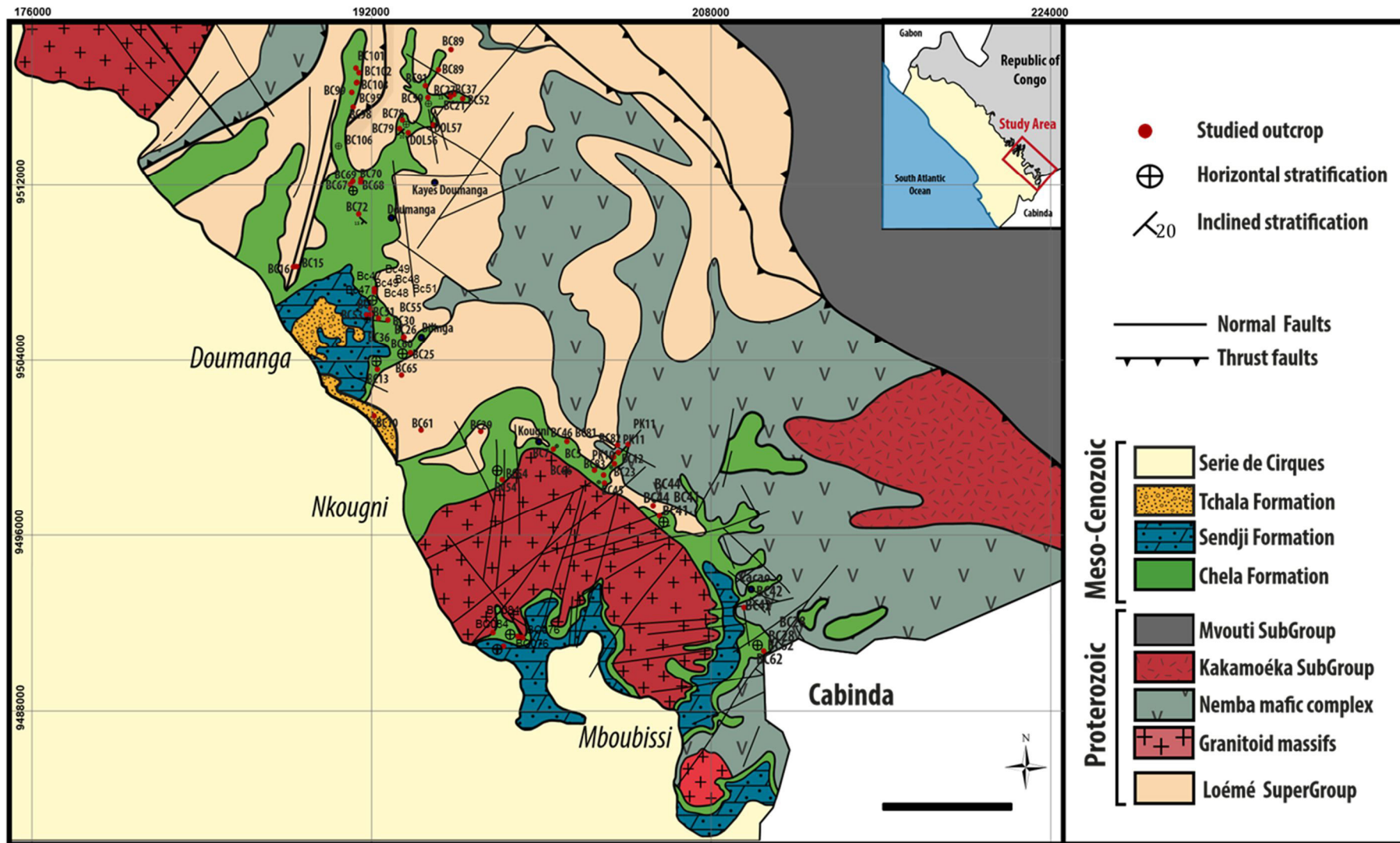
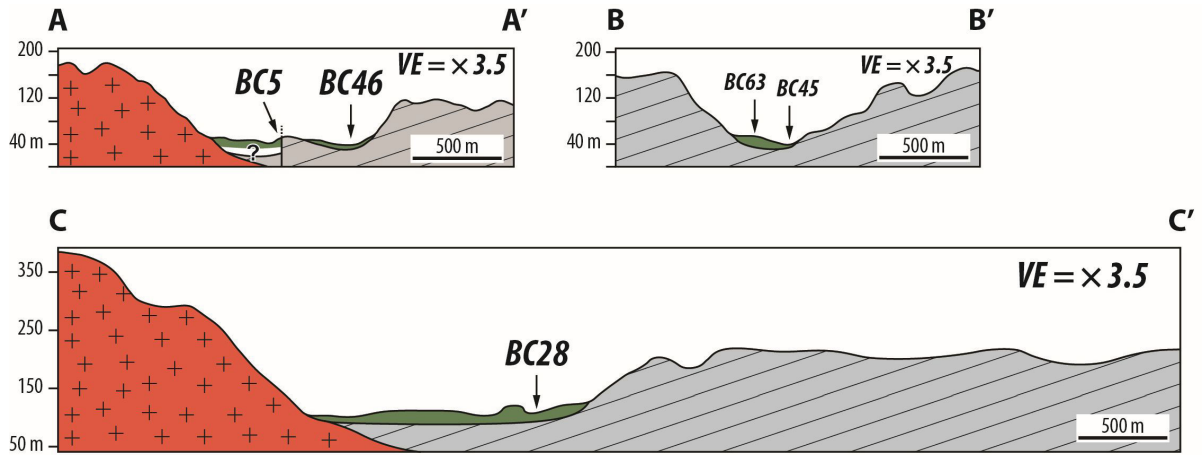


Figure II. 3: Geological map of the southwestern Republic of Congo along the Mayombe Plateaus showing location of the Early Cretaceous sediment ribbons, here interpreted as alluvial incised valleys (Fullgraf et al.,2015)



MFOUBOU GRANITE AREA

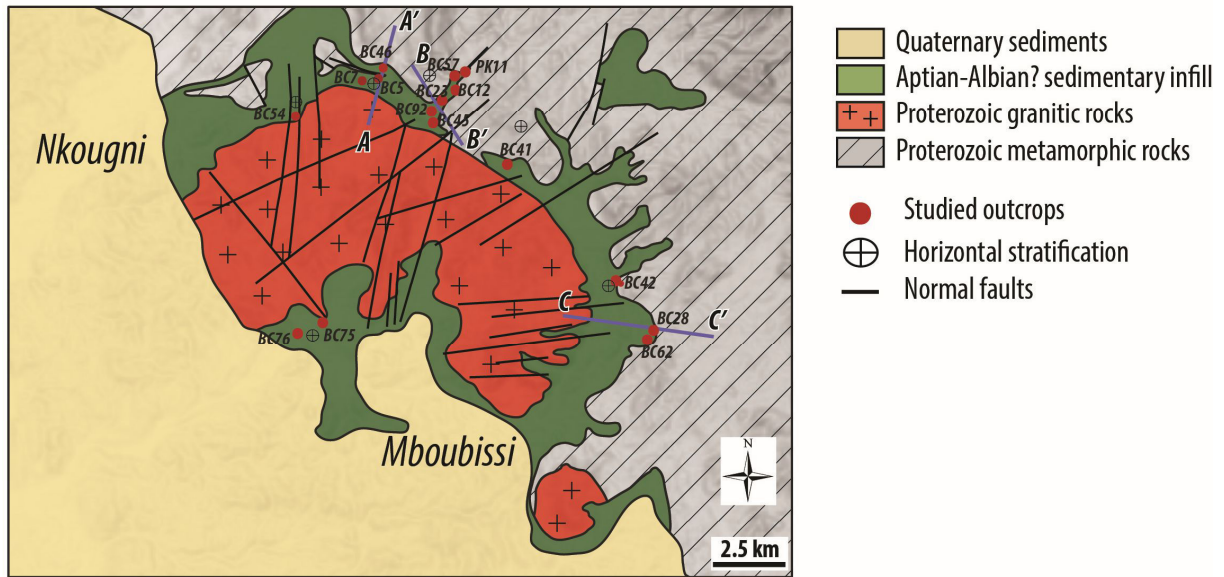
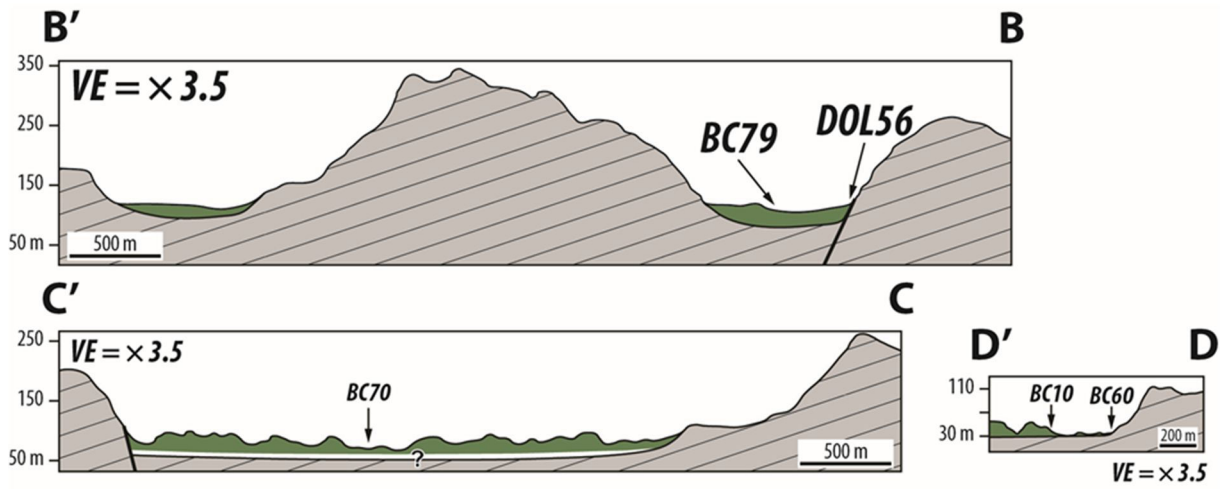


Figure II. 4: Simplified geological map of the early Cretaceous incised valleys of the Mfoubou area with outcrop locations and geological cross-sections



DOUMANGA

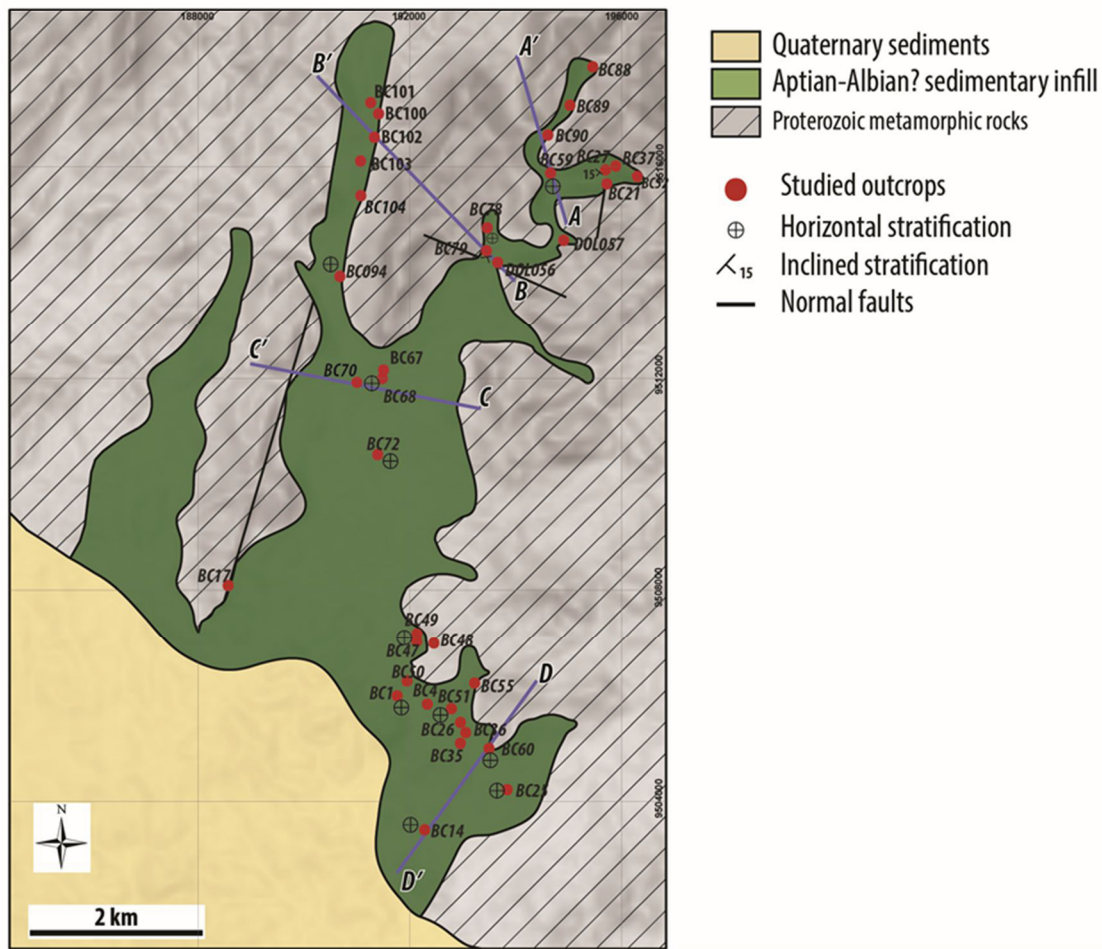


Figure II. 5: Geological map of the early Cretaceous incised valleys of the Doumanga area and geological sections.

II.5.2 . Interpretation: incised valleys

The arguments for incised vs. half-grabens as proposed by Callec et al. (2015) are as follows: (1) ribbons of Early Cretaceous sediments cutting through Proterozoic basement rocks, independently of any faults, (2) x-z sections showing incised flat bottom structures filled by horizontal strata onlapping on both sides of these erosional structures.

The faults are of Proterozoic ages. Some of them have been reactivated at time of the sedimentary infilling (syn-depositional faults) or later (post-depositional faults), as suggested for the syn-depositional ones by the occurrence of matrix-supported conglomerates (interpreted as debris flows – see below) made up of angular clasts coming from the Proterozoic basement of the hangingwall of the faults.

The incised drainage network rich a maximum length of 8 km from the subsiding rift (the present-day Congolese coastal plain). The shape of the incised valleys changed from the upstream part to the downstream part of the fossil network, with narrow V shape incised valleys (minimum width: 150 m, minimum high: 300 m), upstream to large flat-bottom incised valleys (maximum width: 3 km, minimum high: 200 m).

The Proterozoic lithological and structural controls are quite important, as shown by the early Neoproterozoic Mfoubou granite that localise on its side the Nkougni and Mboubissi incised valleys.

II.6 Results: sedimentary infilling - facies model

II.6.1 Facies description

Homolithic facies are poorly sorted conglomerates to pebbly coarse-grained sandstones with no fossil remains or trace fossils. Two facies are defined (Tab. 1, Pl1):

- **Gms** (disorganized matrix-supported conglomerates),
- **gSxl** (coarse-grained pebbly sandstones with cross-laminations).

Facies **Gms** are matrix-supported conglomerates, fully disorganized. Two types of conglomerates can be defined based on the clasts petrology and shape (1) angular clasts with a local sediment source, meaning coming from the erosion of the neighbouring valley flanks and (2) subrounded clasts with a far field sediment source even limited to the Mayombe Belt.

Facies **gSxl** is made up poorly-sorted coarse-grained pebbly sands with compound cross-bedding (Harms et al., 1975) resulting from the superimposition of two orders of oblique bedforms, large oblique bedsets corresponding to the migration of bars (wavelength of at

least 10 m for a height of few metres) and oblique laminations record of the migration of 2D (sand waves) or 3D (dunes) current megaripples. These megaripples can be in the same direction that the bar (dominant) or reverse. No clay draping was encountered. Some toe sets of the bar are preserved. They are made up of heterolithic facies of SmsHe and ShHe types or more scarcely of SgHe type. They can be bioturbated by horizontal and vertical burrows. One of the bars is abandoned and covered by a thin (centimetric-scale) alternation of claystones with fine-grained structureless sandstones.

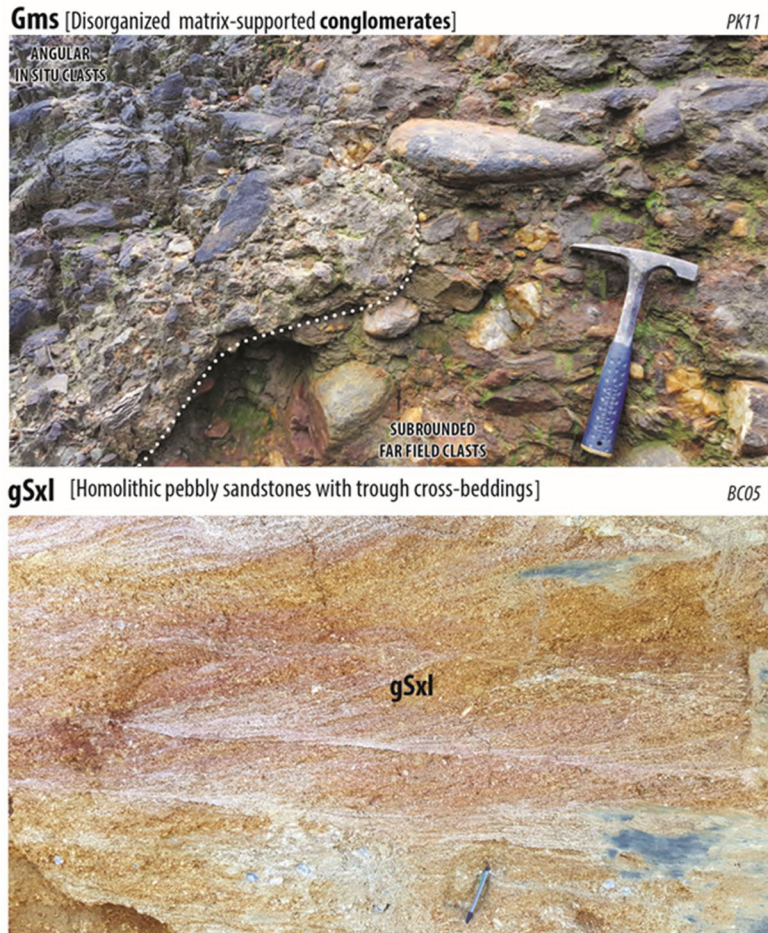


Figure II. 6: Facies pictures (Gms, gsxl)

FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
HOMOLITHIC FACIES				
Gms Disorganized matrix-supported conglomerates	<i>Clasts:</i> boulders to pebbles, angular to subrounded <i>Clasts petrology:</i> metamorphic rocks (gneiss, amphibolite, quartzites, quartz) <i>Matrix:</i> poorly-sorted coarse-grained sands to granules Bimodal matrix-supported conglomerates	Amalgamated strata <i>Thickness:</i> 0.3-1 m <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> massive (structureless)	None	DEBRIS FLOWS
gSxl coarse-grained pebbly sandstones with cross-laminations	poorly sorted coarse-grained sands to granules with pebbles <i>Grains petrology:</i> quartz, feldpars <i>Clasts petrology:</i> quartz, claystones (intraclasts)	<i>Structure:</i> compound cross-bedding trough cross-beddings (bedsets: 30-50 cm-thick)	None	SUBAQUEOUS FLOODS <i>Mouth bar</i> HYPERCONCENTRATED FLOWS <i>By-pass zone</i>
HETEROLITHIC FACIES <i>alternation with silty claystones (facies F)</i>				
sGmsHe heterolithic matrix-supported sandy conglomerates	<i>Clasts:</i> cobbles to pebbles, subangular to subrounded <i>Clasts petrology:</i> metamorphic rocks (gneiss, amphibolite, quartzites, quartz) <i>Matrix:</i> poorly-sorted coarse-grained sands to granules Bimodal matrix-supported conglomerates	<i>Thickness:</i> 0.3-1 m <i>Base strata:</i> sharp base - erosional <i>Structure:</i> massive (structureless) crude horizontal pebble layers with possible imbrication	None	DEBRIS FLOWS
gSmsHe heterolithic matrix-supported pebbly sandstones	poorly-sorted coarse-grained sands with pebbles <i>Clasts:</i> similar to sGmsHe <i>Clasts petrology:</i> similar to sGmsHe Bimodal matrix-supported pebbly sandstones	<i>Thickness:</i> 0.2-0.5 m <i>Base strata:</i> sharp base - erosional <i>Structure:</i> similar to sGmsHe	None	DEBRIS FLOWS
gStHe heterolithic pebbly sandstones with trough cross-beddings	poorly-sorted coarse-grained sands to granules with little pebbles (0.5 - 3 cm) <i>Clasts:</i> similar to sGmsHe <i>Clasts petrology:</i> similar to sGmsHe	<i>Thickness:</i> 0.1-0.5 m <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> trough cross-bedding alternations of finer-grained and coarser-grained laminations	None	HYPERCONCENTRATED FLOWS <i>By-pass zone</i>

Table II. 1: Facies description

Heterolithic facies are alternations of silty claystones with a wide range of grain-size, from poorly sorted conglomerates to fine-grained sandy-siltstones. No macrofossil remains with the noticeable exception of amber pebbles with insects (Perrichot et al., 2016) were encountered. Some microfossils – ostracods - were found in the silty claystones, with the genus *Bisulcocypris*, *Darwinula*, *Kroemmelbeincypris*, *Paracypria*, *Pattersoncypris*. Nine facies are defined (Tab. 1 and 2, Pl. 1 to 3):

- **sGmsHe** (heterolithic matrix-supported sandy conglomerates),
- **gSmsHe** (heterolithic matrix-supported pebbly sandstones),
- **gStHe** (heterolithic pebbly sandstones with trough cross-bedding),
- **SmHe** (heterolithic massive sandstones),
- **SgHe** (heterolithic graded sandstones),
- **ShHe** (heterolithic sandstones with horizontal laminations),
- **SrHe** (heterolithic sandstones with current ripples cross-bedding),
- **FHe** (heterolithic siltstones to fine sandstones),
- **F** (silty claystones).

Facies **sGmsHe** and **gSmsHe** are very similar to **Gms**. They are matrix-supported conglomerates, only made of subrounded to subangular pebbles with a far field sediment source. The main difference is the heterolithic nature of facies **sGmsHe** and **gSmsHe**, alternating with facies **gStHe** or more fine-grained alternations (**SgHe**, **ShHe** and **SrHe**). Facies **sGmsHe** is mainly a conglomerate and **gSmsHe** mainly coarse-grained sandstones. Some organized imbricated layers of conglomerates may exist.

Facies **gStHe** is made up of poorly sorted coarse-grained sands with little pebbles (< 2cm), closely associated with facies **sGmsHe** and **gSmsHe**. They are characterized trough cross-beddings (3D current megaripples or dunes) with laminasets thickness of 10 to 50 cm. Bedforms shape is not preserved.

Facies **S** (**SmHe**, **SgHe**, **ShHe**) are coarse to fine-grained sands, more or less well-sorted, passing vertically and laterally ones to each other. Strata may result either from single 10-30 cm-thick depositional events or from multiple amalgamated 1-5 cm-thick depositional events. The base of these strata is sharp erosional with possible evidences of flute casts and/or little furrows. The heterolithic sandstones with horizontal laminations (**ShHe**), shows evidences of thinning/thickening laminations generating low amplitude (up to 1 cm) undulations with different wavelengths (10-20 cm and around 1 m). This might indicate suspended-load transportation under lower and upper flow regime conditions.

The most noticeable fact is the absence of vertical sequences of sedimentary structures indicating decreasing flow velocity (e.g. Bouma sequence) or increasing one.

Facies **SrHe** is made of current ripple beddings. They can result from bedload transport (“classical” current ripple beddings – Harms et al., 1975) or mixed bedload-suspended-load transport (climbing current ripple beddings – Allen, 1970) - mainly of S type characteristic of deposition from suspension. They show the characteristic of small-scale HCS-like structures. Some bedload-dominated ripple beddings results from fading ripples (D.A.V. Stow and Shanmugam, 1980). Some of these fading ripples record flow direction toward the upstream part of the paleovalleys, i.e. toward the continent.

Facies **FHe** is made up of dark (silts) light (very fine sands) subplanar flat undulating laminations resulting from suspended-load transport.

sGmssGmsHe [heterolithic matrix-supported sandy conglomerates]

PK11

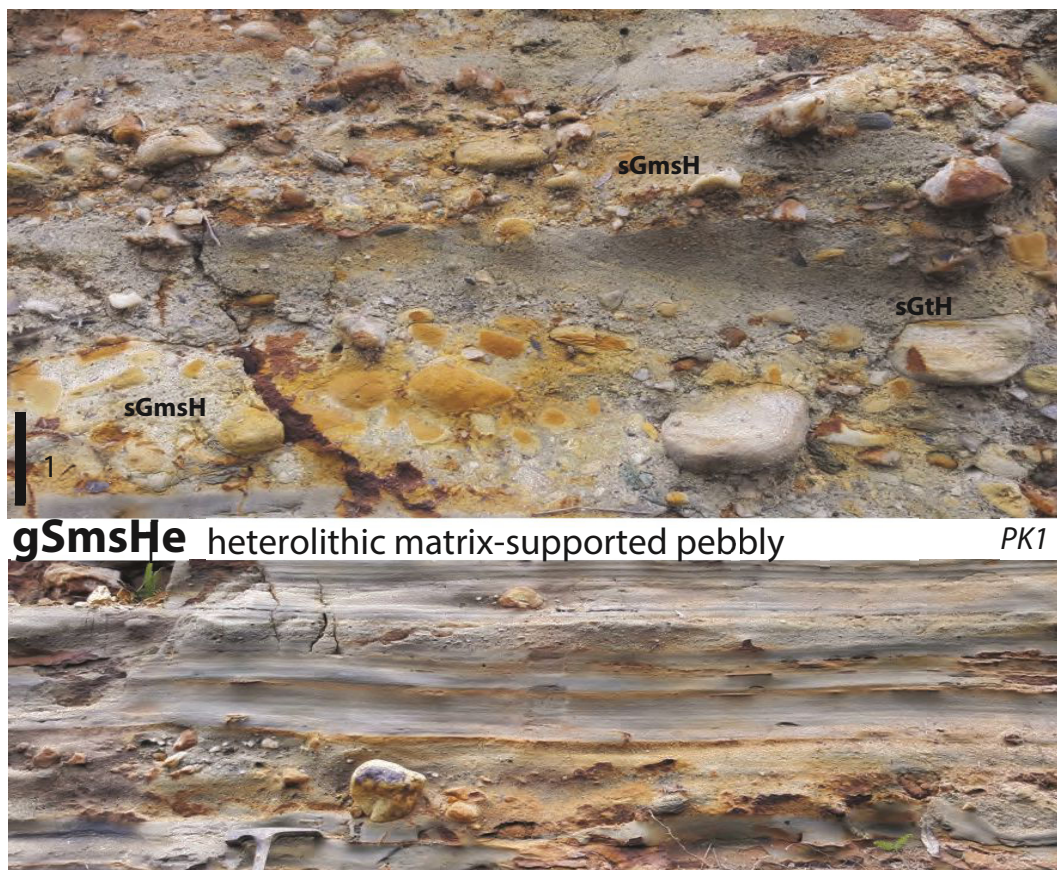
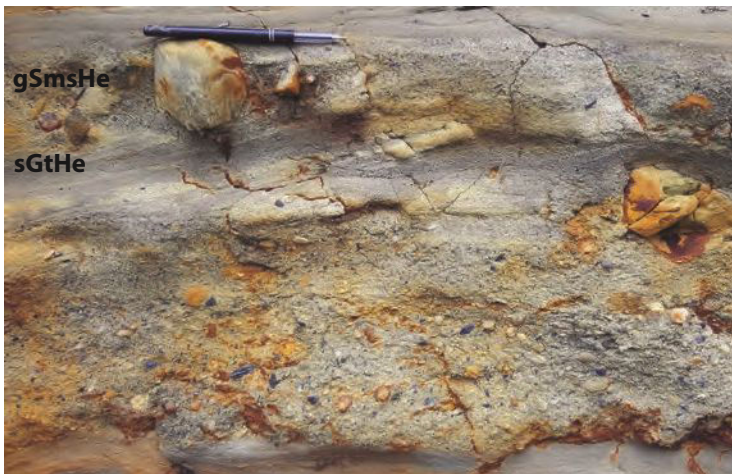
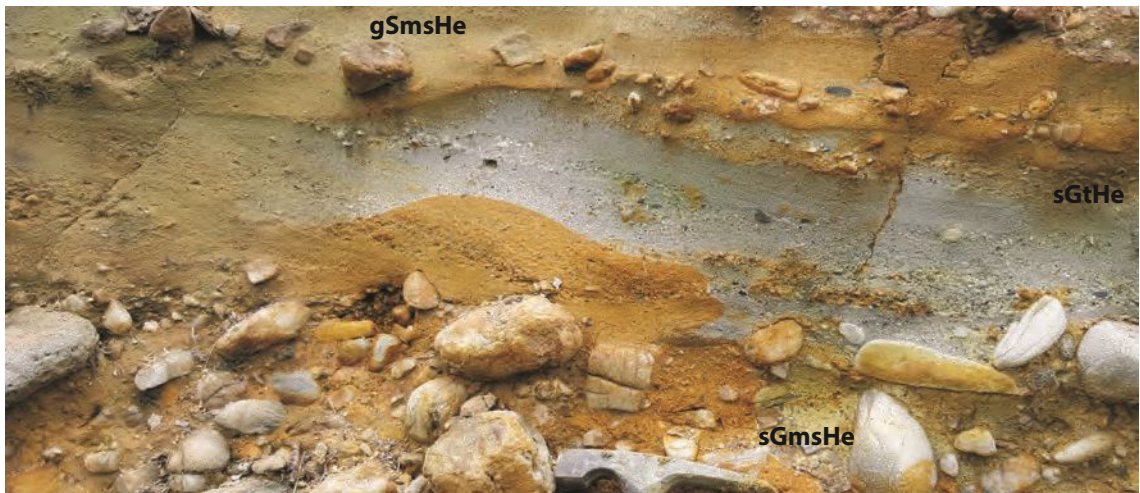


Figure II. 7: Facies pictures (sGmsHe, gSmsHe)

He [heterolithic matrix-supported sandy conglomerates] PK11



SmHe

SgHe

[heterolithic massive sandstones] [heterolithic graded sandstones]

BC23



5



Figure II. 8: Facies pictures (gStHe, SmsHe, SgHe)

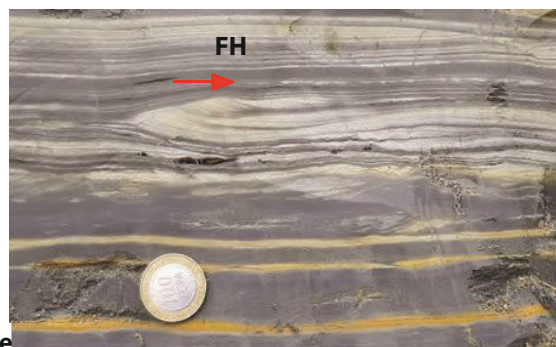
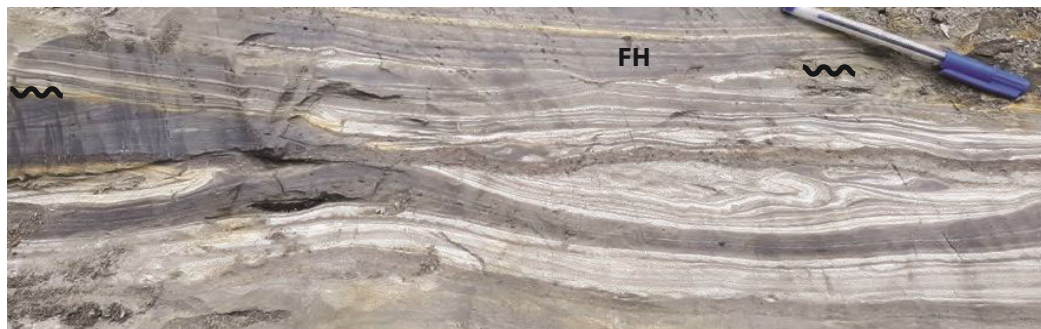
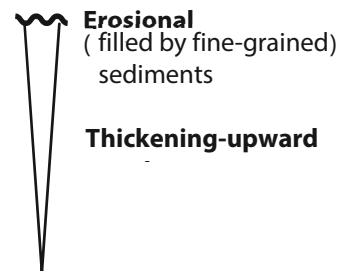
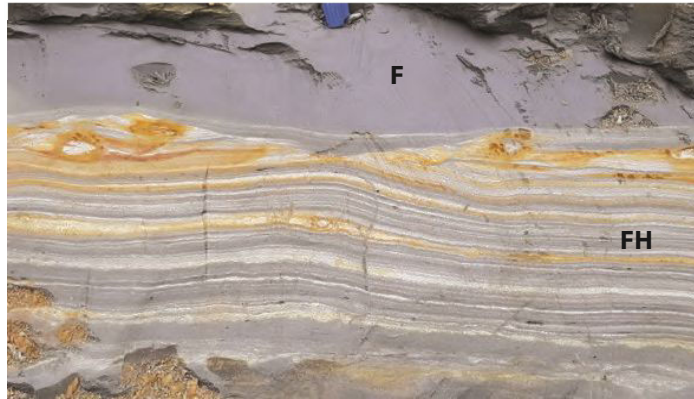
FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
HOMOLITHIC FACIES				
SmHe heterolithic massive sandstones	medium to coarse-grained sands <i>Strata:</i> single event or amalgamation	<i>Thickness:</i> 4 to 40 cm <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> massive (structureless) crude planar horizontal laminations	None	HYPERCONCENTRATED FLOWS from HYPERPYCNAL FLOW ?
SgHe heterolithic graded sandstones	fine to coarse-grained sands <i>Strata:</i> single event or amalgamation	<i>Thickness:</i> 3 to 20 cm <i>Base strata:</i> sharp base - flute casts ? <i>Structure:</i> normal grading crude planar horizontal laminations	Horizontal burrows Oligospecific	TURBIDITY CURRENTS (medium - density) from HYPERPYCNAL FLOW ?
ShHe heterolithic sandstones with horizontal laminations	fine to medium-grained sands grains of organic matter (plant remains) - lignite <i>Strata:</i> single event or amalgamation	<i>Thickness:</i> 2 to 20 cm <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> subplanar horizontal laminations undulations water escape structures	Horizontal burrows Oligospecific	TURBIDITY CURRENTS ? HYPERPYCNAL FLOW ?
SrHe heterolithic sandstones with current ripples cross-beddings	fine to medium-grained sands <i>Strata:</i> single event or amalgamation	<i>Thickness:</i> 3 to 15 cm <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> - bedload current ripples bedding - mixed bedload-suspended load (climbing current ripples bedding - mainly type S)	None	TURBIDITY CURRENTS ? HYPERPYCNAL FLOW ?
FHe heterolithic siltstones to fine sandstones	silt to fine-grained sands	<i>Thickness:</i> 1 to 5 cm <i>Base strata:</i> sharp base <i>Structure:</i> subplanar flat undulating laminations (flat S-type climbing current ripples) suspended -load	Horizontal burrows Oligospecific	TURBIDITY CURRENTS (low - density)
F silty claystones	Silty claystones	<i>Thickness:</i> 1 to 30 cm	Horizontal / vertical burrows Oligospecific	SETTLING FROM SUSPENSION

Table II. 2: Facies description (next)

ShHe [heterolithic sandstones with horizontal laminations] PK11



SrHe [heterolithic sandstones with current ripples cross-beddings]



→ Upstream flowing with regard to the direction of the

Figure II. 9: Facies pictures (ShHe, SrHe, FHe, F)

II.6.2 Facies interpretation: depositional processes and sedimentary environment

Heterolithic facies

A **subaqueous lacustrine** environment is testified for the silty claystones of all the heterolithic facies by (1) the presence of lacustrine ostracods and (2) the absence of soils and desiccation cracks. Ostracods *Darwinula* and *Paracyprina* indicate freshwater conditions rather *Kroemmelbeincypris* and *Pattersonocypris* suggest more saline lacustrine environments (hyposaline to saline) (Stephen F. Poropat and Colin, 2012a, 2012b).

In subaqueous lacustrine environment, heterolithic facies record episodic sedimentation that might be storms (if the size of the lake is large enough), hyperpycnal flows in the front of deltas and/or gravitary flows. Storm deposits must be excluded on the absence of any oscillatory flow evidences (HCS, wave ripple bedding).

Gravitary flows are here recorded by two types of process, debris flows and supercritical gravitary flows.

The matrix-supported conglomerates of facies **sGmsHe** and **gSmsHe** are characteristic of laminar gravitary flows corresponding to debris flows (Walker, 1975b; G. Middleton and Hampton, 1976). The occurrence of layers of imbricated pebbles suggests for some of them a transition from mature debris flows to hyperconcentrated gravitary flows (Thierry Mulder and Alexander, 2001). They correspond to facies F1 and mainly F2 of (Emiliano Mutti, 1992).

In gravitary sedimentary systems, the trough cross-beddings of facies **gStHe** are characteristic of the F6 facies of Mutti (1992), i.e. a bypass zone related to a break in the slope of the depositional profile. This might correspond to the transition of the debris flows / hyperconcentrated flows of facies **sGmsHe** and **gSmsHe** with the finer-grained ones of facies **S** (**SmHe**, **SgHe**, **ShHe**).

Facies **SmHe**, **SgHe** and **ShHe** pass laterally one to each other, indicating the same processes of transport and deposition. The occurrence of normal grading is characteristic of turbidity currents. But the absence of sequences of sedimentary structures such as Bouma or Stow sequences address the question of the type of turbidity currents that may derive from **hyperpycnal** flows. This process has been extensively studied during the last fifteen years since the classical work of (Thierry Mulder et al., 2003). According to these authors the classical sequence of sedimentary structures records an increase and then decrease of the flow velocity leading to a progressive increase of the grain-size (reverse or negative grading). Nevertheless, the study of past delta fronts by the group of R. Steel

(e.g. Olariu et al., 2010) suggest that this flow velocity increase is not characteristic of most of the hyperpycnal flow deposits: they can be massive or made up of horizontal subplanar laminations. This may indicate that most of the here studied deposits result from hyperpycnal flows evolving downdip into turbidity currents (normal grading of facies SgHe).

Homolithic facies

Facies **Gms**, disorganized matrix-supported conglomerates, closely associated with facies **sGmsHe** and **gSmsHe** (lateral and vertical facies transition) indicate (1) a deposition by debris flows and (2) a subaqueous – sublacustrine – setting of deposition. They are more immature debris flows than facies **sGmsHe**. They correspond to facies F1 of Mutti (1992). The coarse-grained pebbly sandstones with cross-laminations (**gSxl**) were encountered in a single outcrop (BC05) located in the upstream part of the Nkougni paleovalley (Fig. 6). In subaqueous paleoenvironments, coarse-grained poorly sorted sands with compound cross-bedding (Harms et al., 1975) can be related to two types of settings (1) mouth bar (e.g. (Mutti et al., 2000) of deltas (single or multiple sources, e.g. Hjulström-type deltas – Postma, 1990) or by-pass systems at a major break of slopes (e.g. (Emiliano Mutti, 1992; Postma et al., 2014). Toe sets or abandonment facies are not of great help in deciphering between the two processes. They might result (see discussion above) of hyperpycnal flows. The only arguments in favour of a deep sublacustrine setting is the occurrence of graded beds in the toe sets and of reverse flows possible indicators of supercritical flows (“cyclic steps”, Potsma et al., 2014), both characteristic of gravitary flow

II.7 Results: geometry of the sedimentary infilling

Based on the vertical facies evolution, at least two orders of sequences can be defined.

- **Fining** (thinning) **upward** (few metres to 10 m-thick) sequences are composed at the base of pebbles-rich facies (gSmsHe, sGmsHe, Gms) and end up with fine-grained facies (F and FHe). Some of them can be asymmetrical cycles dominated by the fining (thinning) upward trend.
- The overall **coarsening** (thickening) **upward trend** (around 60 m-thick) corresponds to the first-order infilling of the paleovalleys.

We did not try to do any stacking pattern type correlations (Van Wagoner et al., 1990) between the different sections due to the complex geometrical distribution of the facies

as seen on some nice outcropping sections (e.g. section PK10 along a railway) that suggest multiple incision phases of the valley infilling.

The occurrence of elementary fining-upward of autogenic or allogenic origin is in good agreement with our interpretation of proximal gravitary flows. Since the classical works of (Mutti and Ricci-Lucchi, 1974), turbiditic channel infilling (*sensu largo*) is characterized by fining (thinning) upward trends whereas turbiditic lobes correspond to coarsening (thickening) upward hemicycles.

The first order coarsening upward trend, infilling of the paleovalleys, record a progradation of the deltaic system (not preserved along the present-day outcrops) feeding the gravitary system here characterized

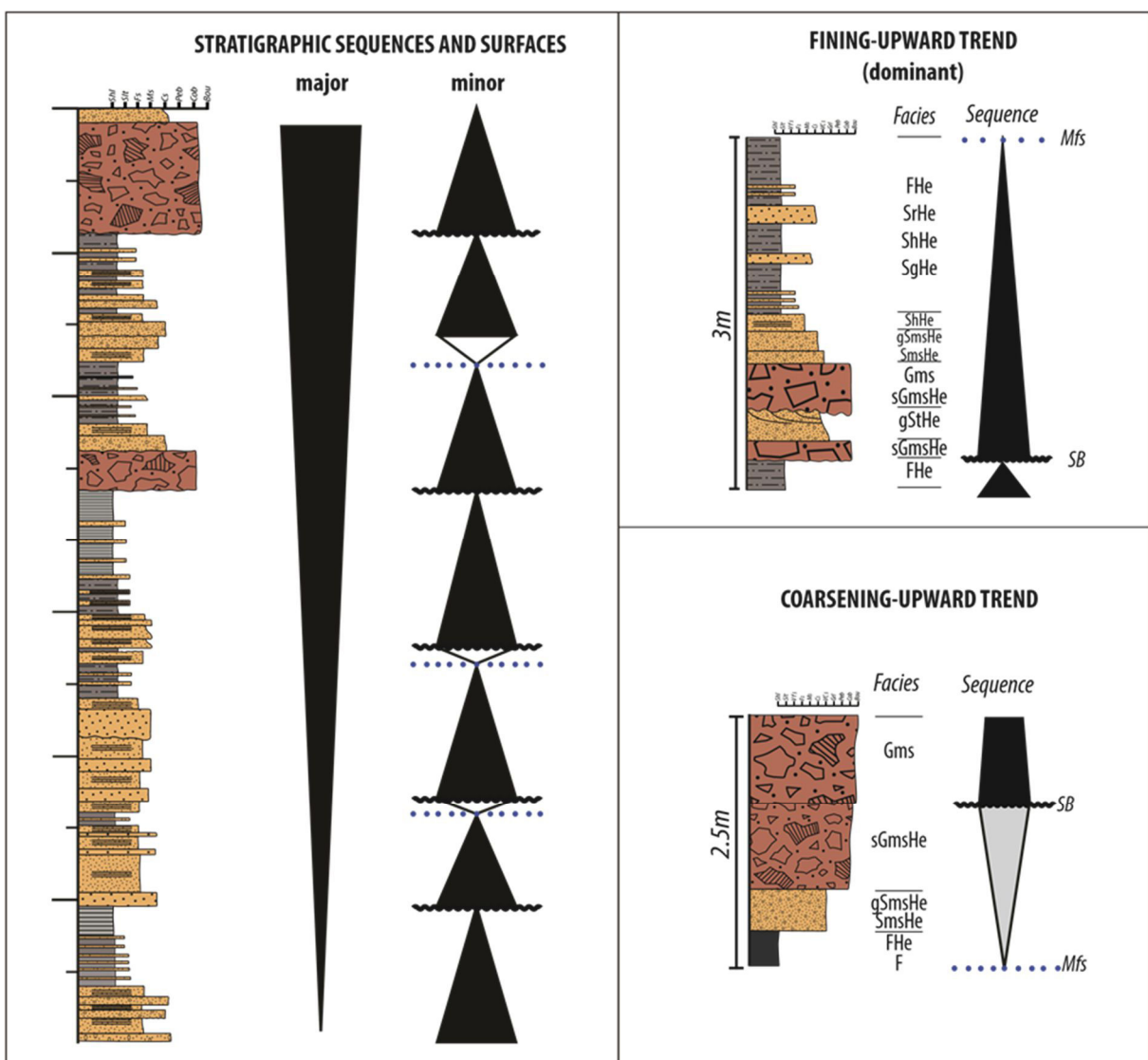


Figure II. 10: Vertical facies evolution

II.8 DISCUSSIONS

II.8.1 Age and mechanism of the incision

Several mechanisms of incision can be proposed for this fossil network of valleys: (1) ice - fossil glacial valleys due to the Gondwana Glaciation (uppermost Devonian to Early Permian), (2) floods – alluvial incised valleys and (3) subaqueous gravitary flows – head of submarine canyons.

- The U shape of some incised valleys may suggest a glacial origin for these fossils landforms. This makes sense because (1) the Gondwana glaciation reached northward Gabon where glacial deposits are preserved at the base of the interior basin (base Agoula Fm, (Mbina Mounquengui et al., 2002) and (2) fossil glacial valleys, buried by sediments and later exhumed are preserved in the eastern Congo Interior Basin (Kivu - Boutakoff, 1948) and in northwestern Namibia (Kaokoland - Martin, 1953). Nevertheless, the dendritic shape of the upstream Doumanga paleo-valley (Fig.5) and its evolution to more V shape valleys do not fit with a glacial incised valleys network.
- Bedrock incised canyons cut by gravitary deposits is quite unusual. Most of them correspond to continental margin canyons, but none of modern ones directly cut through basement rocks. For the same reason than before, the dendritic shape of the paleovalleys network, their size (width less than 1 km) and their depth (maximum around 300 m) are not in agreement with the modern upstream network of submarine canyons (e.g. South California canyons, (Fildani et al., 2006).
- The best explanation is therefore an incision by alluvial rivers. The flat-bottom valleys might be pedivalleys (Guillocheau et al., 2015, 2018) characteristic landforms of the African relief through Cretaceous and Cenozoic times.

The age of this possible aerial incision is constrained by the evolution of the sedimentary systems during the rift. The stretching phase is characterized by alluvial fans feeding gravitary deposits (Sialivakou, Djeno Fm). The hyperextensional (sag) phase is a large lake flooding the whole rift up to the Mayombe border fault. This implies that this aerial incision may only occur during the stretching phase feeding and locating the apex of the alluvial fans.

II.8.2 Toward a depositional model

The sedimentary infilling of these bedrock-incised valleys results from gravitary flows (debris flows, supercritical high-density flows) and may be some hyperpycnites.

The best analogue of this system would be modern fjords, even the incision process is not here related to the glacial incision as discussed before.

The upstream part of this system is not preserved, but detrital zircon and apatite analysis (chapter III of the thesis) indicate catchment no longer as the size of the Proterozoic Mayombe Fold Belt, i.e. 30 to 40 km far upstream from the Mayombe Border Fault. This implies that the rounded pebbles feeding most of the debris flows conglomeratic facies had to be shaped in quite small catchment implying quite steep slopes.

II.8.3 Rift evolution implications

The difference of geomorphic setting between the incision – a network of pedivalleys passing upstream to incised valleys – and the sedimentary infilling – sublacustrine quite deep gravitary flows – implied significant base level fluctuations. Even the depth of deposition of the gravitary deposits is quite difficult to infer, the analogy with equivalent deposits in modern fjords, indicate minimum base level fluctuations of 100 to 200 m high. Base level fluctuations (Jervey, 1988) record a variation of either the air-water interface (eustasy in the marine realm) or of the base of the basin (lithosphere deformation). Here, the lacustrine base level fluctuations can be explained into three different ways (1) a marine flooding of the former lake located topographically below the mean sea level, (2) a change of the hydrological budget of the lake and (3) a change of the subsidence regime. A marine origin is not realistic because most of the sedimentary infilling is continental as shown by the absence of dinoflagellates or any marine fossils, except at one level. This lake was the close from sea level to allow a sharp marine transgression to temporary flood the lake.

II.9 Conclusion

The main purposes of this study were (1) to characterize the geometry of the incised valleys, (2) to determine the sedimentary environments of the infilling sediments and (3) to discuss the geodynamic implications of these systems in terms of rift dynamic and control of sedimentary systems.

1. **Incised valleys:** we characterized a fossil network of incised rivers, with present-day upstream limit 8 km far from the subsiding rift, width ranging from 3 km to 150 m and minimum depth of incision of 300 m. These incised valleys were incised by alluvial processes shaping pediments, probably during the stretching period of the rift.

2. **Sedimentary infilling** of the incised valleys: the preserved infilling of the paleovalleys is a mixing of (1) gravitary flows (debris flows) with evidences of cyclic steps and by-pass facies and (2) hyperpycnal flows evolving to turbidity currents. They are organized into elementary fining (thinning) upward deposits characteristic of proximal gravitary deposits ("channels"). The upstream deltaic sediment feeder is not preserved. The best modern analogues are "deep" fjord sediments.

4. **Evolution** of the **rift** of the Congo Margin: the transition between the stretching (graben) and the hyperextensional (sag) phase implies a major deepening of few hundred of meters of the incised pediments. This implies a major increase of the subsidence pattern that involve not only the sag basin but also the rift shoulders of the stretching phase. No rift model explains now this drastic change of subsidence regime.

II.10 REFERENCES

- Aigner, T., 1985, Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences: Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, Berlin, v. 3, p. 174 pp.
- Albert, C., F. Farina, C. Lana, G. Stevens, C. Storey, A. Gerdes, and C. M. Dopico, 2016, Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses: *Lithos*, v. 266–267, p. 64–86, doi:10.1016/j.lithos.2016.09.029.
- Allen, J. R., 1970, Physical processes of sedimentation: American Elsevier Pub. Co.
- Allen, J. R. L., 1970, Physical processes of sedimentation: American Elsevier Pub. Co.
- Allen, P. A., and A. L. Densmore, 2000, Sediment flux from an uplifting fault block: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 367–380, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x.
- Bangert, B., and V. von Brunn, 2001, Tuffaceous beds in glaciogenic argillites of the Late Palæozoic Dwyka Group of KwaZulu-Natal, South Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 32, no. 1, p. 133–140, doi:10.1016/S0899-5362(01)90023-5.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi, 2010a, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi, 2010b, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.
- Bosence, D. W. J., 1998, Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, *in* B. H. Purser, and Dan W. J. Bosence, eds., *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden*: Dordrecht, Springer Netherlands, p. 9–25, doi:10.1007/978-94-011-4930-3_2.
- Bouma, H., 1962, Size of the static pupil as a function of wave-length and luminosity of the light incident on the human eye: *Nature*, v. 193, no. 4816, p. 690.
- Boutakoff, N., 1948, Les Formations Glaciaires Et Postglaciaires Fossilifères, D'âge Permo-carbonifère-Karoo Inférieur-, de la Région de Walikale, Kivu, Congo Belge, Etc.[With Maps].

- Braccini, E., D. Cn, S. Jr, J. P, O. P, and B. V, 1997, A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola.: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, v. 21, no. 1, p. 125–151.
- Braccini, C. N. Denison, J. R. Scheevel, P. Jeronimo, P. Orsolini, and V. Barletta, 1997, A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola.: Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production, v. 21, p. 125–151.
- Bracken, B. R., 1994, Syn-Rift Lacustrine Beach and Deltaic Sandstone Reservoirs-Pre-Salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa.
- Braun, J., 2018, A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity: Gondwana Research, v. 53, p. 209–224, doi:10.1016/j.gr.2017.04.012.
- Braun, J., and C. Beaumont, 1989, A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins: Geology, v. 17, no. 8, p. 760–764, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0760:APEOTR>2.3.CO;2.
- Brice, S. E., M. D. Cochran, G. Pardo, and A. D. Edwards, 1982, Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola: Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy: v. 110, p. 5–18.
- Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier, 2006, Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal province (7203), West Africa, USGS Numbered Series 2207-B: U.S. Geological Survey, Bulletin, 59 p.
- Brueckner, H. K., D. Cunningham, F. F. Alkmin, and S. Marshak, 2000, Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil: Precambrian Research, v. 99, no. 3, p. 255–269, doi:10.1016/S0301-9268(99)00065-0.
- Brun, J.-P., R. Buck, K. McClay, N. Kusznir, K. E. Loudon, and D. McKenzie, 1999, Narrow Rifts Versus Wide Rifts: Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory Experiments [and Discussion]: Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, v. 357, no. 1753, p. 695–712.
- Buchwaldt, R., T. Toulkeridis, W. Todt, and E. K. Ucauwun, 2008, Crustal age domains in the Kibaran belt of SW-Uganda: Combined zircon geochronology and Sm–Nd

- isotopic investigation: *Journal of African Earth Sciences*, v. 51, no. 1, p. 4–20, doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.11.001.
- Buck, W. R., 1991, Modes of continental lithospheric extension: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 96, no. B12, p. 20161–20178, doi:10.1029/91JB01485.
- Callec, Y., E. Lasseur, et al., 2015, NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE POINTE-NOIRE À 1/200 000, notice: BRGM.
- Cardoso, A. R., A. C. R. Nogueira, F. R. Abrantes, and C. E. N. Rabelo, 2017, Mesozoic lacustrine system in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil: Paleogeographic implications for west Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 74, p. 41–53, doi:10.1016/j.jsames.2017.01.006.
- Cartigny, M. J.-B., G. Postma, J. H. van den Berg, and D. R. Mastbergen, 2011, A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling: *Marine Geology*, v. 280, no. 1–4, p. 40–56.
- Chaboureaud, Anne-Claire, F. Guillocheau, C. Robin, S. Rohais, M. Moulin, and D. Aslanian, 2013, Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 604, p. 191–223, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.
- Chaboureaud, J.-P., F. Pantillon, D. Lambert, E. Richard, and C. Claud, 2012, Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 138, no. 664, p. 596–611.
- Covault, J.-A., S. Kostic, C.-K. Paull, Z. Sylvester, and A. Fildani, 2017, Cyclic steps and related supercritical bedforms: building blocks of deep-water depositional systems, western North America: *Marine Geology*, v. 393, p. 4–20.
- Delhaye-Prat, V., G. Dupont, N. Buratti, J. M. Moron, J. Esnault, V. Perrichot, and E. Al, 2016, The Vembo Shales (Republic of the Congo): new insights on the transition from lacustrine to marine settings in the South Atlantic: p. Paper n°2850.
- Desthuieux, F., 1993, Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo au 1: 1.0000. 000: Ministère des Mines et de l'Énergie.
- Dickman, M., S. Dixit, J. Fortescue, B. Barlow, and J. Terasmae, 1984, Diatoms as indicators of the rate of lake acidification: *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 21, no. 1–4, p. 375–386.
- Fildani, A., N. J. Drinkwater, A. Weislogel, T. McHargue, D. M. Hodgson, and S. S. Flint, 2007, Age Controls on the Tanqua and Laingsburg Deep-Water Systems: New Insights on

- the Evolution and Sedimentary Fill of the Karoo Basin, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, no. 11, p. 901–908, doi:10.2110/jsr.2007.088.
- Fildani, A., W. R. Normark, S. Kostic, and G. Parker, 2006, Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves: *Sedimentology*, v. 53, no. 6, p. 1265–1287, doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00812.x.
- Freytet, P., and J.-C. Plaziat, 1982, Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France: *Contributions to Sedimentology*, v. 12, p. 213 pp.
- Frostick, L. E., and I. a. N. Reid, 1989, Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel: *Journal of the Geological Society*, v. 146, no. 3, p. 527–538, doi:10.1144/gsjgs.146.3.0527.
- Frostick, L., and I. Reid, 1989, Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts? *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 8, no. 2, p. 165–182, doi:10.1016/S0899-5362(89)80022-3.
- Frostick, L. E., and I. Reid, 1990a, Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of the East African Rift basins: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 307–318, doi:10.1016/0899-5362(90)90062-J.
- Fullgraf, T. et al., 2015, Notice explicative de la feuille Dolisie à 1/200 000: BRGM.
- Garcia, A. J. V., Á. A. S. da Rosa, and K. Goldberg, 2005, Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, no. 3, p. 243–258, doi:10.1016/j.jsames.2005.01.008.
- Gawthorpe, R. L., and M. R. Leeder, 2000a, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 195–218.
- Gawthorpe, R. L., M. R. Leeder, H. Kranis, E. Skourtsos, J. E. Andrews, G. A. Henstra, G. H. Mack, M. Muravchik, J. A. Turner, and M. Stamatakis, 2017, Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece: *Basin Research*, v. 30, no. 3, p. 448–479, doi:10.1111/bre.12260.
- Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield, 1990, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps: *Nature*, v. 346, no. 6286, p. 739–742, doi:10.1038/346739a0.

- Gilchrist, A. R., M. A. Summerfield, and H. a. P. Cockburn, 1994, Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens: *Geology*, v. 22, no. 11, p. 963–966, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0963:LDIUAT>2.3.CO;2.
- Gonthier, E.-G., J.-C. Faugères, and D. A. V. Stow, 1984, Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz: Geological Society, London, Special Publications, v. 15, no. 1, p. 275–292.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg, 2012, *The Geologic Time Scale 2012*: Elsevier, 1175 p.
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, J.-M. Moron, S. Jardiné, I. De Klasz, and J.-P. Debenay, 1996, Biozonation du Crétacé Inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo: *Géologie de l’Afrique et de l’Atlantique Sud: Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Mémoire*, v. 16, p. 67–82.
- Guadagnin, F., F. Chemale Junior, A. J. C. Magalhães, L. Alessandretti, M. B. Bállico, and A. R. Jelinek, 2015, Sedimentary petrology and detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São Francisco Craton: *Precambrian Research*, v. 266, no. Supplement C, p. 227–245, doi:10.1016/j.precamres.2015.05.027.
- Guillocheau, Francois, R. Chelalou, B. Linol, O. Dauteuil, C. Robin, F. Mvondo, Y. Callec, and J.-P. Colin, 2015, Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Planation Surfaces, *in* M. J. de Wit, François Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Regional Geology Reviews, p. 271–313, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_14.
- Guillocheau, F., B. Simon, G. Baby, P. Bessin, C. Robin, and O. Dauteuil, 2018, Planation surfaces as a record of mantle dynamics: The case example of Africa: *Gondwana Research*, v. 53, p. 82–98, doi:10.1016/j.gr.2017.05.015.
- Hadlari, T., G. T. Swindles, J. M. Galloway, K. M. Bell, K. C. Sulphur, L. M. Heaman, L. P. Beranek, K. M. Fallas, and A. K. Schmitt, 2015, 1.8 Billion Years of Detrital Zircon Recycling Calibrates a Refractory Part of Earth’s Sedimentary Cycle, *in* *PloS one*: doi:10.1371/journal.pone.0144727.

- Hall, S. A., D. E. Bird, D. J. McLean, P. J. Towle, J. V. Grant, and H. A. Danque, 2018, New constraints on the age of the opening of the South Atlantic basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 95, p. 50–66, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.010.
- Hampton, M. A., 1979, Buoyancy in debris flows: *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, no. 3, p. 753–758.
- Harms, J., J. B. Southard, D. R. Spearing, and R. G. Walker, 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM, Short Course v2*, Dallas, pp., 161: *SEPM, Short Course v2*, Dallas, v. 161.
- Harris, N. B., 2000, Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 425–445, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00129.x.
- Harris, A. R., 1994, Time series remote sensing of a climatically sensitive lake: *Remote Sensing of Environment*, v. 50, no. 2, p. 83–94.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004a, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1163–1184.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004b, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1163–1184, doi:10.1306/02260403069.
- Harris, N. B., P. Sorriaux, and D. F. Toomey, 1994, *Geology of the Lower Cretaceous Viado Carbonate, Congo Basin: A Lacustrine Carbonate in the South Atlantic Rift*.
- Hartley, A. J., G. S. Weissmann, G. J. Nichols, and G. L. Warwick, 2010, Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 2, p. 167–183, doi:10.2110/jsr.2010.016.
- Huisman, R., and C. Beaumont, 2011, Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins: *Nature*, v. 473, no. 7345, p. 74–78, doi:10.1038/nature09988.
- Huisman, R. S., and C. Beaumont, 2014, Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 407, p. 148–162, doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032.

- Jervey, M. T., 1988, Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression.
- Jolivet, L., C. Gorini, J. Smit, and S. Leroy, 2015, Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin: *Tectonics*, v. 34, no. 4, p. 662–679, doi:10.1002/2014TC003570.
- Kabanov, P., P. Anadón, and W. E. Krumbein, 2008, Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation: *Sedimentary geology*, v. 205, no. 3–4, p. 79–99.
- Karner, G. D., B. R. Byamungu, C. J. Ebinger, A. B. Kampunzu, R. K. Mukasa, J. Nyakaana, E. N. T. Rubondo, and N. M. Upcott, 2000, Distribution of crustal extension and regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 10, p. 1131–1150, doi:10.1016/S0264-8172(00)00058-1.
- Karner, G. D., and N. W. Driscoll, 1999, Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling: Geological Society, London, Special Publications, v. 153, no. 1, p. 11–40, doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02.
- Karner, G. D., N. W. Driscoll, and D. H. N. Barker, 2003, Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension: Geological Society, London, Special Publications, v. 207, no. 1, p. 105–129, doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.6.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, no. 1, p. 279–297.
- Macdonald, D. et al., 2003, Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 3, p. 287–308, doi:10.1016/S0264-8172(03)00045-X.
- Martin, H., 1953, Notes on the Dwyka succession and on some pre-Dwyka valleys in South West Africa: *South African Journal of Geology*, v. 56, no. Transactions 1953, p. 37–41.
- Mbina Mounquengui, M., and M. Guiraud, 2009, Neocomian to early Aptian syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted North Gabon Margin (Interior and N’Komi

- Basins): *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, no. 6, p. 1000–1017, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.11.001.
- Mbina MOUNGUENGUI, M., J. LANG, M. GUIRAUD, and O. JOCKTANE, 2002, Sedimentary dynamics and structural geology of pre-rift deposits of the interior basin of Gabon: *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, no. 2, p. 315–329, doi:10.1016/S0899-5362(02)00035-0.
- McHARGUE, T. R., 1990a, Stratigraphic Development of Proto-South Atlantic Rifting in Cabinda, Angola--A Petroliferous Lake Basin: Chapter 19: v. 133, p. 307–326.
- MIDDLETON, G., and M. HAMPTON, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows: *Marine sediment transport and environment management*.
- MOULIN, M., D. ASLANIAN, and P. UNTERNEHR, 2010a, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean: *Earth-Science Reviews*, v. 98, no. 1, p. 1–37, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- MULDER, THIERRY, and J. ALEXANDER, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269–299, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.
- MULDER, THIERRY, J. P. M. SYVITSKI, S. MIGEON, J.-C. FAUGÈRES, and B. SAVOYE, 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6, p. 861–882, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003.
- MUTTI, E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, v. 24, no. 1, p. 107–131.
- MUTTI, EMILIANO, 1992, Turbidite sandstones: Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.
- MUTTI, E., and F. R. LUCCHI, 1974, La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. S7-XVI, no. 6, p. 577–582, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.577.
- MUTTI, E., R. TINTERRI, D. DI BIASE, L. FAVA, N. MAVILLA, S. ANGELLA, and L. CALABRESE, 2000, Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems: *rev. soc. geol. española*, v. 13, p. 2.

- Nutz, A., 2013, La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent: Université de Strasbourg.
- Nutz, A., and M. Schuster, 2016, Stepwise drying of Lake Turkana at the end of the African Humid Period: a forced regression modulated by solar activity variations? *Solid Earth*, v. 7, no. 6.
- Nutz, A., M. Schuster, J.-F. Ghienne, C. Roquin, M. B. Hay, F. Rétif, R. Certain, N. Robin, O. Raynal, and P. A. Cousineau, 2015, Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada): *Bulletin*, v. 127, no. 9–10, p. 1194–1208.
- Olariu, C., R. J. Steel, and A. L. Petter, 2010, Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah: *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 6, p. 819–845, doi:10.1306/11020909072.
- Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, E. Masini, E. Sutra, J. M. Flament, I. Hauptert, and P. Unternehr, 2017, Unravelling the along-strike variability of the Angola–Gabon rifted margin: a mapping approach: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 438, no. 1, p. 49–76, doi:10.1144/SP438.1.
- Peron-Pinvidic, G., G. Manatschal, and P. T. Osmundsen, 2013, Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts: *Marine and Petroleum Geology*, v. 43, p. 21–47.
- Perrichot, V., B. F. Boudinot, J. Cole, V. Delhaye-Prat, J. Esnault, and E. Al., 2016, African fossiliferous amber: a review, *in* 7th INTERNATIONAL CONFERENCE ON FOSSIL INSECTS, ARTHROPODS AND AMBER, Edinburgh.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012a, Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview: *Gondwana Research*, v. 22, no. 3, p. 772–798, doi:10.1016/j.gr.2012.06.002.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012b, Reassessment of the Early Cretaceous non-marine ostracod genera *Hourcquia* Krömmelbein, 1965 and *Pattersoncypris* Bate, 1972 with the description of a new genus, *Kroemmelbeincypris*: *Journal of Paleontology*, v. 86, no. 4, p. 699–719, doi:10.1666/11-140R.1.

- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, *in* Coarse-grained deltas: International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, p. 13–27.
- Postma, G., and M. J. B. Cartigny, 2014, Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits—A synthesis: *Geology*, v. 42, no. 11, p. 987–990.
- Postma, G., M. Cartigny, and K. Kleverlaan, 2009, Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sedimentary Geology*, v. 219, no. 1–4, p. 1–6.
- Postma, G., K. Kleverlaan, and M. J. B. Cartigny, 2014, Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model: *Sedimentology*, v. 61, no. 7, p. 2268–2290, doi:10.1111/sed.12135.
- Reading, H. G., and M. Richards, 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 78, no. 5, p. 792–822.
- Robert, P., and L. Yapaudjian, 1990, Early cretaceous rift sediments of the Gabon-Congo margin: lithology and organic matter; tectonic and paleogeothermal evolution: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 319–330, doi:10.1016/0899-5362(90)90063-K.
- Sengör, A. M. C., and K. Burke, 1978a, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v. 5, no. 6, p. 419–421, doi:10.1029/GL005i006p00419.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285–342.
- Smith, R. D. A., 1995, Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, Early Cretaceous, offshore South Gabon: *Geological Society Special Publications*, v. 80, p. 197–210.
- Spiegel, C., B. P. Kohn, D. X. Belton, and A. J. W. Gleadow, 2007a, Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks: Implications for late Cenozoic environmental change in East Africa: *Geology*, v. 35, no. 5, p. 427–430, doi:10.1130/G23108A.1.
- Stow, D. A. V., and G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: *Sedimentary Geology*, v. 25, no. 1, p. 23–42, doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4.

- Stow, D. A. V., and G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: *Sedimentary Geology*, v. 25, no. 1-2, p. 23-42.
- Teisserenc, P., and J. Villemin, 1989, Sedimentary Basin of Gabon--Geology and Oil Systems: v. 132, p. 117-199.
- Thiéblemont, D., C. C. M. Billa, P. Bouton, A. Prémat, and E. COLLABORATEURS, 2009, Notice explicative de la Carte géologique et des Ressources minérales de la République gabonaise à 1/1 000 000. Editions DGMG, Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Libreville, 384 p.
- Turcotte, D. L., and S. H. Emerman, 1983, Mechanisms of active and passive rifting: *Tectonophysics*, v. 94, no. 1, p. 39-50, doi:10.1016/0040-1951(83)90008-2.
- Unterneh, P., G. Péron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra, 2010, Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model: *Petroleum Geoscience*, v. 16, no. 3, p. 207-215, doi:10.1144/1354-079309-904.
- Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.
- Vermeesch, P., 2004, How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, no. 3, p. 441-451, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037.
- Vernet, P., C. Assoua-WandéJardiné, L. Massamba, J. P. Debenay, and P. Sorriaux (eds.), 1996, Paleogeography of the Cretaceous (Albian - Maastrichtian) in the offshore Congo Basin: Pau [France, Elf Aquitaine, BULLETIN- CENTRE DE RECHERCHES EXPLORATION PRODUCTION ELF AQUITAINE MEMOIRES, 18 p.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 62, no. 6, p. 932-966.
- Walker, R. G., 1975a, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, no. 6, p. 737-748.
- Walker, R. G., 1975b, Generalized fades models for resedimented conglomerates of turbidite association: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86.

Willett, S. D., S. W. McCoy, J. T. Perron, L. Goren, and C.-Y. Chen, 2014, Dynamic Reorganization of River Basins: *Science*, v. 343, no. 6175, p. 1248765, doi:10.1126/science.1248765.

CHAPITRE III

**THE EARLY CRETACEOUS SOUTH ATLANTIC RIFT ALONG THE
CONGO MARGIN: LONGITUDINAL VS. LATERAL SEDIMENT
SUPPLY BASED ON THE PROVENANCE OF THE DETRITAL
ZIRCON AND APATITE U- PB GEOCHRONOLOGY- DYNAMIC OF
THE RIFT SHOULDERS IN A HYPEREXTENDED RIFT**

CHAPITRE III

The early cretaceous south atlantic rift along the congo margin: longitudinal vs. Lateral sediment supply based on the provenance of the detrital zircon and apatite u-th-pb geochronology – dynamic of the rift shoulders in a hyperextended rift

Kebi-Tsoumou, S. ¹, Ducassou C. ¹, Guillocheau, F. ¹, Robin, C. ¹, Cogné, N. ¹, Poujol, M. ¹, Bailleul, J. ² & Delhaye-Prat, V. ³

1 Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, 35000 Rennes, France

2 Institut polytechnique UniLaSalle, 19 Rue Pierre Wagué, 60026 Beauvais, France

3 Exploration production, Gabon, Total SA, CSTJF, Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex France

Abstract

This study provides the first detrital zircon and apatite U-Th-Pb geochronology on the Berriasian prerift, Barremian synrift, and Aptian sag strata of the Congo basin, with the goal to reconstruct sediment provenance and relief evolution of the central South-Atlantic rifted- margin during the Early Cretaceous. Detrital zircons from 6 samples and detrital apatites from 3 samples collected from exploration wells and outcrops were analyzed for U-Th-Pb dating (LA-ICPMS). Six populations have been obtained: (1) Carboniferous-Permian, (2) Late Neoproterozoic-Ordovician, (3) early Neoproterozoic, (4) Mesoproterozoic, (5) Paleoproterozoic and (6) Archean.

The Berriasian prerift strata contain six populations of zircon (1 to 6) and five populations of apatite (1 to 5), interpreted as derived from various source terranes (e.g. Gondwanide, Brasiliano and Transamazonian orogenic belts) in South America plate. This result implies a mixing of sediments from several distinct source regions and a long-distance transport, that is consistent with the deposition in a gentle proto-rift sag basin with a low relief.

Detrital zircon and apatite suites of Barremian synrift strata clearly contrast with those from prerift strata. These synrift strata contains three populations of zircons (4 to 6) and three populations of apatites (2, 3 and 5), which are consistent with local sediment sourcing from the marginal West-Congo belt, which was uplifted and exhumed along the rift flank. This imply a major change in provenance and a reorganization of the drainage pattern in response to fault bloc-tilting and rift-shoulder development during the Barremian main phase of the South- Atlantic rifting, resulting in the formation of significant topography relief.

Four samples from the Aptian sag strata yielded different age distributions, reflecting spatial and temporal changes in sediment provenance within the same stratigraphy unit. However, these populations also indicate local sediment sourcing from the West-Congo belts, implying no significant change in sediment provenance between the main rift phase and rift-drift transition phase. The different age distributions obtained for the Sag strata can be ascribed to the heterogeneity of the source terranes and to the occurrence of multiple catchment systems with small drainage areas.

This work emphasizes the importance of combining detrital zircon and apatite U-Th-Pb geochronology data for sediment provenance analyzing.

Keywords: Detrital zircon, detrital apatite, U, Th, Pb geochronology, sediment provenance, South Atlantic rifted, margin

III.1 INTRODUCTION

Continental lithosphere extension generates first a rift basin, and, on both sides, elevated domains known as rift shoulders. At the first order, the occurrence of rift shoulders is testified in the sedimentary record of the rifts as lateral alluvial fans fed by the rift shoulders. Nevertheless, the elevation of these rift shoulders is highly variable according to the type of rift, passive vs. active (Sengör and Burke, 1978b), the distribution of the rifts, multiple vs. narrow (Buck, 1991; Brun et al., 1999; Huisman and Beaumont, 2011a). They seem to exist only in narrow rifts with strong rheological contrasts between a ductile lithospheric mantle and a brittle continental crust (type I rifted margins, (Huisman and Beaumont, 2011a). Along the East African Rift (Albert Rift and Central Kenyan Rift), some authors have, based on thermochronological data, shown that the rift shoulders denudation occurred after the initiation of the rift (e.g. (Spiegel et al., 2007b; Bauer et al., 2010b).

The evolution of the topography of the rift shoulders is also debated. How long after the first oceanic accretion did the planation of the rift shoulders occur? The main point is the duration of the flexural isostatic time-response due to the river erosion and denudation initiated at time of the rift shoulders initiation (Braun and Beaumont, 1989b; Gilchrist and Summerfield, 1990; Gilchrist et al., 1994; Kooi and Beaumont, 1994b).

The third question is the routing system in the rift with the question of the relative importance of the longitudinal versus lateral sediment supply and the question of the extent of the catchments (L.E. Frostick and Reid, 1989; Frostick and Reid, 1990b; Gawthorpe and Leeder, 2000b).

The diversity of the boundary conditions of the rift basins is so high, that probably no unique answers exist to these questions. We here try to address them on a classical fossil example: the rift of the central segment of the South Atlantic Ocean in Congo, through a provenance study of the pre-salt rift sediments of Lower Cretaceous age (Berriasian to Aptian, (Anne-Claire Chaboureaud et al., 2013).

The main purpose of this paper is (1) to perform a provenance analysis of the siliciclastic sediments of the pre to syn-rift infilling and (2) to discuss, through the changes in space and time of the sediment sourcing, the evolution of the topography and the implications in term of (i) rift shoulders growth and demise and (ii) tectonic evolution of the northern South Atlantic rift.

The originality of our provenance study is to combine two distinct geochronometers: U-Pb on zircon and on apatite. The main objective is to be able to identify potential recycling of zircon age populations. Indeed, zircon is known to be easily stored in intermediate age sediment accumulations, between the times of erosion in its primary source (where it crystallised) and its final deposition in the studied sediments (e.g. (Dickinson et al., 2009; Hadlari et al., 2015) . Apatite is much more unstable under weathering than zircon (Morton and Hallsworth, 1999) and will therefore be less easily recycled.

III.2 GEOLOGICAL SETTING

III.2.1 The South Atlantic Rift below the Congo Margin

III.2.1.1 Geodynamic setting

The South Atlantic Ocean is segmented by transform faults into 4 main units (Falkland, Austral, Central and Equatorial segments, Fig. III. 1) that were active since the beginning of the rift history (Moulin et al., 2010b). Along the Austral segment, between the Agulhas-Falkland and Rio Grande Fracture Zone, rifting occurred from Late Jurassic to Upper Valanginian (M11) in the south and towards the Hauterivian-Barremian boundary (M4) in the north (Hall et al., 2018) in the Central segment – the one studied here – the rifting occurred during Early Cretaceous times (uppermost Berriasian to late Aptian) and along the Equatorial segment between Aptian and Late Albian. These segments are themselves segmented into sub-basins.

The Congo Margin Basin is part of the Lower Congo Basin extending between two low subsiding domains, the N'komi Fracture Zone (Gabon) to the north and the Ambriz Arch (Angola) to the south (Brownfield and Charpentier, 2006; Fig. 1). The conjugate margin in South America (Brazil) corresponds to the Cumuruxatiba and Jequitinhonha Basins (Anne-Claire Chaboureau et al., 2013). The term Congo Basin is ambiguous: it is used for both the Congo Margin along the Republic of Congo (Congo Brazzaville) and the interior intracratonic basin mostly located in the Democratic Republic of Congo (Congo Kinshasa). To avoid any confusion, we will use the terms Congo Margin Basin and Congo Interior Basin respectively.

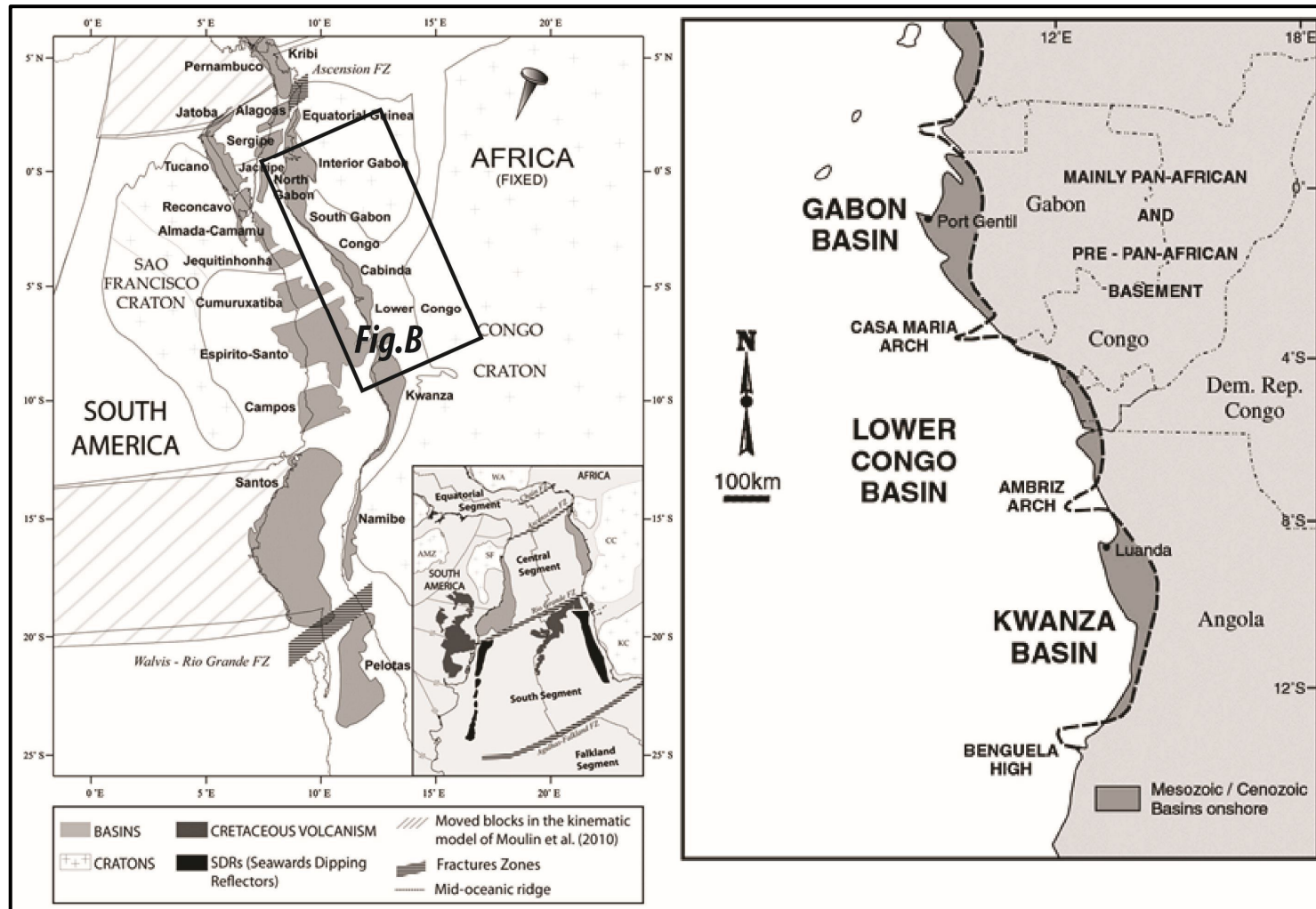


Figure III. 1: General map of the different segments of the South Atlantic Ocean with the original position of the different basins of the central segment during Berriasian times (Chaboureau et al. 2013); B) component basins comprising the West African passive margin (Anderson et al, 2000)

The mechanism of extension of the Central segment of the South Atlantic Margin during Lower Cretaceous was extensively studied and debated (Karner et al., 2003; Unternehr et al., 2010; Huisman and Beaumont, 2011a; Peron-Pinvidic et al., 2013b; Huisman and Beaumont, 2014) and is now considered as a case example of hyperextended rifted margin. Peron-Pinvidic et al. (2013) defined a three stages evolution of the extensional history, with: (1) a stretching phase, (2) a thinning and coupling phase and (3) a hyper-extension/exhumation phase. The stretching phase is characterized by a little amount of extension and by regionally distributed half grabens. The thinning phase is a quite short period characterized by (i) Moho uplift and formation of the necking zone and (ii) the growth of large detachment faults. The hyperextended phase is coeval with a migration of the deformation toward the incipient ocean and the development of a sag-type basin over the hyper-extended crust and/or the exhumed mantle.

Based on these features, we here propose that the stretching phase and the hyperextended phase correspond to the uppermost Berriasian to Barremian half-grabens filled by the Sialivakou to Djeno Fms and to the Barremian to Aptian sag-type basin filled by the Pointe Noire to Chela Fms, respectively. The thinning phase (short event) is a transient period of Barremian age corresponding to the transition between the Djeno and Pointe Noire Fms (cf §2-1-1).

The pre-rift history corresponds to a large intracontinental low subsiding area (maximum 800 m of Triassic to Berriasian sediments below the Camamu Basin, Kuchle et al., 2011; Silva et al., 2012) extending from Parana Basin (Botucatu Fm) to the south, the Congo Interior Basin (in the central part: Dekese Fm, Linol et al., 2015 ; in the north-western part: Batéké Plateaux Gp, Callec et al., 2015) to the east, below the North Gabon Interior Rift (M'Vone and M'Dombo Fms – Mbina MOUNGUENGUI and Guiraud, 2009) to the north and to the Araripe Basin (Brejo Santo and Missao Velha Fms) to the north-east (Fig.III.1). This basin is filled (Kuchle et al., 2011) by (i) alluvial deposits flooded by (ii) lacustrine sediments (Capianga Mbr of the Aliança Fm in Brazil, M'Vone Fm in Gabon), overlain by (iii) aeolian to alluvial sediments (Sergi Fm – Brazil, N'Dombo, Vandji and Lucula Fms in Africa) flooded by (iv) lacustrine deposits (Itaparica Fm – Brazil). Aeolian to fluvial sediments onlap both Africa westward (Congo Interior Basin) and South America southward (Parana Basin). The age of this infilling is debated. In Gabon, fossil spores from the first lacustrine sediments (M'Vone Fm) suggest a Middle Jurassic age (Jardiné et al., 1974) while Rb-Sr dating of clays from the two lacustrine floodings yielded Upper Triassic

dates at 226 ± 6 Ma (Capianga Mbr) and 224 ± 32 Ma (Itaparica Fm), respectively (Silva et al., 2012). However, diagenesis may have affected the Sr isotope and we therefore assume, based on the biostratigraphic data, that sediments (ii) to (iv) are Middle Jurassic to Berriasian in age.

2.1.1. Sedimentary infilling

Several studies were carried out on the sedimentary evolution of pre-passive margin stage of the Congo Margin (**Teisserenc and Villemin, 1989b; McHargue, 1990b; Robert and Yapaudjian, 1990b; Bracken, 1994b; Smith, 1995b; E. Braccini et al., 1997; Anne-Claire Chaboureau et al., 2013**).

- **Pre-rift deposits** (Congo: Vandji/ Lucula Fm; Gabon: Basal Sandstones, ostracodes biozones AS1 and 2, Berriasian and possibly uppermost Jurassic; Fig. 2) consist of coarse-grained alluvial deposits (mainly conglomerates and coarse-grained sandstones) passing to alluvial and deltaic plain sediments (interbedded shales and sandstones) and to lacustrine deposits.
- **Syn-stretching rift phase deposits** (Congo: Sialivakou-Djeno Fms/Gabon: Kissenda-Lucina Fms, ostracodes biozones AS3 to 7, uppermost Berriasian – lowermost Barremian; Fig. 2) are made up of deep lake turbiditic deposits (shales) passing laterally to fan deltas and alluvial fans (conglomeratic sandstones).
- **Syn-hyper-extended rift/sag phase deposits** (Congo: Pointe Noire - Pointe Indienne – Chela Fms / Gabon: Melania – Dentale - Gamba Fms, ostracodes biozones AS8 to 12, Barremian to Aptian; Fig. 2) consists of deep organic-rich shales (Pointe Noire Fm) overlain by sub-lacustrine turbiditic sandstones interfingering with deep shales and passing to large deltaic systems (Pointe Indienne Fm) with, in between the distributaries (bay), occurrence of bioclastic limestones (Toca Fm). These deposits record an overall lacustrine shallowing trend and is bounded upward by a major unconformity. Above the unconformity (hiatus of the Lower Aptian at least), the Chela Fm is made up of transgressive conglomeratic sandstones (alluvial to estuarine) overlain by shales passing upward to limestones, dolomites and evaporites (inner shallow marine to lagoon).
- **Post-sag evaporitic deposits** (Congo: Loémé Fm / Gabon: Ezanga Fm; Fig.III.2)

The upstream topographic evolution (rift shoulders) along the Lower Cretaceous Congo Rift was already addressed by Harris et al. (2004) using indirect proxies (abundance and

type of organic matter). They conclude for a decrease of the topography at time of the Pointe Indienne Fm deposition (sag phase).

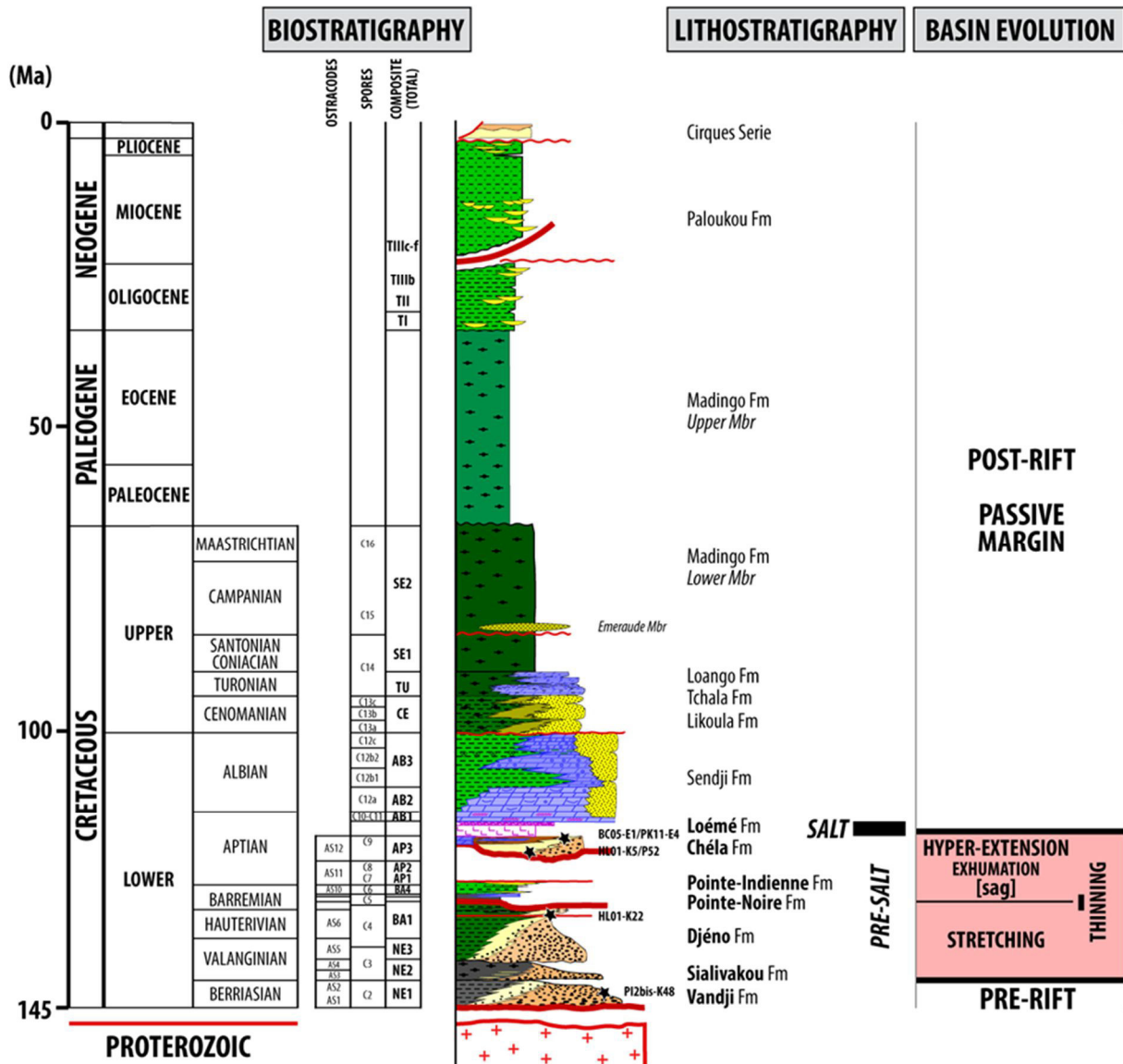


Figure III.2: Synthetic stratigraphic succession of the Congo passive margin from Cretaceous times

III.2.2 Possible sediment feeders of the rifts around the South Atlantic area

The central segment of the South Atlantic rift is roughly superimposed on the Neoproterozoic Pan-African/ Brasiliano Mountain Belt. This belt is itself superimposed on an Early to Middle Proterozoic Eburnean Belt located in between the Archean to Early Proterozoic Craton, the Congo Craton on its African side and the Sao Francisco Craton on its South American side (Fig.III.3). These domains are covered by Late Paleozoic to Permian large intracratonic basins, the Congo Interior Basin on its African sides and the

Parana Basin on its South American sides (Fig.III.3). This latter passes westward to the magmatic arc related to the subduction of Panthalassa Ocean.

III.2.2.1 The Archean Craton

In Congo Brazzaville (RC), the northwestern part of the Archean Congo Craton is preserved along the Chaillu Massif (Fig.III.4) as high-grade paragneisses and orthogneisses, granitoids and low-grade metamorphosed greenstones belts cut by amphibolites and dolerite dykes (Thiéblemont et al., 2009; Fullgraf et al., 2015). Dated metamorphic and igneous rocks range between 3.2 and 2 Ga (Thiéblemont et al., 2009).

III.2.2.2 The Eburnean/ Transamazonian “polycyclic” Belt

In Congo Brazzaville (RC) along the West Congo Belt, the remnants of the Eburnean Belt correspond to the Loémé SGp (Paleoproterozoic) cropping out in the Mayombe area and subdivided into two lithostratigraphic units (Fig. 4).

- At the base, the *Loukoula Gp* is made up of metamorphic rocks (mainly ortho- and para-gneisses) locally intruded by granitoids later deformed and gneissified. Radiometric ages obtained on these late intrusions provide a minimum age at 2065 ± 13 Ma for the Loukoula Gp (SHRIMP U-Pb dating on zircon, Fullgraf et al., 2015). The youngest intrusion (Las Saras granodiorite, Maurin et al., 1990) is dated at 2000 ± 80 Ma. It agrees with the U-Pb dates obtained on detrital zircons from the Loukoula Gp metasediments that yielded age populations at *c.* 2535-2420 Ma (Archean) and *c.* 2150-2100 Ma (Paleoproterozoic) with a youngest date at 2111 ± 14 Ma hence considered as maximum age of sedimentation (Fullgraf et al., 2015; LE Bayon, Callec, Fullgraf, Thiéblemont, et al., 2015).
- Above, the *Bikossi Gp* mainly consists of siliciclastic metasediments (mainly micaschists and metaquarzites). Detrital zircons (Fullgraf et al., 2015) yielded age populations ranging from Archean to Paleoproterozoic and a youngest age at 2043 ± 13 Ma providing a maximum age for the sedimentation. The Bikossi Gp is intruded by Panafrican granitoids dated, for the oldest, at 1050 ± 25 Ma (Mfoubou granite, U-Pb on zircon - upper intercept, Djama et al., 1992a) giving a minimum age for the sedimentation.

III.2.2.3 The Pan-African/Brasiliano Belt

In Congo Brazzaville (RC), the Neoproterozoic rocks belong to two different structural units, the Mayombe fold belt to the west and the Nyanga-Niari foreland basin, onlapping over the Chaillu Massif, to the west (Fig. III.4). The lithostratigraphy is quite confusing as different groups were defined based on the same elementary stratigraphic units or formations that will be used here.

- **Rodinia break-up** (Tack et al., 2001a): the Sounda Gp is made up of meta-sediments infilling early Neoproterozoic rifts, deformed and metamorphosed during Pan-African Orogeny, with (1) metamorphosed mafic to ultramafic rocks (Nemba SbGp, gabbro dated at 915 ± 8 Ma, SHRIMP U-Pb on zircon, Fullgraf et al., 2015), (2) mafic to felsic metavolcanic rocks and metasediments (Kakamoéka SbGp, dated at 903 ± 6 Ma and 915 ± 17 Ma, SHRIMP U-Pb on zircon, Fullgraf et al., 2015), (3) metasediments (Mvouti SbGp, distal to proximal turbidites) and (4) Panafrican granitoids intruding the Bikossi Gp (Mfoubou granite and Mont Kanda granite, Djama et al., 1992, Fullgraf et al., 2015)
- **Passive (to active?) margin stage**: This margin consists of Neoproterozoic sediments deformed and metamorphosed during Pan-African Orogeny (Mayombe, Niari and “Schisto-Calcaires” Gps), in which the two Neoproterozoic glaciations are well recorded. Above low-grade metasediments (conglomerates, sandstones, shales – Moussouva SbGp), the Sturtian glaciation (Cryogenian) is preserved as tillites (“Diamictite inférieure” SbGp) overlain by shales and sandstones (Louila-Bouenza SbGp). The Marinoan glaciation (Ediacarian) is fossilized as tillites (Niari Gp or “Diamictite supérieure”) overlain by the cap carbonates of the “Schisto-calcaires” Gp (Delpomdor et al., 2015; Fullgraf et al., 2015; Pr at et al., 2018).
- **Foreland basin stage**: The molassic deposits of the Mpioka Gp are made up of fluvial quartz and feldspar-rich sandstones. These deposits are affected by the Pan-African deformation but also contain detrital zircons that yielded *c.* 500 – 800 Ma dates (Affaton et al. 2016), hence suggesting a Cambrian age.

Detrital zircons from these different units were dated by (Affaton et al., 2016) and are reported in Figure III.4. The sample from the Bikossi Gp yielded a major peak at *c.* 2 Ga and some minor peaks between *c.* 2.3 and *c.* 3.5 Ga. The early Neoproterozoic and minor Mesoproterozoic populations which were absent in this sample appear in samples from the Sounda Gp (Mvouti SbGp) and Mayombe Gp (Moussouva, Louila and Bouenza SbGps).

At last, Pan-African zircon populations (at c. 500 - 800 Ma) are only found in samples from the Nyanga-Niari basin (Niari and Mpioka Gps).

III.2.2.4 . The Late-Carboniferous to Permian (“Karoo”) Basins

Glacial sediments of the Late Carboniferous to Early Permian stage of the Gondwana glaciation and overlying Permian to Triassic deposits – the so-called Karoo Basins – are preserved both on the African side (Interior Rift Basin of north Gabon – Agoula Series – Mbina Mounquengui et al., 2002; Congo Interior Basin – Lukuga and Haute-Lueki Gps - Linol et al., 2015) and on the South American side (Parana Basin – Milani et al., 2007; Milani and Wit, 2008). Detrital zircons provenance was studied for the Congo Interior Basin (Linol et al., 2016a) and for the Parana Basin (Canile et al., 2016).

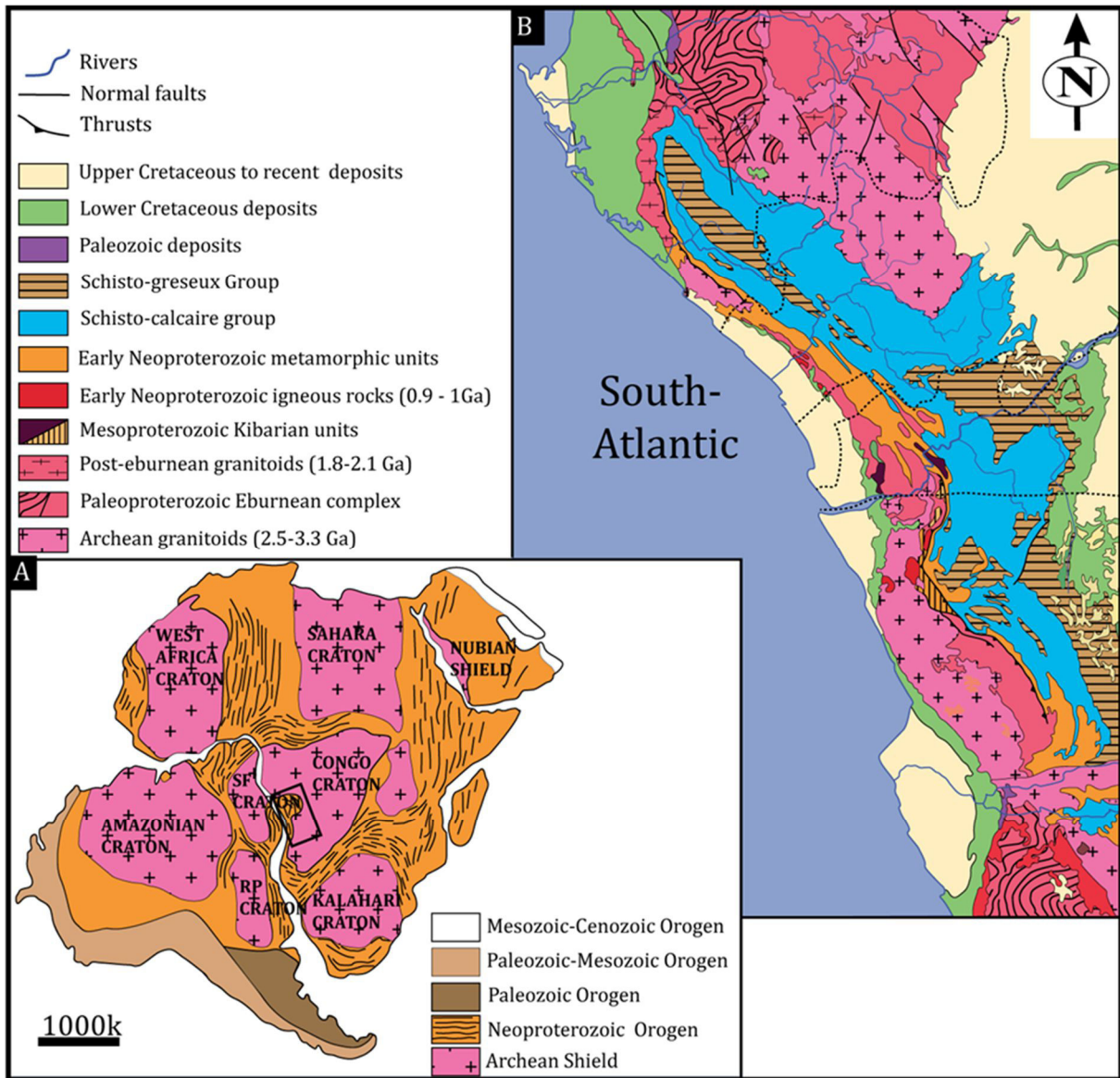


Figure III. 3: Archean to Proterozoic basement of the Central segment of the Lower Cretaceous South Atlantic Rift. A: Gondwana-scale map of the Archean to Paleoproterozoic Cratons and Meso-Néoproterozoic Belts (modified from Gray et al., 2008). B: African basement map along the South Atlantique Ocean from Angola to Gabon (Modified from Commission for the Geological of the world, 1985)

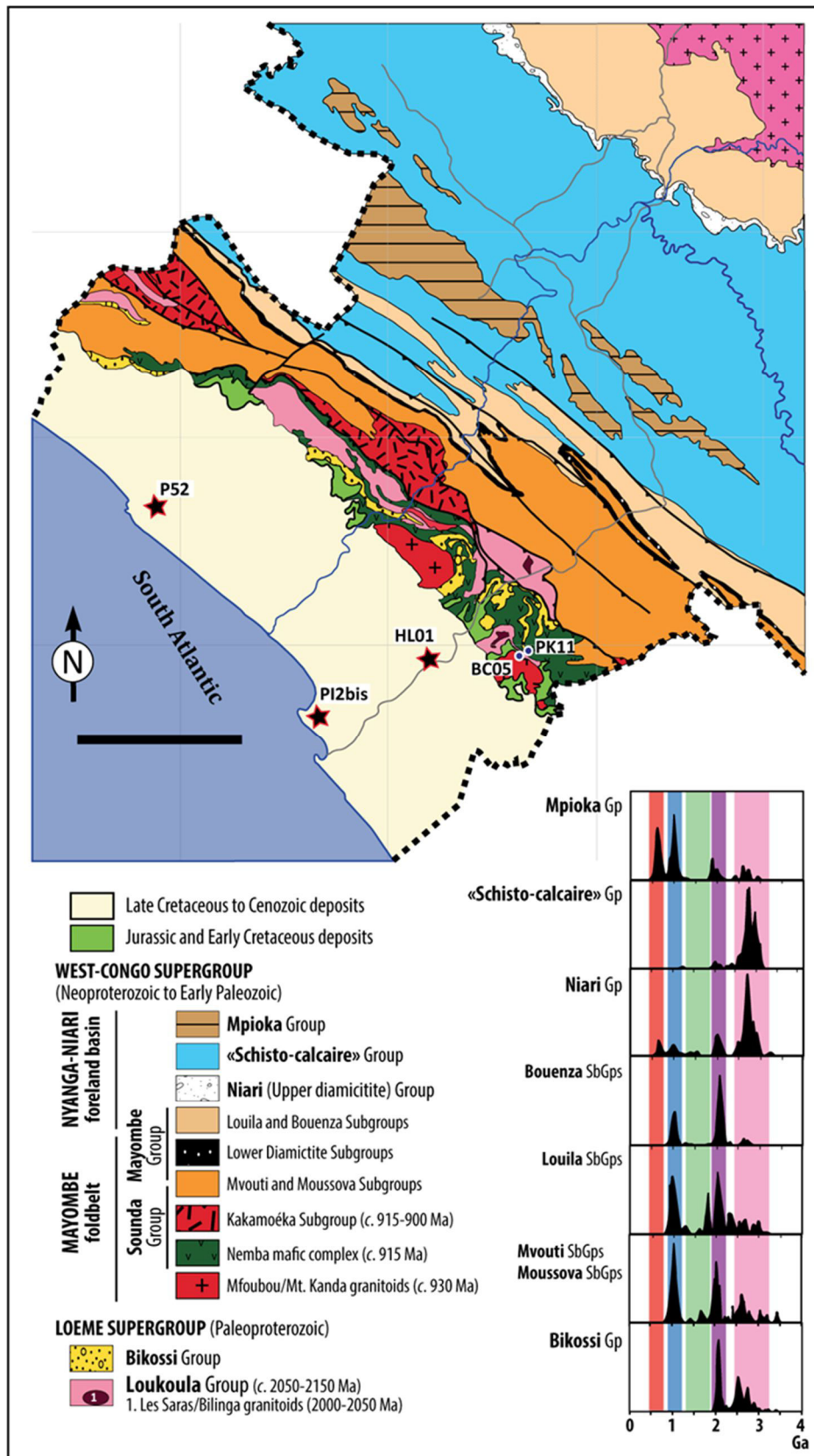


Figure III. 4: Detailed Geological map of the Congo with the location of the studied samples and distribution of the detrital zircons age of the Proterozoic metasediments obtained by Affaton et al. (2016).

III.3 Material and methods

III.3.1 Sample collection

A total of six samples of sandstone (see Fig. III. 2 and 4 for location) were collected in the Congo Margin from both cores of petroleum wells and outcrops for provenance analysis coupling U-Pb geochronology on zircon (6 samples) and on apatite (3 samples).

Pre-rift (Vandji Fm – well PI2b) - PI2bis-K48: massive, well-sorted, medium- to coarse-grained quartzarenites with rare feldspar grains (alluvial deposits).

Stretching rift phase (Djeno Fm– well HL01) - HL01-K22: poorly-sorted, medium- to coarse-grained litharenites with a large amount of lithic fragments of gneisses, quartzites and schists (distal fan deltas to gravity flows deposits).

Hyper-extended rift (sag) phase (Aptian Chela Fm):

Well HL01 (HL01-K5): poorly-sorted conglomeratic sandstones (proximal fan-delta sediments);

Well P52 (P52): massive, poorly-sorted, medium- to coarse-grained sandstones (fan-delta sediments);

Outcrops BC05 - Nkougni (BC05-E1): massive, poorly-sorted, coarse-grained feldspar-rich sandstones with lithic fragments (granites, schists) (infilling of incised-valleys by fan-delta sediments);

Outcrops PK11 – Nkougni (PK11-E4): poorly-sorted, coarse-grained litharenites with quartzites and graphitic schists lithic fragments (infilling of incised-valleys by fan-delta sediments).

III.3.2 Sample preparation and analysis

A conventional mineral separation of the selected samples was carried out at the University of Rennes 1 (France). Rocks were crushed and sieved to keep a powder fraction with a maximum grain size of 250 μm . Wilfley table and heavy liquids were used successively to separate the heavy minerals. A Frantz magnetic separator was then used to remove the magnetic minerals. Zircon and apatite grains were handpicked under a binocular microscope, embedded in epoxy resin pucks and polished down to expose the centre of the grains. During the hand-picking process, grains of different sizes and shapes were selected to avoid any sampling bias (e.g. Sláma and Košler, 2012). Moreover, the colour, the morphology and, if recognizable, the typology (according to Pupin 1980) of the selected zircon grains were carefully noted as they could provide additional

characterization of the different age populations. Zircon grains were imaged by cathodoluminescence (CL) using the Reliotron CL facility at the University of Rennes 1. At least 200 grains of apatite and zircon were selected for each sample to achieve a minimum of 110-120 analyses per sample to avoid missing any significant age population (Vermeesch, 2004).

LA-ICPMS analyses of zircon and apatite grains were performed at Geosciences Rennes laboratory (University of Rennes 1) using a ESI NWR193UC powered by a Coherent ExciStar XS Excimer laser generating <5 ns duration pulses at a wavelength of 193 nm. The ablated material is carried into helium, and then mixed with nitrogen (Paquette et al., 2014) and argon, before injection into the inductively coupled plasma source of an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity. The instrumental conditions are reported in Tab. 1 and 2 (for zircon and apatite, respectively) in the supplementary data. Before each analytical session, the alignment of the instrument and mass calibration was performed using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the ^{238}U signal and by minimizing the ThO^+/Th^+ ratio (<0.5%). Additional information on the analytical protocols can be found in Manzotti et al., 2015 for zircon and in Pochon et al., 2016 for apatite.

III.3.3 Zircon U-Th-Pb dating and data processing

The occurrence of common Pb in the sample can be observed by the evolution of the $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ signal intensity but due to the large isobaric interference with Hg, no attempt was made to apply a common Pb correction.

Isotopic ratios, single ages, concentrations for Pb, U and Th and Th/U ratio are reported with 1σ errors in Table 3. The concordance level of U-Pb ages (C) is calculated as a percent value either with the ratio of the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age to the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages greater than 1 Ga or with the ratio of the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages smaller than 1 Ga. Concordant ages are then defined as the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age or the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for the apparent ages younger and older than 1 Ga, respectively (see Faure and Mensing, 2005 and Talavera et al., 2012 for an explanation of the method used). Concordant ages are defined for $C = 100\% \pm 5\%$ (95% C) and are reported in Table 3. All analyses are reported in Tera-Wasserburg diagrams generated using Isoplot/Ex (Ludwig, 2012). Both concordant ages (95% C) and discordant ages were plotted as kernel density diagrams generated by the DensityPlotter program (Vermeesch, 2012) to minimize the risk of missing some populations (Fedó et al., 2003; Nemchin and Cawood,

2005; Malusà et al., 2013). Additionally, the Kolmogorov-Smirnov test at a significance level of $\alpha = 0.05$ (see Malusà et al. 2013 and references therein) was used to evaluate the similarity between the distributions obtained with no cut-off and with the chosen cut-off level for discordance (i.e. 5%). For $V_k-s > 0$, the difference between distributions is considered as non-significant statistically (Malusà et al. 2013). For calculation of Concordia ages (as of Ludwig, 1998) or weighted mean calculations, results are provided with 95% confidence limits.

III.3.4 Apatite U-Pb dating and data processing

Isotopic ratios are reported in Table 4 with errors given at 2σ level. Apatite grains can incorporate variable amount of common Pb. Ages corrected from common Pb were therefore calculated using an iterative approach based on a ^{207}Pb correction and the terrestrial Pb evolution model of Stacey and Kramers, (1975), as described in Chew et al., (2011). ^{207}Pb corrected ages are given with errors at 2σ confidence level. Some apatite grains having a very low U content (< 1 ppm) and, therefore, a very low radiogenic Pb content can yield either no ^{207}Pb corrected age, or a ^{207}Pb corrected age with very large uncertainties. We therefore excluded grains for which no corrected age could be calculated with the iterative method and those with 2σ errors greater than 50 % of the calculated age (group 3 in Tab. 4), like the approaches of Zattin et al., (2012) and Mark et al., (2016). Additionally, analyses which plot on the left side or on the Concordia were also excluded (group 2 in Tab. 4) as they show very low $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios and high non-radiogenic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios. Remaining data (group 1 in Tab. 4) obtained for each sample are presented as kernel distribution diagrams generated by the DensityPlotter program (Vermeesch 2012) and as Tera-Wasserburg Concordia diagrams generated by Isoplot/Ex (Ludwig, 2012). Discordia were plotted for the populations of apatite grains that seemed to define a linear array on the Tera-Wasserburg plots to approximate both the apparent age of these populations from the lower intercept age on the concordia and the corresponding initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio from the intercept with the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ axis. We made sure that the obtained initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio was consistent with the age given by the lower intercept. When it was not the case, the discordia was anchored to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ axis with the Stacey and Kramers (1975) calculated value and an error of 5%.

III.4 Results

III.4.1 U- Pb zircon data

Zircon U- Pb analyses are presented in Table (Annex III.8) and displayed in Figure III.5 as kernel density distributions diagrams. Tera-Wasserburg diagrams are provided in annexes (Annex III.1).

- Sample **PI2bis-K48** (Vandji Fm – pre-rift) contains elongated, sub-elongated, sub-rounded and well-rounded zircon grains. A total of 153 single grains were analyzed from this sample out of which 142 grains yield concordant ($C = 100\% \pm 5\%$) apparent ages ranging between 252.6 Ma and 2974.8 Ma. Five populations can be seen in the Tera-Wasserburg diagram and the kernel density plot (Fig. III.5), with two prominent populations at *c.* 320-250 Ma (with a peak at *c.* 300 Ma) and at *c.* 670-470 Ma (with a main peak at *c.* 500 Ma and minor peak at *c.* 600 Ma). The three other populations are at *c.* 1100-750 Ma, *c.* 1850-2100 Ma (with two peaks at *c.* 1960 and 2060 Ma, Fig. A2 in supplementary materials) and *c.* 3000-2600 Ma. The main population at *c.* 320-250 Ma is mainly composed of elongated and sub-elongated zircon grains, while other populations usually comprise well-rounded detrital zircon crystals.
- For sample **HL01-K22** (Djéno Fm – stretching rift phase), 93 zircon grains out of the 123 grains analyzed gave concordant apparent ages ranging from 1224.7 Ma to 3097.5 Ma (Fig. III.5). A main age population at *c.* 2200-1950 Ma (with a mean date at 2074 ± 12 Ma, Annexe III.2) and older scattered dates ranging between 2500 and 3100 Ma forming poorly defined peaks at *c.* 2600, 2750 and 3000 Ma. Additionally, three single zircon grains also yielded younger apparent ages at *c.* 800, 1225 and 1268 Ma (Annexe III.1). No differences in grain morphology are apparent between detrital zircon grains from different age populations.
- Sample **HL01-K5** (Aptian Chéla Fm – hyper-extended rift/sag), provided mainly sub- to well-rounded and sub-elongated detrital zircon grains. 100 concordant grains were obtained out of the 145 grains analyzed, yielding apparent ages between *c.* 1800 and 3400 Ma (Fig. III. 5). On the kernel density plot, these zircon ages form a prominent age population at *c.* 2200-1800 Ma (with a mean date at 2083 ± 11 Ma, Annexe III.2) and a few smaller peaks at *c.* 2500, 2700 and 3300 Ma.

- Sample **P52** (Aptian Chéla Fm – hyper-extended rift/sag) contains mostly sub-rounded to well-rounded zircon grains with a few sub-elongated ones. A total of 143 detrital zircon grains were analyzed and 122 of them yielded concordant apparent ages. When plotted on the Tera-Wasserburg diagram and kernel density plots (Fig.III.5), these zircon apparent ages define two dominant populations at *c.* 1015-910 Ma (with a mean date at 972 ± 5 Ma, Annexe III.3) and at *c.* 2140-1940 Ma (with a mean date at 2052 ± 6 Ma, Annexe III.2). A few grains also yielded Paleoproterozoic to Archean (between *c.* 2300 and 3700 Ma) and Mesoproterozoic (between *c.* 1300 and 1600 Ma) dates.
- Sample **BC05** (outcrops - Aptian Chéla Fm – hyper-extended rift/sag) contains mostly euhedral to subhedral zircon grains, and a few sub-rounded and well-rounded grains. Out of 144 grains analyzed, 133 yielded concordant apparent ages ranging between 836.9 and 3074.9 Ma (Tab. 3). The Tera-Wasserburg diagram and kernel density plot (Fig.III.5) for this sample show a bimodal age spectrum with a dominant population at *c.* 1100-800 Ma (with a mean date at 925 ± 3 Ma, Annexe III.3) and a less-dominant population at *c.* 2140-1800 Ma for which a Concordia date at 2082 ± 3 Ma (Annexe III.2) can be calculated. In addition, five zircon grains yielded Archean apparent ages (between 2500 and 3100 Ma) and 2 zircon grains yielded Meso- to Paleoproterozoic apparent ages at *c.* 1500 and 1800 Ma. There is a good correlation between detrital zircon dates and shape. Indeed, the age population at *c.* 1100-800 Ma is mostly made of euhedral and subhedral grains; whereas the remaining age populations comprise sub-rounded to well-rounded grains.
- Sample **PK11-E04** (outcrops - Aptian Chéla Fm – hyper-extended rift/sag) shows variable grain shapes (short prismatic, elongated to sub-elongated sub-rounded and well-rounded). 143 concordant zircon grains were obtained out of 184 grains. Concordant apparent ages range from 953.5 to 3037 Ma (Tab. 3, Fig.III.5). The main age population at *c.* 1900-2150 Ma (with a mean date at 2070 ± 8 Ma, Fig. A9) is surrounded by 2 smaller subordinated peaks at *c.* 1800 and *c.* 2300 Ma (Fig.III.5). A few grains yield Meso- to Paleoproterozoic apparent ages (scattered between *c.* 1200 and 1700 Ma) and Archean apparent ages (scattered between *c.* 2500 and 3100 Ma). At last, a single zircon grain yields an apparent age at *c.* 950 Ma. There is no evidence of correlation between grain morphology and age populations.

Figure III. 5: Kernel density plots showing results of zircon (filled areas) and apatite (dashed lines) U-Pb analyses obtained on samples from the (a) pre-rift (green), (b) stretching rift phase (orange) and (c to f) hyper-extension rift phase (blue) in the Lower Cretaceous Congo Margin basin. For U-Pb analyses on zircon, distributions plotted with light and dark color represent all analyses on apatite, only analyses from group1 are represented. The difference between all analyses and concordant analyses are not statistically significant as $VK-S > 0$. Additionally, lower intercept dates calculated for each apatite population are reported above the Kernel distribution. Pie charts show the proportion of analyses belonging to each population (with the number and the percentage of analyses indicated in italic and in regular, respectively). Populations in light and dark grey correspond to grains for which no corrected age could be calculated and analyses that plotted on the left side of the Concordia (group 2), respectively.

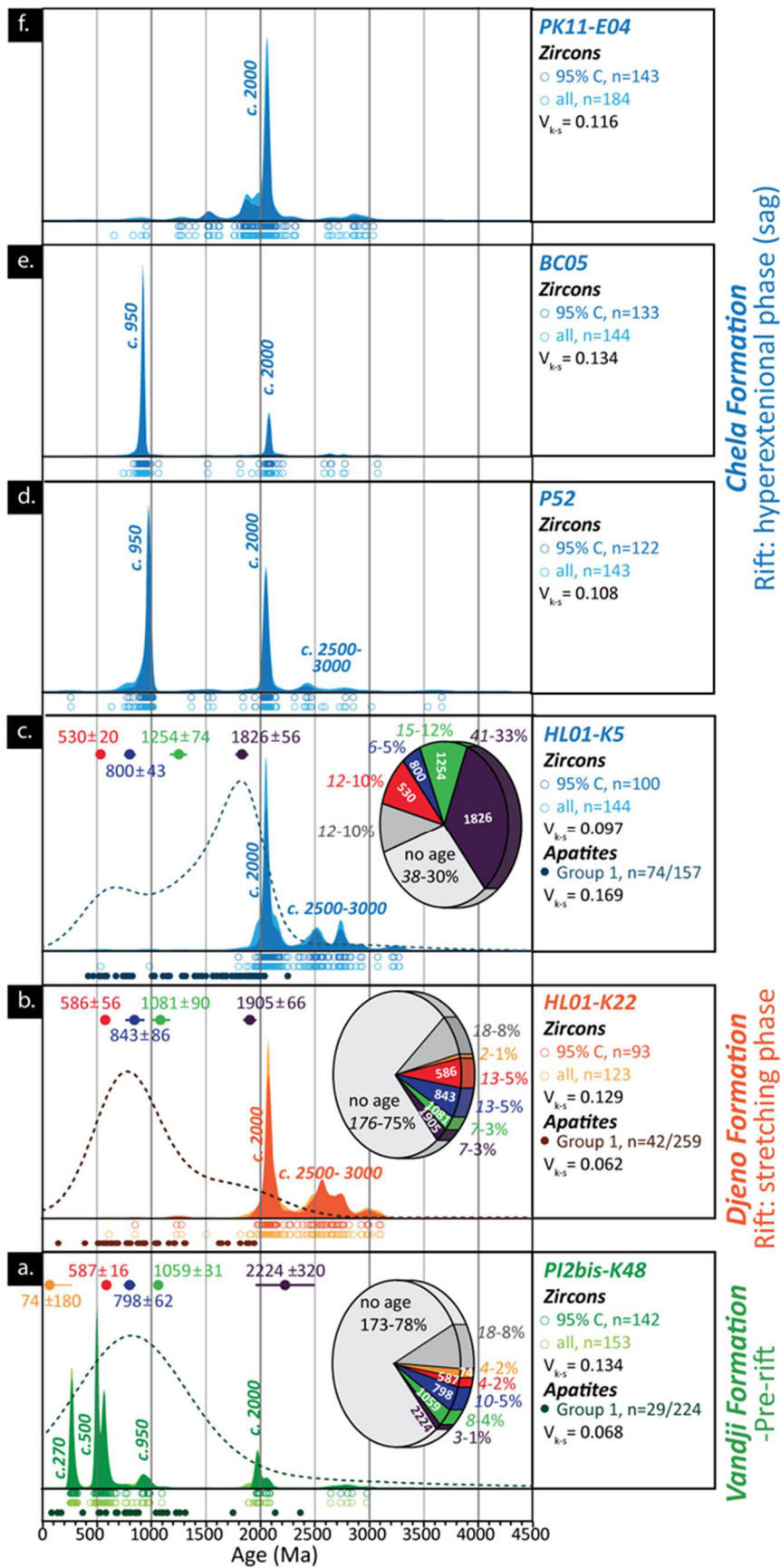


Figure 5

III.4.2 Apatite U-Pb data

For each sample, U-Pb analyses on apatite detrital grains are displayed on Figure III.5 as kernel distributions and pie charts. Calculated lower intercept dates for each age population are also reported. Tera-Wasserburg diagrams are provided on Figure III.6.

For sample **PI2bis-K48** (Vandji Fm – pre-rift), out of 224 grains analyzed, only 29 analyses respond to our selection criteria (Fig.III.5a, 6a). When plotted as a kernel distribution using the bandwidth automatically calculated by Density Plotter (i.e. 289 Ma), the data distribution forms a single and wide peak at *c.* 800 Ma (Fig. 5a). However, when plotted in a Tera-Wasserburg diagram (Fig.III.6a), at least 4 linear arrays can be identified with lower intercepts at 74 ± 180 Ma (4 grains), 587 ± 16 Ma (4 grains), 798 ± 62 Ma (10 grains) and 1059 ± 31 Ma (8 grains), respectively. A fifth age population corresponds to 3 apatite grains for which older corrected dates have been calculated (between *c.* 1500 and *c.* 2500 Ma) but these analyses fall very close to the Concordia and therefore the calculated lower intercept is very poorly defined (at 2503 ± 8900 Ma) with an inconsistent value for the initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio (1.1385). The discordia was then anchored to an initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio of 1.00 ± 0.05 (corresponding to ages ranging between *c.* 1500 and 2500 Ma according to Stacey and Kramers 1975) to calculate a lower intercept date at 2224 ± 320 Ma (Fig. 6a?).

Sample **HL01-K22** (Djéno Fm – stretching rift phase) yielded only 42 valid apatite U-Pb dates out of the 259 analyses (Fig.III.5b, 6b). On the kernel distribution with the bandwidth determined by DensityPlotter (i.e. 191 Ma) they form a large peak at *c.* 800 Ma and a smaller one, less well defined at *c.* 1800 Ma (Fig.III.5b). These older apatite grains yield a well-defined Tera-Wasserburg discordia with a lower intercept date at 1905 ± 66 Ma (7 grains), while the younger apatite grains seem to define several distinct populations (Fig.III.6b). The younger population is defined by a Tera-Wasserburg discordia yielding a lower intercept date at 586 ± 56 Ma (13 grains, Fig. 6b). Two younger outliers have been excluded; they could either belong to a poorly represented younger population for which the number of analyses is not enough to calculate a date or belong to the *c.* 580 Ma population but have been affected by Pb loss. In between these 2 populations (at *c.* 1900 and *c.* 580 Ma), the analyses present a large range of ^{207}Pb corrected dates that can be grouped into 2 distinct populations yielding lower intercept dates at 843 ± 86 Ma (13 grains) and 1081 ± 90 Ma (7 grains - Fig. 6c) Alternatively, it is possible to calculate a

poorly-defined lower intercept date at 994 ± 110 Ma (20 grains) with all these analyses (Fig. 6b).

Sample **HL01-K5** (Aptian Chéla Fm – hyper-extended rift/sag) yielded 86 apatite U-Pb dates out of 157 grains. Twelve analyses with non-radiogenic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios were excluded, resulting in 74 valid apatite U-Pb dates (Fig.III.5c, 6d). When plotted as kernel distribution (with a bandwidth of 103 Ma, as determined by DensityPlotter), the data form a large peak at *c.* 1800 Ma, a smaller peak at *c.* 700 Ma, and possibly and intermediate small peak at *c.* 1200 Ma (Fig. 5c). In the Tera-Wasserburg diagram (Fig. 6d), the younger peak can be divided into 2 populations defined by discordias with lower intercepts at 530 ± 20 Ma (12 grains) and 800 ± 43 Ma (6 grains), respectively. The 2 older peaks can also be defined in the Tera-Wasserburg diagrams, with lower intercepts at 1254 ± 74 Ma (15 grains) and 1828 ± 56 Ma (41 grains) respectively, although a few data points needed to be excluded from these calculations. The age group at *c.* 1800 Ma, and to a lesser extent the one at *c.* 1200 Ma, present a dispersion of the data that could be linked to Pb loss.

Figure III. 6: Tera-Wasserburg plots showing results on apatite U-Pb analyses obtained on samples from the (a) pre-rift, (b) stretching rift phase and (c) hyper-extension rift phase in the Lower Cretaceous Congo Margin Basin. For each population, intercept dates are indicated together with the corresponding initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio. Both data ellipses included in intercept age calculation (solid lines) and excluded as outliers (dashed lines) are displayed with 2σ error. MSWD: mean square of weighted deviated.

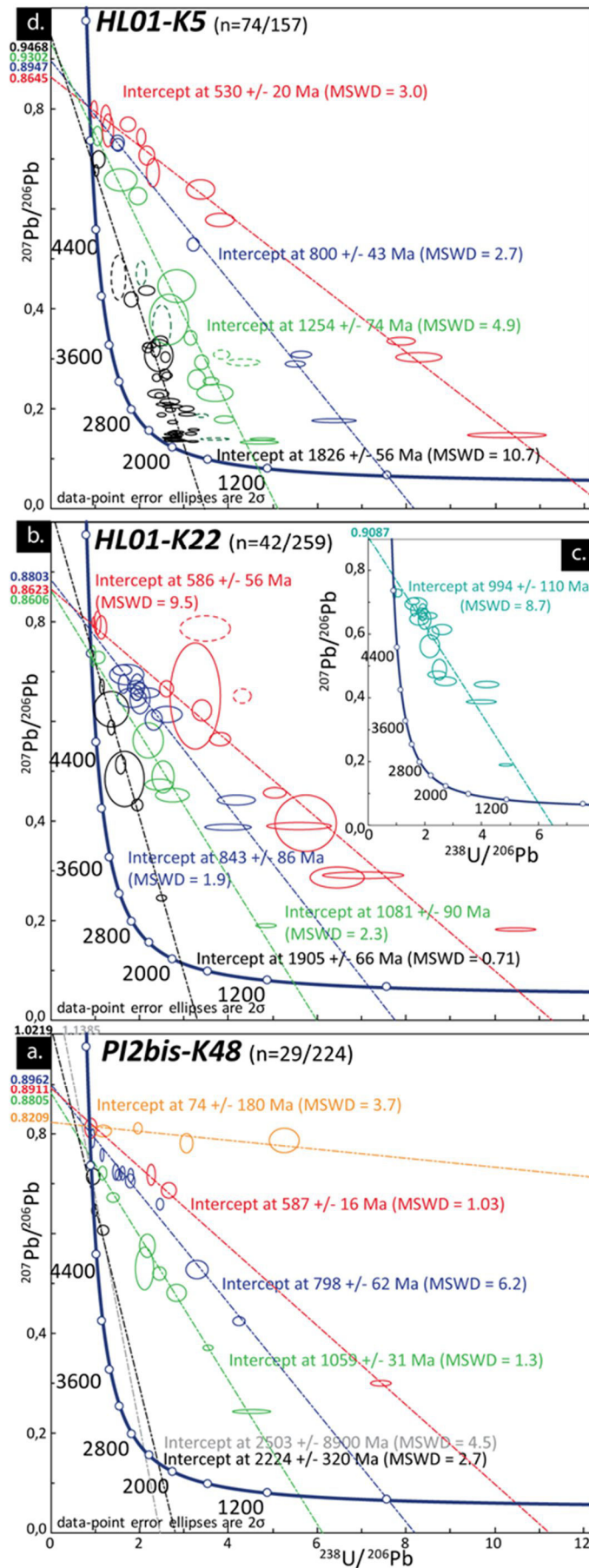


Figure 6

III.5 Discussion

III.5.1 Sources of zircon and apatite detrital grains

This section addresses the origin of each detrital zircon and apatite population recognized within the studied samples. The different detrital zircon and apatite age components are therefore compared with potential sources within the Congo basin hinterland (Ledru et al., 1989a; Vicat and Pouclet, 2000; Tack et al., 2001b; Thiéblemont et al., 2009; Straathof, 2011; Callec, Bauer, et al., 2015; Charles et al., 2015; Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016) and its South-America counterpart (Brueckner et al., 2000; A. C Pedrosa-Soares et al., 2001a; Ramos et al., 2010; Pedrosa-Soares et al., 2011).

III.5.1.1 Archean population (c. 3300-2500 Ma)

The Archean zircon population (c. 3300-2500 Ma) could be derived from at least three different potential sources:

- i. the terranes within the Congo - São Francisco craton for which Archean magmatic high-grade metamorphic events have been recorded (Machado et al., 1992; Thiéblemont et al., 2009; Albert et al., 2016);
- ii. the relicts of Archean protoliths present in the Eburnean high-grade gneissic complex and cropping out nearby the Congo Margin Basin (Bouenitela, *in process*) and
- iii. the metasedimentary and sedimentary rocks from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic stratigraphic units of the Araçuaí-West-Congo and Ribeira Belts in which Archean detrital zircons are recorded (Basei et al., 2008; Fullgraf et al., 2015; Guadagnin et al., 2015; Affaton et al., 2016; Linol et al., 2016b).

III.5.1.2 . Paleoproterozoic populations (c. 2200-1800 Ma)

The detrital zircon age population at c. 1800-2200 Ma and apatite lower intercept dates at 2224 ± 320 Ma, 1905 ± 66 Ma, 1826 ± 56 Ma are coeval with the Eburnean-Transamazonian orogeny event that occurred at c. 2100–1800 Ma (Zhao et al., 2002; Noce et al., 2007; da Rosa-Costa et al., 2008; Weber et al., 2016). These detrital zircon and apatite populations match with the crystallization age at c. 2000 Ma of syn-collisional

granitoid intrusions scattered within the Paleoproterozoic Eburnean–Transamazonian belts of NE Brazil and Central Africa (Ledru et al., 1989; Alkmim and Marshak, 1998; Noce et al., 2007; Heilbron et al., 2010; Fullgraf et al., 2015; Weber et al., 2016). Detrital zircon age populations at *c.* 2000 Ma are also recorded in both the Paleo- and Neoproterozoic metasedimentary units (such as Bikossi and Mvouti Gps) from the West-Congo belt (Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016) and the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basins from the São Francisco Craton (Guadagnin and Chemale, 2015).

III.5.1.3 Mesoproterozoic populations (*c.* 1600-1000 Ma)

A few Mesoproterozoic detrital zircons (*c.* 1600-1200 Ma) have been identified within the samples of the Djéno and Chéla Fms. Apatite populations (with lower intercept dates at 1059 ± 31 Ma, 1081 ± 90 Ma and 1254 ± 74 Ma) were also found within the samples PI2bis-K48, HL01-K22 and HL01-K5, respectively. However, the two youngest populations (at 1059 ± 31 Ma and 1081 ± 90 Ma) could be related either to early Neoproterozoic events (see next paragraph).

The Mesoproterozoic populations are not related to any tectono-metamorphic or magmatic event recorded in the Congo Margin Basin hinterland. However, at regional scale, they could be correlated, with:

- i. the Mesoproterozoic (*c.* 1760-1000) Kibaran orogeny widely distributed in eastern and southern Africa regions (Tack et al., 1984, 1984, 1990a; Kokonyangi et al., 2001a, 2001a; Tack et al., 2002; Kokonyangi et al., 2004, 2005; Buchwaldt et al., 2008; Maier et al., 2008; Tack et al., 2010a);
- ii. the intraplate magmatism recorded in the Angola portion of the Congo Craton and dated at 1505, 1380 and 1110 Ma (Ernst et al., 2013) or
- iii. the Sunsás Orogeny that occurred at *c.* 1450-1100 Ma in the Western Amazon Craton (Santos et al., 2002, 2008; Teixeira et al., 2010).

A few Mesoproterozoic detrital zircons have also been recorded within both the early Neoproterozoic metasediments (i.e. Mvouti and Mossouva Gps) of the West-Congo belt (Affaton et al., 2016) and the Neoproterozoic to Cambrian Pan-African molasse (Mpioka SbGp) in the foreland basin of the West-Congo belt (Affaton et al., 2016; Linol et al., 2016b).

III.5.1.4 Early Neoproterozoic populations (c. 1000 – 750 Ma)

Early Neoproterozoic detrital zircon populations (at c. 1000-750 Ma) and apatite populations (with lower intercept at 798 ± 62 Ma, 843 ± 86 Ma and 800 ± 43 Ma, but also those at 1059 ± 31 Ma, 1081 ± 90 Ma) may have a wide variety of potential sources as they are comparable in age with (i) the early Neoproterozoic (i.e. c. 1000–800 Ma) rift-related magmatic event that occurred during the break-up of the Rodinia and is recorded in the São Francisco-Congo craton (Pedrosa-Soares et al., 2001; Tack et al., 2001; Heilbron et al., 2010), (ii) the widespread volcanic rocks and subordinate plutonic intrusions, such as the Mfoubou and Mont-Kanda granites, exposed along the eastern margin of the Congo basin (Djama et al., 1992; Tack et al., 2001; Fullgraf et al., 2015) and their equivalent in South America (Silva et al., 2008; Pedrosa-Soares and Alkmim, 2013) and (iii) the detrital zircon populations at c. 900 Ma recorded in the Neoproterozoic to Cambrian low-grade metasedimentary and sedimentary rocks of the West-Congo belt and its foreland basins (Affaton et al., 2016).

III.5.1.5 Late Neoproterozoic to Ordovician population (c. 670–470 Ma)

The detrital zircon population at c. 670-470 Ma and detrital apatite populations with lower intercept dates at 587 ± 16 Ma, 586 ± 56 Ma, 530 ± 20 Ma are coeval with the regional Pan-African orogeny that occurred from late Neoproterozoic to Cambrian and formed mobile belts during the Gondwana amalgamation (A. C. Pedrosa-Soares et al., 2001b; Bento dos Santos et al., 2015a; De Campos et al., 2016a). Pan-African orogenic-related magmatism, for which crystallization ages ranging from 670 to 490 Ma have been obtained, is well known in the Brazilian counterpart of the Araçuaí-West-Congo orogen (Valeriano et al., 2011; Bento dos Santos et al., 2015b; De Campos et al., 2016b; Noce et al., 2017) and in the Ribeira belt (Heilbron and Machado, 2003; Schmitt et al., 2008; Martins et al., 2016; Valeriano et al., 2016a), but is absent in the West-Congo belt (Kröner and Stern, 2005). The late Pan-African orogeny molasses in the West-Congo Foreland basins also provided a similar detrital zircon age population (Affaton et al., 2016; Linol et al., 2016).

In addition, considering the metamorphic grade (greenschist to amphibolite facies; Fullgraf et al., 2015; Le Bayon et al., 2015) recorded by the Pan-African terranes, it is most

probable that some apatites have crystallized during this metamorphic event, while zircon did not record it. In consequence, Late Neoproterozoic to Ordovician detrital apatite populations could also correspond to metamorphic apatites crystallized during the Pan-African orogeny, either in the West Congo belt, or in its equivalent in South America. The absence, in the literature, of the mention to apatites of this age is therefore assumed to be due to the lack of geochronological studies on apatite in these regions.

III.5.1.6 Carboniferous to Permian populations (c. 320-250 Ma)

The detrital zircon population at c. 320-250 Ma occurs only within the sample from the Vandji Fm (PI2bis-K48). It should be noted that there is no Permian magmatic and/or metamorphic event recorded in the hinterland of the Congo Margin Basin. At Gondwana-scale, this population could correspond to the Permian Gondwanides Orogeny taking place along the southern margins of Gondwana. Indeed, it matches the crystallization ages at around 273–278 Ma of volcanic rocks from the Choiyoi Fm and associated granitic plutons known in the in western Argentina and Chile (Kleiman and Japas, 2009; Rocha-Campos et al., 2011a; Hervé et al., 2014; Ramos et al., 2014; Sato et al., 2015). This Permian magmatic arc is also at the origin of tuff layers interbedded within the Carboniferous to Permian marine to lacustrine shales of the so-called Karoo basins in Africa (Main Karoo foreland basin: Coney et al., 2007; Fildani et al., 2007, 2009; Lanci et al., 2013; Rubidge et al., 2013, intracratonic Congo Interior Basin, South Namibia-Botswana intracratonic Basin: e.g. Bangert and von Brunn, 2001; Stollhofen et al., 2008 and their equivalents in South America Parana and Parnaíba Basins, López-Gamundí, 2006; Canile et al., 2016; Fig. 7a).

Additionally, Permian detrital zircons have been found in several basins from both South America and Africa such as the Camamu Basin (Sergi Fm: Bertotti et al., 2014), the Parana Basin (Botucatu Fm: Canile et al., 2016; Mori et al., 2012) and the Congo Interior Basin (Lower Member of the Plateaux Batéké Fm: Callec et al., 2015; Dekese Fm: Linol et al., 2015, 2016; Kasai: (Roberts and Spencer, 2015; Owusu Agyemang et al., 2016).

Recently, a new province of kimberlites has been characterized in Angola (Dando-Kwanza province, SE of Cassange Karoo Basin, Fig. 7a) and dated between 252 and 216 with a mean age at 239 Ma (i.e., Middle Triassic) (Jelsma et al., 2013). This age is younger than

the zircon population identified here but the authors suggest that other kimberlite pipes in that area might be older.

The Vandji Fm also yielded four apatite grains for which a poorly defined lower intercept age at 74 ± 180 Ma can be calculated. This age is problematic, due to its large error. These apatite grains may be Permian in age as the calculated date covers an interval of time from *c.* 250 Ma to present-day and could therefore be cogenetic with the Permian detrital zircon population discussed before.

III.5.1.7 Undatable apatites population

Many apatites within the sample PI2bis-K48 (78%), HL01-K22 (75%) and HL01-K5 (30%) did not yield ^{207}Pb corrected ages, due to their low content in U and therefore in radiogenic Pb. Although the lack of corrected age prevents us to identify the age of crystallization of these apatites, it brings an indication on the lithology of the sources. Indeed, recent studies suggest that apatite from low- to medium-grade metapelites and metabasic rocks are significantly depleted in U (Mark et al., 2016; Henrichs et al., 2018), and therefore undatable by U-Pb methods. These apatites are also depleted in Th and REE, due to co-genetic growth of epidote (Henrichs et al., 2018). Such apatites could be derived from the Pan-African terranes, either in Africa (West-Congo Belt) or in South America (Brazilian counterpart of the Araçuaí-West-Congo Orogen and Ribeira Belt).

III.5.2 Identification of changes in provenance

Detrital zircon and apatite U-Pb geochronology provide new insights on the sediment sources of the early Cretaceous rift-sag succession in the onshore Congo basin. The potential sources of each studied stratigraphic unit are discussed below.

III.5.2.1 The pre-rift Vandji Fm

The pre-rift Berrasian Vandji Fm yields a wide variety of detrital zircon and apatite age populations. As mentioned previously, the late Neoproterozoic to Cambrian detrital zircon and the Late Carboniferous to Permian detrital zircon and apatite populations, which are the most represented in this sample, are not related to any known magmatic event recorded at the direct vicinity of the Congo basin. Potential sources for these two

populations are known on both the South America and Africa plates. Indeed, in the South America plate the Late Carboniferous to Permian (at *c.* 320-250 Ma), zircon (and possibly apatite) grains could derive directly from the Permian Gondwanide terranes or be recycled from Karoo basins (e.g. Parana Basin) while on the Africa plate, they could derive directly from Angolan kimberlite and or be recycled from Karoo basins (Congo Interior Basin). Similarly, the late Neoproterozoic to Ordovician detrital zircons (at *c.* 670–470 Ma) could derive from pre- to post- Pan-African collisional igneous rocks in the Ribeira and/or Araçuaí belts on the South America plate (Pedrosa-Soares et al., 2000; Martins et al., 2016; Alkmim et al., 2017) or be recycled from sedimentary rocks such as the late Pan-African orogeny molasses in the West-Congo Foreland basins (Affaton et al., 2016; Linol et al., 2016).

These results imply a long transport from distant source areas and/or recycling of zircons from sedimentary basins which is consistent with the high textural and compositional maturity of the Vandji-Lucula quartz arenite sandstone (McHargue, 1990a; Bracken, 1994a; Braccini et al., 1997).

The other populations identified could derive from more local sources, either in South America or in Africa. Indeed, the late Neoproterozoic apatite population and the large amount of apatite grains that did not yield corrected ages could be derived from Pan-African metamorphic terranes. The Early Neoproterozoic detrital zircon and apatite grains (at *c.* 1000 – 750 Ma) could be derived from the pre-Pan-African rift-related magmatic rocks which are also present in South-America (Pedrosa-Soares et al., 2001; Pedrosa-Soares and Alkmim, 2013). The Paleoproterozoic detrital zircon population (at *c.* 2000 Ga) and possibly a few apatite grains could derive from the Paleoproterozoic polycyclic Transamazonian-Eburnean basement complex within the Araçuaí and/or Ribeira belts (Pedrosa-Soares et al., 2001; Zhao et al., 2002; Tanko Njiosseu et al., 2005; Lerouge et al., 2006; Noce et al., 2007) or the Mayombe belt (REF). A few scattered Archean zircon are also present. Most of them are small and sub-rounded to well-rounded, suggesting a polycyclic origin. This interpretation is supported by the lack of Archean apatite in this sample.

To summarize, we infer that clastic sediment of the basal Vandji-Lucula Formation were most likely derived from distant source areas rather than locally from the West-Congo

belt surrounding the Congo basins as previously suggested by many authors (McHargue, 1990a; Grosdidier, Braccini, Dupont, and Moron, 1996a; Braccini et al., 1997). It cannot be inferred, based only on the results from this provenance study, if the sediments derived from the South America or the Africa plate. This issue is addressed in section 5.3.

III.5.2.2 Provenances of the Djéno Fm (stretched rift phase)

The distribution of detrital zircon populations from the sample HL01-K22 of the Djéno Fm is quite different from the one from the basal Vandji Fm and therefore indicates a major change in source areas. Indeed, the two populations of zircons for which a distant source, possibly located in the South-American plate is advocated (i.e. the late Carboniferous to Permian and the late Neoproterozoic populations of zircons) are absent in the Djéno Fm. Instead, this sample yielded a dominant Paleoproterozoic population, and some Archean zircon grains, populations that are very common within the Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (e.g. Affaton et al. 2016). This distribution of zircon populations is very similar to those obtained for the Bikossi Gp (Affaton et al. 2016). The absence of younger zircon grains suggests that the eastward units from the Mayombe Belt (i.e. Mvouti and Mossouva Gps) or from the West-Congolian Group, were not supplying the Djéno Fm, as these units would have provided younger zircon populations at *c.* 1000 Ma or *c.* 500-800 Ma (Affaton et al. 2016).

The occurrence of the Late Neoproterozoic detrital apatite (intercept age at 586 ± 56 Ma) in this sample also indicates a contribution from the Pan-African metamorphic rocks within the west-Congo belt in which zircons have not been resettled during the metamorphic event. The large amount of detrital apatite that didn't yield corrected age could also be derived from these Pan-African metapelitic and metabasic rocks. Possible candidates would then be either the polymetamorphic Eburnean basement terranes or the Neoproterozoic volcano-sedimentary rocks of the West-Congo SpGp, respectively reworked (Bouenitela, in process) or metamorphosed (in greenschist metamorphic facies; Fullgraf et al., 2015; Le Bayon, et al., 2015a) during the Pan-African orogeny.

The Paleoproterozoic detrital zircon and apatite populations are here interpreted as derived from the polycyclic Paleoproterozoic Loémé Supergroup of the West-Congo belt, either directly from *c.* 2000–2040 Ma Eburnean granitoids (Maurin et al., 1990; Djama et

al., 1992a; Fullgraf et al., 2015) or from reworking of Paleoproterozoic metasedimentary rocks (e.g. paragneisses of Loémé and quartzites of the Bikossi Group) that contain Paleoproterozoic detrital zircons (Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016). Considering the low amount of Paleoproterozoic apatites, the recycling from Paleoproterozoic metasedimentary rocks are thought to be prominent. Similarly, the Archean zircon grains (at *c.* 3100-2500 Ma) are likely to have a polycyclic origin as indicated by their rounded shape and the absence of Archean apatite. They were also probably reworked from the Paleoproterozoic Loukoula paragneisses and the Bikossi quartzites, in which Archean detrital zircons are common (Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016).

The Early Neoproterozoic detrital apatite populations (intercept ages at 1081 ± 90 Ma and 843 ± 68 Ma), correspond in age with the Early Neoproterozoic rift-related volcanic rocks (Kakaméoka and Nemba mafic complex) and granitoids (i.e., Mont Kanka and Mfoubou granites) of the Sounda Supergroup (*Franssen and André, 1988; Djama et al., 1992b; Vicat and Pouclet, 2000; Tack et al., 2001b; Fullgraf et al., 2015*). Considering that only one detrital zircon within this age-range has been identified, the early Neoproterozoic mafic rocks (Nemba mafic complex) are considered as the potential source of these Early Neoproterozoic grains. Indeed, zircon grains are usually poorly represented in mafic rocks. These results suggest that the Early Neoproterozoic plutons, such as the Mfoubou and Mont-Kanda granite massifs, were not yet exposed and eroded at that this time.

Considering all elements mentioned above, the clastic sediments of the Barremian Djéno Formation in the onshore of the Congo basin are inferred to be largely derived from the Precambrian Mayombe basement (West-Congo belt) lying immediately to the east, with a greater proportion of supply from Paleoproterozoic Loémé SpGp and mafic units from the Sounda Gp, and plausibly small drainage systems and catchments areas that never extended as far as the occidental domain (Fullgraf et al., 2015; Le Bayon et al., 2015b). This is in a good agreement with previous works, which indicated provenance of clastic sediment of the Djéno Formation from rift flanks intrabasinal and basin flank high basement topography (*Harris, 2000; Harris et al., 2004b*).

III.5.2.3 The Aptian Chéla Fm (end hyper-extended rift/sag phase)

The detrital zircon and apatite age populations recorded in the Aptian Chéla Formation (Sag section) also suggest evidences for local sources. However, each sample displays quite different detrital zircon age distributions, hence implying different sources.

The sample HL01-K5 that was collected from the same well (HL01) than sample HL01-K22 (Djéno Fm) yielded similar zircon populations, with a dominant Paleoproterozoic population and a less-dominant Archean population. This may indicate that no change in sediment sources occurred between the Barremian Djéno Formation and the Aptian Chéla Formation in the onshore Congo basin. However, the apatite populations identified for these two formations are, in contrast, quite different. Indeed, the sample HL01-K5 yielded a much greater proportion of Paleoproterozoic apatites and much less Pan-African and undatable apatites than sample HL01-K22. This result suggest a greater contribution from the 2000–2040 Ma Eburnean granitoids (Maurin et al., 1990; Djama et al., 1992a; Fullgraf et al., 2015) in this sample than in the sample from the underlying Djéno Fm. The early Neoproterozoic apatites could derive from basic rocks from the Nemba mafic complex (Fullgraf et al., 2015; Le Bayon et al., 2015). The occurrence of a Mesoproterozoic apatite population and of a few scattered zircon grains is more difficult to explain. Indeed, it could be inferred that they directly derived from the Kibaran belt, which is widely documented in the East and South African regions (*Tack et al., 1990b; Kokonyangi et al., 2001b, 2007; Tack et al., 2010b*) but until now unsuspected at the vicinity of the Congo basin. However, the textural and mineralogical immaturity of the Chéla sandstones, but also the absence of younger populations (at ca. 1 Ga and at ca. 750-500 Ma), indicates rather a proximal source area and a short-distance transport, which lead us to discard a direct sourcing from the Kibaran terranes. The scarce Mesoproterozoic detrital zircons identified could be recycled from the metasediments interbedded within the Nemba mafic rocks, which typically contain Mesoproterozoic detrital zircons without Early Neoproterozoic detrital zircon (Bouenitela et al., in prep). If zircon can be recycled several times, apatite is believed to represent first-cycle detrital grain (*Morton and Hallsworth, 1994*). Therefore, as both distant sourcing from Kibaran igneous rocks in eastern Africa and recycling from Neoproterozoic metasediment are improbable for the the Mesoproterozoic detrital apatites, we must consider that they may derive from sources

within the West-Congo that are similar in age with the Kibaran terranes but have been completely eroded or have not been yet identified.

The sample P52 from the Lower Chéla member contains a well-defined Paleoproterozoic zircon population and few Archean zircon grains but also provides a well-defined Early Neoproterozoic zircon population, which was absent in sample HL01-K5 (figure). This difference may indicate a spatial change of the source area during the deposition of the Aptian sag succession. It should be emphasized that the age distribution of detrital zircons from the sample P52 is comparable to the U-Pb age spectra of detrital zircons reported by Affaton et al. (2016) for the Neoproterozoic low-grade metasedimentary rocks of west-Congo supergroup (i.e., Mvouti and Mossouva groups). Most of the detrital zircons from the sample P52 are rounded to sub-rounded, suggesting a polycyclic origin. These detrital zircon populations are therefore thought to be derived from the early Neoproterozoic metasedimentary rocks of the West-Congo belt (Affaton et al., 2016).

The detrital zircon age spectra identified within the samples BC05 and PK11-E04, collected in the marginal Nkougni incised-valley (Fullgraf et al., 2015), also indicate a local source of the sediments. The dominant Early Neoproterozoic population identified within the sample BC05 is consistent with a provenance from the Early Neoproterozoic volcanic rocks and granitoids of the Sounda Supergroup in the West-Congo belt (Fullgraf et al., 2015). These early Neoproterozoic zircons present a prismatic shape and are thought to be derived directly from the Mfoubou granite, which provided a very similar age (REF). This interpretation is upheld by the textural and compositional immaturity of these sandstones, which are lithic arkoses and contain a large amount of granite fragments (Fullgraf et al., 2015; Kebi-Tsoumou et al., in process). The remaining Paleoproterozoic population and a few Archean zircon grains are presumably derived from the Eburnean paragneisses and the quartzites surrounding the Mfoubou granite (Fullgraf et al., 2015, Bouenitela et al. in process) as suggested by their rounded shape. Finally, the sample PK11-E04, located upstream from the Mfoubou granite, did not contain this zircon population. Instead, it displays a dominant Paleoproterozoic population characterised by either euhedral to subhedral or sub-rounded to well-rounded zircon grains. In consequence, they are assumed to be derived either directly from the Paleoproterozoic Eburnean granitoids (i.e., Les-Saras granodiorite) (Maurin et al., 1990; Boni and Vellutini, 1992; Fullgraf et al., 2015) and /or from metasediment (i.e., Bikossi group and Loukoula

group) containing similar detrital zircon populations (Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016). These potential sources could also supply the few Archean grains and are exposed in the north of the Nkougni incised-valley system. Mesoproterozoic detrital zircons may have been recycled from metasediments exposed nearby the Nkougni incised-valley, which typically contain Mesoproterozoic detrital zircon without Early Neoproterozoic detrital zircon (Bouenitela et al., in Prep). At last, the few Early Neoproterozoic detrital zircon grains possibly derived from the Early Neoproterozoic Nemba mafic complex, also outcropping nearby the Knougni incised-valley (Affaton et al., 2016).

So, it can be assumed that detrital zircon and apatite U-Pb data from the Aptian Chéla Formation indicate, in general, a provenance from very local sources located in the western West-Congo belt which were previously assumed to be uplifted during the Chéla deposition (*McHargue, 1990b*). The spatial variations in provenance of the Aptian Chéla can be ascribed to variations in discharge from different parts of heterogeneous (in term of ages and lithology) source terranes, suggesting a multiple river system draining the West-Congo belt in Aptian times.

III.5.3 The pre-rift basin: paleogeographic implications of the ca. 300-250 Ma and 670-470 Ma age groups

Our data on the Vandji Fm sediments show the occurrence of two populations that may suggest distant sources and/or a supply from the Brazilian side. However, for these 2 populations, different sources could also be advocated. We therefore discuss below the location of the sources for these 2 populations and their implications in the frame of our current knowledge on the paleogeographic situation of the pre-rift basins.

The pre-rift paleogeographical and geodynamical setting of the central segment of the South Atlantic Rift is quite confused. Everybody agrees for a large depression north of the Ambriz Arch known as the Afro-Brazilian depression (*Goldberg et al., 1996; Garcia et al., 2005*) or the South Atlantic pre-rift depression. It has been interpreted as a large intracratonic low subsiding domain (*Goldberg et al., 1996*) or as an extensional domain, precursor of the rift, with some evidences of low movements along inherited normal faults (*Kuchle et al., 2011*).

As mentioned before (2.1.1), the infilling is made up of two base level cycles with two lacustrine floodings. We here focused on the second-one, time-equivalent of the

deposition of the Vandji Fm (Fig.III. 2). This time interval (late Jurassic to Berriasian) is coeval with the deposition of two large deserts (Fig.III.7a), one in South America probably larger than the Parana Basin (Botucatu Fm, *Scherer and Goldberg, 2007*) bordered southward by the Argentinian Rifts (Santa-Anna, Salado, Colorado to Levalle, *Macdonald et al., 2003*) and one in Africa on the western side of the present-day Congo Interior Basin (Plateaux Batéké Fm: Callec et al., 2015; Dekese Fm: Linol et al. 2015b). The Congo Aeolian facies passed southward in Kasai into mixed alluvial (braided plains) – eolian environments (Roberts et al., 2015; Agyemang et al., 2016; Fig.III.7a). In between, below the central segment of the South Atlantic Rift, are preserved mixed alluvial-aeolian sediments (Sergi Fm on the Brazilian side and Lucula, Vandji, N'Dombo Fms on the African side; Fig.III.7a). This domain was larger than the area where they are now preserved has suggested (1) by the occurrence of deposits located out of the main rifts (Araripe Basin, Rio de Peixe Basin: *Da Rosa and Garcia, 2000*) and mainly (2) the paleocurrent pattern compiled by Kuchle et al. (2011) indicating flow migrating toward the north-west, the north and the north-east (Fig.III.7a). One of the base levels of these large alluvial plains might be lakes located along the Parnaiba Basin (Fig.III.7a), even if the dating is quite poor (*Cardoso et al., 2017*). Paleocurrent measurements suggest rivers flowing from the north (i.e. from the future Equatorial Atlantic).

The 670-470 Ma zircon population could be derived from Pan-African igneous rocks only found on the South America plate (*Pedrosa-Soares et al., 2000; Martins et al., 2016; Alkmim et al., 2017*) or be recycled from late Pan-African and possibly even younger sedimentary rocks known on the African side (Mpioka and Inkisi Fms; Affaton et al., 2016; Linol et al., 2016). This zircon population is mainly made of euhedral grains suggesting a direct sourcing from primary igneous rocks. Additionally, the occurrence of a Pan-African apatite population and, possibly of a population of undatable apatites that may be derived from Pan-African metabasic and metasedimentary rocks, agree with a contribution from Pan-African terranes. At last, a nearby Brazilian source for parts of the Vandji Fm is in good agreement with the paleocurrent measurements of the Sergi Fm performed in the Reconcavo Basin (Kuchle et al., 2011) indicating river flowing toward the NNE.

The source of the Permian detrital zircons is more subject to discussions. Similar grains were already recognized in the same stratigraphic setting than the Vandji Fm, in the pre-rift sediments of the Camamu Basin (Sergi Fm, Bertotti et al., 2014), but also in the aeolian sediments of the Congo Interior Basin (Lower Member of the Plateaux Batéké Fm: Callec

et al., 2015; Dekese Fm: Linol et al., 2015b, 2016; Kasai: Roberts et al., 2015; Agyemang et al., 2016) and of the Parana Basin (Botucatu Fm: Canile et al., 2016). The origin of these zircons might be erosion of primary sources (Permian magmatic rocks of the magmatic arc or kimberlites) or secondary sources, i.e. sediments bearing Permian zircons (syn-magmatic tuffs or product of the erosion of the magmatic rocks).

A direct supply from the Gondwanides magmatic arc (Choiyoi Fm and related granitoids, Fig.III.7b) by alluvial rivers is quite unrealistic. Around the Jurassic-Cretaceous boundary, this fossil magmatic arc is flooded by the sea from the Panthalassa Ocean (e.g. Neuquen Basin) and the divide between the Panthalassa and incipient South Atlantic rift is located NE of the fossil magmatic arc (McDonald et al., 2003). This implies that no alluvial supply toward the north is possible. The only way is an aeolian transportation toward the NE across the Parana Desert.

A source from the Permian kimberlites in Angola along the Catoca fault system (Jelsma et al., 2013; Fig.III.7b) would be plausible. However, it is doubtful that the concentration in zircons was high enough for feeding all the zircons of the Vandji Fm and coeval deposits (Sergi Fm).

Several Permian to Triassic sediments contain a similar zircon population: they can be tuffs in the Parana Basin (Canile et al., 2016: Fig.III.7), but also in the South Namibia-Botswana intracratonic Basin (e.g. Bangert et al., 2001; Stollhofen et al., 2008; Fig. 7b) or detrital zircons in Permian to Triassic sediments (Parana Basin: e.g. Mori et al., 2012; Congo Interior Basin: Linol et al., 2016; Fig.III.7b). Reworking of Carboniferous to Permian zircons from one or several of these sedimentary units is therefore a very probable hypothesis.

In the absence of models of zircon transportation and concentration by wind, even by rivers, it is difficult to trace with certainty the source of these detrital Carboniferous to Permian Zircon. The most realistic scenario, based on the palaeogeographic reconstruction here proposed, is to consider a main source from the 'Karoo' Basins (Parana, North Kalahari, Congo).

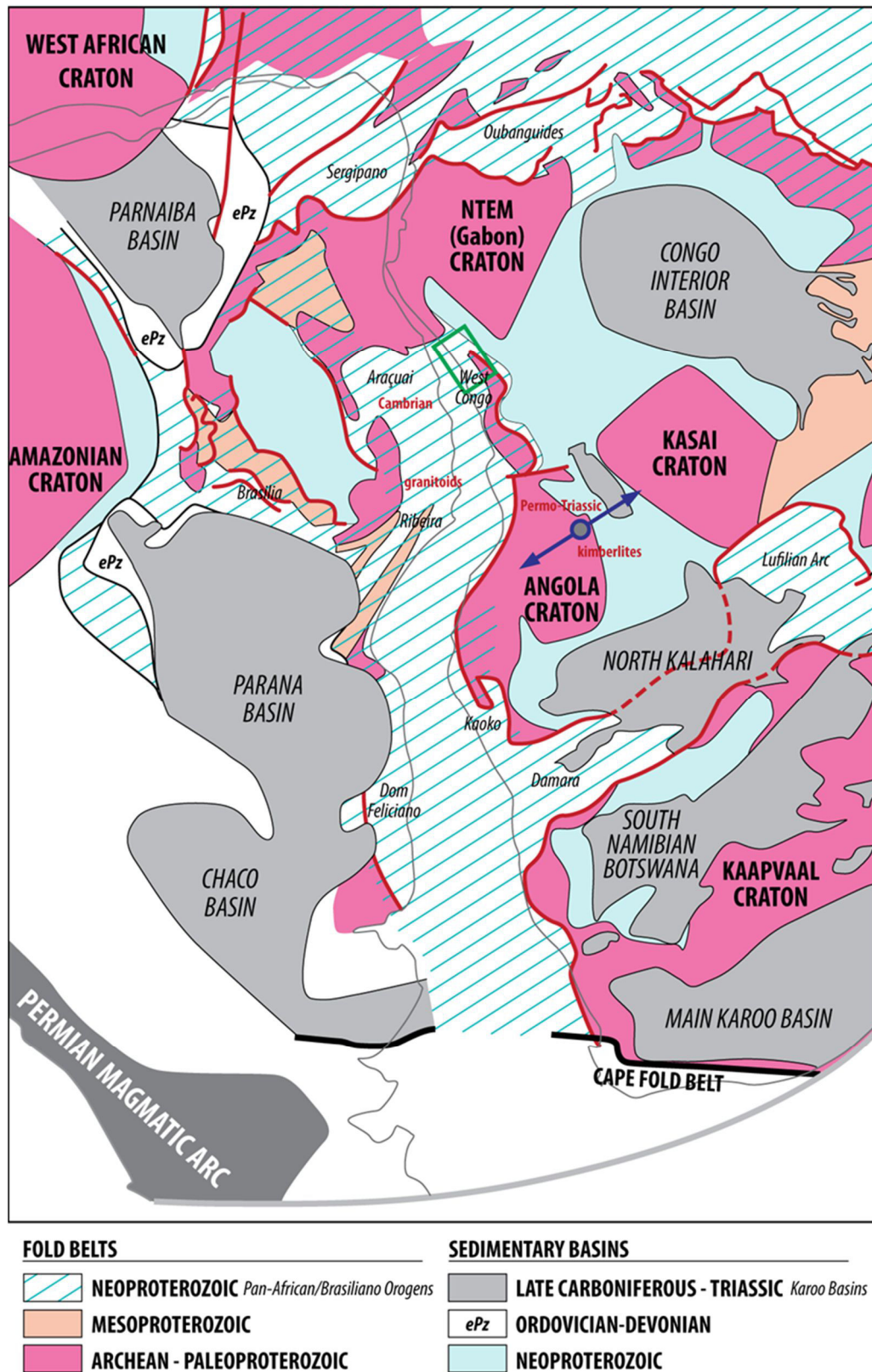


Figure III.7 a) Facies map of the Late Jurassic-lowermost Cretaceous pre-rift deposits in Africa and South America and Map (Haddon, 2011) and various authors: Kleinman et al. (2009), Linol et al. (2015), Jelsma et al. (2013).

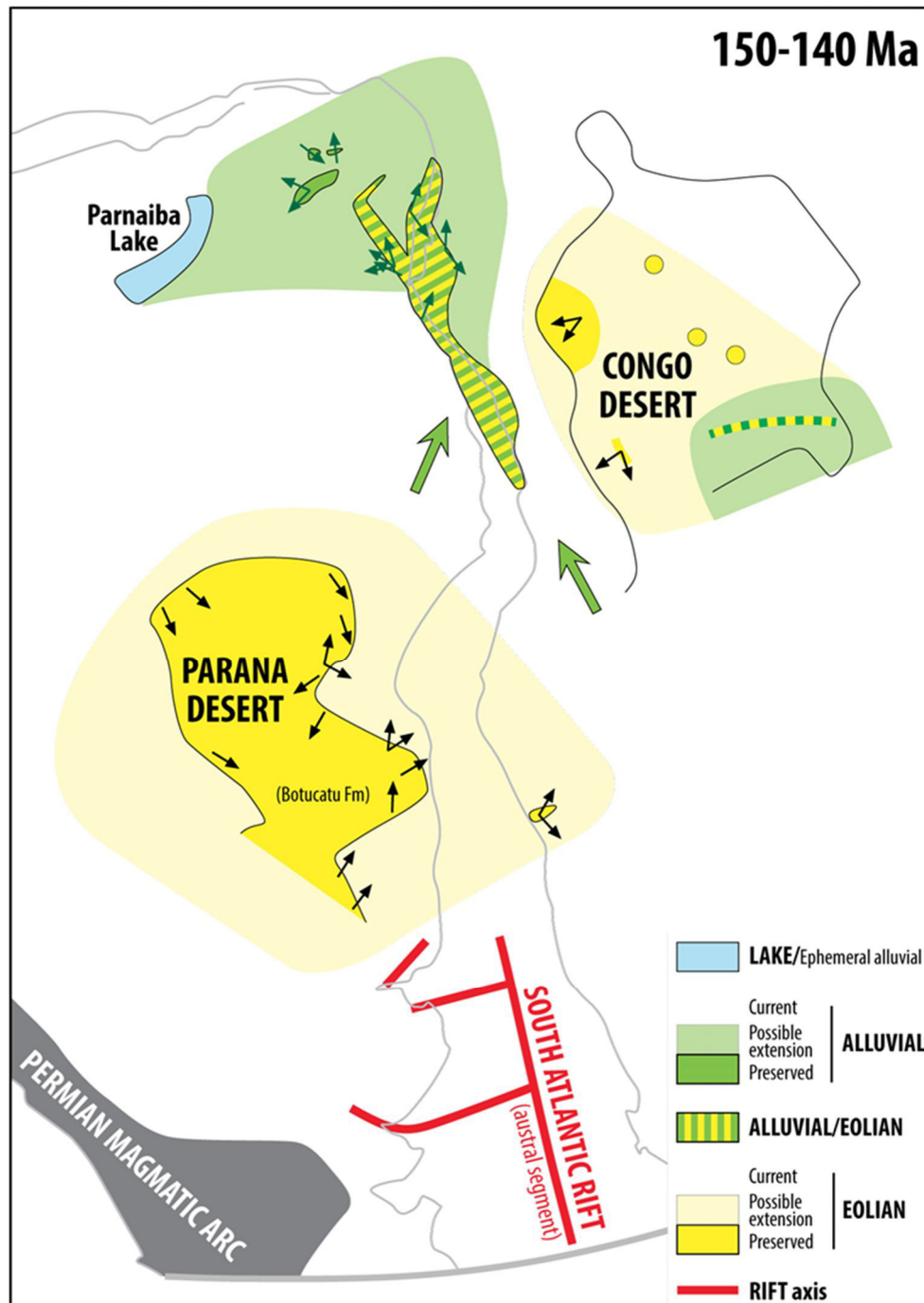


Figure III. 7: b) Map of the possible sources of the Early Cretaceous sediments of the Congo Margin Basin: ante-Cretaceous subcrop maps (Cretaceous to Cenozoic sediments have been removed). Fit from the Gondwana geological map (Schmitt et al., 2018). Geological data from the Geological Map of Brazil at 1/5 000 000 (Schobbenhaus et al., 2001), the Tectonic Map of Africa (Milesi et al., 2008), the Sub-Kalahari Geological.

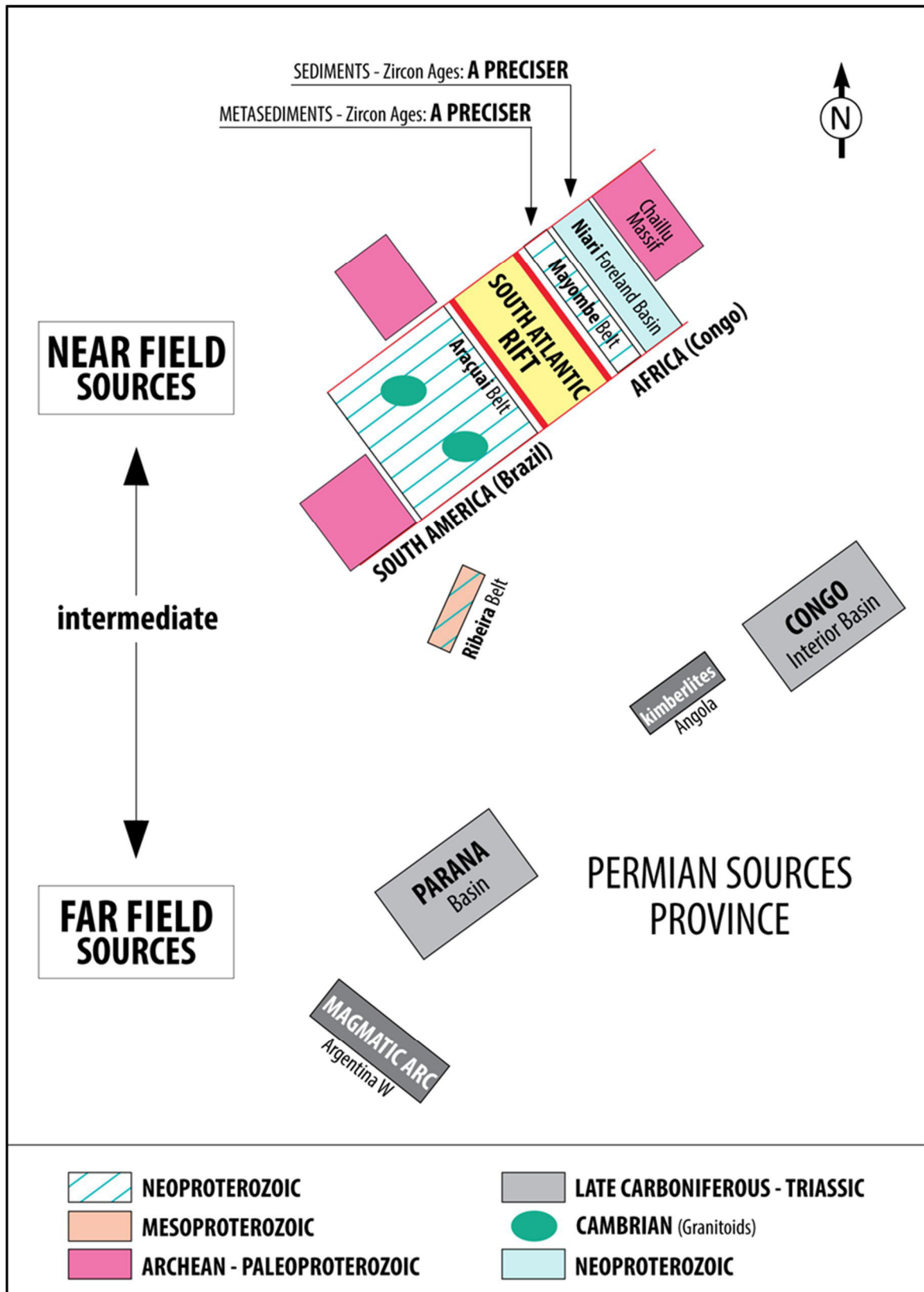


Figure III. 8: Synthesis of the possible near field and far field sources for the Early Cretaceous sediments of the Congo Margin Basin.

III.5.4 Topographic evolution of the rift shoulders

Few geological evidences are available to discuss the growth and demise of the fossil rift shoulders and the duration of the processes. Most of the studies are based on low temperature thermochronological studies (mainly (U-Th)/He). The geological evidences are based on the sedimentary record and the preservation of alluvial fans.

Active rift shoulders are characterized on their faulted side toward the basin, by alluvial fans fed by narrow steep catchments. At time of the rift shoulders demise, (1) the mean elevation decreases, (2) the steepness of the slope decreases and consequently (3) the divide migrates toward the hinterland. The size of the catchment and therefore its length both increases. This has a double testable geological consequence (1) the type of alluvial system changes from alluvial fans to large distributary systems in response to the change of slope steepness and (2) the nature of the siliciclastic sediments may change with the upstream increase of the length of the catchment that may encounter new lithologies to be eroded.

- The syn-stretched rift deposits of the Djeno Fm clearly indicate alluvial fans fed by catchment located over the Mayombe Belt with no evidences of erosion of the Niari Foreland Basin.
- The syn- hyper-extended rift sediments of the Chela Fm have a different pattern with flooded incised valleys filled by deposits of supercritical flows fed by deltas located in the Mayombe Belt. Nevertheless, detrital zircon analysis indicates that the size of the catchment was the same than for the Djeno Fm.

This implies that the rift shoulders are perennial relief from the stretched rift phase to the hyper-extended (sag) one. Even if the type of alluvial system changed, the size of the catchment is quite stable from Valanginian to late Aptian, i.e. during around 25 Ma.

Unfortunately, no provenance studies were carried out on the post-rift Albian sediments. Nevertheless, siliciclastic sediments input (sands) lasting up to Cenomanian times (Fig. 2) may indicate that these Mayombe relief remnants of the rift shoulders were still sediments feeder around 20 Ma after the first oceanic accretion.

Few studies are devoted to the migration of divides in extensional setting. Most of them focused on mountain belts and larger-scale deformations (Willet et al., 2014)(Willet et al., 2014; Whipple et al., 2017; Moodie et al., 2018). Most of the studies are related to the retreat of the scarps initiated along the border faults of the rift in the early stages of extension (hangingwall of the rift shoulders, (Sacek, 2017; Braun, 2018b). The migration of the southern divide of the Corinth Rift has been extensively studied (e.g. Zellidis, 2000), but this rift is due to back-subduction extension (Jolivet et al., 2015), and is coeval with a migration in space of the bordering normal faults through time (Gawthorpe et al., 2017). It is therefore not characteristic of the rift systems at the origin of oceans. This study provides for the first time constraints for rift shoulders duration as relief and its consequence on the location of the divide.

III.6 Conclusion

We performed a source analysis (provenance) of the siliciclastic sediments of the pre- to syn-rift infilling of the Lower Cretaceous South Atlantic Rift on its Congolese side to discuss the evolution of the topography and their implications in terms of (i) rift shoulders growth and demise and (ii) tectonic evolution of the Central segment of the South Atlantic Rift.

1. Methodology: use of the apatite dating to test recycling of sediments stored in first basin after the erosion of the basement.
2. Existence of large intracratonic basins (Late Jurassic) before the rift, fed by far field sources of detrital zircons corresponding to the erosion of the tuff-rich Permian “Karoo” basins (Parana Basin and Congo Interior Basin) themselves fed by magmatic arcs due to the subduction of Panthalassa in Argentina.
3. Existence of rift shoulders during the rift history as testified by the occurrence of local sources coming from the Mayombe Belt.
4. Persistence of local sources, i.e. from rift shoulders, from the stretching rift phase to the hyper-extended (sag) rift phase.

RÉFÉRENCES

- Affaton, P., F. Kalsbeek, F. Boudzoumou, R. Trompette, K. Thrane, and R. Frei, 2016, The Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (Congo Brazzaville): Stratigraphy of the Mayombe and West Congo Supergroups studied by detrital zircon geochronology: *Precambrian Research*, v. 272, no. Supplement C, p. 185–202, doi:10.1016/j.precamres.2015.10.020.
- Albert, C., F. Farina, C. Lana, G. Stevens, C. Storey, A. Gerdes, and C. M. Dopico, 2016, Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses: *Lithos*, v. 266–267, p. 64–86, doi:10.1016/j.lithos.2016.09.029.
- Alkmim, F. F., M. Kuchenbecker, H. L. S. Reis, and A. C. Pedrosa-Soares, 2017, The Araçuaí Belt, *in* São Francisco Craton, Eastern Brazil: Springer, Cham, *Regional Geology Reviews*, p. 255–276, doi:10.1007/978-3-319-01715-0_14.
- Alkmim, F. F., and S. Marshak, 1998, Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero: *Precambrian Research*, v. 90, no. 1, p. 29–58, doi:10.1016/S0301-9268(98)00032-1.
- Bangert, B., and V. von Brunn, 2001, Tuffaceous beds in glaciogenic argillites of the Late Palæozoic Dwyka Group of KwaZulu-Natal, South Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 32, no. 1, p. 133–140, doi:10.1016/S0899-5362(01)90023-5.
- Basei, M. a. S., H. E. Frimmel, A. P. Nutman, and F. Preciozzi, 2008, West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, no. 1, p. 239–256, doi:10.1144/SP294.13.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, M. Karl, A. Schumann, and B. Nagudi, 2013, Tracing the exhumation history of the Rwenzori Mountains, Albertine Rift, Uganda, using low-temperature thermochronology: *Tectonophysics*, v. 599, p. 8–28, doi:10.1016/j.tecto.2013.03.032.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi, 2010a, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East

- African Rift System, Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi, 2010b, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.
- Bento dos Santos, T. M., C. C. G. Tassinari, and P. E. Fonseca, 2015, Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province: *Precambrian Research*, v. 260, p. 1–22, doi:10.1016/j.precamres.2014.12.018.
- Bertotti, A. L., F. Chemale, P. J. Sylvester, V. T. Kayser, and L. Gruber, 2014, Changing provenance of Late Jurassic to Early Cretaceous rift-related sedimentary rocks of the South Atlantic Margin: LA-MC-ICPMS U–Pb and Lu–Hf isotopic study of detrital zircons from the Camamu Basin, Eastern Brazil: *Chemical Geology*, v. 363, no. Supplement C, p. 250–261, doi:10.1016/j.chemgeo.2013.10.030.
- Boni, J. M., and P. J. Vellutini, 1992, Caractérisation géochimique des dykes basiques du massif de les Saras (Mayombe Congolais, Afrique Centrale): conséquences géodynamiques: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 14, no. 2, p. 209–215, doi:10.1016/0899-5362(92)90098-W.
- Bosence, D. W. J., 1998, Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, *in* B. H. Purser, and Dan W. J. Bosence, eds., *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden*: Dordrecht, Springer Netherlands, p. 9–25, doi:10.1007/978-94-011-4930-3_2.
- Boutakoff, N., 1948, Les Formations Glaciaires Et Postglaciaires Fossilifères, D'âge Permo-carbonifère-Karoo Inférieur-, de la Région de Walikale, Kivu, Congo Belge, Etc.[With Maps].
- Braccini, E., D. Cn, S. Jr, J. P, O. P, and B. V, 1997, A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola.: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, v. 21, no. 1, p. 125–151.
- Bracken, B. R., 1994a, Syn-Rift Lacustrine Beach and Deltaic Sandstone Reservoirs-Pre-Salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa.

- Bracken, B. R., 1994b, Syn-Rift Lacustrine Beach and Deltaic Sandstone Reservoirs-Pre-Salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa.
- Braun, J., 2018, A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity: *Gondwana Research*, v. 53, p. 209–224, doi:10.1016/j.gr.2017.04.012.
- Braun, J., and C. Beaumont, 1989, A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins: *Geology*, v. 17, no. 8, p. 760–764, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0760:APEOTR>2.3.CO;2.
- Brice, S. E., M. D. Cochran, G. Pardo, and A. D. Edwards, 1982, Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola: *Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy*: v. 110, p. 5–18.
- Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier, 2006, Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal province (7203), West Africa, USGS Numbered Series 2207-B: U.S. Geological Survey, Bulletin, 59 p.
- Brueckner, H. K., D. Cunningham, F. F. Alkmin, and S. Marshak, 2000, Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil: *Precambrian Research*, v. 99, no. 3, p. 255–269, doi:10.1016/S0301-9268(99)00065-0.
- Brun, J.-P., R. Buck, K. McClay, N. Kusznir, K. E. Loudon, and D. McKenzie, 1999, Narrow Rifts Versus Wide Rifts: Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory Experiments [and Discussion]: *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 357, no. 1753, p. 695–712.
- Buchwaldt, R., T. Toulkeridis, W. Todt, and E. K. Ucauwun, 2008, Crustal age domains in the Kibaran belt of SW-Uganda: Combined zircon geochronology and Sm–Nd isotopic investigation: *Journal of African Earth Sciences*, v. 51, no. 1, p. 4–20, doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.11.001.
- Buck, W. R., 1991, Modes of continental lithospheric extension: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 96, no. B12, p. 20161–20178, doi:10.1029/91JB01485.
- Callec, Y., H. Bauer, et al., 2015, Notice explicative de la feuille Brazzaville à 1/100 000: BRGM.
- Canile, F. M., M. Babinski, and A. C. Rocha-Campos, 2016, Evolution of the Carboniferous–Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf

- and O isotopes from detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 40, p. 142–169, doi:10.1016/j.gr.2016.08.008.
- Cardoso, A. R., A. C. R. Nogueira, F. R. Abrantes, and C. E. N. Rabelo, 2017, Mesozoic lacustrine system in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil: Paleogeographic implications for west Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 74, p. 41–53, doi:10.1016/j.jsames.2017.01.006.
- Chaboureaud, Anne-Claire, F. Guillocheau, C. Robin, S. Rohais, M. Moulin, and D. Aslanian, 2013, Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 604, p. 191–223, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.
- Charles, N. et al., 2015, Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Madingou.: BRGM.
- Chew, D. M., P. J. Sylvester, and M. N. Tubrett, 2011, U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS: *Chemical Geology*, v. 280, no. 1, p. 200–216, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.11.010.
- Coney, L., W. U. Reimold, P. J. Hancox, D. Mader, C. Koeberl, I. McDonald, U. Struck, V. Vajda, and S. L. Kamo, 2007, Geochemical and mineralogical investigation of the Permian–Triassic boundary in the continental realm of the southern Karoo Basin, South Africa: *Palaeoworld*, v. 16, no. 1, p. 67–104, doi:10.1016/j.palwor.2007.05.003.
- Da Rosa, Á. A. S., and A. J. V. Garcia, 2000, Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana: *Cretaceous Research*, v. 21, no. 2, p. 221–239, doi:10.1006/cres.2000.0209.
- Daradich, A., J. X. Mitrovica, R. N. Pysklywec, S. D. Willett, and A. M. Forte, 2003, Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia: *Geology*, v. 31, no. 10, p. 901–904.
- De Campos, C. P., S. R. de Medeiros, J. C. Mendes, A. C. Pedrosa-Soares, I. Dussin, I. P. Ludka, and E. L. Dantas, 2016a, Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 248–268, doi:10.1016/j.jsames.2015.11.016.
- De Campos, C. P., S. R. de Medeiros, J. C. Mendes, A. C. Pedrosa-Soares, I. Dussin, I. P. Ludka, and E. L. Dantas, 2016b, Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, no. Supplement C, p. 248–268, doi:10.1016/j.jsames.2015.11.016.

- Delhaye-Prat, V., G. Dupont, N. Buratti, J. M. Moron, J. Esnault, V. Perrichot, and E. Al, 2016, The Vembo Shales (Republic of the Congo): new insights on the transition from lacustrine to marine settings in the South Atlantic: p. Paper n°2850.
- Delpomdor, F., C. Blanpied, A. Virgone, and A. Pr at, 2015, Sedimentology and Sequence Stratigraphy of the Late Precambrian Carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup in the Sankuru-Mbuji-Mayi-Lomami-Lovoy Basin (Democratic Republic of the Congo), *in* M. J. de Wit, F. Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Regional Geology Reviews, p. 59–76, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_4.
- Desthuieux, F., 1993, Notice explicative de la carte géologique de la Republique du Congo au 1: 1.0000. 000: Ministère des Mines et de l' nergie.
- Dickinson, W. R., T. F. Lawton, and G. E. Gehrels, 2009, Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona: *Geology*, v. 37, no. 6, p. 503–506, doi:10.1130/G25646A.1.
- Dickman, M., S. Dixit, J. Fortescue, B. Barlow, and J. Terasmae, 1984, Diatoms as indicators of the rate of lake acidification: *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 21, no. 1–4, p. 375–386.
- Djama, L. M., J. Leterrier, and A. Michard, 1992, Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 14, no. 2, p. 227–237, doi:10.1016/0899-5362(92)90100-Q.
- Ernst, R. E., E. Pereira, M. A. Hamilton, S. A. Pisarevsky, J. Rodriques, C. C. G. Tassinari, W. Teixeira, and V. Van-Dunem, 2013, Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated magmatic events at 1505 and 1110Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions: *Precambrian Research*, v. 230, p. 103–118, doi:10.1016/j.precamres.2013.01.010.
- Faure, G., and T. M. Mensing, 2005, *Isotopes: principles and applications*: Wiley-Blackwell.
- Fedo, C. M., K. N. Sircombe, and R. H. Rainbird, 2003, Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, no. 1, p. 277–303, doi:10.2113/0530277.

- Fildani, A., N. J. Drinkwater, A. Weislogel, T. McHargue, D. M. Hodgson, and S. S. Flint, 2007, Age Controls on the Tanqua and Laingsburg Deep-Water Systems: New Insights on the Evolution and Sedimentary Fill of the Karoo Basin, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, no. 11, p. 901–908, doi:10.2110/jsr.2007.088.
- Fildani, A., A. Weislogel, N. J. Drinkwater, T. McHargue, A. Tankard, J. Wooden, D. Hodgson, and S. Flint, 2009, U-Pb zircon ages from the southwestern Karoo Basin, South Africa—Implications for the Permian-Triassic boundary: *Geology*, v. 37, no. 8, p. 719–722, doi:10.1130/G25685A.1.
- Franssen, L., and L. André, 1988, The Zadinian Group (late Proterozoic, Zaire) and its bearing on the origin of the west-congo orogenic belt: *Precambrian Research*, v. 38, no. 3, p. 215–234, doi:10.1016/0301-9268(88)90003-4.
- le East), v. 10, no. 1, p. 307–318, doi:10.1016/0899-5362(90)90062-J.
- Fullgraf, T. et al., 2015, Notice explicative de la feuille Dolisie à 1/200 000: BRGM.
- Garcia, A. J. V., Á. A. S. da Rosa, and K. Goldberg, 2005, Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, no. 3, p. 243–258, doi:10.1016/j.jsames.2005.01.008.
- Gawthorpe, R. L., and M. R. Leeder, 2000, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 195–218.
- Gawthorpe, R. L., M. R. Leeder, H. Kranis, E. Skourtsos, J. E. Andrews, G. A. Henstra, G. H. Mack, M. Muravchik, J. A. Turner, and M. Stamatakis, 2017, Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece: *Basin Research*, v. 30, no. 3, p. 448–479, doi:10.1111/bre.12260.
- Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield, 1990, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps: *Nature*, v. 346, no. 6286, p. 739–742, doi:10.1038/346739a0.
- Goldberg, K., A. A. Da Rosa, and A. J. V. Garcia, 1996, Palaeobiogeographic considerations on Juro-Cretaceous at Paraná Basin and northeastern interior basins of Brazil: *Géologie de l’Afrique et de l’Atlantique Sud Actes Colloques*, Angers 1994, p. 373–381.
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, and J.-M. Moron, 1996, Non-marine Lower Cretaceous biozonation of the Gabon and Congo basins *Biozonation du Cretace inferieur non marin des bassins du Gabon et du Congo*:

<<https://eurekamag.com/research/038/466/038466592.php>> (accessed November 16, 2017).

- Guadagnin, F., and F. Chemale, 2015, Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 60, p. 104–116, doi:10.1016/j.jsames.2015.02.007.
- Guadagnin, F., F. Chemale Junior, A. J. C. Magalhães, L. Alessandretti, M. B. Bállico, and A. R. Jelinek, 2015, Sedimentary petrology and detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São Francisco Craton: *Precambrian Research*, v. 266, no. Supplement C, p. 227–245, doi:10.1016/j.precamres.2015.05.027.
- Hadlari, T., G. T. Swindles, J. M. Galloway, K. M. Bell, K. C. Sulphur, L. M. Heaman, L. P. Beranek, K. M. Fallas, and A. K. Schmitt, 2015, 1.8 Billion Years of Detrital Zircon Recycling Calibrates a Refractory Part of Earth’s Sedimentary Cycle, *in PloS one*: doi:10.1371/journal.pone.0144727.
- Hall, S. A., D. E. Bird, D. J. McLean, P. J. Towle, J. V. Grant, and H. A. Danque, 2018, New constraints on the age of the opening of the South Atlantic basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 95, p. 50–66, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.010.
- Harris, N. B., 2000, Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 425–445, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00129.x.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004a, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1163–1184.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004b, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1163–1184, doi:10.1306/02260403069.
- Harris, N. B., P. Sorriaux, and D. F. Toomey, 1994, *Geology of the Lower Cretaceous Viôdo Carbonate, Congo Basin: A Lacustrine Carbonate in the South Atlantic Rift*.
- Heilbron, M., B. P. Duarte, C. de M. Valeriano, A. Simonetti, N. Machado, and J. R. Nogueira, 2010, Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for

- paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent: *Precambrian Research*, v. 178, no. 1, p. 136–148, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.002.
- Heilbron, M., and N. Machado, 2003, Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil): *Precambrian Research*, v. 125, no. 1, p. 87–112, doi:10.1016/S0301-9268(03)00082-2.
- Henrichs, I. A., G. O’Sullivan, D. M. Chew, C. Mark, M. G. Babechuk, C. McKenna, and R. Emo, 2018, The trace element and U-Pb systematics of metamorphic apatite: *Chemical Geology*, v. 483, p. 218–238, doi:10.1016/j.chemgeo.2017.12.031.
- Hervé, F., C. M. Fanning, M. Calderón, and C. Mpodozis, 2014, Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°–31°S): SHRIMP U–Pb zircon ages and Lu–Hf and O isotope systematics: *Lithos*, v. 184–187, no. Supplement C, p. 436–446, doi:10.1016/j.lithos.2013.10.018.
- Huismans, R., and C. Beaumont, 2011, Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins: *Nature*, v. 473, no. 7345, p. 74–78, doi:10.1038/nature09988.
- Huismans, R. S., and C. Beaumont, 2014, Rifted continental margins: The case for depth-dependent extension: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 407, p. 148–162, doi:10.1016/j.epsl.2014.09.032.
- Jelsma, H. et al., 2013, Kimberlites from Central Angola: A Case Study of Exploration Findings, *in* D. G. Pearson, H. S. Grütter, J. W. Harris, B. A. Kjarsgaard, H. O’Brien, N. V. C. Rao, and S. Sparks, eds., *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference*: Springer India, p. 173–190.
- Jervey, M. T., 1988, *Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression*.
- Jolivet, L., C. Gorini, J. Smit, and S. Leroy, 2015, Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin: *Tectonics*, v. 34, no. 4, p. 662–679, doi:10.1002/2014TC003570.
- Kabanov, P., P. Anadón, and W. E. Krumbein, 2008, Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation: *Sedimentary geology*, v. 205, no. 3–4, p. 79–99.
- Karner, G. D., B. R. Byamungu, C. J. Ebinger, A. B. Kampunzu, R. K. Mukasa, J. Nyakaana, E. N. T. Rubondo, and N. M. Upcott, 2000, Distribution of crustal extension and

- regional basin architecture of the Albertine rift system, East Africa: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, no. 10, p. 1131–1150, doi:10.1016/S0264-8172(00)00058-1.
- Karner, G. D., and N. W. Driscoll, 1999, Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling: Geological Society, London, Special Publications, v. 153, no. 1, p. 11–40, doi:10.1144/GSL.SP.1999.153.01.02.
- Karner, G. D., N. W. Driscoll, and D. H. N. Barker, 2003, Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension: Geological Society, London, Special Publications, v. 207, no. 1, p. 105–129, doi:10.1144/GSL.SP.2003.207.6.
- Kleiman, L. E., and M. S. Japas, 2009, The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana: *Tectonophysics*, v. 473, no. 3, p. 283–299, doi:10.1016/j.tecto.2009.02.046.
- Kokonyangi, J., R. Armstrong, A. B. Kampunzu, and M. Yoshida, 2001, SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology of Granitoids in the Kibaran Type-Area, Mitwaba-Central Katanga (Congo): *Gondwana Research*, v. 4, no. 4, p. 661–663, doi:10.1016/S1342-937X(05)70459-7.
- Kokonyangi, J., R. Armstrong, A. B. Kampunzu, M. Yoshida, and T. Okudaira, 2004, U-Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt: *Precambrian Research*, v. 132, no. 1, p. 79–106, doi:10.1016/j.precamres.2004.02.007.
- Kokonyangi, J. W., A. B. Kampunzu, R. Armstrong, M. Arima, M. Yoshida, and T. Okudaira, 2007, U-Pb SHRIMP Dating of Detrital Zircons from the Nzilo Group (Kibaran Belt): Implications for the Source of Sediments and Mesoproterozoic Evolution of Central Africa: *The Journal of Geology*, v. 115, no. 1, p. 99–113, doi:10.1086/509270.
- Kokonyangi, J., A. B. Kampunzu, M. Poujol, T. Okudaira, M. Yoshida, and K. P. Shabeer, 2005, Petrology and geochronology of Mesoproterozoic mafic–intermediate plutonic rocks from Mitwaba (D. R. Congo): implications for the evolution of the Kibaran belt in central Africa: *Geological Magazine*, v. 142, no. 1, p. 109–130, doi:10.1017/S0016756804009951.

- Kooi, H., and C. Beaumont, 1994, Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, no. B6, p. 12191–12209, doi:10.1029/94JB00047.
- Kröner, A., and R. J. Stern, 2005, AFRICA | Pan-African Orogeny, in R. C. Selley, L. R. M. Cocks, and I. R. Plimer, eds., *Encyclopedia of Geology*: Oxford, Elsevier, p. 1–12, doi:10.1016/B0-12-369396-9/00431-7.
- Kuchle, J., C. M. dos S. Scherer, C. C. Born, R. dos S. Alvarenga, and F. Adegas, 2011, A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, no. 4, p. 358–371, doi:10.1016/j.jsames.2011.02.007.
- Lanci, L., E. Tohver, A. Wilson, and S. Flint, 2013, Upper Permian magnetic stratigraphy of the lower Beaufort group, Karoo basin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 375, p. 123–134.
- Le Bayon, B., Y. Callec, et al., 2015, Carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Conkouati: BRGM.
- LE Bayon, B., Y. Callec, T. Fullgraf, E. Lasseur, et al., 2015, Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Kibangou: BRGM.
- Ledru, P., J. Eko N'Dong, V. Johan, J.-P. Prian, B. Coste, and D. Haccard, 1989, Structural and metamorphic evolution of the Gabon Orogenic Belt: Collision tectonics in the lower proterozoic? *Precambrian Research*, v. 44, no. 3, p. 227–241, doi:10.1016/0301-9268(89)90046-6.
- Lerouge, C., A. Cocherie, S. F. Toteu, J. Penaye, J.-P. Milési, R. Tchameni, E. N. Nsifa, C. Mark Fanning, and E. Deloule, 2006, Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa: *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, no. 4, p. 413–427, doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.11.010.
- Linol, B., M. J. de Wit, E. Barton, M. (Mike) J. C. de Wit, and F. Guillocheau, 2016a, U–Pb detrital zircon dates and source provenance analysis of Phanerozoic sequences of the Congo Basin, central Gondwana: *Gondwana Research*, v. 29, no. 1, p. 208–219, doi:10.1016/j.gr.2014.11.009.

- Linol, B., M. J. de Wit, E. Barton, M. (Mike) J. C. de Wit, and F. Guillocheau, 2016b, U-Pb detrital zircon dates and source provenance analysis of Phanerozoic sequences of the Congo Basin, central Gondwana: *Gondwana Research*, v. 29, no. 1, p. 208–219, doi:10.1016/j.gr.2014.11.009.
- Linol, B., M. J. de Wit, E. J. Milani, Francois Guillocheau, and C. Scherer, 2015, New Regional Correlations Between the Congo, Paraná and Cape-Karoo Basins of Southwest Gondwana, in M. J. de Wit, François Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, *Regional Geology Reviews*, p. 245–268, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_13.
- López-Gamundí, O., 2006, Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, no. 3–4, p. 227–238.
- Ludwig, K. R., 2012, *Isoplot/Ex*, v. 3.75: Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 5.
- Ludwig, K. R., 1998, On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, no. 4, p. 665–676, doi:10.1016/S0016-7037(98)00059-3.
- Macdonald, D. et al., 2003, Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 3, p. 287–308, doi:10.1016/S0264-8172(03)00045-X.
- Machado, N., C. M. Noce, E. A. Ladeira, and O. B. D. Oliveira, 1992, U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil: *GSA Bulletin*, v. 104, no. 9, p. 1221–1227, doi:10.1130/0016-7606(1992)104<1221:UPGOAM>2.3.CO;2.
- Maier, W. D., S.-J. Barnes, D. Bandyayera, T. Livesey, C. Li, and E. Ripley, 2008, Early Kibaran rift-related mafic-ultramafic magmatism in western Tanzania and Burundi: Petrogenesis and ore potential of the Kapalagulu and Musongati layered intrusions: *Lithos*, v. 101, no. 1, p. 24–53, doi:10.1016/j.lithos.2007.07.015.
- Malusà, M. G., A. Carter, M. Limoncelli, I. M. Villa, and E. Garzanti, 2013, Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry: *Chemical Geology*, v. 359, p. 90–107, doi:10.1016/j.chemgeo.2013.09.016.

- Manzotti, P., M. Poujol, and M. Ballèvre, 2015, Detrital zircon geochronology in blueschist-facies meta-conglomerates from the Western Alps: implications for the late Carboniferous to early Permian palaeogeography: *International Journal of Earth Sciences*, v. 104, no. 3, p. 703–731, doi:10.1007/s00531-014-1104-8.
- Mark, C., N. Cogné, and D. Chew, 2016, Tracking exhumation and drainage divide migration of the Western Alps: A test of the apatite U-Pb thermochronometer as a detrital provenance tool: *GSA Bulletin*, v. 128, no. 9–10, p. 1439–1460, doi:10.1130/B31351.1.
- Martin, H., 1953, Notes on the Dwyka succession and on some pre-Dwyka valleys in South West Africa: *South African Journal of Geology*, v. 56, no. Transactions 1953, p. 37–41.
- Martins, G. G., J. C. Mendes, R. S. Schmitt, R. Armstrong, and C. M. Valeriano, 2016, 550–490Ma pre-to post-collisional shoshonitic rocks in the Ribeira Belt (SE Brazil) and their tectonic significance: *Precambrian Research*, v. 286, p. 352–369, doi:10.1016/j.precamres.2016.10.010.
- Maurin, J.-C., J. Mpemba-Boni, C. Pin, and J.-P. Vicat, 1990, The Les Saras granodiorite example of Eburnean magmatism (2 G.a.) within the West Congolian Belt: geodynamic implications [La granodiorite de Les Saras, un témoin de magmatisme eburnéen (2 G.a.) au sein de la chaîne ouest-congolienne: conséquences géodynamiques]: 571 p.
- Mbina Mounquengui, M., and M. Guiraud, 2009, Neocomian to early Aptian syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted North Gabon Margin (Interior and N’Komi Basins): *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, no. 6, p. 1000–1017, doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.11.001.
- Mbina Mounquengui, M., J. Lang, M. Guiraud, and O. Jocktane, 2002, Sedimentary dynamics and structural geology of pre-rift deposits of the interior basin of Gabon: *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, no. 2, p. 315–329, doi:10.1016/S0899-5362(02)00035-0.
- McHargue, T. R., 1990, Stratigraphic Development of Proto-South Atlantic Rifting in Cabinda, Angola--A Petroliferous Lake Basin: Chapter 19: v. 133, p. 307–326.
- Mickala, O.-R., L. Vidal, F. Boudzoumou, P. Affaton, D. Vandamme, D. Borschneck, M. M. Mounquengui, F. Fournier, D. M. M. Nganga, and H. Mische, 2014, Geochemical characterization of the Marinoan “Cap Carbonate” of the Niari-Nyanga Basin

- (Central Africa): *Precambrian Research*, v. 255, p. 367–380, doi:10.1016/j.precamres.2014.10.001.
- Milani, E., J. Melo, P. Souza, L. Fernandes, and A. BARROS FRANÇA, 2007, Bacia do Paraná: *Boletim de Geociencias - Petrobras*, v. 15, p. 265–287.
- Milani, E. J., and M. J. D. Wit, 2008, Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: *du Toit revisited: Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, no. 1, p. 319–342, doi:10.1144/SP294.17.
- Mori, A. L. O., P. A. de Souza, J. C. Marques, and R. da C. Lopes, 2012, A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: *Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations: Gondwana Research*, v. 21, no. 2, p. 654–669, doi:10.1016/j.gr.2011.05.019.
- Mortimer, E., D. A. Paton, C. A. Scholz, M. R. Strecker, and P. Blisniuk, 2007, Orthogonal to oblique rifting: effect of rift basin orientation in the evolution of the North basin, Malawi Rift, East Africa: *Basin Research*, v. 19, no. 3, p. 393–407, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00332.x.
- Morton, A. C., and C. Hallsworth, 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 90, no. 3, p. 241–256, doi:10.1016/0037-0738(94)90041-8.
- Morton, A. C., and C. R. Hallsworth, 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, no. 1, p. 3–29, doi:10.1016/S0037-0738(98)00118-3.
- Moulin, M., D. Aslanian, and P. Unternehr, 2010, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean: *Earth-Science Reviews*, v. 98, no. 1, p. 1–37, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Nemchin, A. A., and P. Cawood, 2005, Discordance of the U-Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks: *Sedimentary Geology*, v. 182, no. 1–4, p. 143–162, doi:10.1016/j.sedgeo.2005.07.011.
- Noce, C. M., A. C. Pedrosa-Soares, L. C. da Silva, R. Armstrong, and D. Piuzana, 2007, Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time:

- Precambrian Research, v. 159, no. 1, p. 60–78, doi:10.1016/j.precamres.2007.06.001.
- Owusu Agyemang, P. C., E. M. Roberts, and H. A. Jelsma, 2016, Late Jurassic-Cretaceous fluvial evolution of central Africa: Insights from the Kasai-Congo Basin, Democratic Republic Congo: Cretaceous Research, v. 67, p. 25–43, doi:10.1016/j.cretres.2016.06.013.
- Pedrosa-Soares, A. C. et al., 2011, Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources: Geological Society, London, Special Publications, v. 350, no. 1, p. 25–51, doi:10.1144/SP350.3.
- Pedrosa-Soares, A. C., and F. F. de Alkmim, 2013, HOW MANY RIFTING EVENTS PRECEDED THE DEVELOPMENT OF THE ARAÇUAÍ-WEST CONGO OROGEN? Revista Geonomos, v. 19, no. 2, doi:10.18285/geonomos.v19i2.56.
- Pedrosa-Soares, A. C., C. M. Wiedemann, and C. De Campos, 2000, Tectonic Evolution of South America: p. 265–285, doi:10.13140/RG.2.1.5109.4567.
- Pedrosa-Soares, Antonio Carlos, C. . Noce, C. De Campos, and C. . Pinto, 2001, The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly: Precambrian Research, v. 110, p. 307–323, doi:10.1016/S0301-9268(01)00174-7.
- Péron-Pinvidic, G., G. Manatschal, E. Masini, E. Sutra, J. M. Flament, I. Hauptert, and P. Unternehr, 2017, Unravelling the along-strike variability of the Angola–Gabon rifted margin: a mapping approach: Geological Society, London, Special Publications, v. 438, no. 1, p. 49–76, doi:10.1144/SP438.1.
- Peron-Pinvidic, G., G. Manatschal, and P. T. Osmundsen, 2013, Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts: Marine and Petroleum Geology, v. 43, p. 21–47.
- Pochon, A., M. Pujol, E. Gloaguen, Y. Branquet, F. Cagnard, C. Gumiaux, and D. Gapais, 2016, U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France): American Mineralogist, v. 101, no. 11, p. 2430–2442, doi:10.2138/am-2016-5736.
- Préat, A., F. Delpomdor, A. P. Ackouala Mfere, and Y. Callec, 2018, Paleoenvironments, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures in the Neoproterozoic carbonates of the Comba Basin,

- Republic of Congo: Implications for regional correlations and Marinoan event: *Journal of African Earth Sciences*, v. 137, p. 69–90, doi:10.1016/j.jafrearsci.2017.09.002.
- Preat, A., F. Delpomdor, A. P. A. Mfere, and Y. Callec, 2018, Paleoenvironments, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures in the Neoproterozoic carbonates of the Comba Basin, Republic of Congo: Implications for regional correlations and Marinoan event: *Journal of African Earth Sciences*, v. 137, p. 69–90.
- Prosser, S., 1993, Rift-related linked depositional systems and their seismic expression: Geological Society, London, Special Publications, v. 71, no. 1, p. 35–66, doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03.
- Ramos, V. A., F. Chemale, M. Naipauer, and P. J. Pazos, 2014, A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana: *Gondwana Research*, v. 26, no. 2, p. 719–740, doi:10.1016/j.gr.2013.07.008.
- Ramos, V. A., G. Vujovich, R. Martino, and J. Otamendi, 2010, Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent: *Journal of Geodynamics*, v. 50, no. 3, p. 243–255, doi:10.1016/j.jog.2010.01.019.
- Robert, P., and L. Yapaudjian, 1990a, Early cretaceous rift sediments of the Gabon-Congo margin: lithology and organic matter; tectonic and paleogeothermal evolution: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 319–330, doi:10.1016/0899-5362(90)90063-K.
- the Middle East), v. 10, no. 1, p. 319–330, doi:10.1016/0899-5362(90)90063-K.
- Roberts, N. M. W., and C. J. Spencer, 2015, The zircon archive of continent formation through time: Geological Society, London, Special Publications, v. 389, no. 1, p. 197–225, doi:10.1144/SP389.14.
- Rocha-Campos, A. C., M. A. Basei, A. P. Nutman, L. E. Kleiman, R. Varela, E. Llambias, F. M. Canile, and O. de C. R. da Rosa, 2011, 30million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, v. 19, no. 2, p. 509–523, doi:10.1016/j.gr.2010.07.003.

- Rohais, S., S. Bonnet, and R. Eschard, 2012, Sedimentary record of tectonic and climatic erosional perturbations in an experimental coupled catchment-fan system: *Basin Research*, v. 24, no. 2, p. 198–212, doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00520.x.
- da Rosa-Costa, L. T., J.-M. Lafon, A. Cocherie, and C. Delor, 2008, Electron microprobe U–Th–Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá Block, southeastern Guiana Shield, Northern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, no. 4, p. 445–462, doi:10.1016/j.jsames.2008.05.007.
- Rubidge, B. S., D. H. Erwin, J. Ramezani, S. A. Bowring, and W. J. de Klerk, 2013, High-precision temporal calibration of Late Permian vertebrate biostratigraphy: U-Pb zircon constraints from the Karoo Supergroup, South Africa: *Geology*, v. 41, no. 3, p. 363–366.
- Sacek, V., 2017, Post-rift influence of small-scale convection on the landscape evolution at divergent continental margins: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 459, p. 48–57.
- Santos, J. O., R. M. Easton, P. E. Potter, G. A. Rizzotto, L. A. Hartmann, and N. J. McNaughton, 2002, The Sunsás Orogen in western Amazon Craton, South America and correlation with the Grenville Orogen of Laurentia, based on U-Pb isotopic study of detrital and igneous zircons: *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, v. 34, no. 6, p. 272–272.
- Santos, J. O. S., G. J. Rizzotto, P. E. Potter, N. J. McNaughton, R. S. Matos, L. A. Hartmann, F. Chemale, and M. E. S. Quadros, 2008, Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology: *Precambrian Research*, v. 165, no. 3, p. 120–152, doi:10.1016/j.precamres.2008.06.009.
- Sato, A. M., E. J. Llambías, M. A. S. Basei, and C. E. Castro, 2015, Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, no. Supplement C, p. 48–69, doi:10.1016/j.jsames.2015.07.005.
- Scherer, C. M. S., and K. Goldberg, 2007, Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the

- Botucatu Formation, Brazil: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 250, no. 1, p. 89–100, doi:10.1016/j.palaeo.2007.02.018.
- Schmitt, R. S., R. a. J. Trouw, W. R. V. Schmus, and C. W. Passchier, 2008, Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, no. 1, p. 279–296, doi:10.1144/SP294.15.
- Sengör, A. M. C., and K. Burke, 1978a, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v. 5, no. 6, p. 419–421, doi:10.1029/GL005i006p00419.
- Sengör, A. M. C., and K. Burke, 1978b, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications: *Geophysical Research Letters*, v. 5, no. 6, p. 419–421, doi:10.1029/GL005i006p00419.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285–342.
- Silva, D. R., A. M. P. Mizusaki, E. J. Milani, and M. Pimentel, 2012, Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: A Rb–Sr radiometric study of sedimentary rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 37, p. 13–24, doi:10.1016/j.jsames.2011.12.006.
- Silva, L. C. da, A. C. Pedrosa-Soares, L. R. Teixeira, and R. Armstrong, 2008, Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuáí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Palecontinent: *Gondwana Research*, v. 13, no. 4, p. 527–537, doi:10.1016/j.gr.2007.06.002.
- Sláma, J., and J. Košler, 2012, Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 13, no. 5, doi:10.1029/2012GC004106.
- Smith, R. D. A., 1995a, Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, Early Cretaceous, offshore South Gabon: *Geological Society Special Publications*, v. 80, p. 197–210.
- Smith, R. D. A., 1995b, Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, early Cretaceous, offshore South Gabon: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 80, no. 1, p. 197–210, doi:10.1144/GSL.SP.1995.080.01.10.

- Spiegel, C., B. P. Kohn, D. X. Belton, and A. J. W. Gleadow, 2007, Morphotectonic evolution of the central Kenya rift flanks: Implications for late Cenozoic environmental change in East Africa: *Geology*, v. 35, no. 5, p. 427–430, doi:10.1130/G23108A.1.
- Stacey, J. S., and J. D. Kramers, 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, no. 2, p. 207–221, doi:10.1016/0012-821X(75)90088-6.
- Stollhofen, H., M. Werner, I. G. Stanistreet, R. A. Armstrong, and C. R. Fielding, 2008, Single-zircon U-Pb dating of Carboniferous-Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework: Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. *Geological Society of America, Special Papers*, v. 441, p. 83–96.
- Straathof, G. B., 2011, Neoproterozoic low latitude glaciations : an African perspective.
- Tack, L., D. Baudet, G. Chartry, A. Deblond, M. Fernandez-Alonso, J. Lavreau, J. P. Liégeois, A. Tahon, K. Theunissen, and P. Trefois, 2002, The Northeastern Kibaran Belt (NKB) reconsidered: evidence for a c. 1370 Ma-old, repeatedly reactivated Kibara mobile belt, preceding the c. 1.0 Ga Rodinia Supercontinent assembly, *in* Abstract for the 19th Colloquium of African Geology, El Jadida, Morocco, 19-23 March 2002, Special Abstracts volume.
- Tack, L., P. De Paepe, M. S. Deutsch, J.-P. Liégeois, J. Klerkx, and J. Michot, 1984, The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi): geology, age, isotopic geochemistry and implications for the regional geology of the Western Rift: p. 91–114.
- Tack, L., P. De Paepe, J. P. Liégeois, G. Nimpagaritse, A. Ntungicimpaye, and G. Midende, 1990, Late Kibaran magmatism in Burundi: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 4, p. 733–738, doi:10.1016/0899-5362(90)90039-H.
- Tack, L., M. T. D. Wingate, B. De Waele, J. Meert, E. Belousova, B. Griffin, A. Tahon, and M. Fernandez-Alonso, 2010, The 1375Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime: *Precambrian Research*, v. 180, no. 1, p. 63–84, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.022.
- Tack, L., M. T. D. Wingate, J.-P. Liégeois, M. Fernandez-Alonso, and A. Deblond, 2001, Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo

- craton: *Precambrian Research*, v. 110, no. 1, p. 277–306, doi:10.1016/S0301-9268(01)00192-9.
- Talavera, C., P. Montero, D. Martínez Poyatos, and I. S. Williams, 2012, Ediacaran to Lower Ordovician age for rocks ascribed to the Schist–Graywacke Complex (Iberian Massif, Spain): Evidence from detrital zircon SHRIMP U–Pb geochronology: *Gondwana Research*, v. 22, no. 3, p. 928–942, doi:10.1016/j.gr.2012.03.008.
- Tanko Njiosseu, E. L., J.-P. Nzenti, T. Njanko, B. Kapajika, and A. Nédélec, 2005, New UPb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, no. 6, p. 551–562, doi:10.1016/j.crte.2005.02.005.
- Teisserenc, P., and J. Villemin, 1989a, Sedimentary Basin of Gabon--Geology and Oil Systems: v. 132, p. 117–199.
- Teixeira, W., M. C. Geraldés, R. Matos, A. S. Ruiz, G. Saes, and G. Vargas-Mattos, 2010, A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, no. 1, p. 47–60.
- Thiéblemont, D., C. C. M. Billa, P. Bouton, A. Prémat, and E. COLLABORATEURS, 2009, Notice explicative de la Carte géologique et des Ressources minérales de la République gabonaise à 1/1 000 000. Editions DGMG, Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Libreville, 384 p.
- Turcotte, D. L., and S. H. Emerman, 1983, Mechanisms of active and passive rifting: *Tectonophysics*, v. 94, no. 1, p. 39–50, doi:10.1016/0040-1951(83)90008-2.
- Unterneh, P., G. Péron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra, 2010, Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model: *Petroleum Geoscience*, v. 16, no. 3, p. 207–215, doi:10.1144/1354-079309-904.
- Valeriano, C. de M., J. C. Mendes, M. Tupinambá, E. Bongiolo, M. Heilbron, and M. do C. B. Junho, 2016, Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, SE-Brazil: A case of terminal magmatism of a hot orogen: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 269–281, doi:10.1016/j.jsames.2015.12.014.
- Valeriano, C. de M., M. Tupinambá, A. Simonetti, M. Heilbron, J. C. H. de Almeida, and L. G. do Eirado, 2011, U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, no. 4, p. 416–428, doi:10.1016/j.jsames.2011.03.003.

- Vermeesch, P., 2004, How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, no. 3, p. 441–451, doi:10.1016/j.epsl.2004.05.037.
- Vermeesch, P., 2012, On the visualisation of detrital age distributions: *Chemical Geology*, v. 312, p. 190–194.
- Vernet, P., C. Assoua-WandéJardiné, L. Massamba, J. P. Debenay, and P. Sorriaux (eds.), 1996, Paleogeography of the Cretaceous (Albian - Maastrichtian) in the offshore Congo Basin: Pau [France, Elf Aquitaine, BULLETIN- CENTRE DE RECHERCHES EXPLORATION PRODUCTION ELF AQUITAINE MEMOIRES, 18 p.
- Vicat, and A. Pouclet, 2000, Palæo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications: *Journal of African Earth Sciences*, v. 31, no. 3–4, p. 597–617, doi:10.1016/S0899-5362(00)80009-3.
- Weber, F., F. Gauthier-Lafaye, H. Whitechurch, M. Ulrich, and A. El Albani, 2016, The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 348, no. 8, p. 572–586, doi:10.1016/j.crte.2016.07.003.
- Willett, S. D., S. W. McCoy, J. T. Perron, L. Goren, and C.-Y. Chen, 2014, Dynamic Reorganization of River Basins: *Science*, v. 343, no. 6175, p. 1248765, doi:10.1126/science.1248765.
- Zattin, M., B. Andreucci, S. N. Thomson, P. W. Reiners, and F. M. Talarico, 2012, New constraints on the provenance of the ANDRILL AND-2A succession (western Ross Sea, Antarctica) from apatite triple dating: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 13, no. 10, doi:10.1029/2012GC004357.
- Zhao, G., P. A. Cawood, S. A. Wilde, and M. Sun, 2002, Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent: *Earth-Science Reviews*, v. 59, no. 1, p. 125–162, doi:10.1016/S0012-8252(02)00073-9.
- Zhao, G., M. Sun, and S. A. Wilde, 2002, Did South America and West Africa Marry and Divorce or Was it a Long-lasting Relationship? *Gondwana Research*, v. 5, no. 3, p. 591–596, doi:10.1016/S1342-937X(05)70631-6.

CHAPITRE IV

LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DE LA PHASE D'HYPER-EXTENSION (SAG) : MILIEUX DE DEPOTS ET ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE IV :

LE REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DE LA PHASE D'HYPER-EXTENSION (SAG) : MILIEUX DE DEPOTS ET ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE

IV.1 I INTRODUCTION

Ce quatrième chapitre consiste en une analyse des données de subsurface (puits et sismique réflexion) des Formations de Pointe-Noire, de Pointe-Indienne et de Chéla (séries anté-salifères), correspondant au dernier stage du rift soit la phase d'hyperextension ou phase sag, dans le domaine proximal de la Marge du Congo (bassin côtier congolais). Il s'inscrit dans la continuité des récents travaux effectués par des géologues de Total en vue d'une synthèse paléogéographique régionale du bassin côtier congolais au Crétacé inférieur et dont les résultats sont confidentiels.

Les objectifs de cette étude sont :

- caractériser l'évolution des milieux de sédimentation remplissage sédimentaire de la phase sag,
- reconstituer l'évolution spatio-temporelle et l'architecture stratigraphique de la séquence sag.

IV.2 .DONNEES ET METHODES D'ETUDE

IV.2.1 Données disponibles

Cette étude repose sur l'analyse des données de puits pétroliers (carottes et diagraphie), appuyées par des résultats biostratigraphiques et pétrographiques, des logs stratigraphiques issus de rapports de synthèse géologique mis à disposition par la société Total E&P Congo.

Les puits étudiés ainsi que les transects corrélés sont reportés sur la Fig. IV.1. Trente-trois puits (onshore et offshore) ont été sélectionnés pour réaliser cette étude. On notera que ces puits ont été choisis en fonction de la qualité des données dont ils disposent (existence de sections carottées, jeux complets de diagraphies) et leur localisation par rapport aux grandes structures du bassin (graben, horsts).

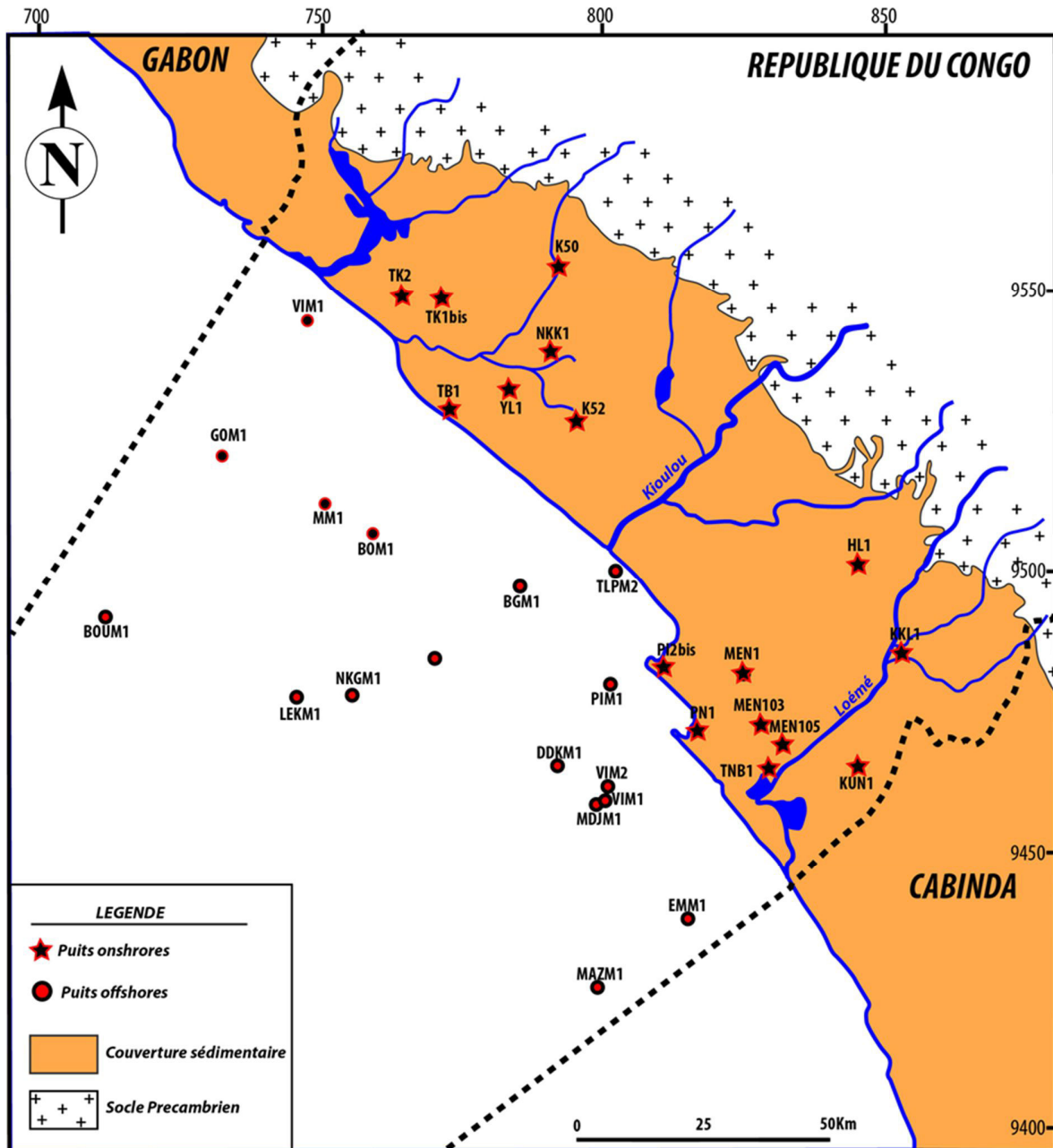


Figure IV. 1: Carte de localisation des puits utilisés dans le cadre de cette étude.

IV.2.1.1 . Les carottes

L'analyse sédimentologique est séquentielle des formations étudiées est fondée sur l'observation et la description détaillée des nombreuses carottes disponibles. Ces carottes constituent une donnée exceptionnelle pour l'analyse de faciès et l'interprétation des logs diagraphiques. Cependant, certaines carottes levées sont souvent en mauvais état. Elles ont

été pour certains reconstituées partiellement à l'aide des rapports de sondage et des photos publiées dans ces rapports.

IV.2.1.2 .Les diagraphies

Les diagraphies constituent un support supplémentaire pour l'analyse sédimentologique et sont indispensables pour l'interprétation séquentielle et les corrélations de puits. Chaque puits choisis dispose de jeux de diagraphies assez complets. Trois types d'outils diagraphiques ont été utilisés dans le cadre de cette étude, à savoir, la radioactivité naturelle (Gamma Ray), la résistivité et la vitesse de propagation du son (sonique

IV.2.1.3 La biostratigraphe

La biostratigraphie s'est révélée être un outil indispensable. Elle a permis (1) de dater des sédiments, (2) de contraindre le découpage séquentiel et les corrélations diagraphiques entre les puits et (3) d'identifier à l'ordre un les environnements de dépôt, au travers des données paléoécologiques fournies par le contenu paléobiologique.

Cependant, aucune datation biostratigraphique n'a été entreprise dans le cadre de cette étude. La chronostratigraphie des séries étudiées n'est donc fondé que sur les données biostratigraphiques disponibles calé sur la zonation de (Grosdidier, Braccini, Dupont, and Moron, 1996b) elle-même recalibrée en âge par Chaboureau et al. (2013). Les flores et faunes utilisées sont les ostracodes (mircopaléontologie) et les pollens et spores, ainsi que les dinoflagellés (quand ils existent) (palynologie).

IV.2.2 Méthodes d'étude

IV.2.2.1 Sédimentologie de faciès

Les carottes ont été décrites et levées sous forme de logs sédimentologiques à une échelle au 1/25^{ème}. Pour chaque entité lithostratigraphique (formation ou membre), des faciès dont les caractéristiques sont résumées dans des tableaux, ont été définis. Ces faciès ont été regroupés en associations de faciès qui ont fait l'objet d'une description détaillée dans le texte, suivie d'une interprétation en termes de processus de dépôt, puis de milieu de sédimentation. Une synthèse est effectuée pour chaque entité lithostratigraphique.

IV.2.2.2 . Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle a été développée principalement pour les marges passives . Les différentes approches en stratigraphie séquentielle et synthèse des nomenclatures ont été récemment décrites dans le détail par Ponte et al. (2018). Cette méthode a été adapter à tous les autres types de bassin sédimentaire, y compris les rifts (Changsong et al., 2001; Martins-Neto and Catuneanu, 2010). Aucun modèle approprié n'a encore été mis au point pour les rifts .

Une analyse séquentielle et une corrélation régionale de la succession sédimentaire de la phase Sag a été entrepris dans le domaine proximal de la Marge du Congo (bassin côtier congolais). L'approche adoptée ici s'appuie sur l'interprétations de signatures diagaphiques (combinaison des signatures Gamma Ray GR, Sonic DT, Résistivité RT, Neutron/Densité) combinée avec des données sédimentologiques présentées ci-dessous (carottes), pour définir un découpage séquentiel (mode d'empilement sédimentaire vertical des faciès , « stacking pattern »), puis une corrélation séquentielle dans 2 puis (H1). Les données biostratigraphiques (Ostracodes et les Pollens) ont servis pour de contraindre ce découpage séquentiel et les corrélations diagaphiques

Il est important de noter que certaines diagaphies ne sont pas disponibles en totalité pour un puits et d'autre sont incomplètes le long du puit (i .e. gamma ray sur le puit H1 et)

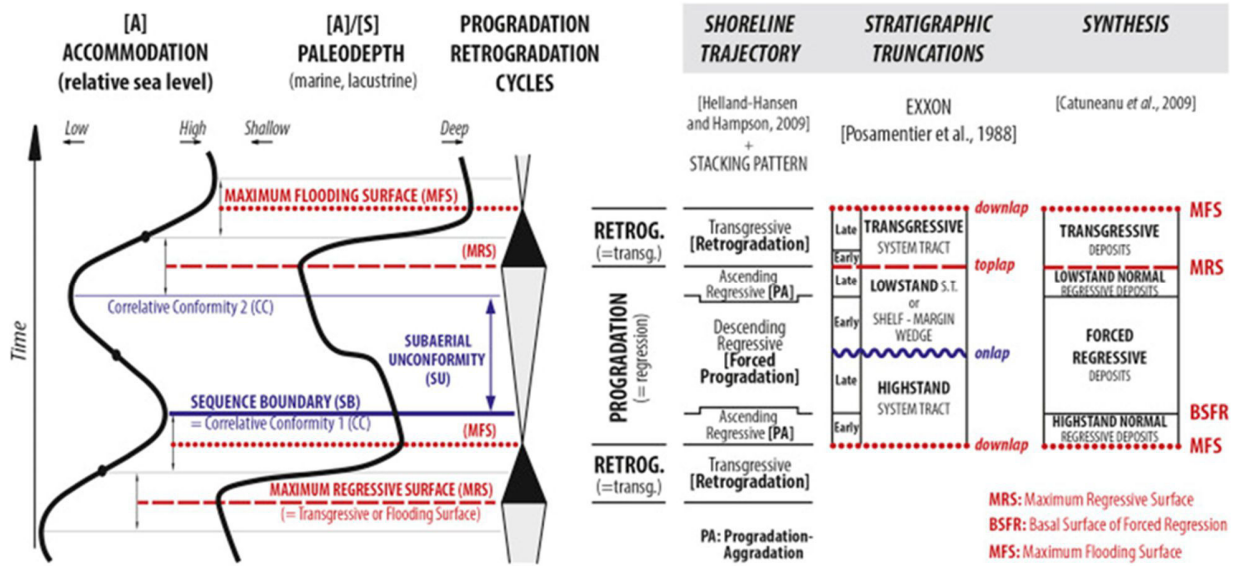


Figure IV.2: Les différentes approches en stratigraphie séquentielle : synthèse des nomenclatures (d'après Ponte et al., 2018).

IV.3 SEDIMENTOLOGIE DE FACIES : PROCESSUS ET MILIEU DE DEPOT

IV.3.1 Milieu de dépôt de la série ante-salifère de la période d'hyperextension (SAG)

A l'ordre un, l'identification du milieu de sédimentation (marin ou continental, continental aérien ou lacustre) est fondée sur le contenu paléobiologique des sédiments (par exemple, pour le contenu palynologique, l'absence ou la présence de dinoflagellés).

Une origine **continentale** de la série ante-salifère de la phase SAG de la Marge du Congo, est prouvée par la présence de flores (spores et pollens en l'absence de dinoflagellés) et de faunes (ostracodes) exclusivement continentales et sur l'absence de marqueurs biologiques marins, sauf dans la partie sommitale de la série (Fm de Chéla).

Une origine **lacustre** est démontrée par (1) la présence d'ostracodes purement lacustres et l'absence de sols et de fentes de dessiccation. Les ostracodes *Darwinula* et *Paracyprina* indiquent des eaux douces tandis que *Kroemmelbeincypris* et *Pattersoncypris* suggèrent des eaux saumâtres (hyposalines à salines) (Poropat and Colin, 2012a and b).

IV.3.2 . La Formation de Pointe-Noire

La Formation de Pointe-Noire d'âge Barrémien moyen est constituée d'argiles et marnes à strates gréseuses, d'épaisseur variable (0 à 650 mètres). Elle comprend localement des carbonates décrits comme formation à part entière, la Formation de Toca.

IV.3.2.1 Faciès, association de faciès et processus de dépôts

Sept faciès (voir Tab. IV.1), regroupés selon leur agencement vertical en six associations de faciès (dénommées Afpn1 à Afpn6), ont été définis.





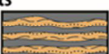
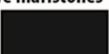


FACIES TYPE	Grain-size and Texture	Sedimentary structures	Biological content	PROCESSES ENVIRONMENT
Disorganized muddy conglomerat (Fpn1) 	Clasts : Angular to subangular pebble to cobble of quartzite, silex, quartz veins and marlstone clasts Matrix : pale to gray silty marlstone ungrded matrix Bimodal marly matrix-dominated	10 to 40cm-thick beds, tabular bedding, disorganized fabric, massive, sharp to erosive contacts, frequent marlstone clasts	None	Muddy debris-flows (Subaqueous)
Massive to crudely graded sandstones (Fpn2) 	Gray to brown, moderately to poorly sorted, medium to coarse-grained sandstones (qz-flid-mc arenite) with occasional floating quartz granules	05 to 50cm-thick beds, tabular bedding, massive or normal grading, sharp to irregular or erosive contacts, common load and flame structures on the base of beds	None	High- or low-concentration turbidity current (Subaqueous)
Planar laminated sandstones (Fpn3) 	Gray to white, moderately to well sorted, micaceous siltstones to fine-grained sandstones (qtz-flid-mcs arenites), with common calcite cement	05 to 15cm-thick tabular beds, planar lamination, sharp to irregular contacts	None	Traction or traction plus fallout from low-density turbidity currents
Rippled cross-laminated sandstones (Fpn3) 	Gray to white, moderately to well sorted micaceous siltstones to fine-grained sandstones (qtz-flid-mcs arenites) with calcite cement	03 to 15 cm-thick tabular beds, climbing or starved ripple cross-stratifications, irregular to erosive contacts	None	Traction plus fallout from low-density turbidity currents
Marl and sandstone couplets (Fpn3) 	Rhythmical alternations of light-gray to gray, well-sorted siltstone to very fine grained sandstone and black to dark-gray marlstones	10-20cm-thick beds, heterolithic bedding, load and flame structures	None	Traction plus fallout from low-density turbidity currents
Massive marlstones (Fpn5) 	Dark-gray to black or brown, unbioturbated to weakly bioturbated organic-rich homogeneous marls and mudstones, with a relatively high content of micas, an abundant of pyrite nodule, occasional silt injections	05 to 50cm-thick beds, tabular to weakly depping beds, massive, sharp and sometimes slightly erosive base, internal shear surfaces, ptymatilly folded dyke and sills	None	Suspension fallout from dilute turbidity currents or suspension settling
Contorted marlstones (Fpn6) 	Distrupted or contorted choatic marlstones, with occasional mud clasts	0.3 to 25cm-thick beds, contorted bedding, slump folds or convolute laminations, microfault	None	Muddy slumps, debris flows or slide
Laminated marlstone (Fpn7) 	Light brown, pale green laminated shale or marly shales, showing finely alternating of light-gray micritique marl and dark brown organic-rich shales layers, with abundant plant debris and pyrite	0.1 to 3m-thick tabular beds, fine laminations to varve-like couplets, rare siltstones sill or dyke	Fish fragments and ostracode	Pelagic to hemipelagic suspension settling

Table IV. 1: Description et interprétation des facies de la Formation de Pointe-Noir

Association de faciès **Af_{pn1}** : écoulements de débris (Fig. IV.3)

Description :

L'association de faciès Af_{pn1} est constituée de conglomérats ou plutôt de marnes à galets.

- Ils forment des bancs massifs pluridécimétriques intercalés (1) dans les marnes gris-sombre à brunes ou (2) des marnes déformées d'une manière syn-sédimentaire de type glissement.
- La matrice marneuse, à silts et micas, du conglomérat est volumétriquement très dominante, il s'agit donc d'un conglomérat porté par la matrice (« matrix-supported conglomerate »).
- Les galets sont anguleux à subanguleux et de tailles variées (5 à 20cm de diamètre).
- La lithologie des galets est celle de quartz, de quartzites (silicification), de silex et de quelques rares intraclastes marneux. Certains galets de quartzite résultant de silicifications, montrent parfois des « concrétions » carbonatés, probable témoin originel de la roche silicifiée.

Les marnes silto-micacées sont généralement massives (F_{pn5}), parfois laminées (F_{pn7}) ou déformées d'une manière syn-sédimentaire (F_{pn6}).

Interprétation :

Les conglomérats à matrice dominante (Walker, 1975) résultent soit de dépôts résiduels de retrait de glaciers (diamictites ou tillites) ou d'écoulement gravitaires laminaires de types coulées de débris (« debris flows », Middleton et Hampton, 1976). Ils correspondent au faciès F1 et surtout F2 de Mutti (1992).

Le contexte climatique (Chaboureau et al., 2012) joint à l'absence de stries sur les galets, plaident en faveur de dépôts d'écoulements gravitaires. Elles traduisent donc un environnement présentant en amont des pentes pour pouvoir mettre en mouvement ces processus gravitaires (Hampton, 1979).

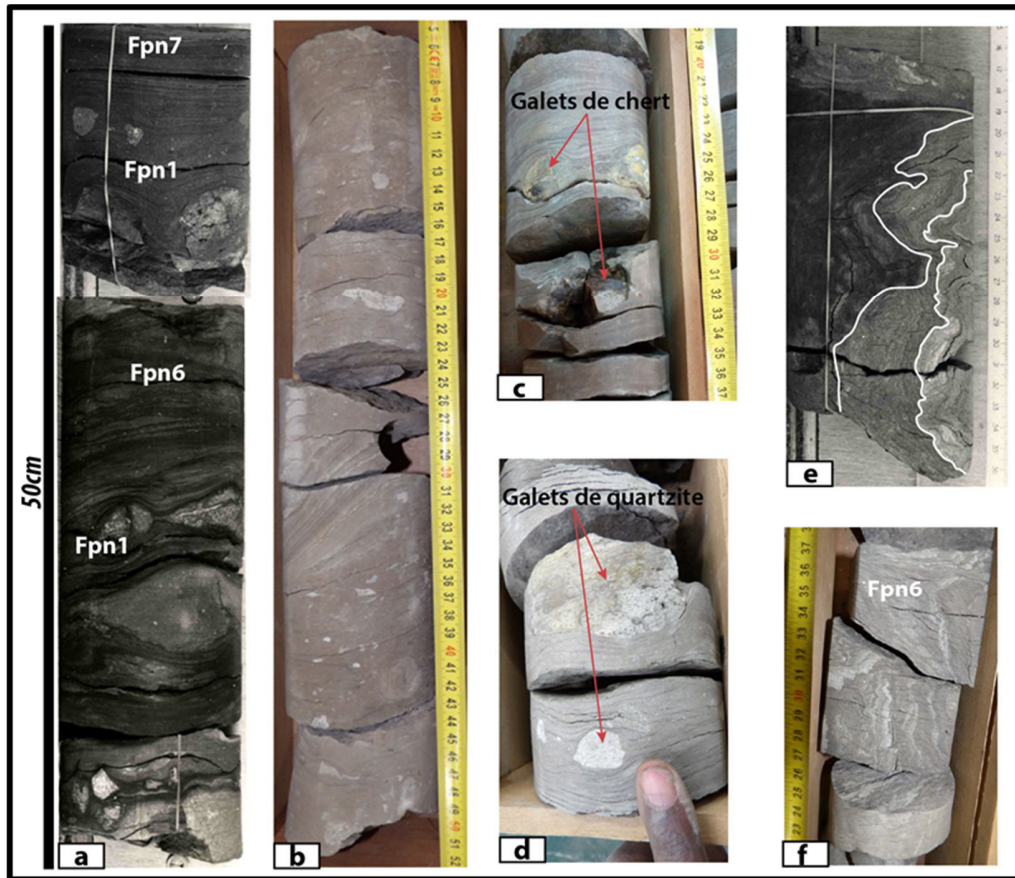


Figure IV. 3: Formation de Pointe Noire - association Afpn1 ; a-d : marnes à galets anguleux produits d'écoulements de débris ; e-f : déformations syn-sédimentaires de type glissement (« slumps »)

✚ Association de faciès **Afnp2** : transition chenaux-lobes (Fig. IV.4)

Description :

L'association Afnp2 (hétérolithique) est une alternance de grès micacés gris-clairs et de marnes silto-micacées, vertes-foncées à brunes. En termes de rapport sables/argiles, les grès sont dominants.

- La granulométrie des grès est celle de sables moyens, moyennement classés, avec quelques granules dispersés ; localement à la base des strates, une semelle (tapis) de sables plus grossiers peut être observée. Ces grès sont souvent massifs sans structures (Fpn5), parfois d'apparence granoclassée normale du fait de la semelle grossière de base des strates (Fnp2) ou montrent des litages frustes, qui sont souvent des lamines obliques

correspondant à des mégarides de courant. Le sommet et la base des strates sont nets, érosifs.

- Les marnes silto-micacées sont-elles mêmes des alternances de marnes et de strates plurimillimétriques à pluricentimétriques de siltites à grès fins, à lamines horizontales subplanes, souvent granoclassées.

Interprétation :

Ces dépôts sont caractérisés par des écoulements unidirectionnels (mégarides de courants) et par des strates granoclassées normales (silts à sables) ou massives avec une semelle plus grossière à la base de la strates (sables moyens à granules). Ces éléments sont caractéristiques d'écoulements gravitaires de type courants de turbidité (pour les silts à sables) ou courants hyperconcentrés (pour les sables moyens à granules) (Kneller et Branney, 1995 ; Mulder et Alexander, 2001). Ils correspondent dans la classification des écoulements gravitaires de Mutti (1992) au faciès F5 et F7.

Néanmoins la présence de litages frustes de mégarides de courant (*sensu largo*) et de surfaces d'érosion sommitales des bancs, posent la question de leur signification et de leur position dans un appareil gravitaire, notamment dans le cadre des nouveaux paradigmes développé par le groupe d'Utrecht : l'importance des écoulements supercritiques et de leurs dépôts, les « cyclic steps » (Potsma et al., 2009 ; Cartigny et al., 2011 ; Potsma et Cartigny, 2014). Bien que nous ne disposions pas de mesures de paléocourants pouvant montrer des directions de courant de sens inverse à la pente régionale, il est tentant d'attribuer ces faciès qui ne ressemblent en rien au faciès de by-pass F6 de Mutti (1992) ou à la séquence-type de courants de turbidité à haute densité (Lowe, 1982) à des dépôts de « cyclic steps » à la transition chenaux-lobes. La tendance actuelle est en effet de monter dans les systèmes actuels (Covault et al. 2017) que l'essentiel du remplissage des chenaux résultent de tels écoulements supercritiques.

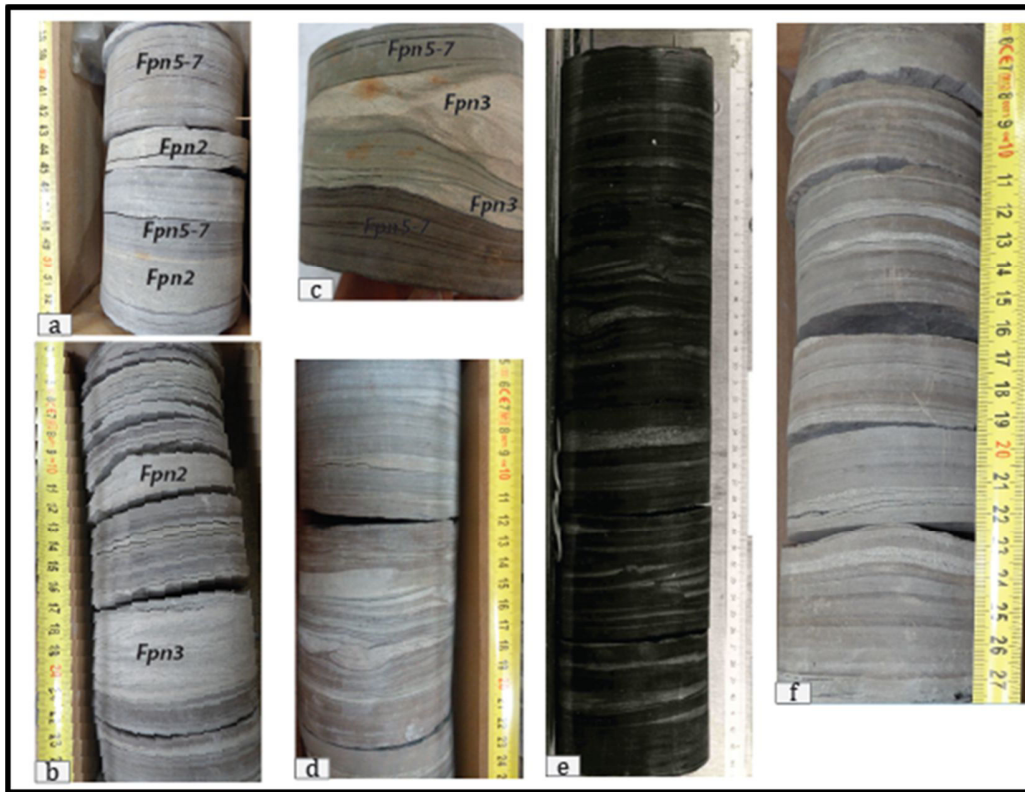


Figure IV. 4: Formation de Pointe Noire- association Afpn2

✚ Association de Faciès **Afpn3** : lobes turbiditiques ou rides contouritiques ? (Fig. IV.5)

Description :

L'association de faciès Afpn3 (hétérolithique) est une alternance de grès gris-beiges à gris de granulométrie fine à très fine et/ou de siltites à sables fins grises claires avec des marnes noires. En termes de rapport sables/argiles, le rapport est équilibré ou en faveur des marnes.

- Les grès présentent deux types d'associations de structures sédimentaires :
 1. des strates isolées d'épaisseur décimétrique montrant les mêmes caractéristiques que les grès de l'association Afpn2, des grès massifs sans structures à surface sommitale érosive ;
 2. des paquets de strates centimétriques séparés des fins lits silto-marneux constitués (i) de lamines horizontales subplanes présentant des évidences d'ondulations peu marquées (épaississements-amincissements de lamines) et (i) des litages de rides de courant, en pure traction ou chevauchantes (type B à S, Allen, 1970) ; le sommet des strates peut être érosif ; les granoclassements normaux ou inverses sont rares.

- Les siltites à sables fins (épaisseur centimétrique) présentent des lamines horizontales subplanes présentant des évidences d'amincissement et d'épaississement de lamines. Elles peuvent être granoclassées normales avec des surfaces d'érosion sommitales ondulées (rides érosives).
- Les marnes noires sont riches en matière organique et contiennent des nodules de pyrite, souvent aplatis. Elles peuvent être déformés d'une manière syn-sédimentaire (glissements de petite taille) ou présenter des injections de silts elle-mêmes déformées.

Interprétation:

La présence de granoclassements dans les silts-sables fins et les sables massifs sans structures (faciès F8 de Mutti, 1992) montre qu'il s'agit d'écoulements gravitaires (de type écoulements hyperconcentrés pour les sables sans structures – Mulder et Alexander, 2001). L'environnement est donc celui d'un lac profond au pied d'une pente.

La question du processus à l'origine des paquets de strates centimétriques sableuses reste posée. Trois scénarios sont possibles :

- des courants de turbidité à moyenne-basse densité (séquences de Bouma Tbc ou Tc, Bouma, 1962),
- des courants hyperpicnaux (Mulder et al., 2003),
- des courants dus à la circulation lacustre.

Récemment le groupe de Strasbourg (Nutz, 2013, Nutz et al., 2015, 2016) ont montré l'importance de la circulation induite par le cisaillement du vent sur la surface des lacs, dans le transport des sédiments et la formation de rides géantes. Ils ont caractérisé de véritables contourites lacustres.

La caractéristique des écoulements hyperpicnaux et des contourites (sensus largo) est de former de paquets de strates organisés en séquences strato(grano)croissantes puis strato(grano) décroissantes (Mulder et al., 2003 pour les hyperpicnites et Gonthier et al., 1984 pour les contourites).

En l'absence de mesures de courants et d'images sismiques de qualité suffisante, il est difficile de conclure. Ces paquets peuvent résulter soit d'un processus allocyclique contrôlant la migration de lobes turbiditiques distaux, soit des processus autocycliques de type hyperpicinite ou contourite.

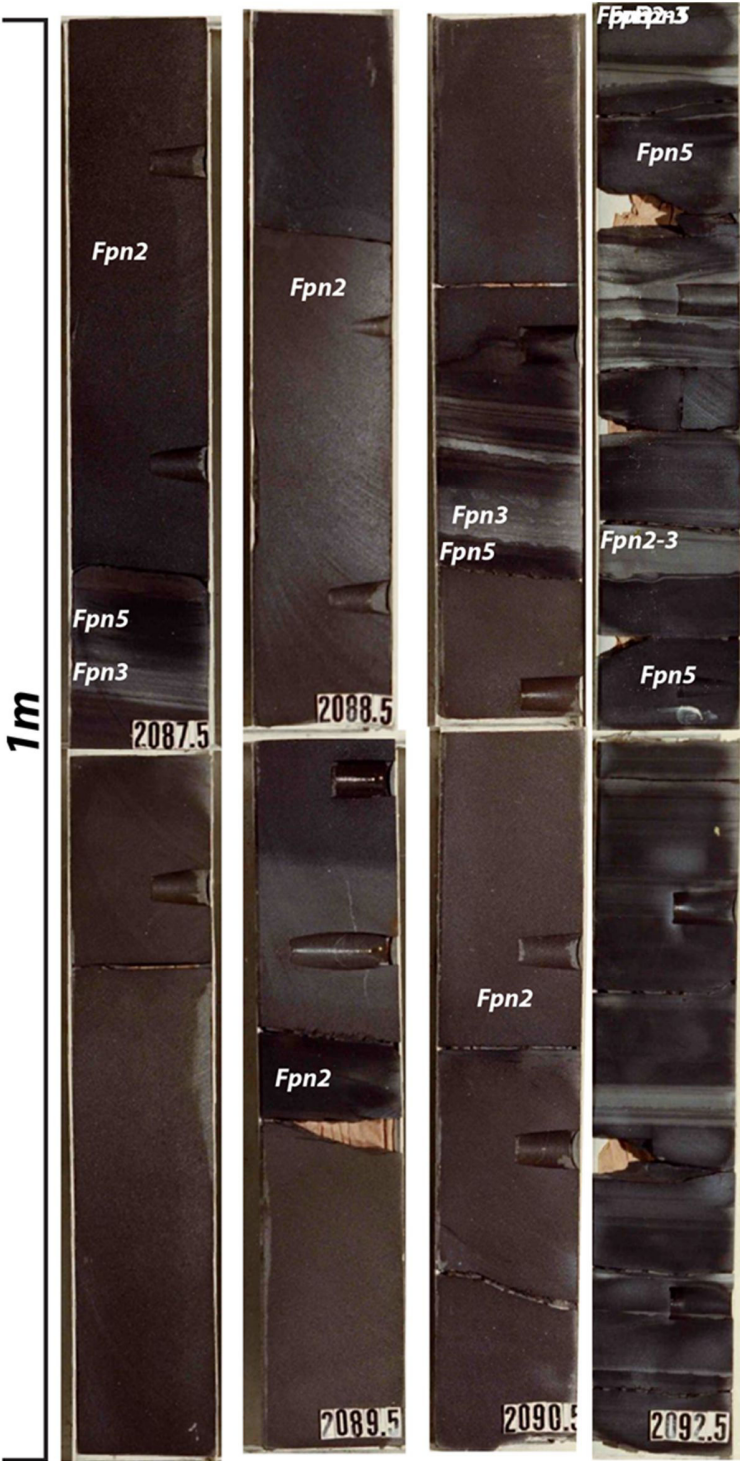


Figure IV. 5: Formation de Pointe Noire - association Afpn3

- ✚ Association de faciès **Af_{pn}4** : lobes turbiditiques distaux et rides contouritiques (Fig. IV.6)

Description :

L'association de faciès Af_{pn}4 est une alternance (1) de siltites à grès fins (épaisseur plurimillimétrique à pluricentimétrique), (2) de marnes gris sombre à noires à lits plurimillimétriques de siltites et (3) des marnes noires riches en matière organique, « rubanées » de lits millimétriques de siltites dolomitiques grises-beiges à beiges.

- Les silts à sables fins présentent deux associations de structures sédimentaires différentes :
 1. des lamines horizontales subplanes présentant de nombreuses évidences d'épaississements et amincissements de lamines ; les lamines résultent de variations progressives entre des silts micacés et des sables fins ; elles présentent les caractéristiques d'HCS (« HCS-like structures ») sans être associées à des litages de rides de vagues (Robin et al., 2008) ;
 2. des strates centimétriques lenticulaires résultant de rides de courants chevauchantes de type S (Allen, 1970) résultant d'un courant transportant sa charge sédimentaire exclusivement en suspension.
- Les marnes grises résultent de fines alternances millimétriques à centimétriques de marnes et de lits silteux horizontaux subplans, légèrement bioturbés (terriers horizontaux monospécifiques).
- Les marnes noires sont toujours riches en matière organique, souvent micacées et rarement bioturbées. Elles renferment souvent des nodules pyriteux (Fig.), des ostracodes et parfois des empreintes de poissons. Elles ont un aspect « varvé » caractéristique du fait de leurs alternances régulières avec des lits de dolomie silteuse.

Cette association de faciès présente des évidences de déformations synsédimentaires : surfaces de glissement et fractures.

Interprétation :

Comme pour l'association précédente, le processus à l'origine de ces fines alternances est discutable : courants de turbidité à basse densité ou circulation sous-lacustre.

Les marnes noires « varvées », riches en matière organique et en pyrite, traduisent un milieu lacustre profond anoxique comme cela avait déjà été reconnu par Harris et al. en 1994. Elles traduisent des processus allocycliques de variation de productivité phytoplanctonique dont la fréquence annuelle, décennale, centenaire ou millénaire est difficile à préciser.

Certains faciès (Fig. IV.6d) correspondent vraisemblablement à dépôts de courants de turbidité à basse densité (séquence dite de Stow et Shanmugam, 1980 ; Shanmugam, 2000), même s'ils présentent des formes lenticulaires résultant de rodes ce courant chevauchantes en phase, non prévues par le modèle de Stow & Shanmugam.

Nutz et al. (2015) décrivant la circulation sous-lacustre dans le lac Saint-Jean (Québec, Canada) publient des photos de carottes qui montrent (1) des alternances progressives entre des boues à accumulation de diatomées et des silts/sables fins (avec des grains grossiers dus au contexte glaciaire) bioturbées et (2) des alternances de boues et de sables (dominants) avec des épaisissements et amincissements de lamines (« HCS-like structures ») (Fig.IV.6a et c).

Nous proposons donc que cette association de faciès résulte de deux processus différents des turbidites à basse densité (lobes distaux) et des courants de fond lac induit par le cisaillement des vents de surface.

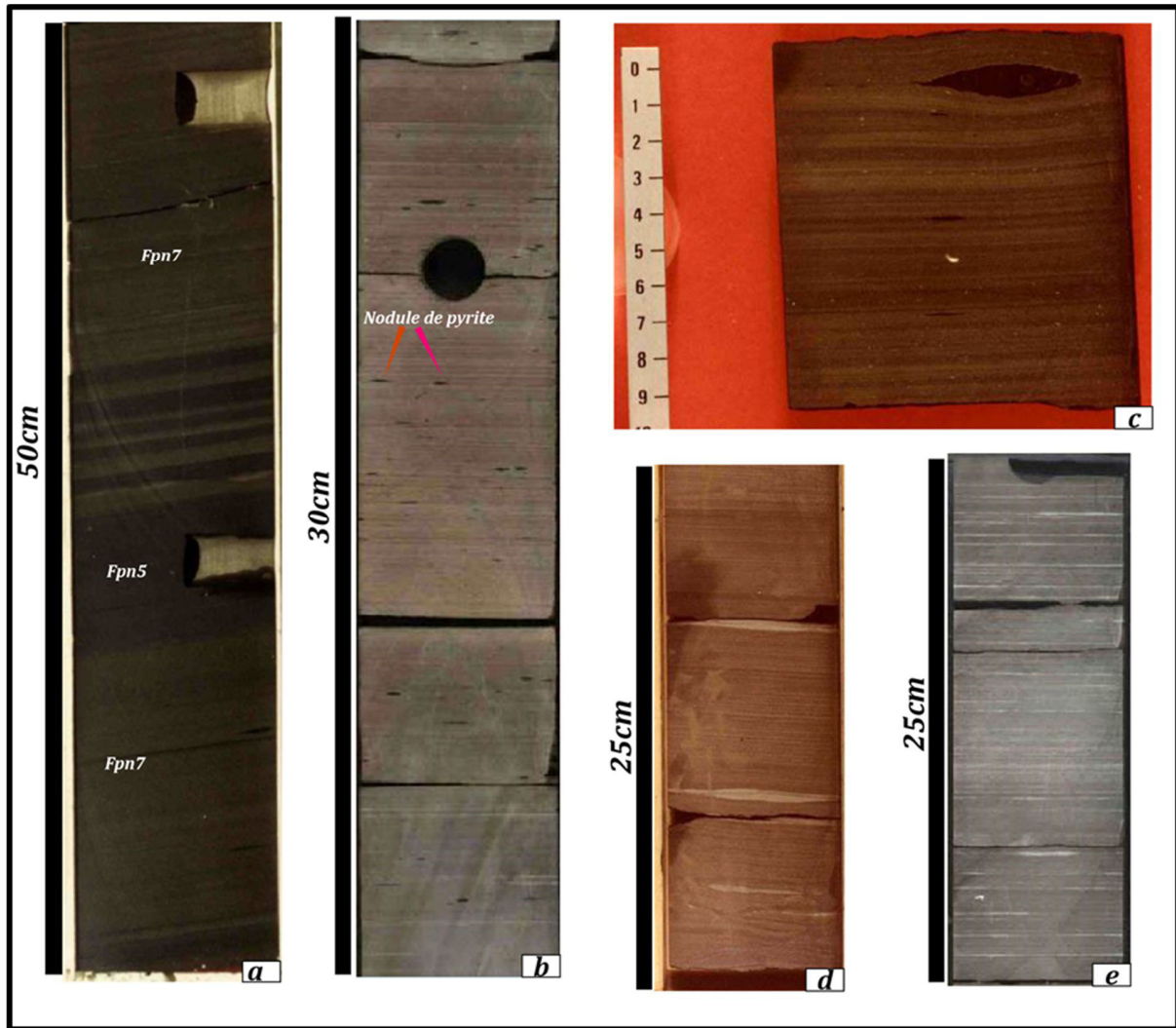


Figure IV. 6: Formation de Pointe Noire - association Afpn4 ; a) alternances argiles massive gri-sombrs à verte et des argililes silteuse gris finement laminées ; b et c) Argiles laminées à nodules de pyrite ; d et e) argiles à intercallations de siltsones gris-clairs

IV.3.2.2 Modèle de milieu de dépôt de la Formation de Pointe-Noire

Le modèle de dépôt de la Formation de Pointe-Noire est clairement celui d'un appareil gravitaire de type cônes sous-lacustres profonds (« deep-lacustrine fan ») comme l'atteste la présence de dépôts de coulées de débris (afpn1) et d'écoulements hyperconcentrés (afpn2 et 3 ?). Le type d'appareil et la question du rapport chenaux-lobes sont plus difficiles à déterminer. L'existence de vrais dépôts de lobes est discutable et attestée uniquement par de possibles dépôts de courant à basse densité. Il semble donc que cet appareil soit

principalement dominé par les faciès d'écoulements hyperconcentrés, vraisemblables remplissages de chenaux selon le modèle de Mutti (1992) pour lequel les faciès F représentent des remplissages de chenaux. Dans ce cas, le système turbiditique de la Formation de Pointe-Noire serait principalement réduit à des chenaux. Il appartiendrait, dans la classification de Reading et Richards (1994) aux systèmes riches en sables à sources multiples, ce qui est en accord avec les reconstitutions paléogéographiques effectués par Total.

La présence d'une circulation sous-lacustre profonde semble probable pour l'association de faciès Afpn4 par analogie avec les faciès décrits par Nutz et al. (2015) dans les lacs actuels. La source des sédiments et la question du remaniement partiel ou total des lobes turbiditiques demeurent en suspens.

IV.3.3 La Formation de Toca

La Formation de Toca est lithostratigraphiquement composée de trois unités de carbonate, communément appelées Toca 1, Toca2 et Toca3, qui sont interstratifiées dans les marnes de Pointe-Noire. Ces carbonates ont été décrits sur les puits DDKM-1, MDJM-1 et MAZM-1 situés à proximité du môle de Likouala (Fig.IV.7).

Du point de vue lithologiques et sédimentologique, la Formation de Toca se caractérise par une forte diversité d'environnements de dépôt et de grandes variations latérales de faciès.

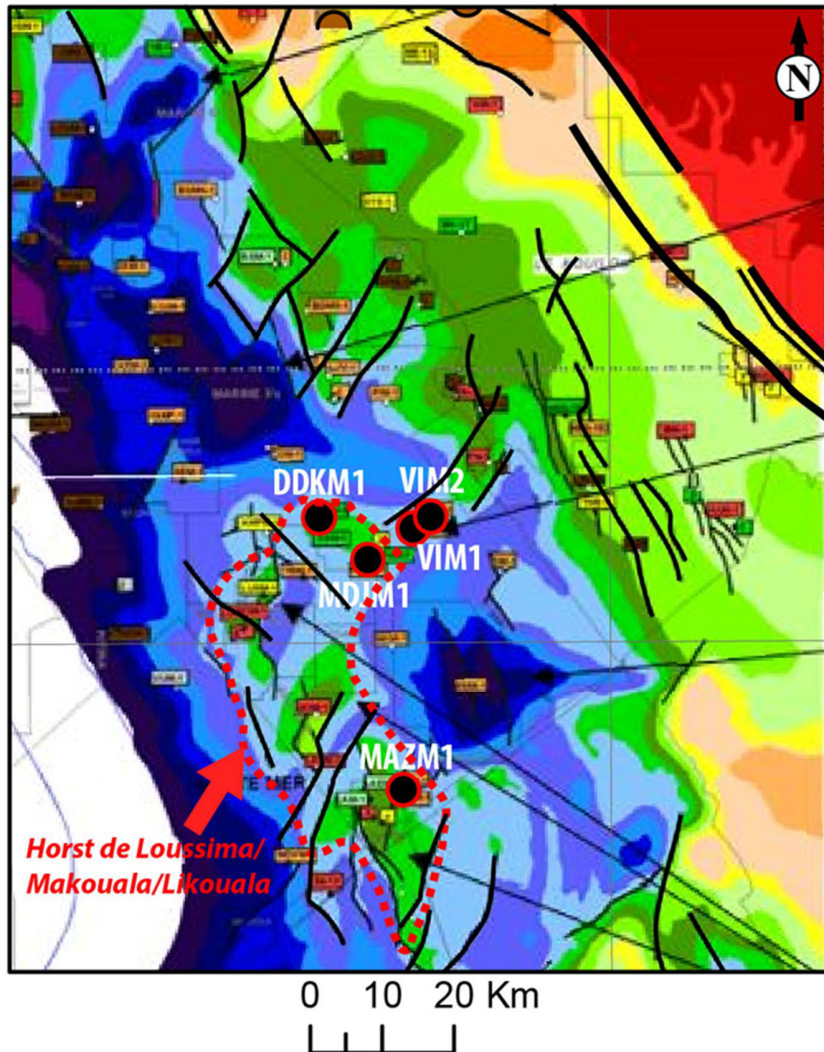


Figure IV. 7 : Localisation des puits de Toca

IV.3.3.1 Principaux faciès, association de faciès et processus dépôts

Douze faciès (dénommé Ftc1 à Ftc12, Tab. IV.2), regroupés en 7 associations de faciès, ont été définis.


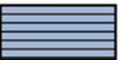












FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
AUTOCHTHONOUS AND PARAAUTOCHTHONOUS CARBONATE FACIES				
Brecciated micritic dolomite <i>(Ftc1)</i> 	Light-gray to gray-brown, dolomitized micrite, commonly brecciated and disrupted by desiccation cracks filled with ostracod or gastropod-rich grainstone	Thickness: 10-20 cm strata surfaces: sharp contacts Structure: parallel laminations and desiccation cracks	Bioturbation: none Fossil: Freshwater, ostracod and/or gastropod shells	Carbonate precipitation in low energy marginal environment periodically subaerially exposed
Algal laminated limestone <i>(Ftc2)</i> 	Thin-bedded and laminated algal grayish dolomudstones Laminated algal limestone showing the flat morphology of the stromatolites	Thickness: 10-20 cm strata surfaces: sharp contacts Structure: very small-scale flat laminar stromatolites,	Bioturbation: none Fossil: freshwater green or blue-green algae, ostracods	Carbonate precipitation and sediment binding in algae mats (stromatolite) under quiet marginal lacustrine environment
Massive intraclastic coquina <i>(Ftc3)</i> 	Light-gray to beige, gastropod or ostracod-rich wacke- to grainstone composed of abundant broken shells of gastropod or ostracod shells associated in places with micrite intraclasts and scarce oncolites	Amalgamated strata Thickness: 15-65 cm strata surfaces: sharp or erosive contacts Structure: massive (structureless)	No bioturbation Freshwater ostracod and/or gastropod shells	High energy marginal lacustrine environment
Massive oncolitic peloidal-limestone <i>(Ftc4)</i> 	Gray-brown to tan, unsorted, dolomitized, matrix-poor pack-to grainstone composed of abundant algal oncolites associated with pellets, micrite intraclasts and locally scarce pisolites and fragments shells of gastropods and/or ostracods	Amalgamated strata Thickness: 15-55 cm strata surfaces: sharp to erosive basal contact Structure: massive (structureless), vuggy	No bioturbation Freshwater ostracod and/or gastropod shells	Moderate to high energy, shoal or beach environment
Massive/ normally graded coquina <i>(Ftc5)</i> 	Light-gray or beige, matrix-poor, densely packed bivalve coquina (pack-to grainstone), often grading gradationally into sparse biomicrite with dispersed scarce bivalve fragments	Thickness: 05-50 cm strata surfaces: sharp base, sharp or gradational top Structure: massive or normal grading, skeletal biofabric arrangement and vuggy	Bioturbation: none Fossil: Freshwater, algal oncolids, ostracod and/or gastropod shells	Low to moderately-energy bench or near-shore environment
Massive micritic limestone <i>(Ftc6)</i> 	White to light-gray or beige, homogeneous dolomicrite commonly vuggy, with commonly thin shale bands	Amalgamated strata Thickness: 05-50 cm strata surfaces: sharp contacts Structure: massive (structureless), vuggy and bedding-parallel stylolites	Bioturbation: none Fossil: freshwater bivalv shells	Suspension fall-out of carbonate under quiet standing water

Table IV. 2; Description et interprétation des facies de la Formation de Toca

FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
RESEDIMENTED CARBONATE FACIES				
Matrix-supported conglomerate (Ftc7) 	Clasts: boulders to pebbles, angular to subrounded Clasts petrology: limestone rocks (micrite, biomicite and coquinas) and marlstone clasts Matrix: poorly-sorted oncoïd-bioclastic pack-grainstone Bimodal matrix-supported conglomerates	Thickness: 0.2-1.2 m Base strata: sharp to erosive base Structure: massive (disorganized fabric), marl rip-up clasts	Bioturbation: none Fossils: freshwater bivalve ostracod and gastropod fragments	Debris-flows to hyperconcentrated flows Subaqueous
Inversely graded muddy limestone (Ftc8) 	Gray-brown to beige, moderately to poorly sorted, oncoïd-bioclastic pack-to grainstone with marl clasts in the upper part of the bed	Thickness: 0.15-0.5 m Strata surfaces: sharp to erosive base and gradational top Structure: Inverse grading, marl rip-up clasts	Bioturbation: none Fossils: freshwater bivalve ostracod and gastropod shell fragments	Hyperconcentrated-flows or high-density turbidity flows Subaqueous
Normally graded muddy limestone (Ftc9) 	Gray, brown or beige, moderately to poorly sorted, bioclastic pack-to grainstone consisting of bioclastic debris, oncolites, scarce pisolite and abundant marl clasts in the lower part	Thickness: 15-60 cm Strata surfaces: sharp, erosive contacts Structure: normal grading, locally massive and marl rip-up clasts	Bioturbation: none Fossils: freshwater bivalve ostracod and gastropod shell fragments	Hyperconcentrated-flows or high-density turbidity flows Subaqueous
Massive/graded calcarenite (Ftc10) 	Light-gray or beige, moderated to well-sorted, medium to fine-grained calcarenites	Thickness: 0.05-0.25 m Strata surfaces: sharp to erosive base and gradational top Structure: Massive or faint normal grading, load and flame structures	Bioturbation: none Fossils: freshwater bivalve ostracod and gastropod shell fragments	High-density turbidity flows Subaqueous
Laminated calcisiltite (Ftc11) 	Light gray to beige, well-sorted silty calcarenite and calcisiltite	Thickness: 05-15 cm Strata surfaces: sharp contacts Structure: parallel laminations to small-scale cross-ripple lamination, convoluted lamination	Bioturbation: none Fossils: freshwater ostracods	Traction plus fallout from low-density turbidity flow Subaqueous
MARLSTONE FACIES				
Massive marls (Ftc12) 	Dark-gray to black, organic-rich marlstone and calcareous shales with pyrite nodules and coal debris	Thickness: 05-30 cm Strata surfaces: sharp base and sharp to gradational top Structure: massive to faint normal grading	Bioturbation: weak Fossils: freshwater ostracods	Suspension fallout from dilute low-density turbidity currents
Laminated marls (Ftc13) 	Pale gray to brown and black, organic-rich finely laminated marlstones, showing commonly, regular alternations of thin light-colored carbonate-rich and black-colored organic-rich laminae	Thickness: 03-50cm Strata surfaces: sharp base and sharp to gradational top Structure: parallel laminations and nonglacial varve like-laminations	Bioturbation: non Fossils: frequent freshwater ostracods and fish debris	Pelagic suspension settling in deeper anoxic lacustrine environments
Disrupted marls (Ftc14) 	Highly contorted, and steeply dipping massive or laminated organic-rich marlstones	Thickness: 10-50cm Strata surfaces: steeply dipping or deformed contacts Structure: convolute lamination, slump folds, faults	Bioturbation: non Fossils: frequent freshwater ostracods and fish debris	Muddy slumps Subaqueous

Tab. IV.2 : Description et interprétation des facies de la Formation de Toca (suite)

✚ Association de faciès **Aftc1** : plate-forme interne

Description :

L'association de faciès Aftc1 est une alternance de strates de calcaires parfois dolomitiques, à texture « mudstone » à « grainstone » et de marnes brunes. En terme rapport calcaire/argiles, les calcaires sont très dominants.

- Les calcaires à texture « packstone » à « grainstone » sont des calcaires bioclastiques (gastéropodes, bivalves, ostracodes) parfois dolomités (recristallisation) et plus rarement silicifiés, avec quelques petits oncolites et de rares lithoclastes (base de l'unité) et/ou intraclastes argileux. Aucune structure n'est décelable, leur conférant un aspect massif parfois vacuolaire (dolomitisation ?). Les calcaires non dolomités sont noduleux à matrice argileuse et micritique.
- Les calcaires à texture « mudstone » sont des calcaires micritiques plus ou moins dolomités à fentes de dessiccation (« mud cracks ») pouvant présenter des lits de gastéropodes.
- Les marnes brunes sont riches en matière organique.

Interprétation :

La présence de boues micritiques à fentes de dessiccation indique un milieu de plate-forme (lacustre) interne parfois émergée. Les lits de gastéropodes traduisent probablement une concentration par les tempêtes (effet de surcote type « storm washover » ou effet direct du déferlement des tempêtes).

Les textures « packstone » et « grainstone » traduisent un milieu plus ouvert avec des oncolites d'origine interne (voir l'interprétation de l'association de faciès Aftc2), des gastéropodes vivant possiblement dans la plate-forme interne et des bivalves vivant dans la plate-forme externe (voir l'interprétation de l'association de faciès Aftc2). La nature hétérolithique des faciès indique un dépôt par des processus épisodiques qui ne peuvent être en domaine carbonaté de plate-forme que les tempêtes. Le caractère massif de ce faciès pose la question du mécanisme : effet de surcote type « storm washover » (plate-forme interne) ou effet direct du déferlement des tempêtes (haut fond à la limite plates-formes internes et externes).

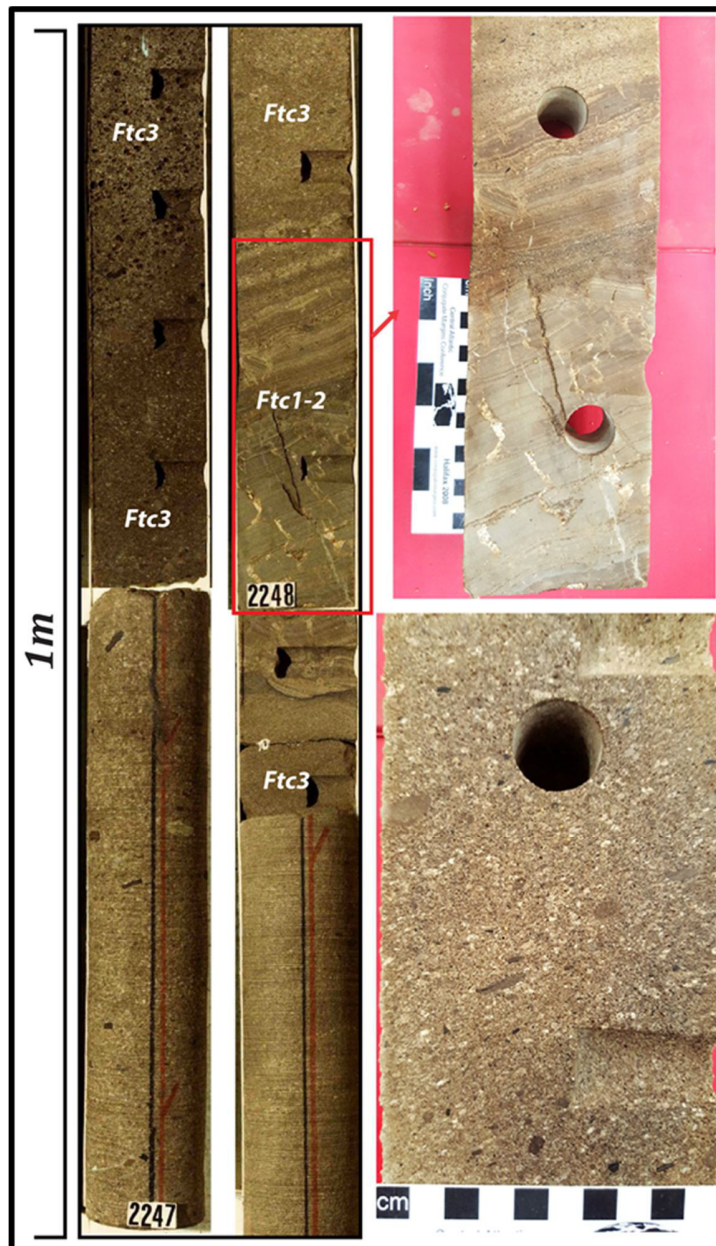


Figure IV. 7: Formation de Toca - association Aftc1, a) succession de calcaire bioclastique à gasteropod et ostracods, b) fentes de dessiccation remplies de calcite dans le calcaire mudstones, c) vue détaillée de calcaire bioclastique

✚ Association de faciès **Aftc2**: hauts fonds (« shoals ») oncolitiques

Description :

L'association de faciès Aftc2 est constituée de calcaires gris-bruns à beiges à oncolites.

Les calcaires ont une texture « packstone » à « grainstone ». Ils sont constitués d'oncolites de grande taille (dominant), de pellets, de clastes (calcaires micritiques, marnes dolomitiques) et parfois de quelques rares fragments de bioclastes (gastéropodes). La matrice est microsparitique. Ils peuvent être dolomités et silicifiés.

Ce faciès, lorsqu'il est constitué de « grainstones », est homolithique et est souvent organisé en séquences granocroissantes de l'ordre de la cinquantaine de centimètre d'épaisseur, tronquées à leur sommet par une surface d'érosion. Lorsqu'il présente une texture « packstone », la tendance est hétérolithique avec des strates séparées par de fins lits marneux.

Interprétation :

La production d'oncolites dans les lacs est associée à des tapis microbiens de type stromatolites dans des baies peu profondes sub-émergées de bord des lacs (Dixit, 1984 ; Davaux et Girardclos, 2001) souvent contrôlé dans le cas des rifts (Hargrave et al., 2014) ou toute zone tectoniquement active (Renaut et al., 1996) par des venues hydrothermales formant des sources chaudes.

La texture de type « packstone » à « grainstone » traduit une concentration par des processus hydrodynamiques après leur formation, qui ne peuvent dans le cas des lacs n'être que les vagues, de beau temps ou de tempêtes.

Le caractère homolithique de ces dépôts suppose un processus permanent et non épisodique : il s'agit donc de dépôts de vagues de beau temps. La texture « grainstone » suppose de fortes vitesses d'écoulement (« haute énergie »). Le milieu est donc soit celui d'une plage lacustre ou d'un haut fond littoral, ce que conforte la tendance grano-croissante de ces dépôts. La surface d'érosion sommitale pourrait traduire à l'échelle de paraséquences/unités génétiques, des surfaces de ravinement.

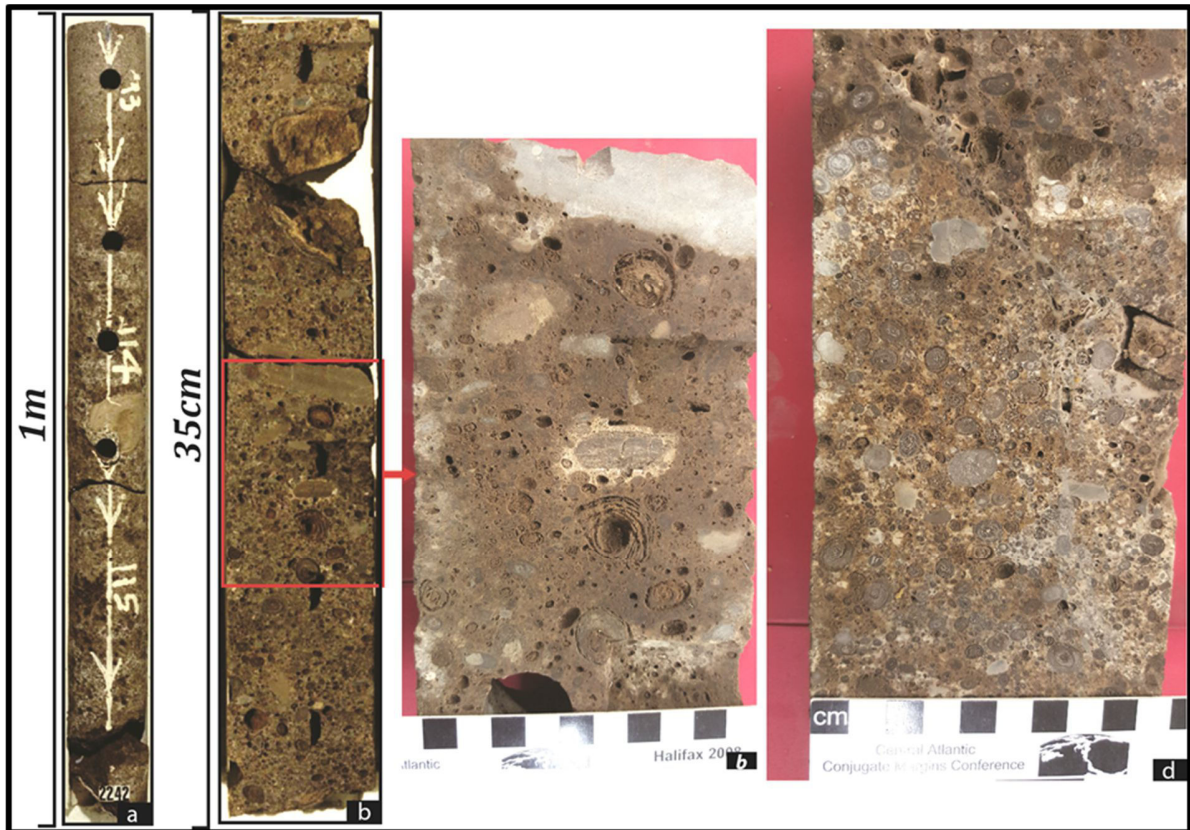


Figure IV. 8: Formation de Toca - association Aftc2 ; a) succession de bancs massif de calcaire oncolithique, b,c et d) Calcaire oncolithique à intraclastes carbonatés

✚ Association de faciès **Aftc3**: Plate-forme externe

Description :

L'association de faciès Aftc3 est une alternance de calcaires bioclastiques à bivalves et de marnes. En terme rapport calcaire/argiles, le rapport est équilibré ou les calcaires sont dominants.

- Les calcaires bioclastiques ont des textures « packstones » (lumachelles - coquilles désarticulées) à « grainstones » (coquilles brisées) résultant de l'accumulation de lamellibranches de type Unio. Ces calcaires bioclastiques sont fortement cimentés (microsparite). Ils sont parfois entrecoupés par des accumulations de Microcodium.
- Les marnes peuvent passer à des calcaires micritiques.

Interprétation :

La production de lamellibranches de type Unio, organismes filtreurs semi-enfouis dans le sédiment, suppose d'avoir un mouvement d'eau significatif au-dessus de leur milieu de vie

(ils vivent actuellement principalement en rivières). Ils ont donc vécu en milieu lacustre ouvert peu profond, seul à même de garantir un mouvement d'eau régulier nécessaire au filtrage par les Unios (probablement ici les vagues de beau temps et la dérive littorale associée).

Leur transport, désarticulation, puis bris en particules sableuses suppose implique un transport par des écoulements de vitesse élevée, de faible durée pour la désarticulation des coquilles, de longue durée ou multiples pour le bris.

Le caractère hétérolitique de ces dépôts peu profonds suppose un processus épisodique ou permanent: il s'agit donc de dépôts de vagues de tempêtes. La présence de *Microcodium* indique une émergence (Freytet et Plaziat, 1982), même si la nature rhizolithique (sol) ou bactérienne est toujours discutée (Kabanov et al., 2008 pour une revue de la question).

Il s'agit de dépôts de plate-forme lacustre mixte terrigène-carbonatée, peu profonde (rampe bioclastique proximale), dominée par les tempêtes (Aigner, 1985) soumis à des émergences périodiques à la faveur de la baisse du niveau du lac.

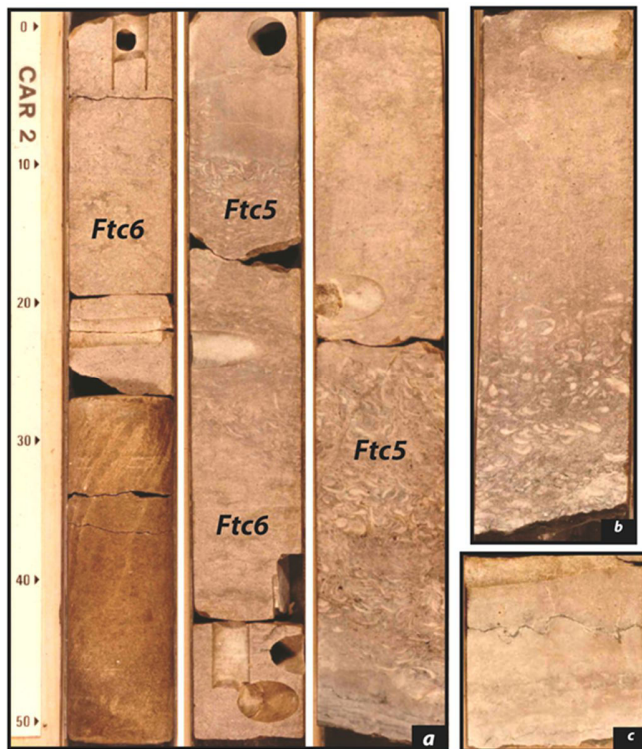


Figure IV. 9: Formation de Toca - association Aftc3 ; a) alternances de calcaire coquillés (« coquinas ») et de calcaire micritique ; b) calcaire coquillés passant graduellement vers le haut à un calcaire micritique ; c) Joint de stylolite dans les calcaires micritiques

✚ Association de faciès **Aftc4** : Pied de pente (glissements) (Fig. IV.10)

Description :

L'association de faciès Aftc4 est caractérisée par des alternances de différentes lithologies fortement inclinées jusqu'à presque 35°, alors que les strates encadrantes sont subhorizontales. L'épaisseur maximale des couches déformées est de 4 m.

- Les sables très grossiers à granules et galets, sont constitués de bioclastes brisés. Les galets sont des intraclastes subanguleux constitués des argiles et marnes encadrantes. Ils sont massifs, sans structures. Leurs bases et sommets sont nette érosifs. La surface sommitale peut-être ultérieurement bioturbée.
- Les marnes sont des alternances centimétriques à pluricentimétriques d'argiles noires à gris sombre ou de marnes avec des strates calcaires (sables bioclastiques fins) à lamines horizontales parallèles. Certains niveaux sont bioturbés.

Le pendage moyen est de 10 à 25° avec de nombreuses évidences de petites failles et de décollement syn-sédimentaires (échelle carotte), jusqu'à générer des brèches de décollement syn-sédimentaire. Certains sables bioclastiques grossiers forment des dykes syn-dépôts.

Interprétation :

Le caractère syn-sédimentaire de ces déformations est attesté par (1) l'encadrement par des couches horizontales de la zone déformée, (2) l'absence de niveaux de décollement post-dépôts et surtout (3) l'existence de failles/fractures syn-sédimentaires contemporaines de la déformation d'échelle plurimétrique. Il s'agit donc de glissements, comme l'atteste l'existence de niveaux de décollements, le long d'une pente sous-lacustre.

Les sables grossiers massifs à granules résultent d'écoulements gravitaires hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001) avec des évidences de transit (« by-pass ») indiqués par la surface d'érosion sommitale. Ces dépôts s'effectuent plutôt en pied de pente ou sur le glaciaire, ce qui pose la question des déformations, (i) simplement glissement sur le pied d'une pente ou (ii) forçage par la déformation avec surrection d'un domaine de glaciaire suivie de glissements.

✚ Association de Faciès **Aftc5** : écoulement de débris carbonatés (Fig. IV.10)

Description :

L'association de faciès Aftc5 est une alternance de conglomérats carbonatés en banc massifs, amalgamés, surmonté parfois par de calcaires dolomitiques massifs passant aux marnes gris-sombre à vert foncées.

- Les calcaires conglomératiques sont des conglomérats portés par la matrice (« matrix supported conglomerates »). Les clastes sont anguleux à subanguleux. Ils atteignent parfois jusqu'à 40cm de diamètre. Ils sont constitués de calcaires micritiques ou recristallisés (sparitique), de calcaires bioclastiques (texture « packstone » à « grainstone » à lamellibranches et plus rarement à oncolites) et des marnes (éléments anguleux, allongés et parfois déformés). Ces conglomérats s'organisent en bancs tabulaires, pluridécimétriques, avec des surfaces de base de banc abruptes et érosives.
- Les marnes sont riches en matière organique.

Ces faciès s'organisent généralement en séquences grano-décroissantes, pluridécimétriques à métriques.

Interprétation :

Comme pour l'association de faciès Afpn1, ces conglomérats à matrice dominante (Walker, 1975) résultent d'écoulement gravitaires laminaires de types coulées de débris (« debris flows », Middleton et Hampton, 1976) et traduisent donc un environnement présentant en amont des pentes pour pouvoir mettre en mouvement ces processus gravitaires (Hampton, 1979). Ils correspondent au faciès F1 et surtout F2 de Mutti (1992).

Ces dépôts sont alimentés par la destruction une plate-forme carbonatée produisant des bioclastes, des oncolites et des boues carbonatées.

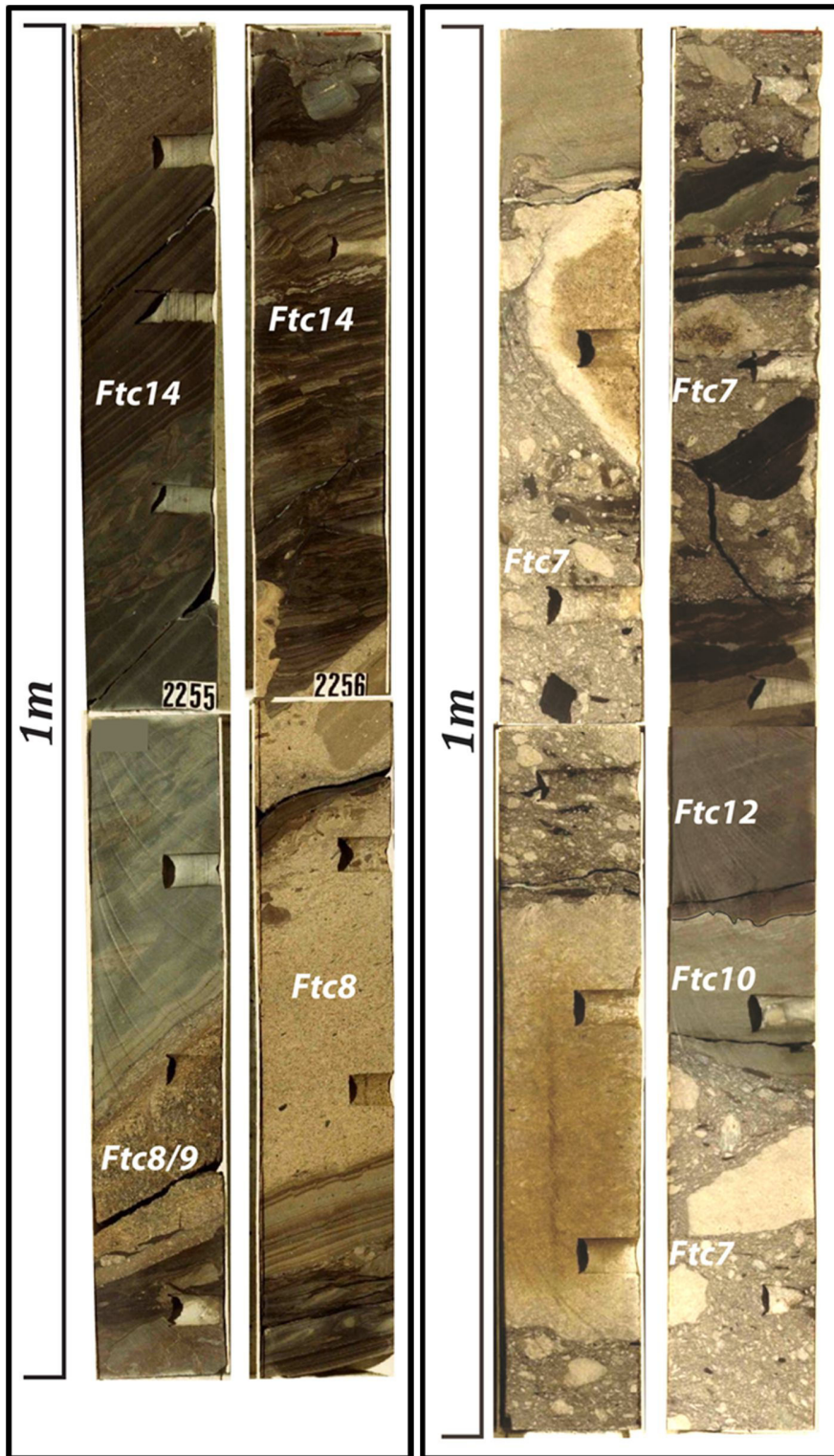


Figure IV. 10: Formation de Toca - association Aftc4 (à gauche) et association Aftc5 (à droite)

✚ Association de faciès **Aftc6** : écoulements gravitaires hyperconcentrés – chenaux ?

Description :

L'association de faciès Aftc6 est une alternance de calcaires bioclastiques à oncolites, brun à beige, à intraclastes marneux et de marnes (Fig IV.11).

- Les calcaires, parfois dolomitiques, ont une texture « packstone » à « grainstone ». Ils sont composés des fragments bioclastiques (bivalves, gastéropodes et ostracodes) avec quelques oncolites. Ils sont mal triés. Ces sables bioclastiques constituent la matrice relative d'intraclastes marneux (Fig.), anguleux à subarrondis, de tailles comprises entre quelques millimètres et 15cm. Les intraclastes, surtout concentrés à la partie inférieure des bancs, sont souvent alignés en lits mimant des lamines planes ou obliques. Ces calcaires forment des bancs épais à surfaces basales érosives.

Ces strates calcaires s'organisent en séquences strato- et grano-décroissantes d'épaisseur pluridécimétrique à métrique.

Interprétation :

Ces bancs massifs grossiers à nombreux intraclastes organisés en lits/ « lamines » appartiennent à la grande famille des écoulement hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001).

Le caractère homolithique de ces faciès suggère des dépôts de remplissage de chenaux dont les intraclastes proviendrait de l'érosion des marges des chenaux.

✚ Association de faciès **Aftc7** : écoulements gravitaires – interchenaux ?

Description :

L'association de faciès Aftc7 est une alternance de sables bioclastiques et de marnes noires (Fig IV.11). Le rapport sable/argile varie depuis des valeurs proches de 1 jusqu'à des faciès très largement dominé par les marnes.

- Les calcaires bioclastiques (0,5-10cm d'épaisseur) sont des sables moyens à fins, plutôt bien classés. Les textures vont de « grainstones » à des « wackestones ». Les bioclastes brisés sont des gastéropodes et des ostracodes. Quelques oncolites et intraclastes argileux ont été reconnus. Le litage des strates correspond à des lamines horizontales subplanes (ondulations de grande longueur d'onde). Le contact de base de strate est soit

net (avec possibilité de figures de charge), soit progressif. Le fait remarquable est l'existence quasi-systématique de surfaces d'érosion sommitales des strates. Les strates les plus fines peuvent être granoclassées.

- Les marnes peuvent être silteuses (rapport $S/A=1$) ou argileuses noires (rapport $S/A < 1$) sont très riches en matière organique avec de COT atteignant environ 20 %. La matière organique est essentiellement sapropélique,

Interprétation:

La présence de granoclassements indique qu'il s'agit d'écoulement gravitaires.

Néanmoins, ces strates ne présentent pas les séquences typiques de figures sédimentaires de type Bouma (Bouma, 1962) ou Stow (Stow & Shanmugam, 1980). Les strates ne sont constituées que d'un seul type de litage : lamines subplanes ou litages de rides de courant en traction pure. La présence de surfaces d'érosion sommitale systématiques au sommet des strates, indique une zone de transit (« by-pass ») avec des écoulements qui ne déposent aucune charge sédimentaire, érodant les sédiments sous-jacents.

Ces faciès appartiennent à la famille des turbidites peu épaisses (« thin-bedded turbidites ») de Mutti (1977). Les figures sédimentaires ci-dessus sont caractéristiques des faciès interchenaux tels que définis par Mutti.

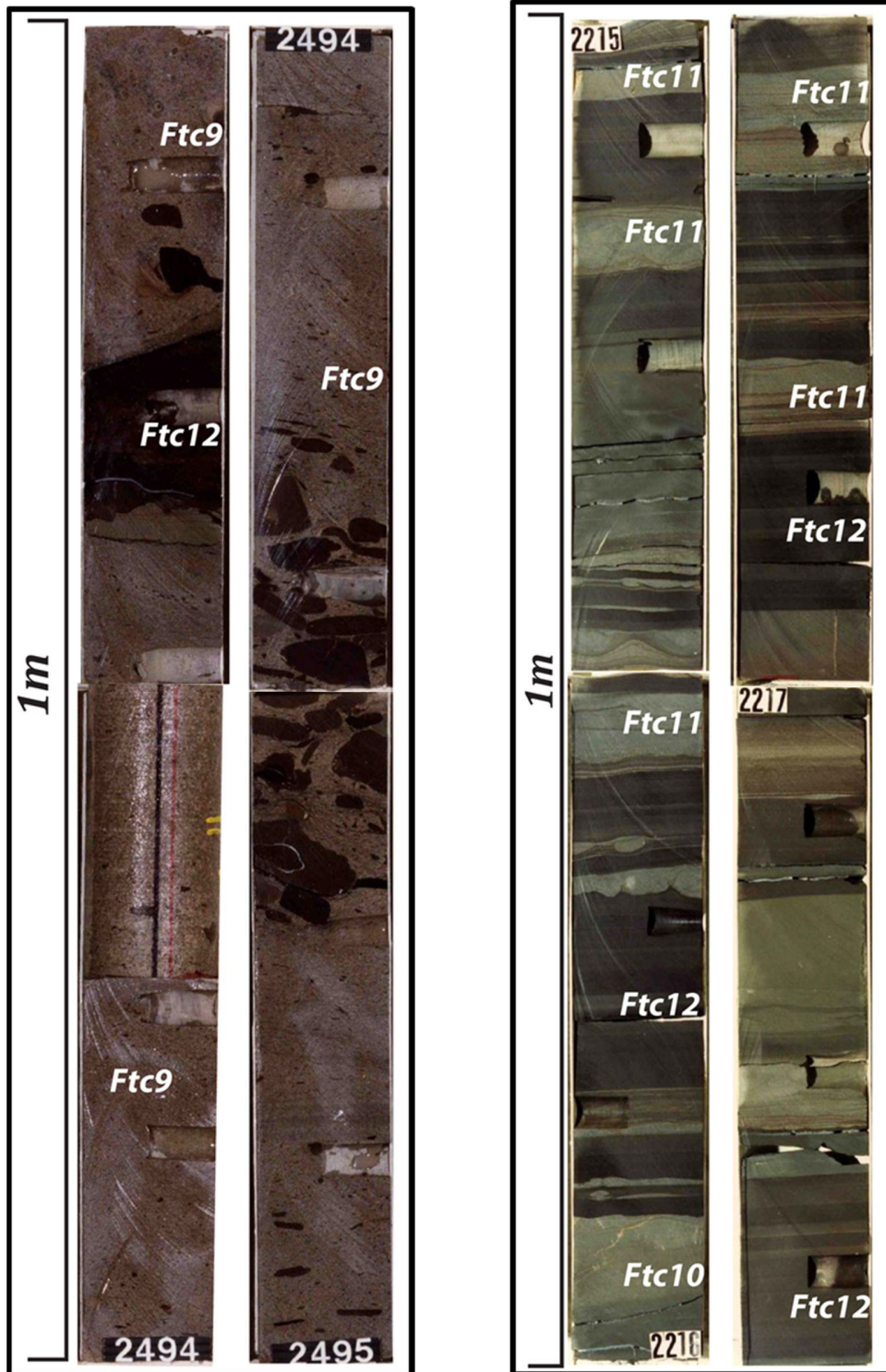


Figure IV. 11: Formation de Toca - association Aftc6 (à gauche) et association Aftc7 (à droite)

IV.3.3.2 Modèle de milieu de dépôt de la Formation de Toca

Le modèle de dépôt de la Formation de Toca est celui d'un système carbonaté complet, depuis les zones de production de carbonates sur la plate-forme jusqu'à leur resédimentation par des processus gravitaires dans la partie profonde du lac. Le système turbiditique semble réduit à des chenaux.

La plate-forme carbonatée comporte trois ensembles, (i) une plate-forme interne de type baie lacustre pouvant être temporairement immergée, (ii) des hauts-fonds pouvant être temporairement immergée (*Microcodium*) et (iii) une rampe carbonatée externe. La taille et la configuration paléogéographique de ce système ne peuvent-être précisées avec les données disponibles. Les producteurs de carbonates sont des oncolites et des gastéropodes (plate-forme interne) et des lamellibranches de type *Unio* (plate-forme externe).

IV.3.4 Formation de Pointe-Indienne

La Formation de Pointe-Indienne, d'âge Barrémien supérieur, est une épaisse série sédimentaire mixte à dominante argilo-gréseuse, atteignant jusqu'à 10.000 m d'épaisseur. La Formation de Pointe-Indienne est décomposée en trois membres superposés:

- Le Membre des Grès de Mengo,
- Le Membre des Argiles de Pointe-Indienne (*sensu stricto*),
- Le Membre des Sables de Tchibota.

IV.3.4.1 . Le Membre des Grès de **Mengo**

Le Membre des Grès de Mengo est constitué de 100 à 250m d'alternances d'argilites et de grès, d'extension latérale assez réduite. Ils ont été décrits dans les puits Kun 1, Men 1bis, Men 101, Men 102 et Men 103 (Fig.).

IV.3.4.1.1 Analyse de faciès, association de faciès et environnements de dépôt

Onze faciès sédimentaires, regroupés en six principales associations de faciès (appelées Afm1 à Afm5), ont été définis







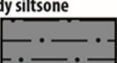
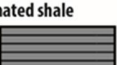
FACIES TYPE	Grain-size and Texture	Sedimentary structures	Biological content	PROCESSES ENVIRONMENT
Matrix-supported conglomerate (Fm1) 	Clasts : Pebble to cobble, angular to subangular sandstones and shale clastes Matrix : Medium to coarse-grained, poorly sorted sandstone Bimodal poorly sorted matrix-dominated	10 to 30 cm-thick beds, tabular beds Massive, disorganized fabric, sharp irregular or erosive contacts, shale rip-up clasts, shale and sand injections	none	Debris-flows to hyperconcentrated flows Subaqueous
Shale burring sandstone (Fm2) 	Brown-gray to beige, coarse to fine-grained, moderately to poorly sorted sandstones containing abundant floating shales clasts (commonly contorted and stretched)	10 to 40 cm-thick beds, tabular bedding massive to normally graded, sharp irregular contacts, slumped or contorted shale clasts, load-casts and common shale or sandstone injections	bioturbation	Sandy debris-flows to hyperconcentrated flows Subaqueous
Massive to crudely stratified sandstones (Fm3) 	Brown-gray to beige, medium to very coarse-grained, moderately to poorly sorted, sandstones with floating quartz granules and scarce shale clasts	10 to 50 cm-thick beds, horizontal bedding massive or horizontal laminations, sharp to erosive bases, sharp to gradational tops, flute casts, shale rip-up clast, dewatering structures	bioturbation	Hyperconcentrated flows or high-density turbidity currents Subaqueous
Graded sandstones (Fm4) 	Brown-gray to beige, coarse to fine-grained, moderately to poorly sorted, weakly to intensely bioturbated, sandstone to muddy sandstones with commonly floating quartz granules and occasional shale clasts	10 to 50 cm-thick beds, horizontal beddings Normal grading, sharp to erosive base, gradational to sharp tops, flute casts, shale rip-up clast, dish, load and flame structures and injectites	bioturbation	High-density turbidity currents Subaqueous
Planar-laminated sandstone (Fm5) 	Brown-gray and white, moderately to well sorted, medium to fine-grained sandstones or siltstones	02 to 35 cm-thick beds, tabular bedding Planar-lamination, sharp contacts, load structures and occasional dewatering structures	bioturbation	Traction or traction plus fallout from low-density turbidity currents
Rippled-laminated sandstone (Fm6) 	Light-gray or beige, moderately to well sorted, siltstones to fine-grained sandstones	02 to 15 cm-thick beds, tabular to lenticular beds, climbing cross-stratification, conolute laminations	non	Traction plus fallout from low-density turbidity currents
Massive to graded muddy siltstone (Fm7) 	Dark to brown-gray or brown-green, weakly to highly bioturbated shaly siltstones to silty shales, with common sand balls	2 to 25 cm-thick beds, tabular beds Massive or normal grading, sharp abrupt bases, sharp to gradational tops, sand-balls and injections	bioturbation	Suspension fallout from dilute silt-mud low-density turbidity currents
Massive to finely laminated shale (Fm8) 	Dark-gray or brown-green, weakly to highly bioturbated shale containing pyrite, and frequent siltstones injections	10 to 65 cm-thick beds, tabular beds Finely planar laminations or varved-like couplets	bioturbation	Hemipelagic suspension fallout

Table IV. 3: Description et interprétation des facies du Membre de Mengo

✚ Association de Faciès **Afm1** : chenaux turbiditiques en pied de pente

Description :

L'association de faciès **Afm1** est une alternance (1) de conglomérats sableux (Fm1), (2) des grès hétérogranulaires, grossiers à très grossiers à fins à moyens et (3) d'argilites silteuses. Les conglomérats et grès sont dominants (Sables+Conglomérats >> Argiles+Silts).

- Les **conglomérats sableux** (Fm1) sont constitués de galets plurimillimétriques à centimétriques de grès carbonatés subanguleux à anguleux et d'argile gris-sombre (intraclastes) portés par une matrice de sables grossiers à granules de quartz, mal classés et non granoclassés. Ils sont sans structures, à surface basale abrupte érosive.
- Les **grès**, gris-brun à beiges, sont constitués de quartz, de feldspaths et de micas. Ils sont mal classés, hétérogranulaires. Ce sont soit (i) des sables grossiers à très grossiers, à granules de quartz blancs subanguleux à arrondis et à galets d'argiles allongées et/ou contournées flottant dans la matrice sableuse, sans structures (Fm2 et Fm3), soit (ii) des sables homogènes, fins à moyens, massifs à litages, présentant des évidences de déformations syn-sédimentaires et des échappements de fluides avec injections. Le litage est constitué de lamines horizontales subparallèles, plus ou moins frustes, marquées parfois par des lits de granules de quartz.
- Les **argilites silteuses** sont légèrement bioturbées par des terriers horizontaux.

Interprétation :

Ces conglomérats sableux à matrice dominante, à base nette, traduisent des écoulements épisodiques gravitaires de type écoulements de débris déjà décrits pour les associations de faciès Afpn1 et Aftc5.

A la différence des faciès d'écoulements de débris déjà décrits, la distinction matrice claste devient clastes est moins marquée et le passage à des écoulements portés par des grains (allant de sables grossiers, granules à galets infra-centimétriques) est fréquent. Il s'agit donc d'un passage entre des écoulements de débris matures à des écoulements hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001), soit le passage de faciès F2 à F4-5 de Mutti (1992). Les écoulements sont érosifs comme le montre la présence de nombreux intraclastes d'argiles silteuses.

La présence de nombreuses figures de déformation syn-sédimentaires et d'injectites, suggèrent des remplissages de chenaux distaux proches de la pente.

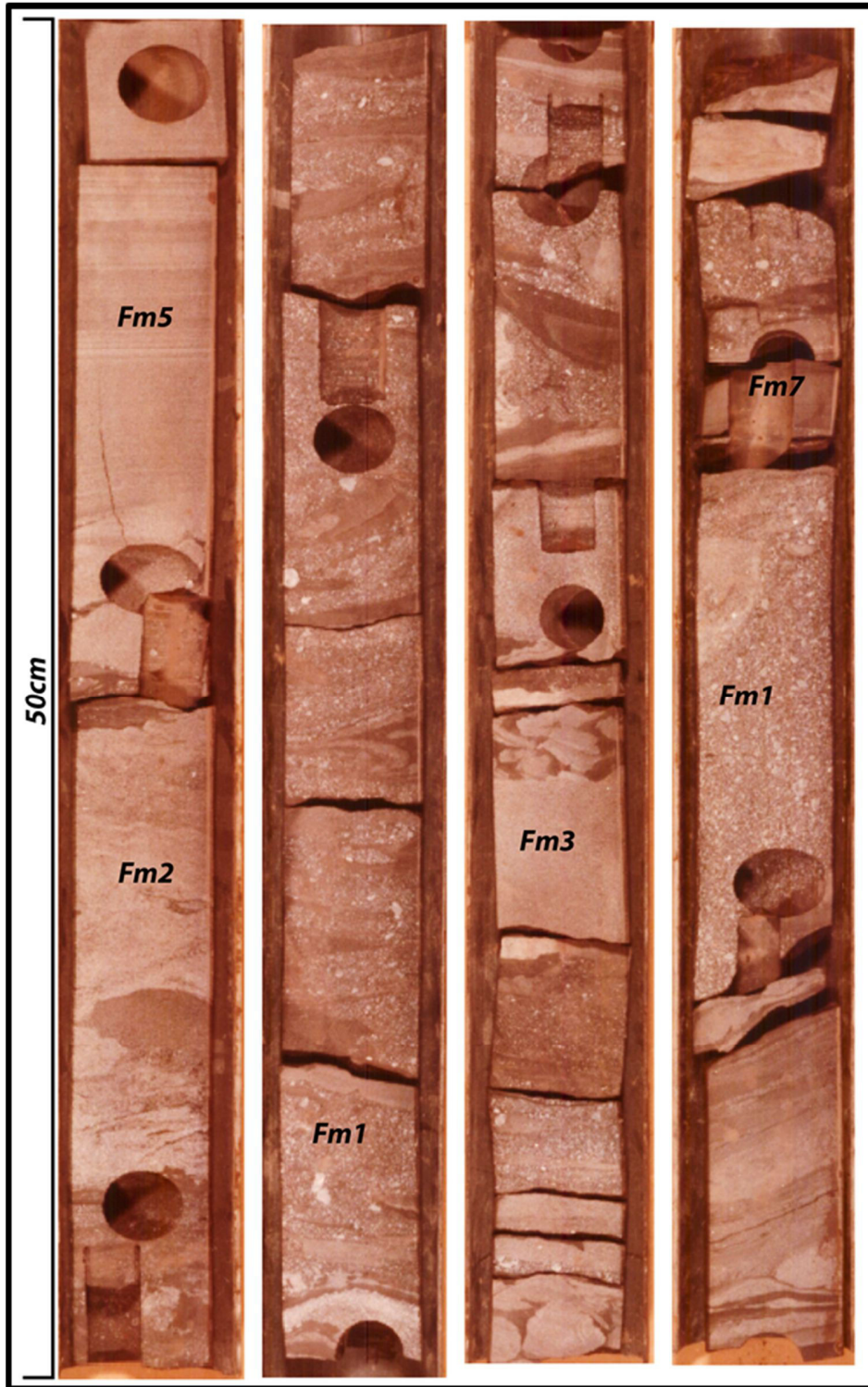


Figure IV. 12: Membre de Mango- association de faciès Afm1

✚ Association de faciès **Afm2** : chenaux turbiditiques – transition avec les lobes

Description :

L'association de faciès **Afm2** (Fig.), globalement homolithique, consiste en un empilement de strates (1) de grès, gris-brun à beige, moyens à grossiers à granules, amalgamés, formant généralement des séquences strato-grano-décroissantes pluridécimétriques à métriques et (2) d'un ensemble plus hétérolithique de grès fins à moyens à lits d'argiles silto-micacées.

- Les **grès moyens à grossiers à granules**, sont constitués de quartz, feldspaths et micas (micas noirs et muscovite). Les grains sont subanguleux à subarrondis. Les sables sont mal classés, avec souvent (i) des granules de quartz flottant dans une matrice relative constituée des sables moyens à grossiers et (ii) des intraclastes argilo-silteux, gris-sombre à vert-foncé, très anguleux, allongés (« clay ships ») et souvent déformés (Fm2). Certains de ces intraclastes proviennent du remaniement in situ d'alternances d'argiles d'épaisseur millimétriques lenticulaires et des strates centimétriques de sables grossiers à granules. Certaines strates sableuses d'épaisseur décimétrique, sont granoclassées normales et délimitées à leur base par une surface d'érosion (Fm3).
- Les **grès fins à moyens** (Fm4), plutôt bien classés, sont fréquemment alternants avec des interstrates argilo-silteuses. Ils sont massifs, à litages de lamines horizontales subplanes parallèles ou à litages de rides de courant en traction. Ces grès peuvent être complètement bioturbés. Les alternances hétérolithiques peuvent être bioturbées et déformées (charge verticale).

Interprétation :

Les sables grossiers à granules résultent d'écoulements gravitaires hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001 – faciès F5 de Mutti, 1992). Ils sont l'évolution distale des faciès de l'association précédente Afm1. La présence de faciès granoclassés (Fm3) conforte cette interprétation et marqua la transition vers des courants de turbidité à moyenne densité.

Le fait remarquable est la présence de faciès de transit (« by-pass ») que constituent les alternances d'argiles d'épaisseur millimétriques lenticulaires et des strates centimétriques de sables grossiers à granules.

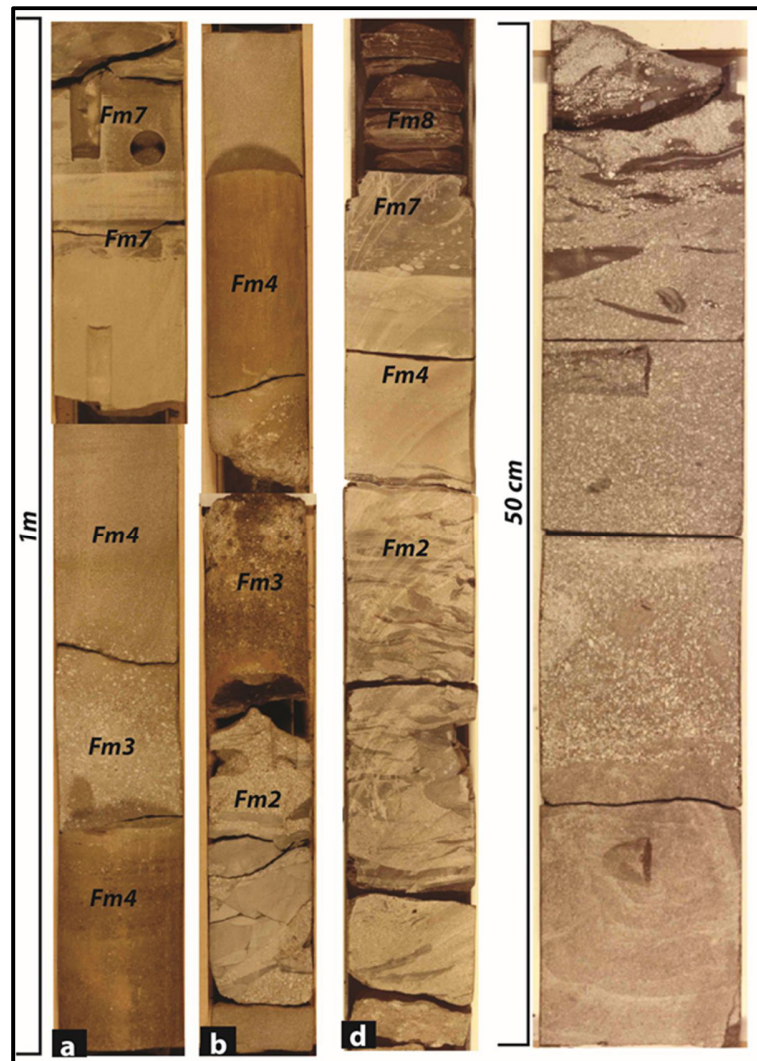


Figure IV. 13: Membre de Mango- association de faciès Afm2, a) empilement de bancs de grès massif à granoclassé à granules de quartz, b) Empliment de grès massifs, avec des galets d'argiles à la base ; d) grès à galets d'argiles déformés surmonté par des argiles massive bioturbées ; c) Grès massif avec des galets d'argiles au sommet

✚ Association de faciès **Afm3** : bordure de chenaux

Description :

L'association de faciès Afm3 est hétérolithique, constituée d'alternances régulières centimétriques d'argilites silto-micacées, gris-sombre à noires et de grès grossiers à fins. Les grès sont massifs ou à lamines horizontales frustes ou marquées subplanes, souvent avec une surface d'érosion au sommet des strates.

L'ensemble est déformé d'une manière syn-sédimentaire avec des évidences d'injections.

Interprétation:

Cette association de faciès appartient au groupe des turbidites peu épaisses (« thin-bedded turbidites ») de Mutti (1977) déjà mentionné.

La granulométrie grossière de ces dépôts hétérolithiques, ainsi que la présence de nombreuses figures de déformations syn-sédimentaires permet de les attribuer à des faciès de transition chenaux – levées.

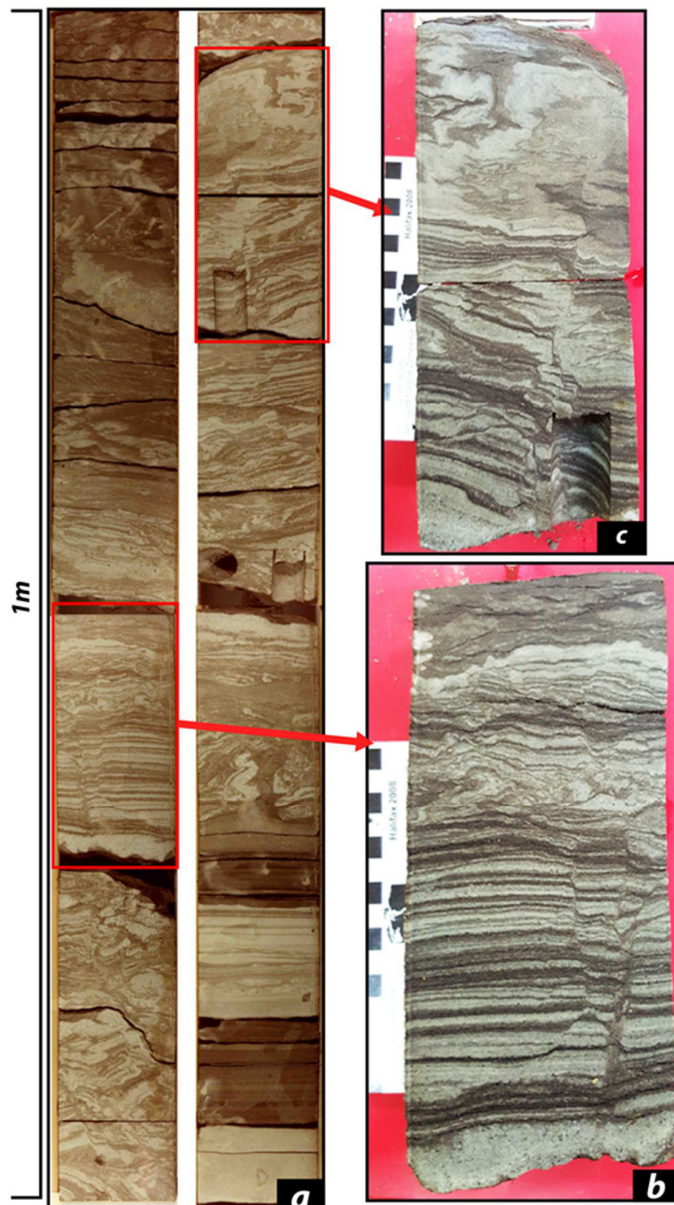


Figure IV. 14: Membre de Mango- association de faciès Afm3

✚ Association de faciès **Afm4** : lobes turbiditiques médians

Description :

L'association de faciès **Afm4** est une alternance de grès grossiers à moyens à granules, de grès moyens à fins et d'argilites silteuses. En termes de rapport Sables/Argiles, les Sables sont dominants (60-70%).

- Les grès **grossiers à moyens à granules**, mal classés, sont soit (i) massifs sans structure, (ii) à granoclassement normal ou (iii) à granoclassement inverse avec une surface d'érosion sommitale.
- Les grès **moyens à fins**, bien classés, présentent fréquemment un granoclassement. Les litages sont (i) des lamines horizontales planes frustes marqués par des lamines de sables grossiers, (ii) des lamines horizontales subplanes avec des interlamines micacées et (iii) un litage de rides de courant. Ce dernier est caractérisé par des « rides en peigne » (« fading ripples ») montrant des évolutions récurrentes (« pulsations ») de rides en traction puis en suspension type S (Allen, 1970). Ces rides peuvent être drapées par des lamines de sables fins et de silts.
- Les **argilites silteuses**, micacées, gris-sombre à vertes, sont souvent bioturbées.

Interprétation :

Cette association de faciès hétérolithiques présente des séquences de structures sédimentaires caractéristiques des séquences de Bouma, résultat de courants de turbidité à moyenne densité (Bouma, 1962 ; Mutti, 1992). La séquence de Bouma est caractéristique des lobes turbiditiques (Walker, 1978 ; Shanmugam, 2016).

La présence de sables grossiers à granules, à granoclassements inverses et à surface d'érosion sommitale, traduit l'existence de tapis de traction (granoclassement inverse) de courants de turbidité à haute densité (Lowe, 1982) dans une zone de transit (faible préservation et surface d'érosion sommitale). Ceci suggère une position proximale, à certains moments à la transition chenaux-lobes.

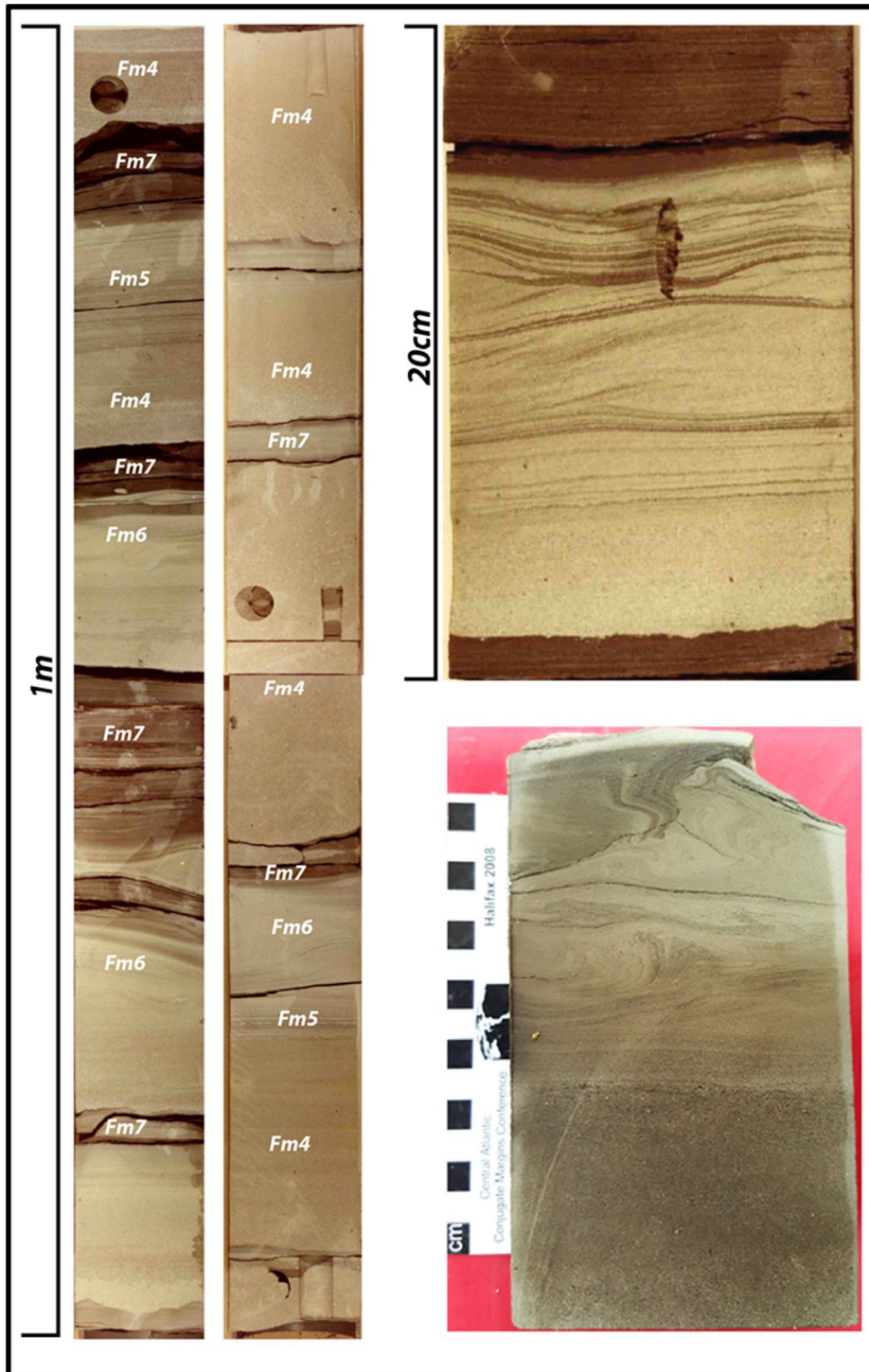


Figure IV. 15: Membre de Mango- association de faciès Afm4 ; a) succession des sequence de Bouma, b) Sequence de Bouma Tabcd ; c) Figure d'échappement d'eau dans la partie superieur de la sequence de Bouma

✚ Association de Faciès **Afm5** : lobes turbiditiques distaux

Description :

L'association de faciès Afm5 est une alternance d'argiles silteuses gris-sombre et de grès grossiers (peu fréquent) ou fins (très fréquent), dominées par les argiles silteuses.

- Les **grès grossiers** à granules, massifs, sans structures, avec quelques intraclastes argileux. Ils peuvent être bioturbés.
- Les **grès fins**, plus ou moins riche en micas, sont bien triés. Ils présentent des lamines horizontales planes parallèles et/ou des rides de courant chevauchantes. Ils sont parfois bioturbés.
- Les **argilites** sont massives, parfois bioturbées.

Interprétation :

Cette association de faciès hétérolithiques présente des séquences de structures sédimentaires caractéristiques des séquences de Bouma, résultat de courants de turbidité à moyenne densité (Bouma, 1962 ; Mutti, 1992). Ces séquences sont tronquées de type Tb, Tbc, Tc et Tcd. Le terme Ta est inexistant, ainsi que le terme Td.

Les grès grossiers peu fréquents ne semblent pas correspondre à des termes Ta : ils présentent des sommets nets bioturbés, évoquant un écoulement hyperconcentré enregistré d'un processus allocyclique.

La séquence de Bouma est caractéristique des lobes turbiditiques (Walker, 1978 ; Shanmugam, 2016). Le caractère dominant des argiles silteuses dans les alternances et la dominance des séquences de type Tb, Tbc, Tc, plaident en faveur de faciès de lobes turbiditiques distaux ou de bordure de lobes.

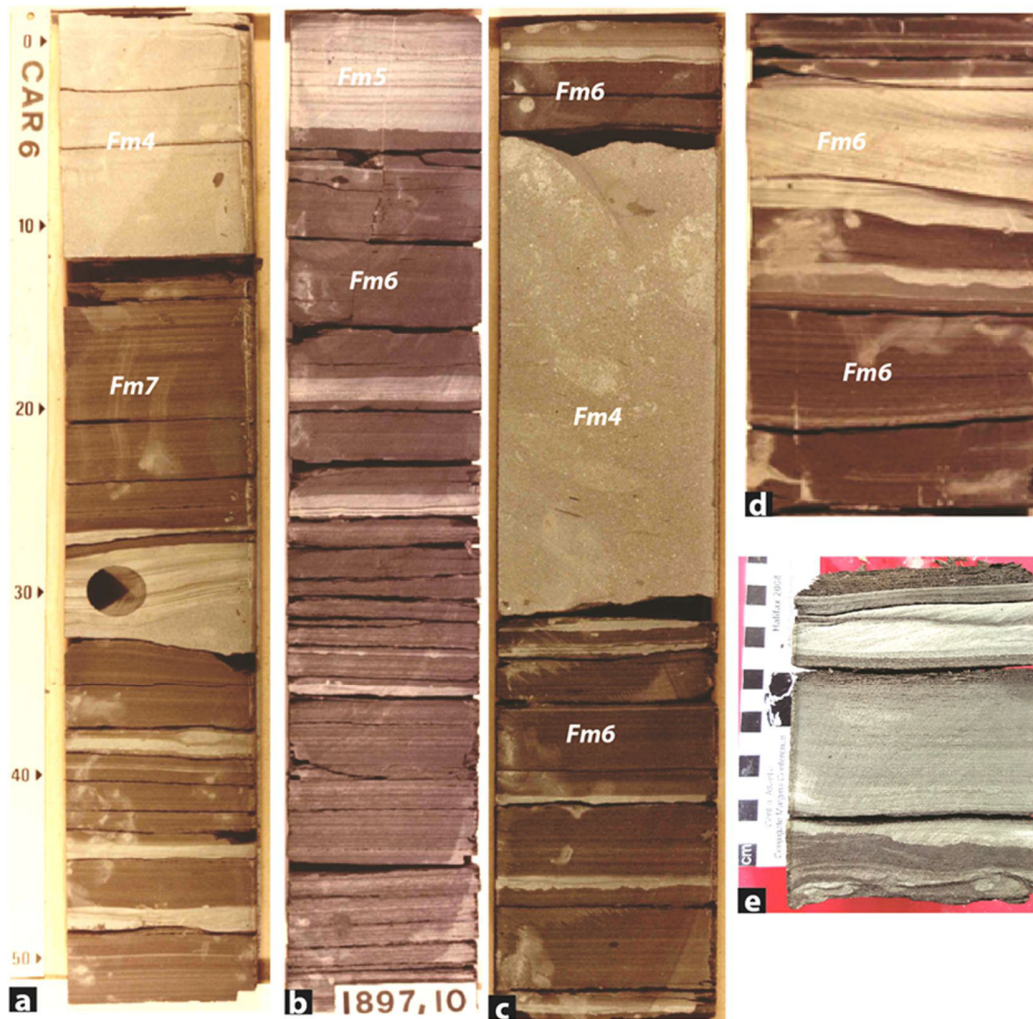


Figure IV. 16: Membre de Mango- association de faciès Afm5, a, b, d et e) Alternances argiles noire et grès gris-claires à blege montrant de sequence de Bouam Tbd et Tcd ; c) banc massif de grès moyen intercallés dans les aternnces d’argiles et grès fins.

✚ Association de faciès **Afm6** : lacs profonds

Description :

L’association de faciès **Afm6** est dominée par des argilites plus ou moins silteuses ou riches en matière organique. Dans le détail, ce sont en réalité de fines alternances millimétriques à centimétriques, entre un pôle plus argileux et un pôle plus silteux (à sables très fins). Elles sont parfois bioturbées. Quelques strates de grès des faciès précédents peuvent y être interstratifiées.

- alternances d'argiles et de silts fins (<20 • m) bioturbées (Fig. IV.16a) ;
- alternances d'argiles millimétriques et de lits silteux centimétriques massifs, à base et sommet de strates nets (Fig. IV.16c);
- alternances pluri-millimétriques d'argiles et de lits silteux horizontaux subplans, légèrement bioturbées (terriers horizontaux monospécifiques) (Fig. IV.16d);
- alternances d'argiles et de strates centimétriques lenticulaires de sables fins à lamines subplanes à ondulées (longueur d'onde des rides) (Fig. IV.16b).

Interprétation:

Comme pour les associations de faciès Afpn3 et Afpn4, le processus à l'origine de ces fines alternances est discutable : courants de turbidité à basse densité ou circulation sous-lacustre. A la différence des faciès Afpn3 et Afpn4, il est difficile d'identifier des dépôts de courants de turbidité à basse densité (séquence dite de Stow et Shanmugam, 1980 ; Shanmugam, 2000). Il serait possible d'y voir des dépôts ultimes du panache des courants de turbidité (« turbidites boueuses »).

Beaucoup de ces faciès sont similaires à ceux décrits par Nutz et al. (2015) concernant la circulation sous-lacustre dans le lac Saint-Jean (Québec, Canada) (voir Afpn 4).

Il est encore un fois difficile de conclure. Les associations de faciès précédentes sont clairement d'origine gravitaire. S'agit-il des termes ultimes distaux uniquement, ou s'agit-il des termes ultimes remaniés par la circulation sous-lacustre profonde ?

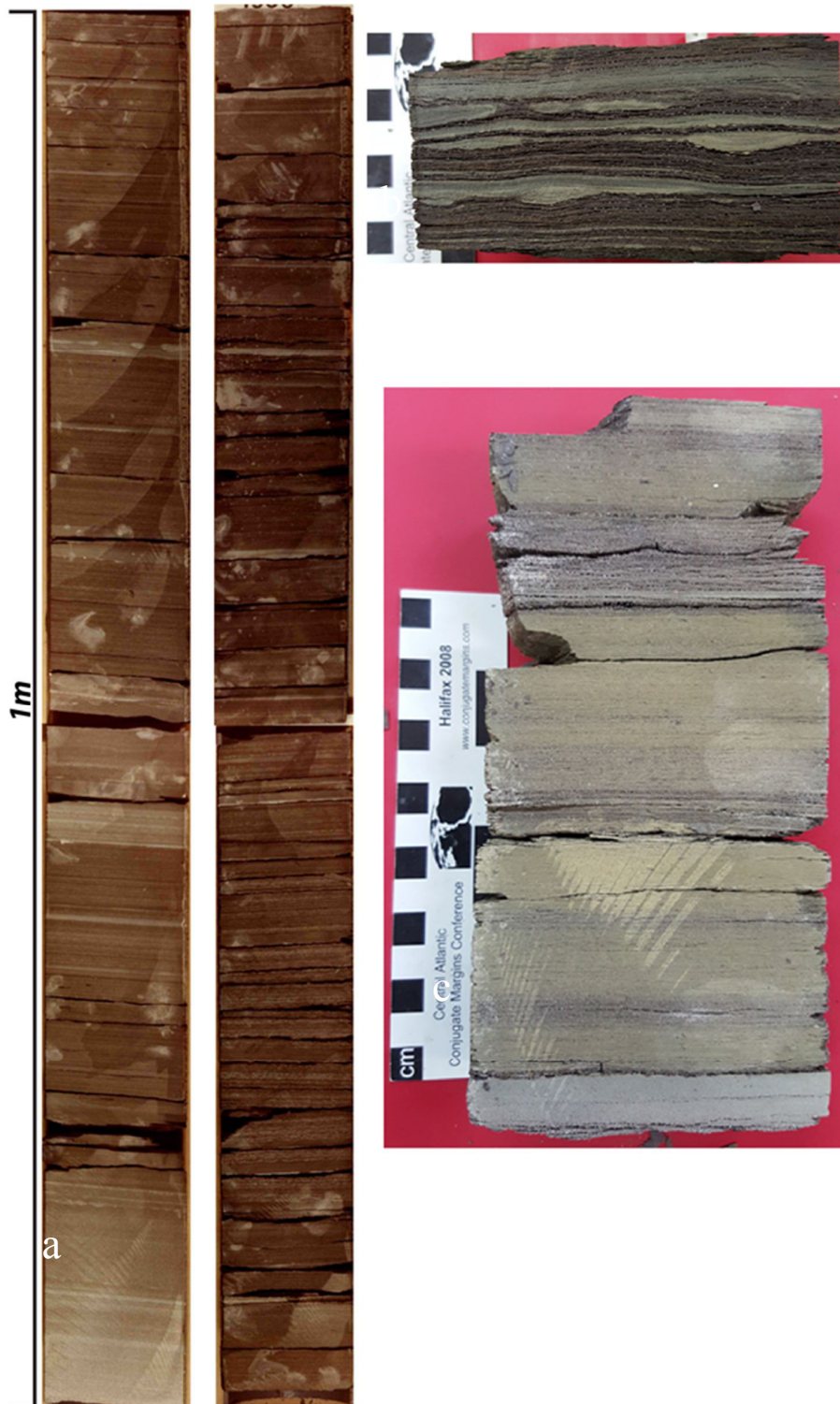


Figure IV. 17: Membre de Mango- association de faciès Afm6 ; a) Argiles noire finement laminées à varvés ; b) alternances d'argiles et des siltstones avec des figures de charges ; c) Alternances d'argiles verte et argiles noire

IV.3.4.1.2 Modèle de milieu de dépôt du Membre de Mengo

Le modèle de dépôt du Membre de Mango est celui d'un appareil gravitaire de type cônes sous-lacustres profonds (« deep-lacustrine fan ») comme l'atteste la présence de dépôts de chenaux (Afm1 à 3) et de lobes turbiditiques (Afm4-5).

Il appartiendrait, dans la classification de Reading et Richards (1994) aux systèmes mixtes sables-argiles à sources multiples, ce qui est en accord avec les reconstitutions paléogéographiques effectués par Total.

La présence d'une circulation sous-lacustre profonde semble probable pour l'association de faciès Afm6 par analogie avec les faciès décrits par Nutz et al. (2015) dans les lacs actuels.

IV.3.4.2 . Le Membre des **Argiles vertes**

Les faciès turbiditiques du Membre de Mengo, décrits précédemment, passent en continuité à des sédiments à dominance argileuse, représentant le membre médian de la Formation de Pointe-Indienne. Cette série dénommée « Argiles de Pointe-Indienne » *sensu stricto* comprend localement des intercalations de carbonates qui n'ont pas été décrites dans le cadre de cette étude.

IV.3.4.2.1 Faciès sédimentaires, association de faciès et environnement de dépôts

Cinq faciès sédimentaires, regroupés en quatre principales associations de faciès (appelées Afpi1 à Afpi3), ont été définis à partir du puits Tb1.

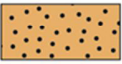
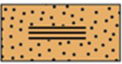



FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
Massive to graded sandstones Fpi1 	Light gray, medium to fine to very fine, well-sorted quartz sand with occasional shale clast	Thickness: 10 to 15 cm Base strata: erosive base and sharp top Structure: Structureless to normal grading, shale clasts	Bioturbation: rare Fossil content: non	Suspension fallout? low-density turbidity current?
Planar laminated siltstone (Fpi2) 	Light gray to white, well-sorted quartz arenite siltstones to very fine-grained sandstones	Thickness: 05-15 cm Base strata: sharp contacts Structure: parallel or subparallel lamination	Bioturbation: weak or abundant Fossil content: non	Suspension fallout? low-density turbidity current?
Cross-stratified siltstone (Fpi3) 	Light-gray to white, burrowed, well-sorted quartz arenite siltstone to very fine-grained sandstone	Thickness: 05-30 cm Base strata: sharp to erosional contacts Structure: Hummocky cross-stratification, low angle curved lamination	Bioturbation: weak or abundant Fossil content: non	High-energy waves (storms)? Turbidity current?
Massive shale (Fpi4) 	Greenish gray to brown-green, moderately to intensely bioturbated silty shales	Thickness: 10 to 15 cm Base strata: sharp to erosive contacts Structure: Structureless	Bioturbation: Intense Fossil content: non	Settling from suspension
Laminated shale (Fpi5) 	Greenish gray, brown-green to green, moderately to weakly bioturbated shales	Thickness: to 15 cm Base strata: sharp to erosive contacts Structure: Massive or faint lamination	Bioturbation: weak or rare Fossil content: non	Settling from suspension

Table IV. 4: Description et interprétation des facies du Membre des Argiles vertes

✚ Association de faciès **Afpi1** : transition « offshore » supérieur - « shoreface »

Description :

L'association de faciès **afpi1** est homolithique à hétérolithique largement dominée par les grès fins, lithologie caractéristique de cette association.

- Les grès fins, plus ou moins silteux, sont bien classés. Ils sont essentiellement constitués de grains de quartz, subanguleux à arrondis, liés par un ciment légèrement carbonaté. Ce faciès est caractérisé par une alternance de lamines claires et sombres, sans organisation particulière de type granoclasement et présentant des amincissements et épaisissements latéraux. Ces variations d'épaisseur résultent de structures sédimentaires ondulées de longueur d'onde métrique à décimétriques. La présence de structures ondulées, drapantes, symétriques, exprimées dans des sables fins bien traduit un écoulement oscillatoire. Trois faciès ont été reconnus : massifs (faciès Fpi1), des lamines subplanes et des HCS (faciès Fpi2) des rides de vagues chevauchantes en phase (type S, Allen, 1970) (faciès Fpi3). Ces sables peuvent être bioturbés par des terriers verticaux.
- Les argiles silteuses vertes (faciès fpi4), peu épaisses, sont fortement bioturbées.

Interprétation :

Les HCS se produisent sous l'action de différents types d'écoulements, oscillatoires (Harms et al., 1975 ; Southard et al., 1990), combinés unidirectionnels/oscillatoires (Allen, 1985 ; Myrow & Southard, 1991) ou unidirectionnels supercritiques (Rubin, 1987 ; Lamb et al., 2008). Ils ont été rencontrés de l'éolien (Cotter & Graham , 1991) aux systèmes turbiditiques (Prave & Duke, 1990 ; Lamb et al., 2008 ; Mulder et al., 2009), mais ne sont vraiment fréquents que dans la zone d'action des vagues de tempêtes (Dott & Bourgeois, 1982 ; Myrow, 2005). Les éléments de distinction sont (1) à l'ordre un, les faunes associées et leur milieu de vie (critère difficilement utilisable dans un environnement lacustre), (2) l'association avec de vraies rides de vagues et (3) la granulométrie et la texture des lamines (sables moyens à grossiers, à lamines granoclassées dans le cas des écoulement supercritiques profonds).

L'association Afpi1 est constituée de sables fins bien classés, à lamines non granoclassées et à rides symétriques de vagues (ici à crête dominante) : l'HCS résulte donc de vrais écoulements oscillatoires (simples ou combinés).

Le milieu de sédimentation est donc situé au-dessus de la limite des vagues de tempêtes, soit en « offshore supérieur » (faciès hétérolithiques), soit en « shoreface » (faciès homolithiques) limité à sa base par la limite d'action des vagues de beau temps. La présence de faciès hétérolithiques très fortement dominés par les sables et le passage récurrent à des faciès homolithiques, indiquent que cette association s'est déposée à la limite offshore supérieur – shoreface.

La mise en évidence de tempêtes dans le système lacustre étudié implique une taille suffisamment importante pour que le vent puisse mettre en oscillation la masse d'eau et générer des vagues (par exemple Homewood et al., 1981).

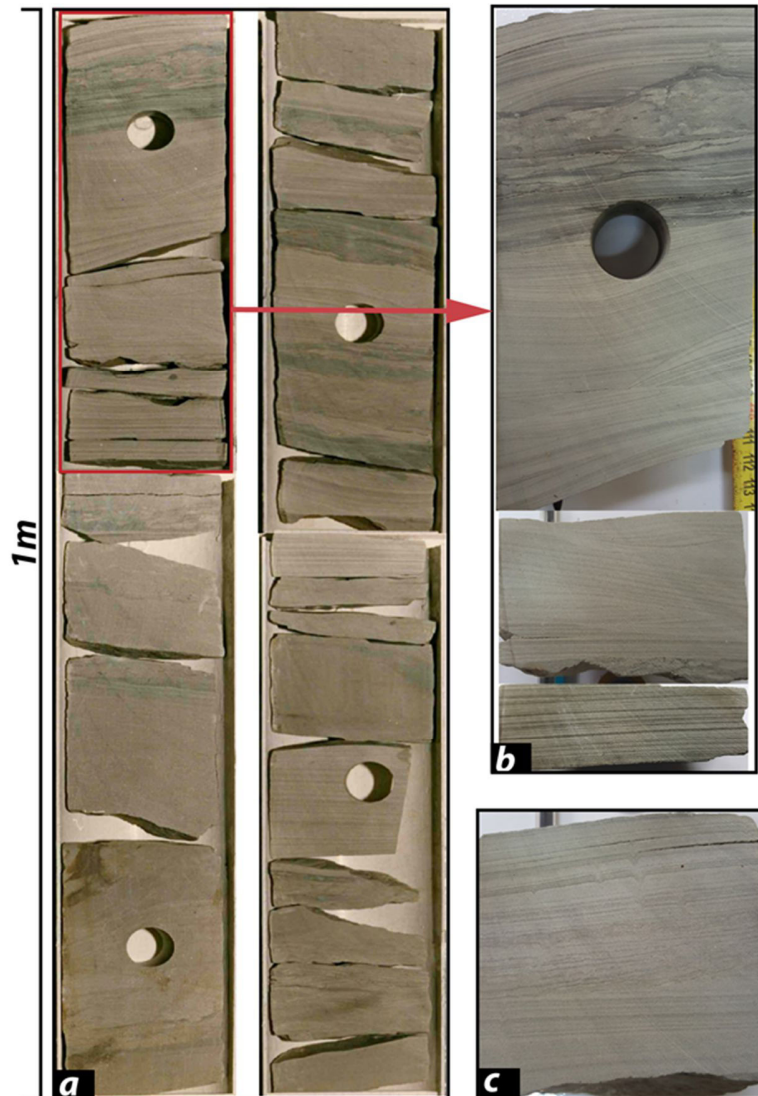


Figure IV. 18: Membre des Argiles vertes- association de faciès Afpi

✚ Association de faciès **Afpi2** : « offshore » supérieur

Description :

L'association de faciès **Afpi2** est constituée d'alternances d'argiles vertes à vert-foncées (faciès Fpi4) et de grès fins plus ou moins silteux (faciès Fpi2 et 3).

- Les grès fins, bien classés, sont constitués de grains de quartz arrondis à ciment argilo-carbonatés. Les structures sédimentaires sont des lamines subplanes, des HCS et des rides de vagues (à crêtes dominantes) chevauchantes en phase. Ces faciès sont très bioturbés, ce qui oblitère toutes les structures sédimentaire primaires, entraînant une homogénéisation plus ou moins complète des sédiments. Les bioturbations – très diversifiées – sont représentées par des terriers verticaux à subverticaux (*Skolithos*, *Monocraterion*) et horizontaux (*Thalassinoides*)
- Les argiles vertes sont silto-micacées, carbonatées et intensément bioturbées. Les bioturbations sont très diversifiées, avec des terriers verticaux et horizontaux.

Interprétation :

Les figures sédimentaires (litage de rides de vague chevauchantes en phase, HCS) et la lithologie (sables fins bien classés) – similaires à celles de l'association Afpi1 – indiquent de nouveau un transport et un dépôt des sédiments par un écoulement oscillatoire.

Le milieu de dépôt est donc soit l' « offshore » supérieur, soit le « shoreface ». Le caractère hétérolithique de cette association indique un dépôt entre la limite d'action des vagues de tempêtes et celle de beau temps, soit l' « offshore » supérieur



Figure IV. 19: Membre des Argiles vert- association de faciès Afpi2

✚ Association de faciès **Afpi3** : « offshore » inférieur

Description :

L'association de faciès **Afpi3** est constituée d'argiles gris-noir à vert-foncé pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Ces argiles, plus ou moins silteuses et micacées, sont faiblement carbonatées et pauvres en matière organique. Cette dernière est concentrée en quelques lits. La bioturbation est faible à modérée.

Interprétation :

La bioturbation relativement diversifiée, même si modérée, indique un environnement de plate-forme (ici lacustre). L'absence de strates sableuses indique un dépôt sous la limite d'action des vagues de tempêtes, c'est-à-dire en « offshore » inférieur.



Figure IV. 20: association de faciès Afpi3 - Membre des Argiles verte

IV.3.4.2.2 Modèle de milieu de dépôt du Membre des Argiles vertes

Le modèle de dépôt du Membre des Argiles vertes est celui – classique - d'une plate-forme ou rampe s'étageant de la limite d'action des vagues de beau temps (10-20 m de profondeur) à en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes (100-120m).

La principale question est la question de la contribution fluviale sur ce système sous la forme de front de delta dominé par les vagues (Battacharya & Walker, 1992 pour une revue). La présence locale de niveaux sableux plus grossiers, plus mal classés (Afp12), jointe à la présence de fragments de végétaux préservés sous forme de grains de lignite, accèdent l'existence locale de « points source » alluviaux alimentant des deltas dominés par les vagues.









IV.3.5. Formation de Chéla

La Formation de Chéla, d'âge Aptien moyen, représente l'unité sommitale de la série ante-salifère dans le bassin de Bas-Congo. Elle comprend une succession mixte constituée principalement de sédiments silicoclastiques, avec de minces lits de shale gris, siltite et grès calcaireux, et de calcaire bioclastique. Au Congo, La Fm de Chéla a une épaisseur maximale connue d'environ 120m, et elle est classiquement divisée en deux membres informels mais en continuité sédimentaire

- a) Le membre inférieur, défini comme le membre « Chela sensu stricto », à sédiments silicoclastique essentiellement gres-conglomératique :
- b) Le membre supérieur dit « Argilo-dolomitique (Bidiet et al, 1988) au Congo et « Vembo » au Gabon. La lithologie est très variée mais à dominance argileuse

IV.3.5.1. Faciès sédimentaires, association de faciès et environnement de dépôts

L'analyse sédimentologique des intervalles carottés dans le Chela (HL01, K50-52, KKL01, TPLM2, VDM1, NKGM1 et COM2) a permis de mettre évidence une grande diversité de faciès sédimentaires. Au total, vingt-deux faciès sédimentaires distincts sont reconnus dans les deux membres de la Fm de Chéla (TabIV.5), regroupé en association de faciès (notées de AFA à AFD), ayant permis de proposer trois grands types d'environnement de dépôts distincts : (1) gravitaire sous-aquatique, (2) fluvio-laguno-lacustre, (3) marin peu profond.

FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
STRUCTURELESS TO GRADED CONGOMERATE & SANDSTONE FACIES				
<p>Disorganized matrix-supported conglomerates Gms1 </p> <p>Normally graded matrix-supported conglomerates Gms2 </p> <p>Massive pebbly sandstones Smp </p> <p>Normally graded pebbly sandstones Sng </p> <p>Gaded muddy-pebble bearing sandstone Sgmp </p> <p>Massive muddy-pebble bearing sandstone Smmp </p> <p>Massive/normally graded homogeneous sandstone Sm/g </p> <p>Massive-borrowed sandstone Smb </p>	<p>Clasts: Cobbles to pebbles, well rounded to subangular Clasts petrology: metamorphic rocks (gneiss, amphibolite, quartzites, vein quartz) and occasionally intraformational mud clasts Matrix: poorly-sorted medium to coarse-grained sandstones Bimodal matrix-supported conglomerates</p> <p>Clasts: Cobbles to pebbles, well rounded to subangular Clasts petrology: vein of quartz, rare amphibolite and mud clasts Matrix: poorly-sorted medium to coarse-grained sandstones Bimodal matrix-supported conglomerates</p> <p>Brown to reddish or gray, moderately to poorly sorted, medium- to very coarse-grained sandstone (micaceous arkosic to quartz arenite) with abundant dispersed and floating oversized quartz granule-pebbles</p> <p>Brown to gray, fine- to very coarse-grained sandstone with scattered granule-pebbles of quartz and quartzites concentrated mainly at the base of the bed</p> <p>Brown to gray, moderately to poorly sorted , medium to coarse-grained quartz arenite sandstone with basal shales clasts</p> <p>Brown to gray, moderately to well sorted medium to coarse-grained, homogeneous quartz arenite sandstones with abundant dispersed shale clasts</p> <p>Light gray to beige, clean, moderately well-sorted, fin to medium-grained, calcite-cemented homogeneous quartz arenite sandstones</p> <p>Light gray to beige, clean, highly bioturbated, moderately well-sorted, fin to medium-grained, calcite-cemented homogeneous quartz arenite sandstones</p>	<p>Thickness: 0.3-1.5m Strata boundaries: sharp base to erosive Structure: massive (structureless) with possible imbrication</p> <p>Thickness: 0.2-1.5 m Strata boundaries: Sharp or erosional basal surfaces Structure: Normal grading</p> <p>Thickness: 10-0.50 cm Strata boundaries: Sharp or erosional contacts Structure: Massive (structureless), floating quartz granules</p> <p>Thickness: 0.1-0.65m Strata boundaries: Non -to erosional basal surfaces Structure: Normal grading</p> <p>Thickness: 15-30 cm Strata boundaries: Erosional lower contact Structure: Massive (structureless), base-bed raft-type shale rip-up clasts</p> <p>Thickness: 10-25 cm Strata boundaries: Erosional lower contact Structure: Massive (structureless), shale rip-up clasts</p> <p>Thickness: 04-0.45 cm Strata boundaries: Sharp to erosive contacts Structure: Massive (structureless) to normally grading and load cast common</p> <p>Thickness: 10-20 cm Strata boundaries: Irregular to sharp top with overlying shale drapes Structure: Massive (structureless)</p>	<p>Bioturbation: absent Fossil content: none</p> <p>Bioturbation: absent Fossil content: None</p> <p>Bioturbation: Non Fossil content: Non</p> <p>Bioturbation: Moderate to intense Fossil content: none</p> <p>Bioturbation: sparse to absent Fossil content: none</p> <p>Bioturbation: None Fossil content: None</p> <p>Bioturbation: absent Fossil content: none</p> <p>Bioturbation: Moderate to intense (h.burrows:Thalassinoides?) Fossil content: none</p>	<p>Debris-flows (Subaqueous)</p> <p>Hyperconcentrated density flows (Subaqueous)</p> <p>Hyperconcentrated density flows; conceted flow (Subaqueous)</p> <p>Hyperconcentrated density flows; high-density turbidity currents (Subaqueous)</p> <p>Concentrated flow (Subaqueous)</p> <p>Concentrated flow (Subaqueous)</p> <p>High to low-density turbidity currents (Subaqueous)</p> <p>Fluidization or intensive bioturbation (Subaqueous)</p>

Tab. IV.5 : Description et interprétation des facies de la Fm de Chéla








FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
CRUDELY TO LAMINATED SANDSTONES FACIES				
Cross-stratified pebbly sandstones Sp-t 	Light gray to beige, moderately to poorly-sorted, medium to coarse-grained, quartz arenite sandstones with scattered shale clasts and quartz granules	Thickness: 0.1-0.65m Strata boundaries: sharp erosional basal surfaces Structure: Planar to tangential cross-stratifications, scattered shale and quartz pebbles common	Bioturbation: none Fossil content: None	3D-dune and megarides migration under lower flow regime
Planar cross-stratified pebbly sandstones Sp 	Light gray to beige, burrowed, moderately clean, moderately well-sorted, medium to coarse-grained, homogeneous quartz arenite sandstones	Thickness: 15-40 cm Strata boundaries: sharp to erosive contacts Structure: Planar cross-stratification, frequent internal erosive surfaces	Bioturbation: Sparse (V. burrow: Skolithos?) Fossil content: None	3D-dune and megarides migration under lower flow regime
Climbing-rippled sandstones Scr 	Light-gray to gray, moderately well sorted, fine to very fine-grained homogeneous quartz arenite sandstone	Thickness: 0.1-0.65m Base strata: sharp and erosive bases Structure: supercritical to subcritical climbing ripple cross-lamination	Bioturbation: Non Fossil content: None	2D- or 3D- ripples (lower flow regime); traction plus fallout from low-density turbidity/hyperpycnal currents
Horizontal-laminated sandstones Sh 	Greenish, gray to brown, unbioturbated to weakly bioturbated, moderately to well sorted, medium to very fine-grained quartz arenite sandstones and siltstone, vegetal debris and micas common	Thickness: 0.5 to 40 cm Base strata: sharp non-erosive or erosive base Structure: planar laminations, plant levees common in place	Bioturbation: Moderate to absent Fossil content: None	Sheet floods under upper flow regime, high-or low density turbidity currents
Massive or crudely planar-laminated Sandstones Sm/h 	Clean, moderately well sorted; fine to coarse grained quartzose sandstone, commonly with heavy-minerals levels	Thickness: 0.1-0.65m Strata boundaries: sharp and erosive bases Structure: Massive to faint parallel laminations	Bioturbation: V. burrow Fossil content: None	wave backwash under High-energy flows
Wave rippled sandstone Swr 	Light-gray, clean; moderately to well sorted, very fine to fine-grained quartz arenite sandstone	Thickness: 0.1-0.65m Strata boundaries: sharp to erosive contacts Structure: Wave-ripple cross laminations	Bioturbation: non Fossil content: None	fair-weather wave-induced
Hummocky cross-stratified sandstones Shcs 	Gray to light gray, moderately to well-sorted very fine-grained sandstones and siltstones	Thickness: 10 - 20 cm Base strata: sharp to erosive lower surface Structure: Gently undulating low-angle cross-lamination, hummocky cross-stratification (HCS)	Bioturbation: Moderate to absent Fossil content: None	High-energy oscillatory current

Fig IV.5 (suite1)








FACIES	GRAIN-SIZE PETROLOGY	SEDIMENTARY STRUCTURES	BIOLOGICAL CONTENT	PROCESSES
FINE-GRAINED FACIES				
Massive silstones Fm1 	Dark-gray to black, organic rich, highly micaceous silty sandstone and argillaceous siltstone, with abundant abundant carbonaceous material and wood	Thickness: 10-20 cm Strata boundaries: irregular to sharp top, Structure: Massive (structureless) to normally, plant debris, wood and diagenetic sulfure nodules common	Bioturbation: Non Fossil content: Non	
Massive or faint laminated Organic-rich shale Fm2 	Greenish gray, dark gray to black carbonaceous homogeneous shale, argillaceous silstones with abundant plant debris, micas and scattered pyrite nodule	Thickness: 0.1-2m Strata boundaries: sharp no-erosive or erosive contacts Structure: massive (structureless), load structures and whater escape structures common	Bioturbation: Sparse to absent Fossil content: ostracod	Suspension settling, low-density currents
Graded to ungraded Organic-rich shale Fm3 	Dark gray to black , organic rich homogeneous shale to silsty shale	Thickness: 05-30 cm Strata boundaries: sharp non-erosive to erosive base, sharp to gradational top Structure: massive (structureless) to Normal graddind	Bioturbation: Rarely present Fossil content: Non	Suspension settling, low-density currents
Massive or laminated Organic-poor shale Fm4 	Green to greenish-brown homogeneous carbonaceous shale and shaly mudstone, with occasional evaporite nodules	Thickness: 10-50 cm Strata boundaries: sharp non-erosive to erosive Structure: massive , parallel lamination, anhydrite nodules common	Bioturbation: Non Fossil content: Ostracod	Suspension settling
OTHER TRACE FACIES carbonate & evaporite				
Massive/laminated carbonate Cm/l 	Light cream to light grey or biege, unfossiliferous laminated and unlaminated, homogeneous unfossiliferous pure micrite and dolomite	Thickness: 0.3-1 m Base strata: sharp base, subaerial microkarstic top Structure: Massive (structureless) to finely wavy to planar laminations , microfaults	Bioturbation: Non Fossil content: None	Carbonate precipitation
Finely Laminated limestones Clm 	Light-gray to greenish gray, unfossiliferous laminated dolomite with algal or microbial mat fabrics	Thickness: 05 to 15cm Base strata: sharp or irregular contacts Structure: microbial or algal mat lamination	Bioturbation: Non Fossil content: None	Algal metabolic activity
Massive anhydrite Ma 	Pale to light-gray anhydrite	Thickness: 0.3-1 m Base strata: sharp contacts Structure: Massive (structureless)	Bioturbation: Non Fossil content: None	Salt precipitation from saturated water bodies

Fig IV.5 (suite2)

IV.3.5.1.1. Les environnements des dépôts conglomératiques de base

Les faciès caractéristiques de cet environnement de dépôts sont reconnus exclusivement dans le membre inférieur de Chéla et ont été décrits dans la fosse de Tchibota. Trois principales associations de faciès distinctes ont été définies et notées Afch1 à Afch4

✚ Association de faciès Afch1 : Coulées de débris conglomératiques

Description :

L'association de faciès Afch1, observée à la base du membre inférieur de Chéla sensu stricto, consiste en une succession de bancs tabulaires de conglomérats massifs et à matrice dominante (faciès Gms1), reposant en contact érosif sur les argiles vertes du membre Tchibota (FIV.20.). Cette association de faciès est bien développée dans le domaine proximal au (puits onshore P52 et P50).

Il s'agit de conglomérats polygéniques constitués de clastes pluricentimétriques, provenant de l'érosion du socle précambrien du Mayombe exposé en bordure du bassin, emballés dans une matrice gréseuse grossière, mal classée, à ciment dolomitique. Les clastes sont pour la plupart arrondis à subarrondis, mal classés, et montrent une immaturité minéralogique (quartzite, veine de quartz, gneiss et amphibolite) impliquant une source continentale en voie d'exhumation rapide (soulèvement tectonique de la bordure du bassin). La plupart des galets sont bien arrondis, soulignant une usure liée à un transport important.

Ces conglomérats se présentent en bancs épais (0,5 à 2m) massifs sans structure sédimentaire, avec des surfaces de contact souvent abruptes et érosives. Quelques imbrications de galets s'observent localement (Fig IV. 20.d).

Interprétation :

Ces conglomérats polygéniques à matrice dominante s'apparentent nettement au faciès F1 et surtout F2 de Mutti (1992) et au faciès B1 de Zavala et al. (2011). Ils résultent d'écoulement gravitaires laminaires de types coulées de débris (« debris flows », Middleton et Hampton, 1976 ; « Hyperconcentrated density flows » au sens de Mulder et Alexander, 2001) mise en place dans un milieu sous-aquatique, vraisemblablement fluvio-lacustre. Ces coulées de débris conglomératiques peuvent avoir pour origine soit des déstabilisations de pente initiées par des glissements, soit des crues catastrophiques.

Le caractère amalgamé de ces bancs conglomératiques, tout comme la présence d'une surface basale ravinante, suggèrent un remplissage de chenaux, ce qui est en accord avec les reconstitutions paléogéographiques effectués par Total. Cette association de faciès monotone peut alors être interprétée comme étant un dépôt de remplissage de chenaux turbiditiques (canyon sous-lacustre) ou de dépôts de crues dans des vallées incisées. Cette dernière hypothèse est plus cohérente avec l'épaisseur et la distribution de ces faciès tels que cartés par Total (V. Delhaye-Prat, comm. Pers., 2016).

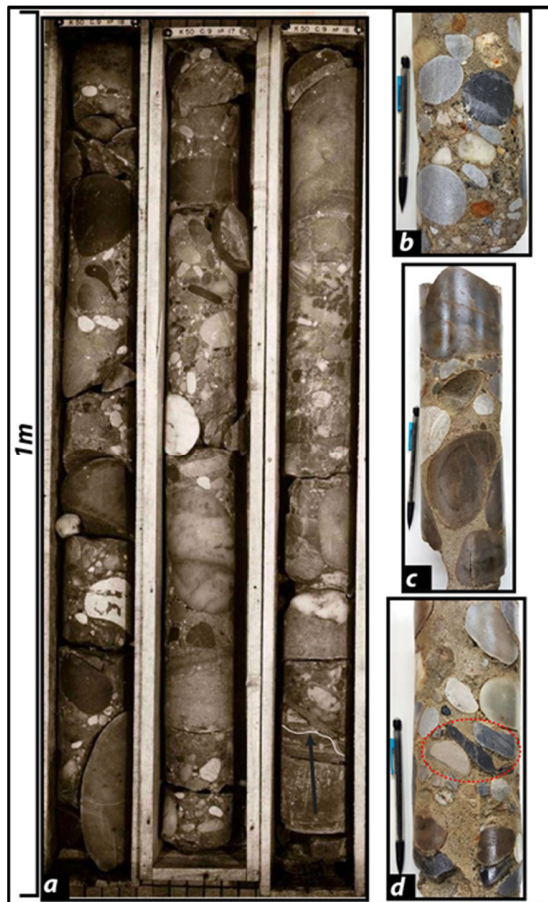


Figure IV.26 : Association de faciès Afch1 : a) empilement des bancs de conglomérat (faciès Gms1) reposant en contact érosif sur les argiles de Tchibota (la flèche indique la surface d'érosion) ; b et c) Zoom sur les faciès de conglomérat ; d) imbrication de galets (encerclés en rouge) dans le faciès de conglomérat

✚ Association de faciès Afch2: Coulées de débris grès-conglomératique

Description

L'association de faciès Afch2 consiste en une succession grès-conglomératique, débutant par un conglomérat polygénique passant progressivement vers le haut à des strates de grès grossiers à microconglomératiques à galet et granules de quartz flottants, suivis de grès moyens à grossier (Fig IV.21).

- Le conglomérat basal est à matrice dominante. Les éléments sont ici en majorité des galets de quartz arrondis à subanguleux, pluricentimétriques. On y trouve localement des intraclastes argileux gris-sombre à noir, arrachés des strates d'argiles sous-jacentes. La matrice gréseuse est de même nature minéralogique que les grès sus-jacents. Ces conglomérats montrent un granoclassement normal, avec des surfaces basales érosive sur les argiles noires à matière organique et des surfaces sommitales abruptes ou graduelles,
- Les grès grossiers à microconglomératiques sont très hétérogranulaires et mal à très mal classés. Ils contiennent de nombreux galets et/ou granules de quartz flottant dans une matrice constituée de sables moyens à grossiers. Ils sont également caractérisés par un ciment argilo-dolomitique à dolomitique. Ces grès sont généralement massifs (faciès Smp), avec des surfaces de contacts abruptes et érosives. Certaines strates montrent parfois un granoclassement frustré (Fig IV.21, C),
- Les grès moyens à grossiers sont également hétérogranulaires et mal classés. Les galets de quartz flottants sont rares voire absents (Faciès Sm). Ils sont massifs, avec des surfaces de contacts abruptes.

Interprétation :

Cette association de faciès sablo-conglomératique reflète également des processus sédimentaires liés à des écoulements gravitaires sous-aquatiques.

Le faciès de grès massifs à galets et granules flottantes correspondent au faciès F5 de Mutti, 1992) et au faciès B3 de Zavala et al. (2011). Ils résultent d'écoulements gravitaires hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001 – faciès F5 de Mutti, 1992). L'occurrence conjuguée d'un granoclassement normal, différence majeure avec le faciès Gms1, et une base ravinante. Ces éléments sont caractéristiques de l'enregistrement de la transformation d'un

écoulement de débris hyperconcentré en raison d'un mélange progressif avec le fluide ambiant.

L'organisation en séquences érosives granodécroissantes indique également un dépôt de remplissage de chenal sous-aquatique. Les fragments anguleux grossiers, de source locale en bordure du bassin, témoignent d'un transport sur de courtes distances, supportant aussi l'interprétation d'un environnement d'éventail alluvial – cône de déjection. Pour récapituler, l'association de faciès Afch2 pourrait marquer les systèmes périphériques de cônes alluviaux, en particulier les chenaux qui en exportent le matériel.

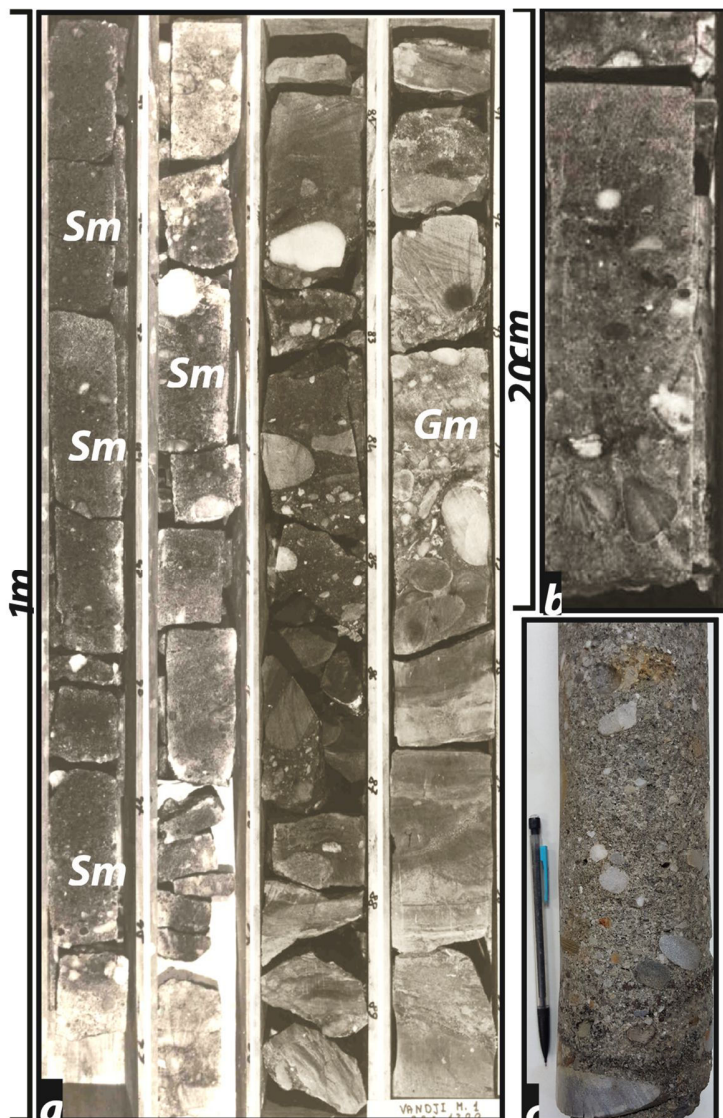


Fig.IV.21 : Association de faciès Afch2 ; a) ; Banc massif de grès microconglomératique à galets de quartz flottant, c) Banc de grès microconglomératique à granoclassement frustré

✚ Association de faciès Afch3 : Les hyperpycnites à dominance gréseuse

Description :

L'association de faciès Afch6 consiste en une alternance de grès moyens à grossiers (Faciès Sp), de grès fins à moyen (Faciès Scr/Sh) et d'argiles massives gris-sombre (faciès Fm), organisée généralement en séquence granodécroissantes pluridécimétriques,

- Epais de 5 à 40cm, les grès moyens à grossier (faciès Smp à Sm) sont souvent hétérogranulaires, mal classés et contiennent parfois des granules de quartz flottants. Ces grès sont massifs ou alors montrent un granoclassement normal frustré, avec des surfaces basales et sommitales abruptes ou érosives.
- Epais de 5 à 30 cm, les grès fins à moyen relativement homolithiques sont moyennement bien triés et constitués de quartz subanguleux à arrondis, de micas et de rares feldspaths. Ils présentent des laminations parallèles à faiblement ondulées (Faciès Sh), souvent soulignées par des alternances de lits gris-brun essentiellement quartzeux et de lits gris-sombre riches en matière organique. Ils surmontent souvent les faciès de base constitués par des grès massifs ou granoclassés. Le contact entre ces deux faciès inférieur est soit abrupt ou graduel.
- Les argiles, souvent peu épaisses et faiblement représentées, sont gris-sombre à noir. Elles sont massives et rarement bioturbées. Elles apparaissent au sommet des faciès de grès laminés, ou forment des interlits entre les strates de grès massifs à granoclassés (Fig. IV 22).

Interprétation :

Cette association de faciès, homolithique à légèrement hétérolithique, présente des structures sédimentaires qui diffèrent de celles des turbidites classiques de Bouma (1962). De telles séquences sont caractéristiques d'écoulements gravitaires hyperpycnaux de faible amplitude. Ce sont les séquences de type Hb tronquées (avec le terme supérieur manquant) générées par des crues de forte moyen à amplitude (Mulder et al., 2001, 2003; Mas, 2009; Mas et al., 2010).

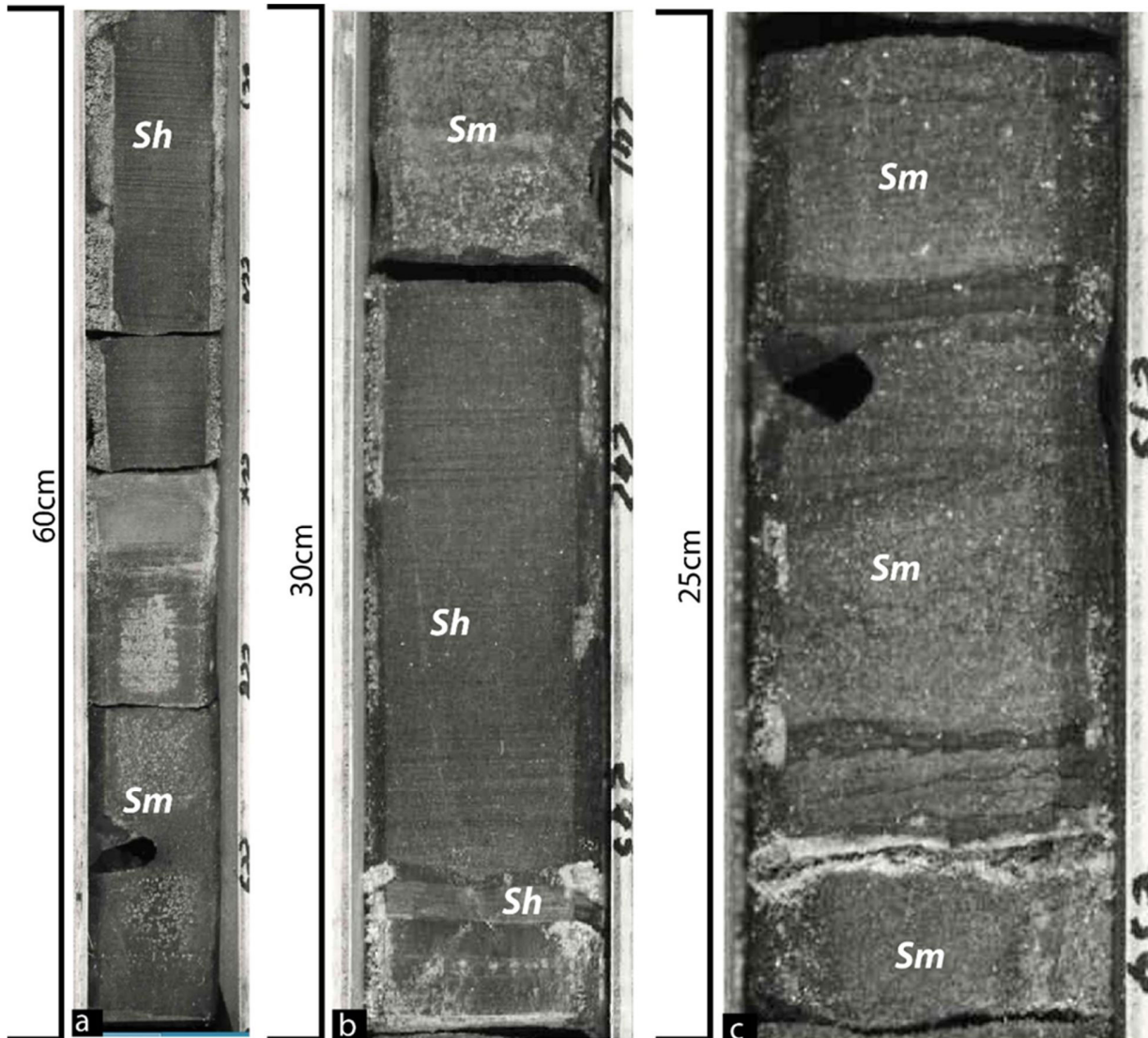


Fig IV.22 : Association de faciès Afch3 : a) Grès moyen à grossier à granoclassement normal surmonté de grès fin à moyen à laminations planes parallèles ; b et c) alternances de grès et d'argiles gris-sombr

✚ Association de faciès Afch4 : Les hyperpycnites argilo-silteuses

Description :

L'association de faciès Afch4 est hétérolithique Elle est formée d'argiles gris-sombre à noir alternant avec des silts, des grès très fin et des grès moyens à grossiers, gris clair à beige. Quelques strates pluridécimétriques de conglomérats polygéniques à matrice dominante peuvent y être interstratifiées ou localisées à la base. En termes de rapport Sables/Argiles, les argiles sont dominantes.

- Les argilites dolomitiques, souvent homogènes, sont légèrement silteuses, micacées et riches en matière organique. Elles sont massives ou montrent un granoclassement normal (faciès Fm 3),
- Les silts à grès très fins sont plutôt homolithiques et bien triés avec un ciment argilo-dolomitique à dolomitique. Ils présentent des laminations parallèles ou faiblement inclinées (faciès Sh). Les limites de bancs, bases et sommets, sont nettes et érosives.
- Souvent peu représentés, les grès fins à moyens, sont également homogènes et bien triés. Ces grès sont massifs ou montrent un granoclassement normal frustré, avec des surfaces basales et sommitales abruptes ou érosives, avec parfois des figures de charges (load cast, Fig IV.23d).
- Les conglomérats interstratifiés renferment essentiellement des galets de quartz arrondis à subarrondis, associés parfois avec des intraclastes d'argile noire, portés par une matrice gréseuse à argilo-gréseuse avec des sables grossiers, mal classés et non granoclassés. Ils sont souvent massifs, avec des surfaces basales abruptes et érosives.

Ces alternances argilo-silteuses à gréseuses forment généralement des séquences élémentaires granodécroissantes. Les bioturbations y sont très rares.

Interprétation

Cette association de faciès hétérolithiques enregistre une sédimentation plus distale par rapport aux précédentes associations de faciès. Elle montre des alternances argile-grés et/ou silts organisées en séquences granodécroissantes, qui rappellent tout à fait les séquences Hb de Mulder et al. (2003) à terme inférieur souvent manquant et pouvant être confondues avec des séquences turbiditiques classiques de Bouma (1962) de type Tad, Tbde et Tde. Ces séquences reflètent une dynamique de courants de turbidité hyperpycniaux en milieu lacustre relativement profond et anoxique, favorable à la conservation de la matière organique.

Les conglomérats massifs à matrice dominantes interstratifiés dans ces dépôts résultent d'écoulements gravitaires de type coulées de débris.

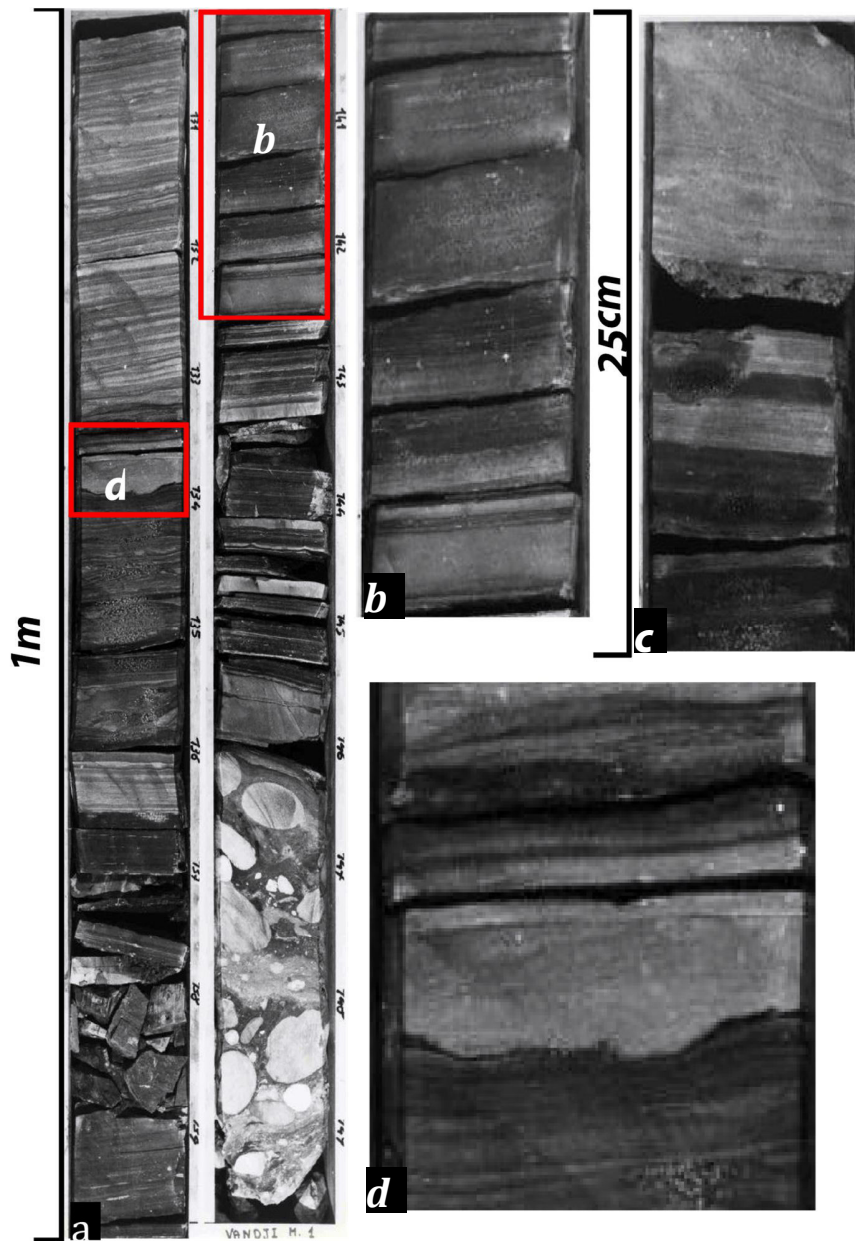


Figure IV.23 : Association de faciès Afch4 ; a) alternances rythmiques d'argiles noire, des siltstones granoclassés et à laminations parallèles et de grès à granoclassement normal, surmontant un conglomérat polygénique massif ; b) Alternances de siltstones à granoclassement normale et d'argiles noire ; c) siltstones à laminations parallèles, asommet érosif, alternant avec des argiles noires ; d) banc de grès à granoclassement normal, à base érosive avec figure de charges, intercalés dans les argiles

✚ Association de faciès Afch6 : Réseau en tresse (« braided-stream systems »)

Description :

D'une épaisseur d'environ 3 m, l'association de faciès Afch6 (Fig IV.24.b) consiste en une succession de grès moyens à grossiers à stratifications obliques de mégarides de courant 2D et 3D, contenant fréquemment des galets d'argile (faciès Sp-t). Des grès massifs (Smp) et à laminations planes (Sh) sont localement présents et constituent respectivement la base et le sommet des grès à mégarides.

Ces grès hétérolithiques sont constitués de grains de quartz et de fragments, anguleux à subarrondis et mal classés, avec de nombreux intraclastes d'argile gris-verte ainsi que quelques rares granules de quartz. Ces grès sont peu consolidés et ont un faible ciment argilo-dolomitique. Les intraclastes argileux soulignent souvent disposés les laminations des mégarides .

Cet ensemble gréseux est directement en contact avec les argiles du membre Mengo, lesquelles montrent des traces de racines, soulignant une émergence postérieurement aux dépôts de Mengo mais antérieure à la mise en place de Chela. Son sommet est tronqué par une surface d'érosion recouverte d'argiles massives, gris-vert à vert-foncé, riches en matière organique et ne montrant aucune évidence de structures d'émergence temporaire de type fente de dessiccation et/ou trace de racines (Fig IV. 24b).

Interprétation :

L'occurrence des mégarides 2D-3D, tout comme l'abondance des galets d'argiles arrachés au substratum argileux, témoigne d'un mode de transport de matériel grossier en traction et d'un dépôt dans un chenal dominé par des courants tractifs unidirectionnels.

L'association de faciès grès-argilite représente une sédimentation d'un cône de déjection – delta de rivière à chenaux anastomosés avec des caractères subaériens à subaquatiques. Ce type de dépôt peut être en partie formé durant des tempêtes ou des crues épisodiques.

Les processus à l'origine des paquets de strates sableuses à mégarides 2D-3D et leur environnement de dépôts sont discutables. Deux scénarios sont possibles :

Ces dépôts correspondent à un environnement continental de type fluvial de plaine alluviale ou à un environnement sous-aquatique (lac ?).

Les mégarides 2D-3D indique d'un mode de transport des particules en traction sur le fond d'un chenal (« bedload » sensu: Collinson, 1996), qui est caractéristique des rivières en tresse ou des réseaux en tresse sous-aquatiques. Cela pourrait par exemple correspondre à des chenaux amalgamés

Ces mégarides 2D et 3D superposées peuvent être rattachées à des barres sableuses de chenaux amalgamés (rivières en tresse ou « braided-stream systems » au sens Miall, 1982; Miall, 1985) que ce soit associé à des cônes alluviaux ou déposés sur une pente assez forte en bordure de lac à la limite d'une plaine alluviale voire sur une plaine deltaïque inférieure subaquatique.

Ces faciès mégarides de courant 2D et 3D superposées peuvent être également assimilés des barres d'embouchure (mouth-bars"; e.g. Olariu et al., 2012, Simon, 2015) dans des cônes deltaïques « fan delta » dominés par des crues (Mutti et al., 1996, 2000). En effet, l'occurrence des galets d'argile arrachés au substratum argileux sous-jacent, fait penser à la destruction de berges sous-aquatiques dans un milieu de dépôt de type delta très plat (Drouet, 1985).

L'absence de faciès pédogénétiques (nodules cimentés, traces de racines) et/ou de structures d'émersion dans les argiles sus-jacentes témoigne de dépôts dans un environnement sous-aquatique.

En outre, Il existe des ressemblances entre nos strates à mégarides 2D-3D, avec des « foresets » soulignés par des galets d'argile et le faciès B2 (surtout B2s) de Zavala et al. (2011) et Zavala et Pan (2018), ou encore avec le F6 de Mutti (1992), résultant d'écoulements concentrés en transit (sensu Mulder & Alexander, 2001). Ceci en accord avec l'occurrence de surface d'érosion sommitale, indiquant une zone de transit («by-pass») avec des écoulements qui ne déposent aucune charge sédimentaire, mais érodent les sédiments sous-jacents.

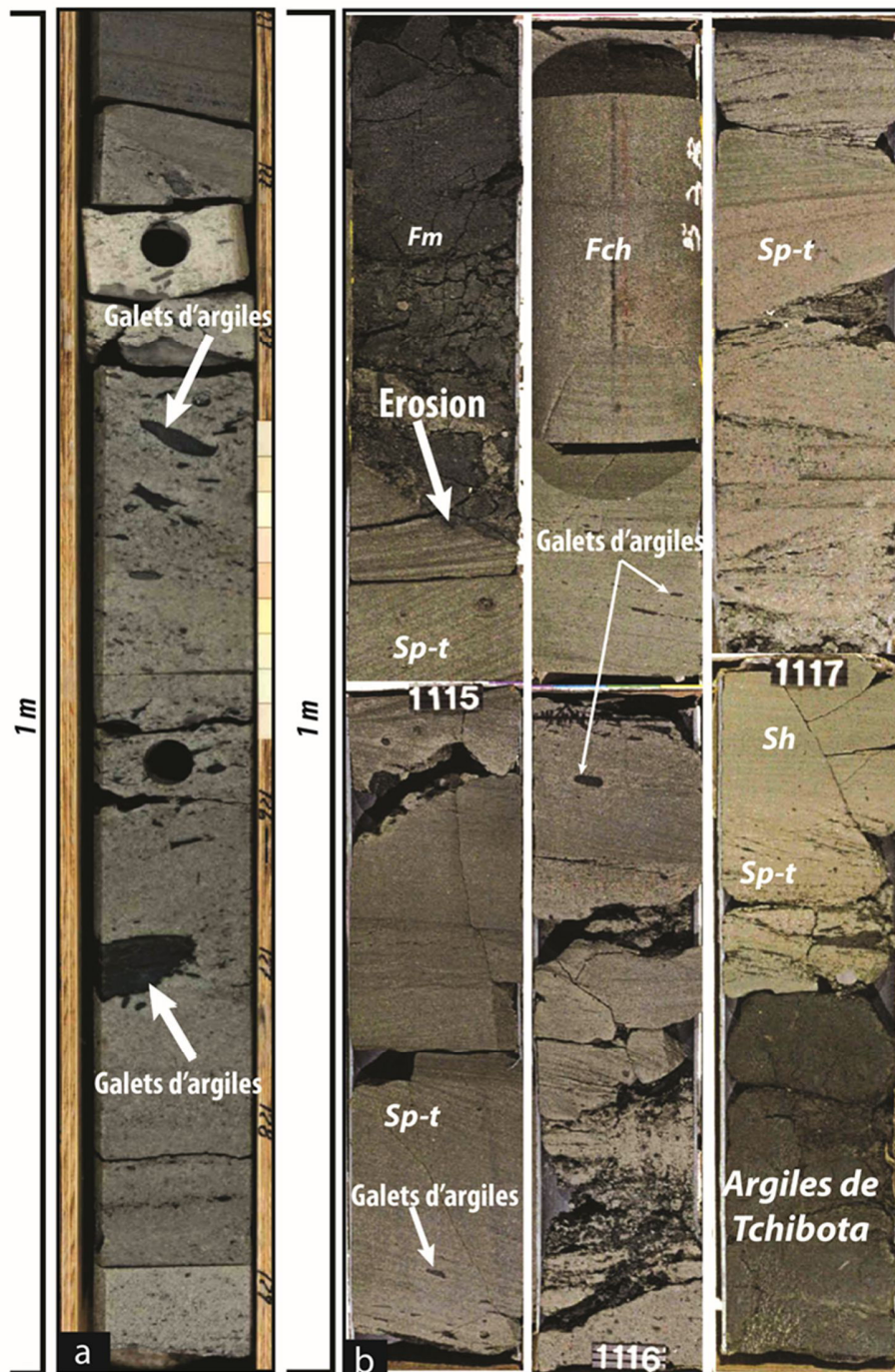


Figure IV:24 a) association de faciès Afch5 caractérisée par un empilement de bancs de grès massif à galets d'argiles ; b) Association de faciès Afch6 caractérisée par l'empilement des strates de grès à megarides 2D à 3D (faciès Sp-t), avec des galets d'argiles vertes

✚ Association de faciès Afch 7:

Description :

L'association de faciès Afch7, apparaît sous forme d'une superposition de séquences granocroissantes comprenant au moins deux termes gréseux homogènes, qui s'empilent sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les séquences les plus complètes, pluridécimétriques à métriques, sont constituées d'une succession verticale de faciès détaillée ci-dessous:

Chaque séquence complète est composée de :

- Un banc de grès moyen à grossier, massif et à base érosive. Ce faciès basal est généralement moins développé, voire manquant.
- Des grès moyens à grossiers, à stratification obliques tabulaires parfois tangentielles de mégarides de courant 2D, voire 3D, avec parfois des surfaces de réactivation érosives reflétant une reprise hydrodynamique. Ces grès quartzeux sont moyennement à bien classés et constitués de grains subanguleux à subarrondis de quartz et rare feldspaths. On notera que les stratifications obliques des mégarides se caractérisent ici par des variations granulométriques et surtout d'épaisseur des faisceaux. Les critères de marées de type drapages argileux et/ou doublets d'argile (« mud couplets ») sont absents.
- De grès fins à moyen laminés et bien classé. Ils présentent des lamination planes parallèles à faiblement inclinées, souvent soulignées par des variations granulométriques ou de teinte. Moins développé dans séquences inférieures, ce terme devient souvent prédominant dans les séquences supérieures par rapport au faciès à mégarides. Le contact des avec les strates à mégarides sous-jacente est abruptes et érosif (FiIV)

Ces faciès gréseux sont localement bioturbés. Les bioturbations sont monospécifiques et représentées par des terriers verticaux (Fig IV.27).

On notera que la séquence idéale, à base souvent ravinante, se retrouve rarement complète et perd souvent son terme inférieur. En outre, des grès à stratification « entrecroisées » de petite taille, s'observent parfois à la base de certaines séquences à la place des grès massifs (fig IV.27).

Ces séquences se répètent sur environ 13 m et sont recouvertes par une succession d'argiles dolomitiques vertes, bioturbées.

Interprétation :

L'occurrence de structures sédimentaires de type stratifications obliques formant des mégarides de courant 2D à 3D, leur organisation en séquences élémentaire granodécroissante (concentrations composites; sensu Botquelen et al., 2004), tout comme l'absence de structures générées par les vagues et/ou les courants de marées témoignent d'un environnement dépôts de 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). Le faciès de grès à laminations planes parallèles au sommet des grès massifs indique un régime hydrodynamique de haute énergie, potentiellement sous l'action des vagues (déferlement ?).

La présence des bioturbations, quoique peu nombreuses et monospécifiques, évoque un milieu de dépôt sous-aquatique où l'agitation est permanente car dominé par la dynamique des courants tractifs unidirectionnels.

Chaque cycle est interprété comme la représentation de dépôts subaquatiques, formés par un delta à chenaux tressés qui progressait dans un bassin lacustre ou marin, modérément influencé par l'action des vagues.

Les contacts érosifs entre les cycles sont le résultat de processus de remaniements lacustres ou marins durant les épisodes d'apports sédimentaires réduits.

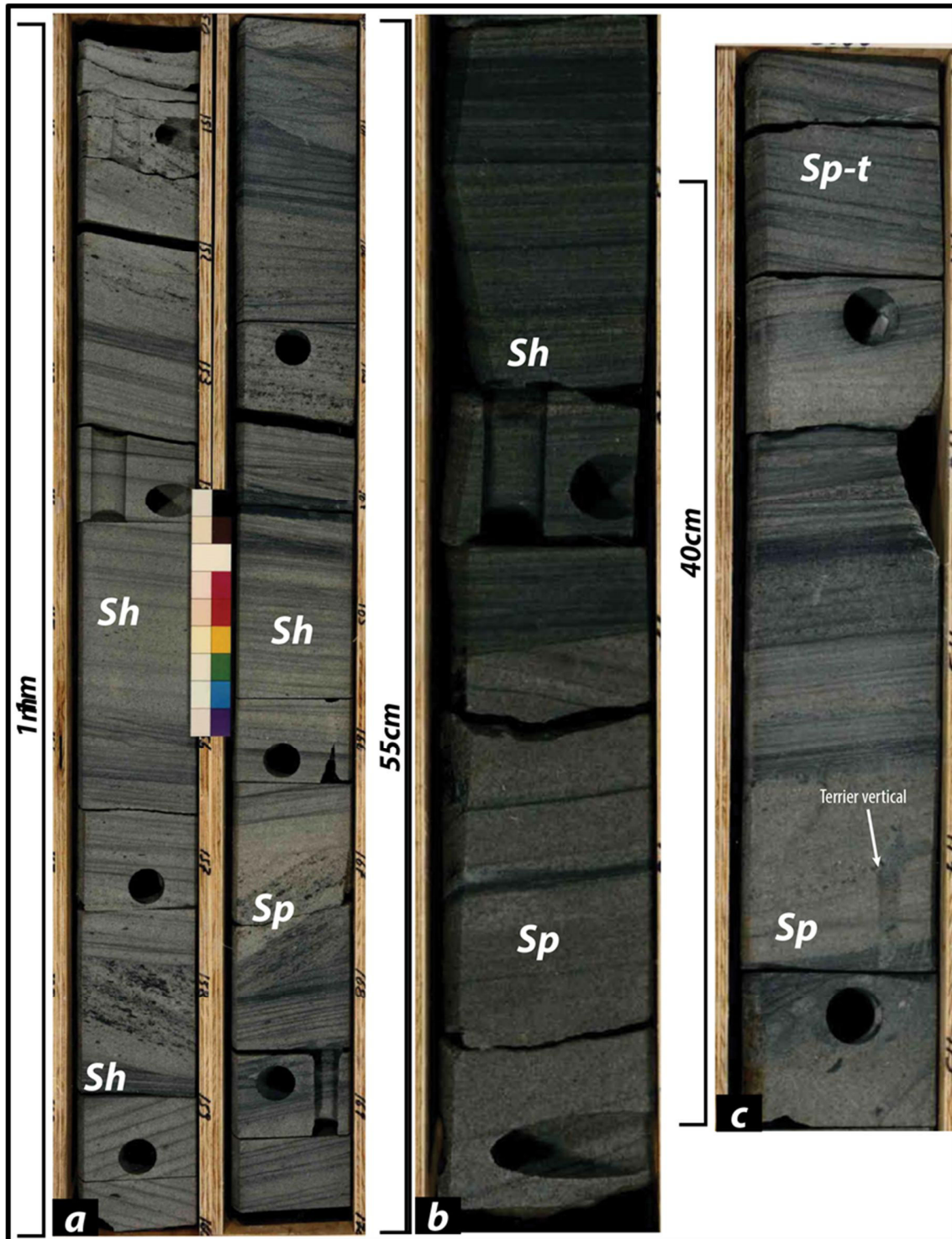


Figure IV. 25: Association de faciès Arch7, a) succession de séquences granodécroissantes; b) Grès à mégarides surmonté de grès à laminations parallèles, c) Terrier vertical dans les faciès de mégarides.

IV.3.4.1.3. Les environnements de dépôts fluvio-lacustres

Les faciès caractéristiques des environnements de dépôts fluvio-lacustres sont regroupés en trois associations de faciès (nommées Afch8 à Afch10), correspondant aux sous-environnements de dépôts suivants : (1) barre d'embouchure/front deltaïque « fan delta » ; (2) front de delta distal à prodelta et (3) lac à lagune.

✚ Association de faciès Afch8 : front deltaïque (« fan delta »)

Description :

L'association de faciès est caractérisée par succession de séquences grano-décroissantes d'épaisseur métrique débutant souvent, mais pas toujours, par un banc de conglomérat massifs et polygéniques, surmonté par des strates de grès hétérogranulaires à granules et galets de quartz, suivis de grès homolithiques bioturbés, couronnés parfois par des argiles gris-sombre massives.

Les conglomérats polygéniques (Fm1) sont constitués de galets de quartz, quartzite et amphibolite, subanguleux à anguleux, portés par une matrice de sable très grossier à granules de quartz, mal classés. Ces conglomérats contiennent également des gravillons latéritiques (démantèlement de cuirasse latéritique ?), indiquant une altération chimique du socle par exposition prolongée à l'affleurement. Ces conglomérats sont massifs et sans structures, avec une base érosive. Certains bancs de conglomérat montrent un granoclassement normal frustré.

Les grès hétérogranulaires, sont mal à très mal classés, à grains sub-anguleux et à granules de quartz anguleux à subarrondis dispersés dans une matrice constituée de sables moyens à très grossiers. Ils sont constitués de quartz, feldspaths et micas (muscovite en agrégat) avec un ciment dolomitique développé. Ils sont soit (i) massifs sans structure, soit (ii) à granoclassement normal avec une surface basale souvent érosive. Ces grès sont localement bioturbés.

Les grès homogènes, moyens à fin, sont constitués de grains de quartz arrondis à ciment dolomitique primaire bien développé. Ces grès sont très bioturbés, ce qui oblitère les structures sédimentaires primaires et entraîne une homogénéisation plus ou moins complète des sédiments (Sm, Smbiot). Ces grès sont également massifs, ou granoclassés.

Ces grès montrent fréquemment des évidences d'altération secondaire marquée par la dédolomitisation, probablement induite par la fluctuation du niveau du niveau de base, lacustre ou marin.

Interprétation :

La présence de bioturbations, tout comme la présence d'un ciment dolomitique bien développé indique une sédimentation dans un milieu sous aquatique. Les séquences positives (fining-upward) montrent les caractéristiques d'un éventail-delta « fan delta » sous-aquatique (front de delta), dominé par des processus de crues (Nemec & Steel, 1984; Horton and Schmitt, 1996).

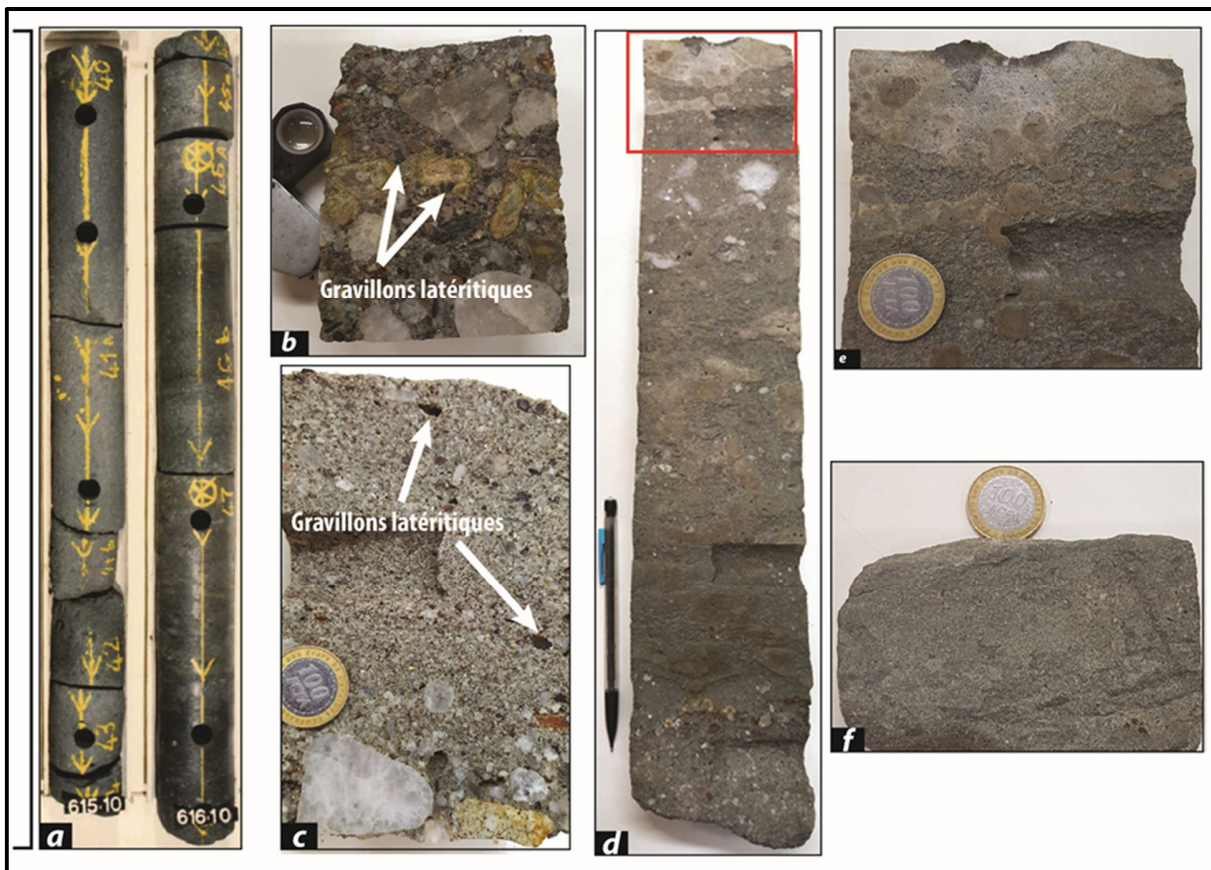


Figure IV. 26 : Association de faciès Afch8 ; a) succession de grès massifs à granoclassés, organisés en séquence grano-décroissante ; b) conglomérat polygénique ; c) grès hétérogranulaire à granoclassement normal ; d et e) grès dolomitique, f) grès moyen à grossier, bioturbé.

✚ Association de faciès Afch9 : front de delta distal à prodelta

Description :

L'association de faciès Afch9 est une alternance d'argile verte à feuillets riches en débris organiques et silts à grès très fin gris-beige à beige. En termes de rapport Sable/Argile, les argiles sont dominantes.

- Les argiles marneuses sont finement silteuses, micacées et riches en matière organique. Ces argiles renferment souvent des débris ligneux (feuilles de plantes), indiquant un dépôt proche des terres émergées. Des bioclastes d'ostracodes y sont parfois rapportés. Elles sont massives ou laminées. Les bioturbations y sont rares, voire absentes. Aucune structure d'émersion temporaire n'a été observée dans ces argiles.
- Les silts et/ou grès quartzeux sont micacés, moyennement bien triés, à ciment dolomitique à argilo carbonaté. Ils présentent souvent des lamines horizontales planes parallèles à ondulées, des rides de courant chevauchantes et contiennent également de nombreux débris de végétaux. Les surfaces de contact avec des argiles sont nettes et parfois érosives.

Il faut souligner que les strates de silts diminuent progressivement vers le haut pour finalement disparaître et laisser la place à une succession dominée par des argiles et rattachée à l'association de faciès suivante

Interprétation :

Le caractère hétérolithique de cette association argilo-gréseuse traduit un processus de dépôt épisodique en milieu sous aquatique où alternent des périodes calmes de décantation et des périodes agitées caractérisées par des courants tractifs unidirectionnels. Cette sédimentation épisodique reflète un environnement deltaïque sous-aquatique de type front de delta distal ou transition le front de delta et le prodelta (Tiercelin, 1988).

Les faciès argileux à débris de végétaux traduisent un mode de sédimentation calme par décantation de matériaux en suspension, tandis que les faciès gréseux indiquent des conditions hydrodynamiques agitées. Ils résultent probablement de courants de turbidité hyperpycniaux de basse densité. Ils sont interprétés comme étant déposés au débouché des chenaux distributaires ou par des écoulements en nappe chargés en sable, sous faible tranche

d'eau en milieu deltaïque, lors des crues, permettant le transfert d'un volume considérable de sédiments clastiques plus au large.



FigIV.27 : Association de faciès Afch9 ; a et b) Grès à rides chevauchantes ; c) Argiles vertes
IV.3.4.1.g. Association de faciès Afch10 : environnement distal franc (lacustre ?)

Description :

L'association de faciès Afch10 est essentiellement argileuse et représentée par des argiles homogènes vert-foncé à gris-foncé, avec quelques rares passées ou intercalations de silts à grès très fins.

Ces argiles dolomitiques à marneuses sont plus ou moins silteuses et micacées, et riche en matière organique. Elles contiennent beaucoup de débris végétaux (feuilles de plante) et charbonneux, des nodules de pyrite et des bioclastes d'ostracodes. Elles sont massives, parfois légèrement feuilletées. Les bioturbations y sont rares, voire absentes. Aucune

structure d'émersion temporaire de type fente de dessiccation et /ou trace de racines n' a été observée dans ces faciès argileux

Les silts ou grès interstratifiées sont quartzeux et micacés, moyennement bien triés. Ils montrent des litages obliques, des rides de courant chevauchantes, écrêtées et remaniées par la houle houle (Fig IV.28).

Interprétation :

Ces argiles sont traditionnellement interprétées par les géologue de Total (i.e. Bennehard and Euvrard, 1995) comme représentant des dépôts de décantation lacustre. L'abondance en matière organique, ainsi que l'absence de bioturbations dans ces faciès argileux (ouverts) témoigne d'une sédimentaire dans un milieu anoxique à sub-oxique et relativement profond (lac ou lagune ?), favorable à la préservation de cette matière organique et où les influx clastiques sont dorénavant très limités.

Les rares silts intercalés dans ces argiles peuvent être interprétés comme des turbidites distales. Cependant, la question du processus à leur origine reste posée (Intrabasinal or extrabasinal turbidites, sensu Zavala and Arcuri, 2016). Deux scénarios sont possibles :

- des courants de turbidité à moyenne-basse densité (séquences de Bouma Tbc ou Tc, Bouma, 1962),
- des courants hyperpycniaux (Mulder et al., 2003; Zavala et al., 2011, 2012; Zavala and Arcuri, 2016).

L'une des caractéristiques des hyperpycnites est de contenir des débris de végétaux et charbonneux d'origine continentale (Zavala et al., 2012). Ce qui est le cas ici. Ces silts à rides chevauchantes correspondent donc au faciès S3 de Zavala et al. (2011) et peuvent être interprétés comme issus des courants de turbidité hyperpycniaux induits par les crues (hyperpycnites).

Ces argiles lacustres sont rattachées au membre Vembo, dont elles constituent la base. Leur dépôt est associé avec a montée rapide du niveau de base, marquant la phase d'inondation lacustre maximum (Bennehard and Euvrard, 1995) ou marin si la connexion avec l'océan est réalisée. Cette remontée du niveau de base a ennoyé les paléovallées en bordure du bassin et permis l'installation d'une sédimentation suboxique lacustre (Callec et al., 2015; Fullgraf et al., 2015; LE Bayon et al., 2015) ou lagunaire restreinte. Des dinoflagellés, marqueurs

marins, ont été récemment mis en évidence dans les argiles noires affleurant à la base des paléovallées en association avec une faune d'ostracode typique de l'As12 (Delhaye-Prat et al, 2015) et donc équivalentes strictes au Vembo du Gabon (Grosdidier et al, 1996). A la lumière de ces éléments, il semble donc que l'ennoiement qui marque la base du Vembo, en surface et en subsurface, corresponde à l'enregistrement en domaine restreint d'une transgression marine.



Figure IV.28 : Association de faciès Afch10 : a) argile massive (faciès Fm2) ; b) argiles à intercalation de grès à rides de courant chevauchantes, c) grès à rides de courant chevauchantes.

IV.3.4.1.4. Environnement de dépôts lagunaires à marins peu profonds

Les faciès caractéristiques des environnements de dépôts lagunaires à marins peu profonds sont regroupés en 4 associations principales correspondant aux sous-environnements de dépôts suivants : (1) shoreface ; (2) plage sableuse ; (3) marécage côtier et (4) marins peu profonds.

✚ Association de faciès Afch11: shoreface confiné

Description :

L'association de faciès est composée principalement de dépôts décimétriques à pluridécimétriques de grès homolithiques bioturbés, blanchâtres à beiges, interstratifiés avec des strates centimétriques et discontinues d'argile, de couleur gris à vert (Fig IV.29).

Les grès quartzeux sont propres et bien triés. Ils sont constitués de quartz, à grains fins à moyens, subarrondis arrondis et ciments dolomitiques. Ils sont massifs, avec des limites basales abruptes et des limites sommitales ondulées à érosives souvent drapées par des argiles. Les bioturbations sont y modérées à intenses, mais peu diversifiées. Il s'agit de terriers horizontaux ou peu inclinés par rapport au plan de stratigraphie (Thalassinoides ?). Les interbanes d'argilites se présentent sous forme de joints secs ou de drapages d'argile.

Interprétation :

La présence des bioturbations, quoique peu diversifiées, ainsi que l'occurrence d'interbanes argileux indique une sédimentation dans un milieu sous-aquatique. Cette association de faciès représente probablement un intervalle transgressif du membre Vembo.

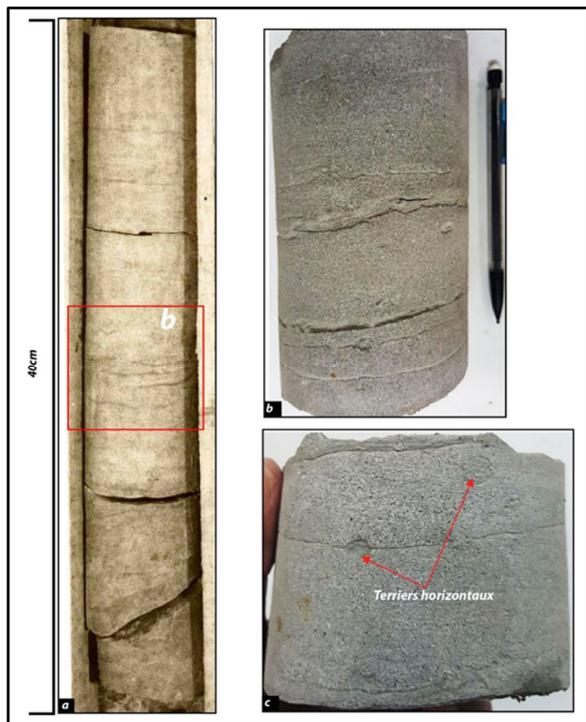


Figure IV.29 : Association de faciès Afch11, a) empilement de grès massif à interbanes argileux ; b et c) Vue détaillé de bancs de grès avec des terriers horizontaux.

✚ Association de faciès Afch12 : plage sableuse

Description :

L'association de faciès est homolithique et constituée exclusivement de strates de grès homolithiques gris-brun à gris-sombre pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Ce sont des grès quartzeux, plus ou moins propres et moyennement triés, contenant des minéraux lourds détritiques (placer, Fig IV.30.c). Ils sont constitués essentiellement de grains de quartz, fins à grossiers et à ciment carbonaté peu développé. Les grains sont subanguleux à subarrondis.

Malgré une apparence très homogène et massive (Fig.IV.30.a), ces sables montrent souvent des laminations planes parallèles à subparallèles (Fig.IV.30.b), souvent soulignées par la concentration des minéraux lourds (FIV.30.c).

Interprétation

Les faciès de grès massifs ou laminés riches en minéraux lourds détritiques (placer) sont caractéristiques des environnements de plage sableuse et des cordons littoraux soumis à l'action des vagues (Plint et al., 2010). La présence de glauconie dans ce sable pourrait témoigner d'une origine marine de ces dépôts ou d'une affinité marine de l'environnement de dépôt. Cette hypothèse est cohérente avec l'observation de flores marines dans les dépôts sous-jacents (voir paragraphe précédent), toutefois, il faut noter qu'aucune analyse géochimique n'a été réalisée sur cette glauconie.

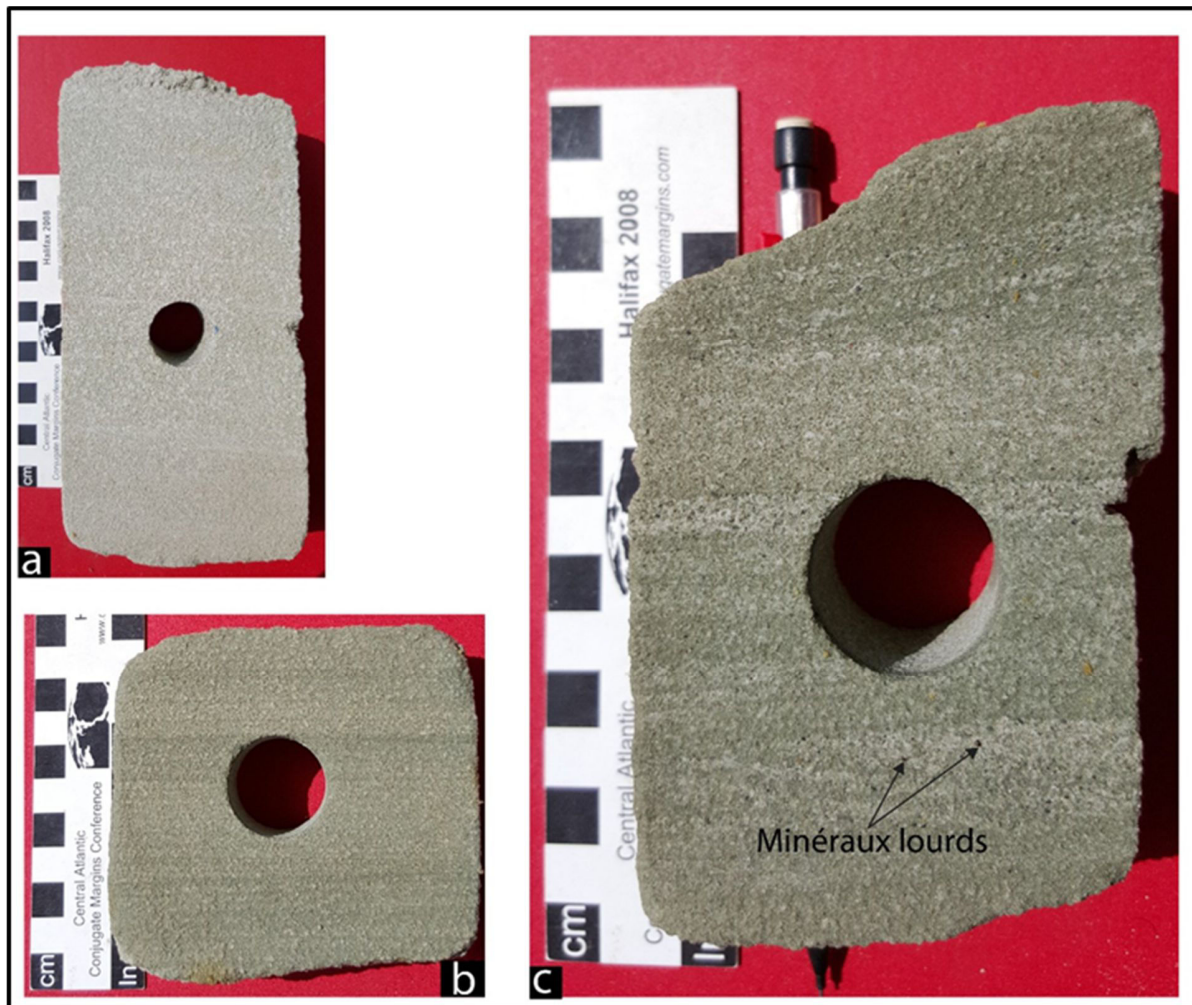


Figure IV.30, Association de faciès Afch12: a) Grès quartzeux massif ; b) Grès moyen à grossier à laminations planes parallèles frustres, c) Grès à minéraux lourds.

✚ Association de faciès Afch13 : marécage côtier

Description :

L'association de faciès consiste en une succession de silts argileux gris-sombre à noir, très riches en matière organique, atteignant une épaisseur d'environ 1 m (Fig IV.31).

Ces silts sont très sales, mal classés, avec d'abondants mica et un ciment argileux. Ils montrent beaucoup de débris végétaux et de charbon, fragments de troncs, associés avec des nodules de sulfure (Fig IV.31). Ces silts sont généralement massifs et sans structures, et parfois localement perturbés par des structures de glissement (Fig IV.31c). Quelques structures de type rides de courant sont localement observées (Fig IV.31b).

Interprétation

Ces faciès silteux micacés et riches en matière organique représentent les dépôts de marécages. Les structures de glissement observées dans cette association peuvent être liées à des glissements de berge de chenaux. L'abondance de matière organique et surtout la présence de fragments carbonneux (branches/troncs d'arbres) dans ces faciès témoignent de l'existence d'une forêt marécageuse en bordure du bassin.

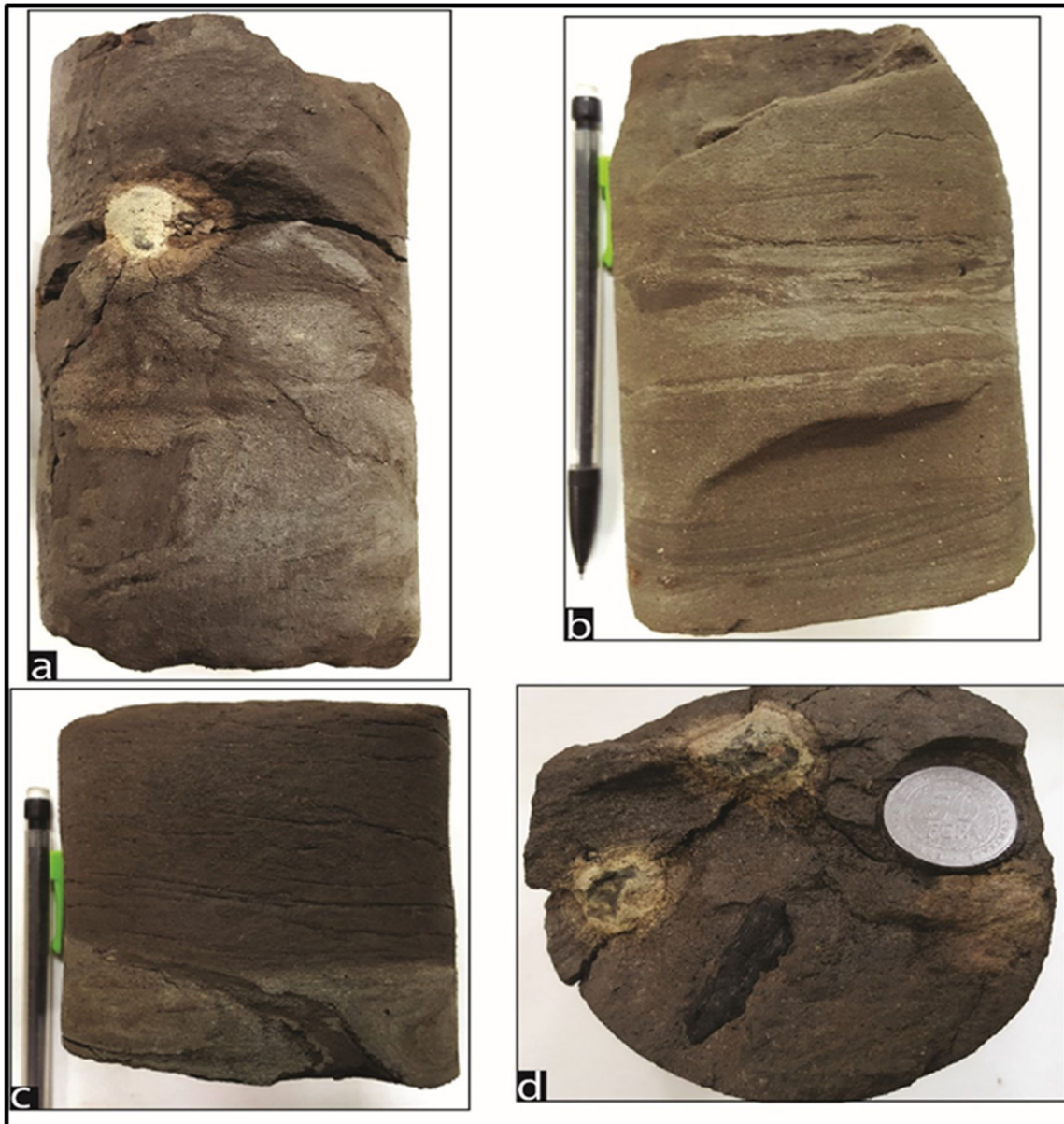


Fig IV.31, Association de faciès Afch13: a) Banc massif de silt argileux gris-sombre à nodules sulfureux, b) strate de grès fin à ride de courant intercalées dans des grès massifs : c) figures

de charge (« load and flames structure ») ; d) Nodules sulfureux et fragments carbonneux (branches/troncs d'arbres) emballées dans les silts.

✚ Association de faciès Afch14: marin peu profond

Description :

Épaisse de 1 à 2m, l'association de faciès Afch14 constitue une succession sédimentaire mixte argilo-carbonatée, avec une très grande extension latérale, et représente le sommet de la Formation de Chéla. Elle est représentée par des alternance régulières à irrégulières (Fig IV.32) de strates d'argiles homogènes gris-sombre à vert et de dolomies compactes gris-clair à beige (Fig. IV.32a), d'argiles verte; de micrites dolomitiques gris-clair à beige et de laminites algaires centimétriques à décimétriques (Fig IV. 32b, c, d, f) qui sont surmontées par des bancs d'anhydrite blanchâtres.

- Les argiles sont carbonatées (marnes) et finement silteuses. Elles sont massives à feuilletées. Elles contiennent parfois des nodules d'anhydrite dans la partie supérieure de la série.
- Les dolomies sont massives et prédominent dans la partie inférieure de cette association de faciès. Leurs surfaces basales sont souvent nettes, tandis que la surface sommitale est abrupte et érosive.
- Les micrites dolomitiques peuvent être soit massives ou finement laminées (Fig IV.32). Les limites inférieures sont nettes et non-érosives. Leurs limites sommitales sont abruptes à érosives. Des micro-karsts (Fig IV.32c) s'observent parfois sur les surfaces sommitales de certains bancs, indiquant des phases d'émersion temporaire (« subaerial microkarstic surfaces»)
- Les laminites sont souvent dolomitiques et montrent de fines lamines parallèles à ondulées blanchâtres correspondant vraisemblablement à des films/mats algaires et /ou des tapis microbiens.

Ces strates présentent des évidences de déformation synsédimentaire de type microfailles normales (Fig. IV.32) et micro-slumps.

Interprétation

Cette association de faciès marque un changement majeur de la dynamique sédimentaire dans le Bassin Côtier Congolais. Elle souligne une sédimentation mixte argilo-carbonatée et évaporitique dans un contexte marin peu profond (Vittori, 1987).

Les alternances régulières argiles-dolomies (Fig IV.32a) reflètent une sédimentation mixte (décantation argileuse et participation de boue carbonatée) dans un environnement lagunaire relativement calme.

En outre, Les intervalles argile-micrite-laminite algair (Fig IV.32) peuvent être interprétés comme caractéristiques d'un domaine interne confiné soumis à l'évaporation, typique des environnements pré-évaporitiques à évaporitiques (Sebkha vs « tidal flat » ?). La présence des laminites algaires, ainsi que l'occurrence de micro-karsts sur les surfaces sommitales des bancs micritiques (soulignant des périodes d'émersion temporaire) laissent penser à un environnement côtier de Sebkha.

L'apparition des bancs d'anhydrite au sommet de cette succession indique que le milieu devient évaporitique, ce qui marque le début des cycles évaporitiques de la Formation Salifère de la Loémé.

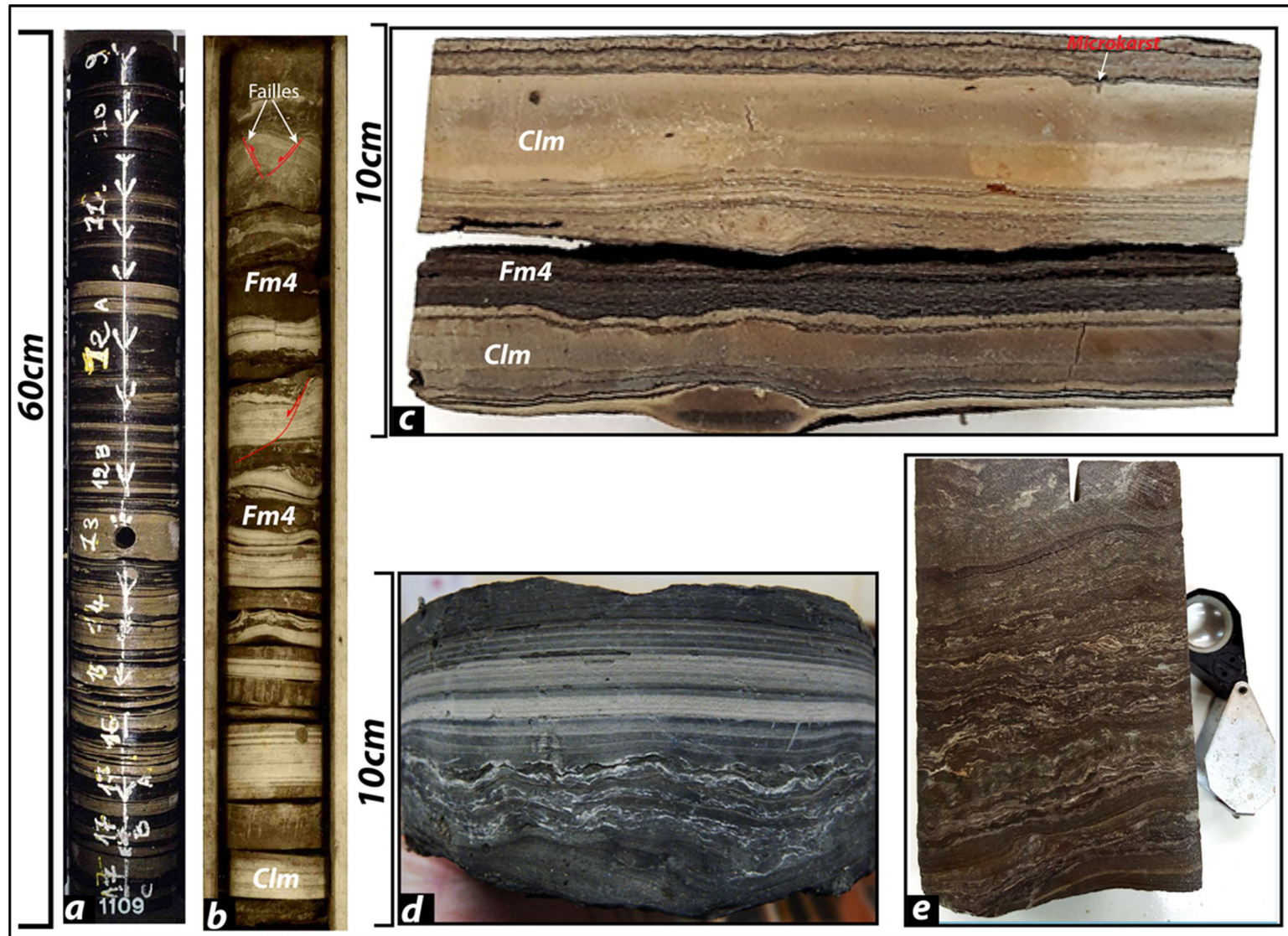


Figure IV :

IV.3.5.2. Modèle de dépôt de la formation de Chéla

Les dépôts de la Formation de Chéla se sont effectués sur une surface relativement aplanie ayant toutefois préservé des inégalités locales. Elle comprend deux membres: Les conglomérats et sables du Chéla sensu stricto et les dépôts argilo-dolomitiques du Vembo. Il découle de l'analyse sédimentologique, que la Formation de Chéla présente des différences notables avec celles des unités sous-jacentes. Cette formation se caractérise par une forte complexité sédimentaire, qui s'illustre en termes des variations latérales et verticales de faciès.

L'histoire de la Formation de Chéla commence par une première régression, avec une association de conglomérats et de grès grossiers liés à un système alluvial proximal à distal déposés sur une discordance angulaire régionale recoupant des strates allant du Barrémien au Protérozoïque.

- Dans son ensemble, le membre Chéla (sensu stricto) est le reflet de la progradation d'un delta alluvionnaire évoluant dans le temps en fonction d'une remontée du niveau de base. Les faciès sont toujours sous-aquatiques.
- À la base de la succession, le membre inférieur Chéla sensu stricto, montre des écoulements gravitaires denses en période de bas niveau.
- Le membre supérieur du Chéla sensu stricto est dominé par des systèmes fluvio-lacustres avec des dépôts plus ou moins distaux de systèmes deltaïques.
- Le membre de Vembo quant à lui enregistre une connexion avec le domaine marin avec un ennoïement basal. La phase de comblement est interprétée d'abord comme caractérisée par des dépôts pro-deltaïques sous la zone d'action des vagues de tempêtes puis montre les caractéristiques des systèmes pré-évaporitiques annonçant la transition vers les dépôts salifères de la Formation de Loémé.

Les relations entre ces différents environnements de dépôts restent à préciser en l'absence de corrélations détaillées entre les différents puits.

Cet enchaînement vertical des dépôts est conforme avec la connaissance régionale des dépôts correspondant à la Formation de Chéla en bordure du Mayombe : conglomérat basal associé à une surface d'érosion généralisée anté-Chéla, ennoïement puis comblement avec un passage progressif à la série salifère Loémé.

IV.3.6. Conclusion sur l'analyse sédimentologique

L'analyse sédimentologique détaillée dans ce chapitre a permis d'une part d'identifier les différents faciès, de reconstituer les milieux sédimentation et préciser les modalités de dépôt pour les séries barrémo-aptiennes du Bassin Côtier Congolais.

IV.4 STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE et CORELATION ENTRE PUIITS

La figure illustre l'architecture stratigraphique de premier ordre du remplissage sédimentaire du bassin cotier congolais pendant la phase sag , le long d'un transect de deux puits (HL-1 et TB-1) , qui permet de proposer son découpage séquentielle.

Le premier cycle dépôt principalement argileux (Marnes de Pointe-Noire) au-dessus de la discordance régionale BA2 ne montre pas de variation d'épaisseur majeure. Cette observation indique une phase de comblement passive, au moins sur la zone correspondant à la plaine côtière actuelle.

Malgré un faciès relativement homogène des Marnes Noires, il est possible de distinguer des cycles marqués par des argiles noires à forte teneur en matière organique qui se suivent à l'échelle du bassin et qui passent graduellement à des phases de comblement marqués par des faciès carbonatés ou clastiques. Ces cycles haute fréquence avec des successions d'anoxie puis de déconfinement pourraient correspondre à un signal climatique. La possibilité de corréliser tous les cycles haute fréquence à plusieurs dizaines de kilomètre de distance montre le caractère régional de tels cycles et donc l'existence d'un vaste lac. De plus, la préservation de l'ensemble de ces cycles haute fréquence est cohérente avec une période de faible activité tectonique.

La limite Pointe-Noire Pointe Indienne n'est pas évidente à placer du fait du caractère graduel de la transition entre ces deux Formations. Il y a néanmoins une rupture faciologique avec un changement des argiles de noires à vertes en passant par du gris. Il y a également un changement d'architecture avec une rétrogradation marquée. La convention interne de TOTAL est de placer cette limite au niveau d'une TS au sommet d'un cycle haute fréquence dont la MFS se caractérise par le dernier niveau d'argiles noires à forte teneur en matière organique (electrofacies typique : faible densité, très fort indice d'Hydrogène, DT très fort, Résistivité souvent forte).

Un épaissement des séries est observable entre Holle-1 et Tchibota-1. La formation de Pointe Indienne, en particulier les termes BA3 & BA4 sont exceptionnellement épais à Tchibota-1. Il y a deux raisons à cette situation :

- La forte aggradation des séries de la Formation de Pointe indienne pour Tchibota en liaison avec le jeu de la faille qui contrôle le flanc Sud de l'Eperon de la Noumbi.
- L'absence des termes ultimes du BA4 en raison de la forte troncature des séries du BA4 sous la discordance AP2, comme illustré avec Holle-1. La zone de Tchibota constitue une exception. En dehors de la fosse de Tchibota, cet intervalle de temps est mieux préservé dans le bassin externe où il est enregistré avec les séries du Dentale.

Après une phase très argileuse au Ba3, dominée par des dépôts sous-aquatiques comme le membre Mengo, une phase de comblement se marque par un empilement de cycles haute-fréquence de type barre (caractère progradant). Ce sont des dépôts typiquement fluvio-deltaïques en domaine lacustre avec une forte aggradation de la plaine côtière du lac. Ces dépôts passent à des séries plus argileuses vers Holle, soulignant l'existence d'un système d'apport dans la zone de Tchibota. Dans les zones à faible apports clastiques comme Holle, les phases de comblement sont marquées par des barres carbonatés à lumachelles, le membre des grès et carbonates de Pointe Indienne.

Les carottes de l'intervalle BA4 montrent de nombreuses figures sédimentaires typiques de l'action des vagues, y compris des mamelons de tempêtes. Ceci montre l'existence d'une surface d'eau libre, ou fetch, suffisante et pointe donc à nouveau vers un grand lac, comme pour la Formation de Pointe-Noire.

La rupture enregistrée à la limite entre les biozones As10a et As10b est brutale. Les dépôts post érosion As10a-As10b montrent des sables massifs avec une distribution spatiale radiale confinée à un dépôt centre, typique d'un delta, Les Sables de Tchibota. Comme signalé plus haut, il y avait des apports soutenus dans cette zone. Il semble donc que le Delta Ba4-As10a a subi un forçage brutal conduisant au dépôt des Sables de Tchibota pendant l'intervalle BA4-As10b. Comme il a été établi que le lac était vaste et bien connecté et que les dépôts de type Pointe Indienne sont déjà bien établis à ce niveau (pas de rupture facologique), il est difficile d'invoquer le climat pour un tel changement. Il s'agit donc plus probablement d'un forçage tectonique. Cette rupture est également enregistrée au Sud Gabon avec de fortes incisions des systèmes fluviaux (V. Delhaye-Prat, comm. Pers, 2017), en cohérence avec un événement affectant la marge, précurseur

de la discordance AP2. Il est probable que la partie sommitale des dépôts des Sables de Tchibota aient été érodés.

Les premiers dépôts de la Formation de Chéla sont des conglomérats à ciment siliceux qui contrastent avec les sables fins de la Formation de Pointe-Indienne. Comme illustré avec Tchibota-1 et Holle-1, ce sont des dépôts assez peu épais (au plus quelques mètres) et même parfois absents. Ils caractérisent une phase de transit fluvatile et la cimentation siliceuse est probablement indicatrice d'une émergence généralisée. Ensuite, la formation de Chéla montre un empilement de sables fins (Membre Gamba au Gabon) puis de dépôts argilo-carbonatés (Membre Vembo du Gabon) associés à des argiles noires équivalentes en âge (As12) et en faciès aux affleurements des argiles noires observées à la base des vallées fossiles décrites dans le chapitre II. Cet ensemble montre une tendance globalement rétrogradante. Les lithologies (carbonates mais aussi sables et anhydrites) et le motif plutôt progradant des derniers bancs Chéla sous le premier dépôt d'Halite de la Formation de Loémé dénote d'un environnement pré-évaporitique et d'une tendance régressive. Cette tendance régressive pourrait se traduire par la mise en place des corps conglomératiques observés dans les vallées en aval.

La variation d'épaisseur du Chéla entre Holle et Tchibota montre la persistance d'une subsidence plus forte dans la fosse de Tchibota même après l'AP2. Cela pourrait être lié à une subsidence différentielle avec une compaction de l'épaisse série argileuse déposée dans ce dépôts centre ou à un rejeu tardif des failles qui bordent le flanc Ouest de l'Eperon de la Noumbi. Les observations d'un rejeu synsédimentaire de certaines failles dans les vallées étudiées dans ce mémoire pourraient faire préférer la deuxième hypothèse

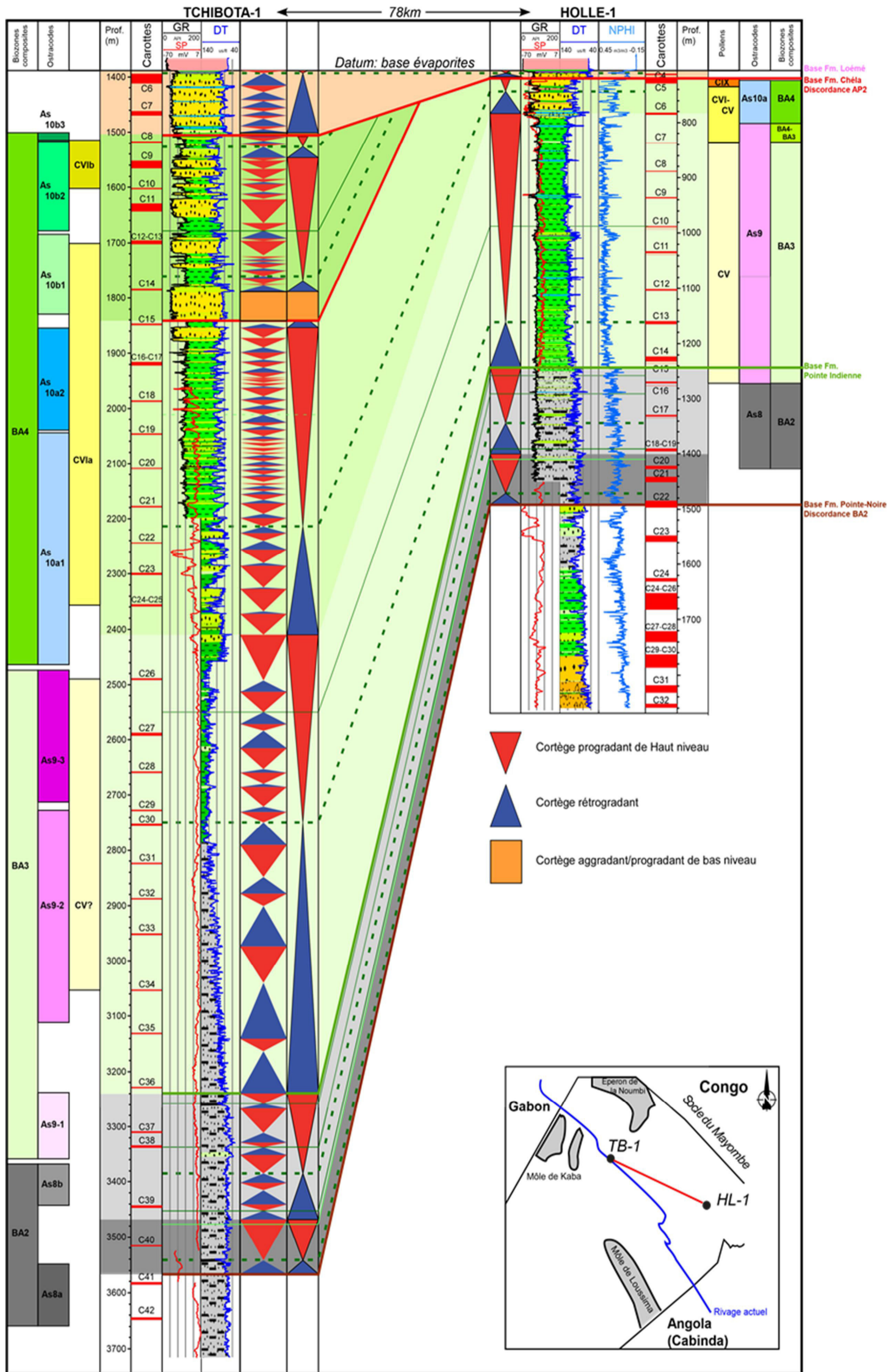


Fig. IV. : Correlation entre deux puits du domaine onshore du bassin cotier congolais
 Planche synthétisant la stratigraphie et l'évolution du remplissage sédimentaire du bassins cotier Congolais pendant la phase sag (entre le Barremien Moyen et l'Apti

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aigner, T., 1985, Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences: Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, Berlin, v. 3, p. 174 pp.
- Allen, John RL. Physical processes of sedimentation. American Elsevier Pub. Co., 1970.
- Allen, J. R., 1970, Physical processes of sedimentation: American Elsevier Pub. Co.
- Allen, J. R. L., 1970, Physical processes of sedimentation: American Elsevier Pub. Co.
- Allen, P. A., and A. L. Densmore, 2000, Sediment flux from an uplifting fault block: Basin Research, v. 12, no. 3–4, p. 367–380, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x.
- African Earth Sciences, v. 32, no. 1, p. 133–140, doi:10.1016/S0899-5362(01)90023-5.
- and the Middle East), v. 14, no. 2, p. 209–215, doi:10.1016/0899-5362(92)90098-W.
- Bouma, H., 1962, Size of the static pupil as a function of wave-length and luminosity of the light incident on the human eye: Nature, v. 193, no. 4816, p. 690.
- Braccini, E., D. Cn, S. Jr, J. P, O. P, and B. V, 1997, A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola.: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, v. 21, no. 1, p. 125–151.
- Bracken, B. R., 1994a, Syn-Rift Lacustrine Beach and Deltaic Sandstone Reservoirs-Pre-Salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa.
- Cartigny, M. J.-B., G. Postma, J. H. van den Berg, and D. R. Mastbergen, 2011, A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling: Marine Geology, v. 280, no. 1–4, p. 40–56.
- Chaboureau, Anne-Claire, F. Guillocheau, C. Robin, S. Rohais, M. Moulin, and D. Aslanian, 2013, Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications: Tectonophysics, v. 604, p. 191–223, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.
- South Africa: Palaeoworld, v. 16, no. 1, p. 67–104, doi:10.1016/j.palwor.2007.05.003.
- Cotter, Edward, et John R. Graham. « Coastal plain sedimentation in the late Devonian of southern Ireland; hummocky cross-stratification in fluvial deposits? » Sedimentary Geology 72, n° 3-4 (1991): 201–224.

- Daradich, A., J. X. Mitrovica, R. N. Pysklywec, S. D. Willett, and A. M. Forte, 2003, Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia: *Geology*, v. 31, no. 10, p. 901–904.
- Delhay-Prat, V., G. Dupont, N. Buratti, J. M. Moron, J. Esnault, V. Perrichot, and E. Al, 2016, The Vembo Shales (Republic of the Congo): new insights on the transition from lacustrine to marine settings in the South Atlantic: p. Paper n°2850.
- Delpomdor, F., C. Blanpied, A. Virgone, and A. Pr at, 2015, Sedimentology and Sequence Stratigraphy of the Late Precambrian Carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup in the Sankuru-Mbuji-Mayi-Lomami-Lovoy Basin (Democratic Republic of the Congo), in M. J. de Wit, F. Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Regional Geology Reviews, p. 59–76, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_4.
- Dickman, M., S. Dixit, J. Fortescue, B. Barlow, and J. Terasmae, 1984, Diatoms as indicators of the rate of lake acidification: *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 21, no. 1–4, p. 375–386.
- Dott, R. H., et Joanne Bourgeois. « Hummocky Stratification: Significance of Its Variable Bedding Sequences: Discussion and ReplyReply ». *GSA Bulletin* 94, n  10 (1 octobre 1983): 1249-51. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<1249:HSSOIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<1249:HSSOIV>2.0.CO;2).
- Fildani, A., N. J. Drinkwater, A. Weislogel, T. McHargue, D. M. Hodgson, and S. S. Flint, 2007, Age Controls on the Tanqua and Laingsburg Deep-Water Systems: New Insights on the Evolution and Sedimentary Fill of the Karoo Basin, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, no. 11, p. 901–908, doi:10.2110/jsr.2007.088.
- Fildani, A., W. R. Normark, S. Kostic, and G. Parker, 2006, Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves: *Sedimentology*, v. 53, no. 6, p. 1265–1287, doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00812.x.
- Freytet, P., and J.-C. Plaziat, 1982, Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France: *Contributions to Sedimentology*, v. 12, p. 213 pp.
- Frostick, L. E., and I. Reid, 1990b, Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of the East African Rift basins: *Journal of*

- African Earth Sciences (and the Middle East), v. 10, no. 1, p. 307–318, doi:10.1016/0899-5362(90)90062-J.
- Gonthier, E.-G., J.-C. Faugères, and D. A. V. Stow, 1984, Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz: Geological Society, London, Special Publications, v. 15, no. 1, p. 275–292.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg, 2012, The Geologic Time Scale 2012: Elsevier, 1175 p.
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, and J.-M. Moron, 1996b, Non-marine Lower Cretaceous biozonation of the Gabon and Congo basins Biozonation du Crétacé inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo: <<https://eurekamag.com/research/038/466/038466592.php>> (accessed July 31, 2018).
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, J.-M. Moron, S. Jardiné, I. De Klasz, and J.-P. Debenay, 1996, Biozonation du Crétacé Inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo: Géologie de l’Afrique et de l’Atlantique Sud: Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Mémoire, v. 16, p. 67–82.
- Hampton, M. A., 1979, Buoyancy in debris flows: Journal of Sedimentary Research, v. 49, no. 3, p. 753–758.
- Harms, J., J. B. Southard, D. R. Spearing, and R. G. Walker, 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM, Short Course v2, Dallas, pp., 161: SEPM, Short Course v2, Dallas, v. 161.
- Harris, N. B., 2000, Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales: Basin Research, v. 12, no. 3–4, p. 425–445, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00129.x.
- Harris, A. R., 1994, Time series remote sensing of a climatically sensitive lake: Remote Sensing of Environment, v. 50, no. 2, p. 83–94.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004a, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: AAPG Bulletin, v. 88, no. 8, p. 1163–1184.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004b, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: AAPG Bulletin, v. 88, no. 8, p. 1163–1184, doi:10.1306/02260403069.

- Harris, N. B., P. Sorriaux, and D. F. Toomey, 1994, Geology of the Lower Cretaceous Viudo Carbonate, Congo Basin: A Lacustrine Carbonate in the South Atlantic Rift.
- Hartley, A. J., G. S. Weissmann, G. J. Nichols, and G. L. Warwick, 2010, Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 2, p. 167–183, doi:10.2110/jsr.2010.016.
- Jervey, M. T., 1988, Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression.
- Kneller, B. C., and M. J. Branney, 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, no. 4, p. 607–616.
- Lamb, M. P., P. M. Myrow, C. Lukens, K. Houck, et J. Strauss. « Deposits from Wave-Influenced Turbidity Currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. » *Journal of Sedimentary Research* 78, n° 7 (1 juillet 2008): 480-98. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.052>.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, no. 1, p. 279–297.
- Middleton, G., and M. Hampton, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows: *Marine sediment transport and environment management*.
- Middleton, G. V., and M. A. Hampton, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in D. J. Stanley, and D. J. P. Swift, eds., *Marine sediment transport and environmental management*: New York, p. 197–218.
- Morton, A. C., and C. Hallsworth, 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 90, no. 3, p. 241–256, doi:10.1016/0037-0738(94)90041-8.
- Morton, A. C., and C. R. Hallsworth, 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, no. 1, p. 3–29, doi:10.1016/S0037-0738(98)00118-3.
- Moulin, M., D. Aslanian, and P. Unternehr, 2010a, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean: *Earth-Science Reviews*, v. 98, no. 1, p. 1–37, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.

- Moulin, M., D. Aslanian, and P. Unternehr, 2010b, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean: *Earth-Science Reviews*, v. 98, no. 1, p. 1–37, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Mulder, Thierry, and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269–299, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.
- Mulder, T., and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269–299.
- Mulder, Thierry, J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugères, and B. Savoye, 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6, p. 861–882, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003.
- Mulder, Thierry, Philippe Razin, et Jean-Claude Faugeres. « Hummocky Cross-Stratification-like Structures in Deep-Sea Turbidites: Upper Cretaceous Basque Basins (Western Pyrenees, France) ». *Sedimentology* 56, n° 4 (1 juin 2009): 997-1015. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01014.x>.
- Mutti, E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, v. 24, no. 1, p. 107–131.
- Mutti, Emiliano, 1992, Turbidite sandstones: Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.
- Mutti, E., and F. R. Lucchi, 1974, La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. S7-XVI, no. 6, p. 577–582, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.577.
- Mutti, E., R. Tinterri, D. Di Biase, L. Fava, N. Mavilla, S. Angella, and L. Calabrese, 2000, DELTA-FRONT FACIES ASSOCIATIONS OF ANCIENT FLOOD-DOMINATED FLUVIO-DELTAIC SYSTEMS: *Rev. Soc. Geol. España*, v. 13, p. 2.
- Myrow, P. « Storms and Storm Deposits☆ ». In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier, 2016. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09736-0>.
- Martins-Neto, M. A., et O. Catuneanu. « Rift sequence stratigraphy ». *Marine and Petroleum Geology* 27, n° 1 (1 janvier 2010): 247-53. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001>.

- Nutz, A., 2013, La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent: Université de Strasbourg.
- Nutz, A., and M. Schuster, 2016, Stepwise drying of Lake Turkana at the end of the African Humid Period: a forced regression modulated by solar activity variations? *Solid Earth*, v. 7, no. 6.
- Nutz, A., M. Schuster, J.-F. Ghienne, C. Roquin, M. B. Hay, F. Rétif, R. Certain, N. Robin, O. Raynal, and P. A. Cousineau, 2015, Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada): *Bulletin*, v. 127, no. 9–10, p. 1194–1208.
- Olariu, C., R. J. Steel, and A. L. Petter, 2010, Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah: *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 6, p. 819–845, doi:10.1306/11020909072.
- Ponte, J-p, Cécile Robin, François Guillocheau, Speranta Popescu, Jean-Pierre Suc, Massimo Dall'Asta, Mihaela C. Melinte-Dobrinescu, Miroslav Bubik, Gérard Dupont, et Jérémie Gaillot. « The Zambezi delta (Mozambique channel, East Africa): High resolution dating combining bio-orbital and seismic stratigraphy to determine climate (palaeoprecipitation) and tectonic controls on a passive margin ». *Marine and Petroleum Geology*, 3 septembre 2018. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.017>.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012, Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview: *Gondwana Research*, v. 22, no. 3, p. 772–798, doi:10.1016/j.gr.2012.06.002.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012b, Reassessment of the Early Cretaceous non-marine ostracod genera *Hourcquia* Krömmelbein, 1965 and *Pattersonocypris* Bate, 1972 with the description of a new genus, *Kroemmelbeincypris*: *Journal of Paleontology*, v. 86, no. 4, p. 699–719, doi:10.1666/11-140R.1.
- Poropat, S. F., and J.-P. Colin, 2012b, Reassessment of the Early Cretaceous non-marine ostracod genera *Hourcquia* Krömmelbein, 1965 and *Pattersonocypris* Bate, 1972 with the description of a new genus, *Kroemmelbeincypris*: *Journal of Paleontology*, v. 86, no. 4, p. 699–719.

- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, in *Coarse-grained deltas: International Association of Sedimentologists, Special Publication 10*, p. 13–27.
- Postma, G., and M. J. B. Cartigny, 2014, Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits—A synthesis: *Geology*, v. 42, no. 11, p. 987–990.
- Postma, G., M. Cartigny, and K. Kleverlaan, 2009, Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sedimentary Geology*, v. 219, no. 1–4, p. 1–6.
- Postma, G., K. Kleverlaan, and M. J. B. Cartigny, 2014, Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model: *Sedimentology*, v. 61, no. 7, p. 2268–2290, doi:10.1111/sed.12135.
- Prave, A. R., et W. L. Duke. « Small-Scale Hummocky Cross-Stratification in Turbidites: A Form of Antidune Stratification? » *Sedimentology* 37, n° 3 (1 juin 1990): 531-39. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00152.x>.
- J Publications*, v. 71, no. 1, p. 35–66, doi:10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03.
- Reading, H. G., and M. Richards, 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 78, no. 5, p. 792–822.
- Renaut, R. W., B. Jones, and M. R. Rosen, 1996, Primary silica oncoids from Orakeikorako hot springs, North Island, New Zealand: *Palaios*, v. 11, no. 5, p. 446–458.
- Robert, P., and L. Yapaudjian, 1990, Early cretaceous rift sediments of the Gabon-Congo margin: lithology and organic matter; tectonic and paleogeothermal evolution: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 319–330, doi:10.1016/0899-5362(90)90063-K.
- Rubin, David M. *Cross-bedding, bedforms and paleocurrents*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Oklahoma (EUA), 1987.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285–342.
- Southard, John B., John M. Lambie, Dennis C. Federico, Harold T. Pile, et Christopher R. Weidman. « Experiments on Bed Configurations in Fine Sands under Bidirectional Purely Oscillatory Flow, and the Origin of Hummocky Cross-Stratification ». *Journal*

- of *Sedimentary Research* 60, n° 1 (1 janvier 1990): 1-17.
<https://doi.org/10.1306/212F90F7-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Stow, D. A. V., and G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: *Sedimentary Geology*, v. 25, no. 1, p. 23–42, doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4.
- Stow, D. A. V., and G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: *Sedimentary Geology*, v. 25, no. 1–2, p. 23–42.
- Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.
- Vernet, P., C. Assoua-WandéJardiné, L. Massamba, J. P. Debenay, and P. Sorriaux (eds.), 1996, Paleogeography of the Cretaceous (Albian - Maastrichtian) in the offshore Congo Basin: Pau [France, Elf Aquitaine, BULLETIN- CENTRE DE RECHERCHES EXPLORATION PRODUCTION ELF AQUITAINE MEMOIRES, 18 p.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 62, no. 6, p. 932–966.
- Walker, R. G., 1975a, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, no. 6, p. 737–748.
- Walker, R. G., 1975b, Generalized fades models for resedimented conglomerates of turbidite assodation: *Geological Sody of America Bulletin*, v. 86.

CHAPITRE V

Discussion et conclusion

CHAPITRE V :

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'objectif de cette thèse était d'étudier un système de rift ancien ayant évolué vers un océan et ses marges passives : le rift du segment central de l'Atlantique sud d'âge Crétacé inférieur sur son versant africain au Congo. L'objectif était triple : caractériser (1) la dynamique des reliefs anciens amont (les épaulements de rift), (2) le routage sédimentaire ante- à syn-rift, (3) l'architecture stratigraphique de premier ordre du rift.

V.1 DYNAMIQUE DE L'EXTENSION ET REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE

Nous avons, pour la première fois, replacé le remplissage sédimentaire du rift dans le cadre du modèle d'extension continentale proposé par le groupe de G. Manatschal (Peron-Pinvidic et al., 2017).

- **Berriasien terminal** (140 Ma) – **intra-Barrémien** (126-129 Ma) (Fm Sialivakou à Fm Djeno) : l'essentiel de la sédimentation est localisé le long d'hémigrabens – c'est la phase d'étirement qui dure donc entre 11 à 14 Ma;
- **Intra-Barrémien** (unconformity entre les Fms Djeno et Pointe noire) – c'est la phase d'amincissement qui est donc un processus rapide conformément aux attendus du modèle;
- **Intra-Barrémien** (126-129 Ma) – **Aptien moyen** (120-115 Ma) (Fm Pointe noire à Fm Chela) : un seul dépocentre présentant des épaisseurs homogènes existe. Il scelle les hémigrabens et horsts précédents, ainsi que l'essentiel des failles – c'est la phase « sag » ou d'hyperextension qui dure donc entre 6 à 14 Ma.

Le grand hiatus de l'Aptien inférieur correspondant à la base de la Fm Chela et se produisant durant la phase « sag, » demeure inexpliqué dans le cadre du modèle du groupe de Manatschal et collaborateurs

V.2 DYNAMIQUE DES RELIEFS EN AMONT DU RIFT : ÉPAULEMENTS DE RIFTS

La caractérisation de reliefs bordiers du rift se fonde ici sur (1) l'existence de vrais cônes alluviaux contre les failles bordières du rift, (2) la présence de vallées incisées préservées en amont du rift et (3) des sources d'apports terrigènes locales déduites de l'analyse pétrologique des lithoclastes (galets) et de la datation des zircons et apatites détritiques.

- Les **cônes alluviaux** sont actifs du Berriasien terminal au Barrémien (intra-Barrémien) (Fms Sialivakou-Djeno) c'est-à-dire durant la phase d'étirement du rift durant laquelle existent donc bien des reliefs amont. La phase d'hyper-extension (« sag ») marque un approfondissement du bassin (Fm Pointe Indienne) et d'ennoiement généralisé sous-lacustre de l'ensemble du rift jusqu'à la faille bordière du Mayombe. Le Massif du Mayombe est alors une source de sédiments alimentant des épandages sous-marins de type lobes de front de delta.
- Les **vallées incisées** de la bordure SW du massif du Mayombe sont remplies par des sédiments d'âge Aptien moyen (Fm Chela). Leur incision est donc antérieure à l'Aptien moyen sans cependant qu'il soit possible de savoir si cette incision est plus ou moins ancienne : par exemple contemporaine des cônes alluviaux de la phase d'étirement (soit du Valanginien-Barrémien) ou contemporaine de l'unconformity AP2 de la base de la Fm Chela (soit de l'Aptien inférieur).
- La **datation des zircons et apatites détritiques** des formations Djéno(syn-rift) et Chela (sag) montre (1) des sources identiques, (2) provenant du seul massif du Mayombe, le bassin du Niari n'étant pas mis à contribution.

Cela a plusieurs conséquences géomorphologiques et géodynamiques intéressantes.

- (1) Quelle que soit la phase du stade rift (étirement ou hyper-extension), des reliefs en amont à la faille bordière existent et correspondent vraisemblablement à des épaulements.
- (2) La limite amont des bassins versants de l'épaulement du Mayombe (ligne de partage des eaux avec le bassin intérieur du Congo) ne migre pas et demeure stable du Berriasien terminal (140 Ma) à l'Aptien moyen (120-115 Ma), soit durant 20 à 25 Ma.
- (3) La longueur maximale des bassins versants latéraux du rift n'excède donc pas 30 à 40 km soit la largeur actuelle du Mayombe. Cette longueur peut être moindre

selon l'importance de la dénudation post-rift de la couverture du bassin du Niari, à l'origine de son extension actuelle.

- (4) La hauteur minimale de ces reliefs lors de la phase d'incision des paléovallées du Mayombe était de 300 m, soit la hauteur actuelle préservée des paléovallées.
- (5) Ces résultats posent la question de l'origine et du maintien de ces reliefs.
- S'agissant d'un rift étroit localisé sur une croûte au moins paléoprotérozoïque, l'existence d'épaulements est en accord avec les modélisations numériques du groupe de R. Huisman.
 - Le maintien d'un épaulement durant la phase d'hyper-extension (avec un changement majeur de systèmes sédimentaires dans le rift entre les phases d'étirement et d'hyper-extension) est-il lié à la dynamique de l'extension et au jeu continu de la faille bordière du Mayombe et/ou résulte-t-il d'un simple rebond isostatique lié à l'incision des vallées ?
 - Les reliefs actuels du Mayombe sont-ils un héritage de ces reliefs d'âge crétacé inférieur ?

V.3 . ROUTAGE SEDIMENTAIRE ANTE A SYN-EXTENSION

Le routage sédimentaire a été caractérisé par la datation des zircons et des apatites détritiques, confirmant l'existence d'un système pre-rift – et donc d'un bassin antérieur au système rift du segment central de l'Atlantique sud.

- La Fm Vandji, base de la série sédimentaire du Congo, présente un spectre de zircons différents (notamment avec une population « permienne » à 320-250 Ma) de celles sus-jacentes, mais similaire à ceux de très nombreuses formations de la fin du Jurassique – début Crétacé du bassin du Parana (Fm Botucatu), du bassin intérieur du Congo (Fm Dekese) et du bassin de Camamu (Fm Sergi). La Fm Vandji, bien que présentant peu de faciès éoliens caractéristiques des trois autres formations précédemment citées, appartient donc bien à ce système sédimentaire dit de la dépression afro-brésilienne.
- La Fm Vandji est alimentée de l'ouest à sud-ouest par le Brésil (chaines néoprotérozoïques à cambriennes de Ribeira et Araçuaí reprenant des roches structurées au Mésoprotérozoïque) et au sud par une source angolaise (kimberlites permienes) et/ou brésilienne (zircons des tuffs permienes du

Mayombe). Une source directe depuis les arcs magmatiques permien de Gondwana (Fm Choiyoi en Argentine) ne semble pas envisageable pour des raisons de barrières paléogéographiques (rifts à franchir transversalement par des rivières, etc..).

- Une nouvelle carte paléogéographique de ce bassin a été élaborée dans le cadre de ce travail. Elle montre l'existence (1) de deux grands déserts localisés (i) en Amérique du Sud et en Afrique du sud-ouest au niveau des bassins du Parana (Fm Botucatu) et de Huab (Namibie) et (ii) en Afrique centrale (bassin intérieur du Congo : Dekese Fm) et (2) d'un corridor commençant au nord de l'Angola localisé sur le futur rift de l'Atlantique sud et s'étendant vers le nord en direction du Cameroun, du Nordeste et du bassin de Parnaiba (Brésil) en une gigantesque nappe mixte alluvio-éolienne ayant pour niveau de base possible un lac préservé au niveau du bassin de Parnaiba. Cette carte conforte une alimentation sud à partir de l'Angola ou/et du bassin de Parana de la Fm Vandji.
- Le contexte tectonique de ce bassin peut être précisé. De part sa taille (longueur de quelques milliers de kilomètres en N-S ou E-W) et des faibles épaisseurs de sédiments accumulés, il s'agit d'un bassin intracratonique contrôlé par la dynamique du manteau, durant une période (la limite Jurassique-Crétacé) d'aridité relative mondiale.

Ces études soulignent l'importance de la tectonique en distension qui a affecté le bassin durant la sédimentation; elles remettent en question l'interprétation géodynamique de ce bassin considéré classiquement comme une avant-fosse de la chaîne de Gondwanide en cours de formation.

V.4 ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DE LA PHASE D'HYPER-EXTENSION DU RIFT

La phase « sag » du rift congolais a été étudiée en onshore actuel et dans le proche offshore ne dépassant pas les sous-bassins de Tchibota et de Pointe-Indienne vers le SW.

- D'un point de vue géométrique 2D, la phase d'hyper-extension est homogène, présentant peu de variations d'épaisseur, scellant l'essentiel des failles de la phase d'étirement, autant d'éléments caractéristiques d'une phase de « sag ». Les réflecteurs sont globalement plans parallèles et très peu de cliniformes sont visibles.
- La série sédimentaire présente la succession de faciès suivants :

- ✓ des faciès lacustres profonds calmes riches en matière organique
 - ✓ des faciès lacustres profonds soumis à une intense circulation océanique sous-lacustre
 - ✓ des faciès turbidites sous-lacustres
 - ✓ des faciès de front de delta sous-lacustres
 - ✓ des faciès de barres d'embouchures de deltas sous-lacustres dominés tantôt par les fleuves tantôt par les vagues
 - ✓ des faciès de baies interdistributaires sous-lacustres à accumulations de coquilles
 - ✓ des faciès de nappes alluviales en traction (« bedload »)
 - ✓ des faciès de baies mixtes lacustres-marines
 - ✓ des faciès de sabkha
- Ces faciès s'organisent en une grande séquence progradante (Fms Pointe Noire et Pointe Indienne) allant des faciès lacustres profonds aux barres d'embouchure deltaïque et couvrant la deuxième moitié du Barrémien et l'extrême base de l'Aptien, soit entre 3 et 5 Ma. Elle est surmontée par un hiatus d'au maximum 5 Ma de durée (unconformity à la base de la Fm Chela), puis par une tendance transgressive depuis des faciès alluviaux en traction à faible préservation jusqu'à des faciès à influence marine de « baie ».
 - Durant la phase « sag », la tendance est progradante ce qui suppose des vitesses d'apport terrigènes supérieures à celle de la création d'espace disponible, ce qui est cohérent avec les vitesses de sédimentation importantes quantifiées (à quantifier). De telles tendances progradantes ont été reconnues dans des rifts ne présentant pas (ou pas encore) des phases d'hyper-extension (Corinthe, Suez), ce qui suppose des couplages entre processus de surface (i.e. l'érosion) et la déformation de la lithosphère non encore compris.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdel-Kireem M.R., Schrank E., Samir A.M., Ibrahim M.I.A., 1996. Cretaceous palaeoecology, palaeogeography and palaeoclimatology the northern western Desert Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 22 (1), 93- 112.
- Adegoke, 2012. Biostratigraphy and depositional environment of the sediments in Bono Basin, North Eastern Nigeria. *Indian Journal of Sciences and Technology*, 5(6), 2800-2809.
- Affaton, P., F. Kalsbeek, F. Boudzoumou, R. Trompette, K. Thrane, and R. Frei, 2016, The Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (Congo Brazzaville): Stratigraphy of the Mayombe and West Congo Supergroups studied by detrital zircon geochronology: *Precambrian Research*, v. 272, no. Supplement C, p. 185–202, doi:10.1016/j.precamres.2015.10.020.
- Aigner, T., 1985, Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences: *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer Verlag, Berlin, v. 3, p. 174 pp.
- Al-Ameri T.K., Batten D.J., 1997. Palynomorph and palynofacies indications of age, depositional environments and source potential for hydrocarbons: Lower Cretac Zubair Formation, Southern Iraq. *Cretaceous Research*, 18, 789- 797.
- Albert, C., F. Farina, C. Lana, G. Stevens, C. Storey, A. Gerdes, and C. M. Dopico, 2016, Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses: *Lithos*, v. 266–267, p. 64–86, doi:10.1016/j.lithos.2016.09.029.
- Alkmim, F. F., M. Kuchenbecker, H. L. S. Reis, and A. C. Pedrosa-Soares, 2017, The Araçuaí Belt, *in* São Francisco Craton, Eastern Brazil: Springer, Cham, *Regional Geology Reviews*, p. 255–276, doi:10.1007/978-3-319-01715-0_14.
- Alkmim, F. F., and S. Marshak, 1998, Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero: *Precambrian Research*, v. 90, no. 1, p. 29–58, doi:10.1016/S0301-9268(98)00032-1.
- Alix P., Grosdidier E., Jardiné S., Legoux O., Popoff M., 1981. Discovery of Upper Aptian to Lower Albian date for microfossils in basal detrital series of the upper part of the Benue Trough (Nigeria). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 292 (18), 1291- 1294.

- Allen, J. R., 1970, Physical processes of sedimentation: American Elsevier Pub. Co.
- Allen, P. A., and A. L. Densmore, 2000, Sediment flux from an uplifting fault block: Basin Research, v. 12, no. 3–4, p. 367–380, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x.
- Al-Obaidi R.Y.K., 2009. Identification of palynozones and age evaluation of Zubair Formation, Southern Iraq. Journal of Al-Nahrain University, 12 (3), 16-22.
- Atta-Peters D., Salami M.B., 2006. Aptian-Maastrichtian palynomorphs from the offshore Tano Basin, western Ghana. Journal of African Earth Sciences 43,379-394.
- Azar D., Dejax J. Masure E., 2011. Palynological analysis of amber-bearing clay from the Lower Cretaceous of Central Lebanon. Acta Geologica Sinica (English Edition), 85(4), 942-949.
- Archangelsky S., 1979. Palynology of the Lower Cretaceous in Argentina. Fourth International Palynology Conference, Lucknow, 1976-1977, Proceedings Vol. 2 P. 425- 428.
- Balduzzi A., Msaky E., Trincianti E., Manum S.B., 1992. Mesozoic Karoo and post-Karoo Formations in the Kilwa area, southeastern Tanzania. A stratigraphic study based on palynology, micropalaeontology and well log data from the Kizimbani Well. Journal of African Earth Sciences 15(3), 405- 427.
- Barriga C.G., 1958. Palynological investigation of the Guaduas Formation of the Guacheta-Lenguazaque-Tausa Anticline. Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramangan 2, 27- 31.
- Bangert, B., and V. von Brunn, 2001, Tuffaceous beds in glaciogenic argillites of the Late Palaeozoic Dwyka Group of KwaZulu-Natal, South Africa: Journal of African Earth Sciences, v. 32, no. 1, p. 133–140, doi:10.1016/S0899-5362(01)90023-5.
- Basei, M. a. S., H. E. Frimmel, A. P. Nutman, and F. Preciozzi, 2008, West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa: Geological Society, London, Special Publications, v. 294, no. 1, p. 239–256, doi:10.1144/SP294.13.
- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, M. Karl, A. Schumann, and B. Nagudi, 2013, Tracing the exhumation history of the Rwenzori Mountains, Albertine Rift, Uganda, using low-temperature thermochronology: Tectonophysics, v. 599, p. 8–28, doi:10.1016/j.tecto.2013.03.032.

- Bauer, F. U., U. A. Glasmacher, U. Ring, A. Schumann, and B. Nagudi, 2010, Thermal and exhumation history of the central Rwenzori Mountains, Western Rift of the East African Rift System, Uganda: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, no. 7, p. 1575–1597, doi:10.1007/s00531-010-0549-7.
- Beilstein U., 1994. Microflora, (sporomorphs, dinoflagellates), from the regressive Upper Cretaceous of Benue-Trough, Nigeria. *Geologisches Institut der Universitat zu Koln, Sonderveroffentlichungen*, 95,1- 305.
- Belsky C.Y., Boltenhagen E., Potonie R., 1965. Dispersed spores of the Upper Cretaceous of Gabon, Equatorial Africa. *Palaeontologische Zeitschrift* 39(1), 72- 83.
- Bento dos Santos, T. M., C. C. G. Tassinari, and P. E. Fonseca, 2015, Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province: *Precambrian Research*, v. 260, p. 1–22, doi:10.1016/j.precamres.2014.12.018.
- Bertotti, A. L., F. Chemale, P. J. Sylvester, V. T. Kayser, and L. Gruber, 2014, Changing provenance of Late Jurassic to Early Cretaceous rift-related sedimentary rocks of the South Atlantic Margin: LA-MC-ICPMS U–Pb and Lu–Hf isotopic study of detrital zircons from the Camamu Basin, Eastern Brazil: *Chemical Geology*, v. 363, no. Supplement C, p. 250–261, doi:10.1016/j.chemgeo.2013.10.030.
- Boltenhagen E., 1980. Palynology of the Upper Cretaceous of Gabon. *Comite des Travaux Historiques et Scientifiques. Memoires de la Section des Sciences* 7, 1- 191.
- Boltenhagen E., 1967. Spores and pollen of the Upper Cretaceous of Gabon. *Pollen et Spores*, 9 (2), 335- 339.
- Boltenhagen E., 1976. Several species of the genus *Classopollis* (Pflug) Reyre of the Late Cretaceous of Gabon. *Revue de Micropaléontologie*, 16(4), 205- 213.
- Boni, J. M., and P. J. Vellutini, 1992, Caractérisation géochimique des dykes basiques du massif de les Saras (Mayombe Congolais, Afrique Centrale): conséquences géodynamiques: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 14, no. 2, p. 209–215, doi:10.1016/0899-5362(92)90098-W.
- Bosence, D. W. J., 1998, Stratigraphic and sedimentological models of rift basins, *in* B. H. Purser, and Dan W. J. Bosence, eds., *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea:- Gulf of Aden*: Dordrecht, Springer Netherlands, p. 9–25, doi:10.1007/978-94-011-4930-3_2.

- Bouma, H., 1962, Size of the static pupil as a function of wave-length and luminosity of the light incident on the human eye: *Nature*, v. 193, no. 4816, p. 690.
- Boutakoff, N., 1948, Les Formations Glaciaires Et Postglaciaires Fossilifères, D'âge Permo-carbonifère-Karoo Inférieur-, de la Région de Walikale, Kivu, Congo Belge, Etc.[With Maps].
- Braccini, C. N. Denison, J. R. Scheevel, P. Jeronimo, P. Orsolini, and V. Barletta, 1997, A revised chrono-lithostratigraphic framework for the Pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola.: *Bulletin des Centres de Recherches Elf Exploration Production*, v. 21, p. 125–151.
- Bracken, B. R., 1994, Syn-Rift Lacustrine Beach and Deltaic Sandstone Reservoirs-Pre-Salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa.
- Braun, J., 2018a, A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity: *Gondwana Research*, v. 53, p. 209–224, doi:10.1016/j.gr.2017.04.012.
- Braun, J., 2018b, A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity: *Gondwana Research*, v. 53, p. 209–224, doi:10.1016/j.gr.2017.04.012.
- Braun, J., and C. Beaumont, 1989a, A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins: *Geology*, v. 17, no. 8, p. 760–764, doi:10.1130/0091-7613(1989)017<0760:APEOTR>2.3.CO;2.
- Brice, S. E., M. D. Cochran, G. Pardo, and A. D. Edwards, 1982, Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola: *Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy*: v. 110, p. 5–18.
- Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier, 2006, Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal province (7203), West Africa, USGS Numbered Series 2207-B: U.S. Geological Survey, Bulletin, 59 p.
- Brueckner, H. K., D. Cunningham, F. F. Alkmin, and S. Marshak, 2000, Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil: *Precambrian Research*, v. 99, no. 3, p. 255–269, doi:10.1016/S0301-9268(99)00065-0.
- Brun, J.-P., R. Buck, K. McClay, N. Kusznir, K. E. Loudon, and D. McKenzie, 1999, Narrow Rifts Versus Wide Rifts: Inferences for the Mechanics of Rifting from Laboratory

- Experiments [and Discussion]: *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 357, no. 1753, p. 695–712.
- Buchwaldt, R., T. Toulkeridis, W. Todt, and E. K. Ucauwun, 2008, Crustal age domains in the Kibaran belt of SW-Uganda: Combined zircon geochronology and Sm–Nd isotopic investigation: *Journal of African Earth Sciences*, v. 51, no. 1, p. 4–20, doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.11.001.
- Buck, W. R., 1991, Modes of continental lithospheric extension: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 96, no. B12, p. 20161–20178, doi:10.1029/91JB01485.
- CHARLES N., CALLEC Y., PRÉAT A., THIÉBLEMONT D., DELPOMDOR F., MALOUNGUILA D., GLOAGUEN E., PETITOT J., AKOUALA A.-P., NDIELE B., MVOULA BOUNGOU I., MOEBO BOUNGOU M. (2015). Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Madingou. Editions BRGM.
- CALLEC Y., BAUER H., PAQUET F., PROGNON F., ISSAUTIER B., SCHROETTER J.-M., THIÉBLEMONT D., BOUDZOUMOU F., GUILLOCHEAU F., KEBITSOUMOU S., DAH TOLINGBONON R. H., NGANGA LUMUAMU F. (2015). Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/100 000, Feuille Brazzaville. Editions BRGM.
- CALLEC Y., LASSEUR E., LE BAYON B., THIEBLEMONT, FULLGRAF T., GOUIN J., PAQUET F., LE METOUR D., J., DELHAYE-PRAT V., GIRESSÉ P., MALOUNGUILA D., BOUDZOUMOU F., (2015). Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/100 000, Feuille Pointe-Noire. Editions BRGM.
- Canile, F. M., M. Babinski, and A. C. Rocha-Campos, 2016, Evolution of the Carboniferous–Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U–Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 40, p. 142–169, doi:10.1016/j.gr.2016.08.008.
- Cardoso, A. R., A. C. R. Nogueira, F. R. Abrantes, and C. E. N. Rabelo, 2017, Mesozoic lacustrine system in the Parnaíba Basin, northeastern Brazil: Paleogeographic implications for west Gondwana: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 74, p. 41–53, doi:10.1016/j.jsames.2017.01.006.
- Cartigny, M. J.-B., G. Postma, J. H. van den Berg, and D. R. Mastbergen, 2011, A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling: *Marine Geology*, v. 280, no. 1–4, p. 40–56.
- Chaboureaud, A.-C., F. Guillocheau, C. Robin, S. Rohais, M. Moulin, and D. Aslanian, 2013, Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications: *Tectonophysics*, v. 604, p. 191–223, doi:10.1016/j.tecto.2012.08.025.

- Chaboureau, J.-P., F. Pantillon, D. Lambert, E. Richard, and C. Claud, 2012, Tropical transition of a Mediterranean storm by jet crossing: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 138, no. 664, p. 596–611.
- Charles, N. et al., 2015, Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Madingou.: BRGM.
- Chew, D. M., P. J. Sylvester, and M. N. Tubrett, 2011, U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS: *Chemical Geology*, v. 280, no. 1, p. 200–216, doi:10.1016/j.chemgeo.2010.11.010.
- Coney, L., W. U. Reimold, P. J. Hancox, D. Mader, C. Koeberl, I. McDonald, U. Struck, V. Vajda, and S. L. Kamo, 2007, Geochemical and mineralogical investigation of the Permian–Triassic boundary in the continental realm of the southern Karoo Basin, South Africa: *Palaeoworld*, v. 16, no. 1, p. 67–104, doi:10.1016/j.palwor.2007.05.003.
- Cotter, Edward, et John R. Graham. « Coastal plain sedimentation in the late Devonian of southern Ireland; hummocky cross-stratification in fluvial deposits? » *Sedimentary Geology* 72, n° 3-4 (1991): 201–224.
- Covault, J.-A., S. Kostic, C.-K. Paull, Z. Sylvester, and A. Fildani, 2017, Cyclic steps and related supercritical bedforms: building blocks of deep-water depositional systems, western North America: *Marine Geology*, v. 393, p. 4–20.
- Da Rosa, Á. A. S., and A. J. V. Garcia, 2000, Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana: *Cretaceous Research*, v. 21, no. 2, p. 221–239, doi:10.1006/cres.2000.0209.
- Daradich, A., J. X. Mitrovica, R. N. Pysklywec, S. D. Willett, and A. M. Forte, 2003, Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia: *Geology*, v. 31, no. 10, p. 901–904.
- De Campos, C. P., S. R. de Medeiros, J. C. Mendes, A. C. Pedrosa-Soares, I. Dussin, I. P. Ludka, and E. L. Dantas, 2016a, Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 248–268, doi:10.1016/j.jsames.2015.11.016.
- De Campos, C. P., S. R. de Medeiros, J. C. Mendes, A. C. Pedrosa-Soares, I. Dussin, I. P. Ludka, and E. L. Dantas, 2016b, Cambro-Ordovician magmatism in the Araçuaí Belt (SE Brazil): Snapshots from a post-collisional event: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, no. Supplement C, p. 248–268, doi:10.1016/j.jsames.2015.11.016.

- De Lima M.R.,1982. Palynology of the Codo Formation, Region of Codo, Maranhao. *Paleobotanica e Palinolog-a na America do Sul. Boletim IG (Sao Paulo)* 13, 116- 128.
- De Lima M.R., 1990. Palynological study of the Cretaceous sediments from the Ico Basin, Ceara State, Brazil. *Boletim IG-USP, Serie Cientifica, Instituto de Geoscience*, 21, 35-46.
- Delhaye-Prat, V., G. Dupont, N. Buratti, J. M. Moron, J. Esnault, V. Perrichot, and E. Al, 2016, The Vembo Shales (Republic of the Congo): new insights on the transition from lacustrine to marine settings in the South Atlantic: p. Paper n°2850.
- Delpomdor, F., C. Blanpied, A. Virgone, and A. Pr eat, 2015, Sedimentology and Sequence Stratigraphy of the Late Precambrian Carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup in the Sankuru-Mbuji-Mayi-Lomami-Lovoy Basin (Democratic Republic of the Congo), *in* M. J. de Wit, F. Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Regional Geology Reviews*, p. 59–76, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_4.
- Depeche F., Campos D., Berthou P.Y., 1986. Occurrence of Barremian level in the Reconcavo's Basin, (Bahia State, Brazil)- Interest of ostracods, spores and pollens. *Revue de Micropal eontologie*, 29 (2), 93- 102.
- Desthuieux, F., 1993, Notice explicative de la carte geologique de la Republique du Congo au 1: 1.0000. 000: Ministère des Mines et de l' nergie.
- Dickinson, W. R., T. F. Lawton, and G. E. Gehrels, 2009, Recycling detrital zircons: A case study from the Cretaceous Bisbee Group of southern Arizona: *Geology*, v. 37, no. 6, p. 503–506, doi:10.1130/G25646A.1.
- Dickman, M., S. Dixit, J. Fortescue, B. Barlow, and J. Terasmae, 1984, Diatoms as indicators of the rate of lake acidification: *Water, Air, and Soil Pollution*, v. 21, no. 1–4, p. 375–386.
- Dikouma M., Lang J., Laurin B., Pascal A., Salard-Cheboldaeff M., 1994. Biostratigraphy of some Maestrichtian and Paleocene Formations in the Iullemeden (Southern Niger). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Paleontologie. Abhandlungen* 193 (1), 55- 79.
- Djama, L. M., J. Leterrier, and A. Michard, 1992, Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa: *Journal of African Earth*

- Sciences (and the Middle East), v. 14, no. 2, p. 227–237, doi:10.1016/0899-5362(92)90100-Q.
- Dogra N.N., Raghmani Singh Y., Kumar S., 2010. The Lithostratigraphic Status of Jabalpur and Lameta Formations and their Palynological Constraints on the Age and Environment. *Gond. Geol. Magz.* 25(1), 185-194.
- Dott, R. H., et Joanne Bourgeois. « Hummocky Stratification: Significance of Its Variable Bedding Sequences: Discussion and ReplyReply ». *GSA Bulletin* 94, no 10 (1 octobre 1983):1249-51. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1983\)94<1249:HSSOIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1983)94<1249:HSSOIV>2.0.CO;2).
- Doyle J.A., Biens P., Dorenkamp A., Jardiné S., 1977. Angiosperm pollen from the pre-Albian Lower Cretaceous of Equatorial Africa. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 1(2): 541-473.
- Doyle J. A., Hotton C.L., 1991. Diversification of early angiosperm pollen in a cladistics context. *Pollen et Spores*, 169-195.
- Du Chene J.R.E., De Klasz I., Archibong E.E., 1978. Biostratigraphic study of the borehole Ojo-1, SW Nigeria, with special emphasis on the Cretaceous microflora. *Revue de Micropaléontologie*, 2, 123-139.
- Ernst, R. E., E. Pereira, M. A. Hamilton, S. A. Pisarevsky, J. Rodrigues, C. C. G. Tassinari, W. Teixeira, and V. Van-Dunem, 2013, Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated magmatic events at 1505 and 1110Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions: *Precambrian Research*, v. 230, p. 103–118, doi:10.1016/j.precamres.2013.01.010.
- Edet J.J., Nyong E.E., 1994. Palynostratigraphy of Nkporo Shale exposures (Late Campanian - Maastrichtian) on the Calabar Flank, southeast Nigeria. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 80(1), 131- 147.
- El-Beialy, S.Y. (1994) Palynological investigations Cretaceous sediments in the Abu El Charadiq Oil Field, Western Desert, Egypt. *Newsletters on Stratigraphy* 31(2), 71- 84.
- Fasola A., Paredes de Ramos I., 1991. Late Cretaceous palynological assemblages from El Furrial area wells. *Revista Técnica INTEVEP*, 11(1), 3- 13.
- Faure, G., and T. M. Mensing, 2005, *Isotopes: principles and applications*: Wiley-Blackwell.
- Fedo, C. M., K. N. Sircombe, and R. H. Rainbird, 2003, Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, no. 1, p. 277–303, doi:10.2113/0530277.

- Fildani, A., N. J. Drinkwater, A. Weislogel, T. McHargue, D. M. Hodgson, and S. S. Flint, 2007, Age Controls on the Tanqua and Laingsburg Deep-Water Systems: New Insights on the Evolution and Sedimentary Fill of the Karoo Basin, South Africa: *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, no. 11, p. 901–908, doi:10.2110/jsr.2007.088.
- Fildani, A., W. R. Normark, S. Kostic, and G. Parker, 2006, Channel formation by flow stripping: large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves: *Sedimentology*, v. 53, no. 6, p. 1265–1287, doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00812.x.
- Fildani, A., A. Weislogel, N. J. Drinkwater, T. McHargue, A. Tankard, J. Wooden, D. Hodgson, and S. Flint, 2009, U-Pb zircon ages from the southwestern Karoo Basin, South Africa—Implications for the Permian-Triassic boundary: *Geology*, v. 37, no. 8, p. 719–722, doi:10.1130/G25685A.1.
- Franssen, L., and L. André, 1988, The Zadinian Group (late Proterozoic, Zaire) and its bearing on the origin of the west-congo orogenic belt: *Precambrian Research*, v. 38, no. 3, p. 215–234, doi:10.1016/0301-9268(88)90003-4.
- Freytet, P., and J.-C. Plaziat, 1982, Continental carbonate sedimentation and pedogenesis—Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France: *Contributions to Sedimentology*, v. 12, p. 213 pp.
- Frostick, L. E., and I. a. N. Reid, 1989, Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel: *Journal of the Geological Society*, v. 146, no. 3, p. 527–538, doi:10.1144/gsjgs.146.3.0527.
- Frostick, L., and I. Reid, 1989, Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts? *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 8, no. 2, p. 165–182, doi:10.1016/S0899-5362(89)80022-3.
- Frostick, L. E., and I. Reid, 1990, Structural control of sedimentation patterns and implication for the economic potential of the East African Rift basins: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 307–318, doi:10.1016/0899-5362(90)90062-J.
- FULLGRAF T., CALLEC Y., THIÉBLEMONT D., GLOAGUEN E., CHARLES N., LE MÉTOUR J., PRIAN J.-P., BOUDZOU MOU F., DELHAYE-PRAT V. MOREAU F., KEBI-TSOUMOU S., NDIELE B. (2015). Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Dolisie. Editions BRGM.

- Garcia, A. J. V., Á. A. S. da Rosa, and K. Goldberg, 2005, Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, no. 3, p. 243–258, doi:10.1016/j.jsames.2005.01.008.
- Gawthorpe, R. L., and M. R. Leeder, 2000a, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 195–218.
- Gawthorpe, R. L., and M. R. Leeder, 2000b, Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 195–218.
- Gawthorpe, R. L., M. R. Leeder, H. Kranis, E. Skourtsos, J. E. Andrews, G. A. Henstra, G. H. Mack, M. Muravchik, J. A. Turner, and M. Stamatakis, 2017, Tectono-sedimentary evolution of the Plio-Pleistocene Corinth rift, Greece: *Basin Research*, v. 30, no. 3, p. 448–479, doi:10.1111/bre.12260.
- Germeraad J.H. Hopping C.A., Muller, J., 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 6(3), 189- 348.
- Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield, 1990, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps: *Nature*, v. 346, no. 6286, p. 739–742, doi:10.1038/346739a0.
- Gilchrist, A. R., M. A. Summerfield, and H. a. P. Cockburn, 1994, Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens: *Geology*, v. 22, no. 11, p. 963–966, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0963:LDIUAT>2.3.CO;2.
- Goldberg, K., A. A. Da Rosa, and A. J. V. Garcia, 1996, Palaeobiogeographic considerations on Juro-Cretaceous at Paraná Basin and northeastern interior basins of Brazil: *Géologie de l’Afrique et de l’Atlantique Sud Actes Colloques, Angers 1994*, p. 373–381.
- Gonthier, E.-G., J.-C. Faugères, and D. A. V. Stow, 1984, Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 15, no. 1, p. 275–292.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz, and G. Ogg, 2012, *The Geologic Time Scale 2012*: Elsevier, 1175 p.
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, and J.-M. Moron, 1996, Non-marine Lower Cretaceous biozonation of the Gabon and Congo basins *Biozonation du Cretace inferieur non marin des bassins du Gabon et du Congo*:

- <<https://eurekamag.com/research/038/466/038466592.php>> (accessed November 16, 2017).
- Grosdidier, E., E. Braccini, G. Dupont, J.-M. Moron, S. Jardiné, I. De Klasz, and J.-P. Debenay, 1996, Biozonation du Crétacé Inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo: Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud: Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Mémoire, v. 16, p. 67–82.
- Guadagnin, F., and F. Chemale, 2015, Detrital zircon record of the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic cratonic basins in the São Francisco Craton: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 60, p. 104–116, doi:10.1016/j.jsames.2015.02.007.
- Guadagnin, F., F. Chemale Junior, A. J. C. Magalhães, L. Alessandretti, M. B. Bállico, and A. R. Jelinek, 2015, Sedimentary petrology and detrital zircon U–Pb and Lu–Hf constraints of Mesoproterozoic intracratonic sequences in the Espinhaço Supergroup: Implications for the Archean and Proterozoic evolution of the São Francisco Craton: *Precambrian Research*, v. 266, no. Supplement C, p. 227–245, doi:10.1016/j.precamres.2015.05.027.
- Guillocheau, Francois, R. Chelalou, B. Linol, O. Dauteuil, C. Robin, F. Mvondo, Y. Callec, and J.-P. Colin, 2015, Cenozoic Landscape Evolution in and Around the Congo Basin: Constraints from Sediments and Planation Surfaces, *in* M. J. de Wit, François Guillocheau, and M. C. J. de Wit, eds., *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*: Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg, Regional Geology Reviews, p. 271–313, doi:10.1007/978-3-642-29482-2_14.
- Guillocheau, F., B. Simon, G. Baby, P. Bessin, C. Robin, and O. Dauteuil, 2018, Planation surfaces as a record of mantle dynamics: The case example of Africa: *Gondwana Research*, v. 53, p. 82–98, doi:10.1016/j.gr.2017.05.015.
- Hadlari, T., G. T. Swindles, J. M. Galloway, K. M. Bell, K. C. Sulphur, L. M. Heaman, L. P. Beranek, K. M. Fallas, and A. K. Schmitt, 2015, 1.8 Billion Years of Detrital Zircon Recycling Calibrates a Refractory Part of Earth's Sedimentary Cycle, *in* *PloS one*: doi:10.1371/journal.pone.0144727.
- Hall, S. A., D. E. Bird, D. J. McLean, P. J. Towle, J. V. Grant, and H. A. Danque, 2018, New constraints on the age of the opening of the South Atlantic basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 95, p. 50–66, doi:10.1016/j.marpetgeo.2018.03.010.
- Hammen T. Van Der, Burger D., 1966. Pollen Flora and age of the Takutu Formation (Guyana). *Leidse Geologische Mededelingen*, 38, 173-180.

- Hampton, M. A., 1979, Buoyancy in debris flows: *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, no. 3, p. 753–758.
- Harms, J., J. B. Southard, D. R. Spearing, and R. G. Walker, 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM, Short Course v2*, Dallas, pp., 161: *SEPM, Short Course v2*, Dallas, v. 161.
- Harris, N. B., 2000, Evolution of the Congo rift basin, West Africa: an inorganic geochemical record in lacustrine shales: *Basin Research*, v. 12, no. 3–4, p. 425–445, doi:10.1111/j.1365-2117.2000.00129.x.
- Harris, A. R., 1994, Time series remote sensing of a climatically sensitive lake: *Remote Sensing of Environment*, v. 50, no. 2, p. 83–94.
- Harris, N. B., K. H. Freeman, R. D. Pancost, T. S. White, and G. D. Mitchell, 2004, The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa: *AAPG Bulletin*, v. 88, no. 8, p. 1163–1184.
- Harris, N. B., P. Sorriaux, and D. F. Toomey, 1994, Geology of the Lower Cretaceous Viodo Carbonate, Congo Basin: A Lacustrine Carbonate in the South Atlantic Rift.
- Hartley, A. J., G. S. Weissmann, G. J. Nichols, and G. L. Warwick, 2010, Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, no. 2, p. 167–183, doi:10.2110/jsr.2010.016.
- Heilbron, M., B. P. Duarte, C. de M. Valeriano, A. Simonetti, N. Machado, and J. R. Nogueira, 2010, Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent: *Precambrian Research*, v. 178, no. 1, p. 136–148, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.002.
- Heilbron, M., and N. Machado, 2003, Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil): *Precambrian Research*, v. 125, no. 1, p. 87–112, doi:10.1016/S0301-9268(03)00082-2.
- Hekel, H. 1972. Pollen and spore assemblages from Queensland Tertiary sediments. *Geological Survey of Queensland, Publication 355*, 1- 34.
- Helenes J., Somoza D., 1999. Palynology and sequence stratigraphy of the Cretaceous of eastern Venezuela. *Cretaceous Research*, 20(4), 447- 463.

- Herngreen G.F.W., 1973. Palynology of Albian-Cenomanian strata of borehole 1-QS-1-MA, State of Maranhao, Brazil. *Pollen et Spores*, 15(3), 515- 555.
- Herngreen G.F.W., 1974. Middle Cretaceous palynomorphs from Northeastern Brazil. *Sciences Geologiques, Bulletin*, 27(1), 101- 116.
- Herngreen G.F.W., 1975. Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie*, 26(3), 39- 90.
- Herngreen G.F.W., 1981. Microfloral relationships between Africa and South America in Middle and Upper Cretaceous time. *International Palynological Conference, 4th, Proceedings, Lucknow, 1976-1977*, 3, 406 – 417.
- Herngreen G.F.W., Cholnova A.F., 1981. Cretaceous microfloral provinces. *Pollen et Spores Vol. 23(3)*, 441- 555.
- Horowitz A., 1970. Jurassic flora from the northern Negev, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences Vol. 19*, 153- 182.
- Ibrahim M.I.A., 2002a. New angiosperm pollen from the upper Barremian - Aptian of the Western Desert, Egypt. *Palynology*, 26, 107- 133.
- Ibrahim M.I.A., 2002b. Late Albian - Middle Cenomanian palynofacies and palynostratigraphy, Abu Ggharadig-5 well, Western Desert, Egypt, *Cretaceous Research*, 23, 775-788.
- Ibrahim M.I.A., Aboul Ela N.M., Kholeif S.E., 2001. Palynostratigraphy of Jurassic to Lower Cretaceous sequences from the Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 32(2), 269- 297.
- Ied I.M., Lashin G.M.A., 2016. Palynostratigraphy and paleobiogeography of the Jurassic-Lower Cretaceous succession in Kabrit-1 well, northeastern Egypt. *Cretaceous Research*, 58, 69-85.
- Jardiné S., Magloire L., 1965. Palynologie et stratigraphie du crétacée des bassins de Sénégal et de Côte d'Ivoire. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 32, 187-245.
- Jaillard E., Cappetta H., Ellenberger P., Feist M., Grambast-Fessard N., Lefranc J.P., Sige B., 1993. Sedimentology, palaeontology, biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of Southern Peru. *Cretaceous Research*, 14(6), 623- 661.
- Jaillard E., Ordonez M., Berrones G., Bengtson P., Bonhomme M., Jimenez N., Zambrano I., 1996. Sedimentary and tectonic evolution of the Arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1), 131- 140.

- Jervey, M. T., 1988, Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression.
- Kneller, B. C., and M. J. Branney, 1995, Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, no. 4, p. 607–616.
- Kherngrin G.F.V, Chonova A.F., 1983. Cretaceous palynofloristic Provinces of the World Trudy Institut Geologii i Geofiziki, Akademiya Nauk BSSR P. 1- 135.
- Kimyai A., 1979. Further information on the palynological stratigraphy of the Mesozoic Coaly sediments from Kerman, Iran. Fourth International Palynology Conference, Lucknow, 1976-1977, Proceedings Vol. 2 P. 833- 843.
- Konzalova M., 1991. Palynological studies in the Mesak Formation (Central Libya). (In: The Geology of Libya. M.J.Salem et al., edis) The Geology of Libya. Third Symposium on the Geology of Libya. (M.J.Salem, O.S.Hammuda and B.A.Eliagoubi, eds). Amsterdam; New York: Elsevier, Vol. 4 P. 1229- 1241.
- Kotova I.Z., 1978. Spores and pollen from Cretaceous Deposits of the eastern North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 41, Sites 367 and 370. Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports, (U.S.Gov't Print.Office) Vol. 41 P. 841- 881.
- Lachkar G. Michaud F., Fourcade E., 1989. New palynological data on the Upper Jurassic and Early Cretaceous Series in south-eastern Mexico, (Jerico Formation, Chiapas). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 59(1), 93- 107.
- Lawal O., 1982. Palynological biostratigraphy and paleoenvironments of Cretaceous Formations in the Upper Benue, northeast Nigeria. *Laboratoire de Geologie-Sedimentologie Centre de Recherches Micropaleontologiques "Jean Cuvillier" CNRS-Rcp* Vol. 614 (3), 1- 219.
- Lamb, M. P., P. M. Myrow, C. Lukens, K. Houck, et J. Strauss. « Deposits from Wave-Influenced Turbidity Currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. » *Journal of Sedimentary Research* 78, n° 7 (1 juillet 2008): 480-98. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.052>.
- LE BAYON B., CALLEC Y., FULLGRAF T., LASSEUR E., THIÉBLEMONT D., CHARLES N., GLOAGUEN E., PAQUET F., GOUIN J., GIRESSSE P., MAKOLOBONGO B., OBAMBI U., MOULOUNDA NIANGUI E., MIASSOUKA MPIKA R. (2015). Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Conkouati. Editions BRGM.

- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, no. 1, p. 279–297.
- Macdonald, D. et al., 2003, Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 3, p. 287–308, doi:10.1016/S0264-8172(03)00045-X.
- Machado, N., C. M. Noce, E. A. Ladeira, and O. B. D. Oliveira, 1992, U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil: *GSA Bulletin*, v. 104, no. 9, p. 1221–1227, doi:10.1130/0016-7606(1992)104<1221:UPGOAM>2.3.CO;2.
- Mahmoud M.S., Soliman H.A., 1994. Importance of Mid-Cretaceous key miospores for the age-dating of the non-marine Six Hills Formation, West of the Abu Tartur Plateau, New Valley, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie. Monatshefte* Vol. 1994 (3), 155- 171.
- Martins-Neto, M. A., et O. Catuneanu. « Rift sequence stratigraphy ». *Marine and Petroleum Geology* 27,n°1(1janvier2010):247-53.<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.001>.
- McLachlan I.R., Pieterse E., 1978. Preliminary palynological results Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports, (U.S.Gov't Print.Office) Vol. 40, 857- 881.
- Mickala, O.-R., L. Vidal, F. Boudzoumou, P. Affaton, D. Vandamme, D. Borschneck, M. M. Mounquengui, F. Fournier, D. M. M. Nganga, and H. Miche, 2014, Geochemical characterization of the Marinoa “Cap Carbonate” of the Niari-Nyanga Basin (Central Africa): *Precambrian Research*, v. 255, p. 367–380, doi:10.1016/j.precamres.2014.10.001.
- Middleton, G., and M. Hampton, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows: *Marine sediment transport and environment management*.
- Middleton, G. V., and M. A. Hampton, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, in D. J. Stanley, and D. J. P. Swift, eds., *Marine sediment transport and environmental management*: New York, p. 197–218.
- Mejia-Velazquez P., Mancheste S.R., Jaramillo C., 2012. Floristic reconstruction of two Lower Cretaceous sections from Peru during the period of early angiosperm diversification and

- their climatic implications. 13th International Palynological Congress and 9th International Organization of Palaeobotany Conference GS02-GS006
- Melchior R.C., 1965. Pollen and spores of the Shawmut Anticline, Montana. PhD Thesis, University of Minnesota P. 1- 153
- Middleton, G. V., and M. A. Hampton, 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, *in* D. J. Stanley, and D. J. P. Swift, eds., Marine sediment transport and environmental management: New York, p. 197–218.
- Miki A., 1977. Late Cretaceous pollen and spore floras of northern Japan composition and interpretation. *Journal of the Faculty of Science Hokkaido University, Series IV, Geology and Mineralogy*, 17(3), 399- 436.
- Milani, E., J. Melo, P. Souza, L. Fernandes, and A. BARROS FRANÇA, 2007, Bacia do Paraná: *Boletim de Geociencias - Petrobras*, v. 15, p. 265–287.
- Milani, E. J., and M. J. D. Wit, 2008, Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, no. 1, p. 319–342, doi:10.1144/SP294.17.
- Mohsen S.A., 1986. Albian microflora from the Nubia Sandstone, east of Aswan, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie. Monatshefte*, 1986(6), 321- 332.
- Mohsen,S.A. (1992) Cretaceous plant microfossils from the subsurface of Kharga Oasis, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 14(4), 567- 577.
- Morgan R., 1978. Albian to Senonian palynology of Site 364, Angola Basin. *Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports, (U.S.Gov't Print.Office)*, 40, 915- 951.
- Mori, A. L. O., P. A. de Souza, J. C. Marques, and R. da C. Lopes, 2012, A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: Biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations: *Gondwana Research*, v. 21, no. 2, p. 654–669, doi:10.1016/j.gr.2011.05.019.
- Mortimer, E., D. A. Paton, C. A. Scholz, M. R. Strecker, and P. Blisniuk, 2007, Orthogonal to oblique rifting: effect of rift basin orientation in the evolution of the North basin, Malawi Rift, East Africa: *Basin Research*, v. 19, no. 3, p. 393–407, doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00332.x.

- Morton, A. C., and C. Hallsworth, 1994, Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 90, no. 3, p. 241–256, doi:10.1016/0037-0738(94)90041-8.
- Morton, A. C., and C. R. Hallsworth, 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, no. 1, p. 3–29, doi:10.1016/S0037-0738(98)00118-3.
- Moulin, M., D. Aslanian, and P. Unternehr, 2010, A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean: *Earth-Science Reviews*, v. 98, no. 1, p. 1–37, doi:10.1016/j.earscirev.2009.08.001.
- Movshovich E.B., 1975. Fundamentals of elaboration of a general classification for gas and oil traps. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR, Seriya Geologicheskaya*, 1975(5), 89- 98.
- Mulder, Thierry, and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269–299, doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.
- Mulder, Thierry, and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J.-C. Faugeres, and B. Savoye, 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, no. 6–8, p. 861–882.
- Mulder, Thierry, Philippe Razin, et Jean-Claude Faugeres. « Hummocky Cross-Stratification-like Structures in Deep-Sea Turbidites: Upper Cretaceous Basque Basins (Western Pyrenees, France) ». *Sedimentology* 56, n° 4 (1 juin 2009): 997-1015. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01014.x>.
- Mutti, E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain): *Sedimentology*, v. 24, no. 1, p. 107–131.
- Mutti, E., 1992, *Turbidite sandstones*: Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.
- Mutti, E., and F. R. Lucchi, 1974, La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. S7-XVI, no. 6, p. 577–582, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.577.
- Mutti, E., R. Tinterri, D. Di Biase, L. Fava, N. Mavilla, S. Angella, and L. Calabrese, 2000, DELTA-FRONT FACIES ASSOCIATIONS OF ANCIENT FLOOD-DOMINATED FLUVIO-DELTAIC SYSTEMS: *Rev. Soc. Geol. España*, v. 13, p. 2.

- Myrow, P. « Storms and Storm Deposits☆ ». In Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier, 2016. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09736-0>.
- Néraudeau D., Allain R., Ballèvre M., Batten D., Buffetaut E., Colin J.P., Dabard M.P., Gomez M.P., Albani A.E., Gomez B., Grosheny D., Loeuff J.L., Leprince A., Closas C.M., Masure E., Mazin J.M., Philippe M., Pouech J., Tong H., Tournepiche J.F., Vullo R., 2012. The Hauterivian - Barremian lignitic bone bed in Angeac (Charnate, south-west France): stratigraphical, palaeobiological and palaeogeographical implications. *Cretaceous Research*, 37(2), 1-14.
- Nutz, A., 2013, La déglaciation du bassin du Lac Saint-Jean (Wisconsinien/Holocène, Québec, Canada) : enregistrement d'une régression forcée glacio-isostatique et de l'hydrodynamique d'un système fermé contrôlé par le vent: Université de Strasbourg.
- Nutz, A., and M. Schuster, 2016, Stepwise drying of Lake Turkana at the end of the African Humid Period: a forced regression modulated by solar activity variations? *Solid Earth*, v. 7, no. 6.
- Nutz, A., M. Schuster, J.-F. Ghienne, C. Roquin, M. B. Hay, F. Rétif, R. Certain, N. Robin, O. Raynal, and P. A. Cousineau, 2015, Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada): *Bulletin*, v. 127, no. 9-10, p. 1194-1208.
- Nwojiji C.N., Osterloff P., Okoro A.U., Ukeri P.O., 2013. Palynostratigraphy and age of the Sequence Penetrated by the Kolmany River 1 Well in the Gongola Basin, Northern Benue Trough, Nigeria. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 1(1), 15-21.
- Olariu, C., R. J. Steel, and A. L. Petter, 2010, Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah: *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 6, p. 819-845, doi:10.1306/11020909072.
- Pacitova B., 1978. Significance of palynology for the Biostratigraphic Division of the Cretaceous of Bohemia. *Paleontologicka Konference, Univerzita Karlova Praha*, p.93-115.
- Papk O.H., Sepklveda E.G., 1995. Palynological data from the Los Alamitos Formation, Montonilo locality, Dept. of 25 de Mayo, Rio Negro, Argentina. Relationsiip with contemporary stratigrapic units from nearby areas. *Congreso Argentino de Paleontolog-a y Bioestratigrafia*, 6th, Actas p. 195- 200.

- Perez Loinaze V.S., Archangelsky S., Cladera G., 2012. Palynostratigraphic study of the Early Cretaceous Rio Mayer and Kachaïke formations at the Quebrada El Moro Section, Austral Basin, southwestern Argentina. *Cretaceous Research* 34, 161-171.
- Pons D., 1982. Evidence of the Middle Cretaceous on the eastern Slope of the Quetame Mountain Mass, Colombia. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 294, 533-536.
- Ponte, J-p, Cécile Robin, François Guillocheau, Speranta Popescu, Jean-Pierre Suc, Massimo Dall'Asta, Mihaela C. Melinte-Dobrinescu, Miroslav Bubik, Gérard Dupont, et Jérémie Gaillot. « The Zambezi delta (Mozambique channel, East Africa): High resolution dating combining bio-orbital and seismic stratigraphy to determine climate (palaeoprecipitation) and tectonic controls on a passive margin ». *Marine and Petroleum Geology*, 3 septembre 2018. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.017>.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012a, Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview: *Gondwana Research*, v. 22, no. 3, p. 772–798, doi:10.1016/j.gr.2012.06.002.
- Poropat, Stephen F., and J.-P. Colin, 2012b, Reassessment of the Early Cretaceous non-marine ostracod genera *Hourcquia* Krömmelbein, 1965 and *Pattersoncypris* Bate, 1972 with the description of a new genus, *Kroemmelbeincypris*: *Journal of Paleontology*, v. 86, no. 4, p. 699–719, doi:10.1666/11-140R.1.
- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, *in* *Coarse-grained deltas: International Association of Sedimentologists, Special Publication 10*, p. 13–27.
- Postma, G., and M. J. B. Cartigny, 2014, Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits—A synthesis: *Geology*, v. 42, no. 11, p. 987–990.
- Postma, G., M. Cartigny, and K. Kleverlaan, 2009, Structureless, coarse-tail graded Bouma Ta formed by internal hydraulic jump of the turbidity current? *Sedimentary Geology*, v. 219, no. 1–4, p. 1–6.
- Postma, G., K. Kleverlaan, and M. J. B. Cartigny, 2014, Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model: *Sedimentology*, v. 61, no. 7, p. 2268–2290, doi:10.1111/sed.12135.

- Pramparo M.B., Batty M., 1994. First palynological data from the Lower Cretaceous of the Arequipa Basin, Southern Peru, *Zentralblatt für Geologie und Paleontologie*, 1993(1), 413 -425
- Prave, A. R., et W. L. Duke. « Small-Scale Hummocky Cross-Stratification in Turbidites: A Form of Antidune Stratification? » *Sedimentology* 37, n° 3 (1 juin 1990): 531-39. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00152.x>.
- Reading, H. G., and M. Richards, 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 78, no. 5, p. 792–822.
- Renaut, R. W., B. Jones, and M. R. Rosen, 1996, Primary silica oncoids from Orakeikorako hot springs, North Island, New Zealand: *Palaios*, v. 11, no. 5, p. 446–458.
- Regali M.S.P., 1989. The age of the evaporites on the Ceara Continental Platform, Brazil, and its relation with other evaporites in the northern eastern Basins. *Boletim IG-USP: Publicatio Especial. Universida de de Sao Paulo, Instituto de Geociencias*, 7, 139- 143.
- Reyre Y., 1973. Palynology of the Saharian Mesozoic. Computer processing data and application to the stratigraphy and the sedimentology. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. Nouvelle Serie, Serie C, Sciences de la Terre*, 27, 1- 284.
- Riccardi A.C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. *Geological Society of America*, 168, 1- 161.
- Rich T.H., Rich P.V., Wagstaff B.E., McEwen-Mason J., Douthitt C.B., Gregory R.T., 1989. Early Cretaceous biota from the northern side of the Australo-Antarctic Rift Valley. (In: *Origins and Evolution of the Antarctic Biota*. J.A.Crame, editor) *Geological Society Special Publication* 47, 121- 130.
- Robert, P., and L. Yapaudjian, 1990, Early cretaceous rift sediments of the Gabon-Congo margin: lithology and organic matter; tectonic and paleogeothermal evolution: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 10, no. 1, p. 319–330, doi:10.1016/0899-5362(90)90063-K.
- Rubin, David M. Cross-bedding, bedforms and paleocurrents. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Oklahoma (EUA)*, 1987.
- Salard-Cheboldaeff M., 1990. Intertropical African palynostratigraphy from Cretaceous to Late Quaternary times *Journal of African Earth Sciences* , 11(1), 1- 24.
- Sarjeant W.A.S., Volkheimer W., Zhang, W.-P., 1992. Jurassic palynomorphs of the Circum-Pacific Region. (In: *The Jurassic of the Circum-Pacific*. G.E.G Westermann, editor)

- International Geological Correlation Programme, Project 171, Jurassic of the Circum-Pacific. Cambridge University Press.
- Schrank E., 1994. Palynology of the Yesomma Formation in northern Somalia; a study of pollen, spores and associated phytoplankton from the Late Cretaceous Palmae Province *Palaeontographica Abteilung B*, 231 (1), 63- 112.
- Schrank E., Ibrahim, M.I.A., 1995. Cretaceous (Aptian-Maastrichtian) palynology of foraminifera-dated wells (KRM-1, AG-18) in Northwestern Egypt. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Geologie und Paleontologie*, 177, 1- 44.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective: *Marine and petroleum Geology*, v. 17, no. 2, p. 285–342.
- Sinanoglu E., Erkmén U., 1980. Aptian-Albian palynostratigraphy of southeast Turkey and its place in the Lower Cretaceous floral provinces. *Petroleum Congress of Turkey, Proceedings, 5th, Turkiye Besinci Petrol Kongresi*, 51- 59.
- Smith, R. D. A., 1995, Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, Early Cretaceous, offshore South Gabon: *Geological Society Special Publications*, v. 80, p. 197–210.
- Song Z.-C., Li M.-Y., Wang W.-M., Zhao Z., Zheng Y., Zhang Y., Wang D., Zhou S., Zhao Y. 1999. *Fossil Spores and Pollen of China. Volume 1: The Late Cretaceous and Tertiary Spores and Pollen*. Science Press, Beijing, China 1, 1- 910.
- Southard, John B., John M. Lambie, Dennis C. Federico, Harold T. Pile, et Christopher R. Weidman. « Experiments on Bed Configurations in Fine Sands under Bidirectional Purely Oscillatory Flow, and the Origin of Hummocky Cross-Stratification ». *Journal of Sedimentary Research* 60, n° 1 (1 janvier 1990): 1-17. <https://doi.org/10.1306/212F90F7-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Srivastava V., 1994. Evolution of Cretaceous phytogeoprovinces, continents and climate. *Review of Palaeobotany and Palynology* 82, 197-224.
- Srivastava V., Msaky E., 1999. Albian - Cenomanian microfloral assemblages from coastal Tanzania. *Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands*, 26, 31- 44.
- Stoian L.M., 2002a. Late Cretaceous - Late Eocene palynofloras from drillhole Troas 1, offshore Otway Basin, South Australia. *Minerals and Energy Resources. Government of South Australia. Report Book*, 2002(10), 1- 21.

- Stoian L.M., 2002b. Palynological analyses and dating of McNamara 1, Gambier-Otway Basins, South Australia. Minerals and Energy Resources. Government of South Australia. Report Book 2002(9), 1- 22.
- Stover L.E., Partridge A.D., 1973. Tertiary and Late Cretaceous spores and pollen from the Gippsland Basin, southeastern Australia. Proceedings of the Royal Society of Victoria, 85(2), 237- 286.
- Stow, D. A. V., and G. Shanmugam, 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: Sedimentary Geology, v. 25, no. 1, p. 23–42, doi:10.1016/0037-0738(80)90052-4.
- Streinesberger L.V., Prössl K.F., 1994. Dating the Yavi Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), palynological results. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, 1- 14.
- Sultan I.Z., 1987. Palynology of Albian-Cenomanian strata in Mersa Matruh Well, Western Desert, Egypt. Journal of African Earth Sciences, 6(5), 665- 675.
- Tea-Yassia J., Digbehil Z.B., Yaoa K.R., Glohia B.V., 1999. Study of some Upper Cretaceous palynomorphs from the Côte d'Ivoire offshore basin: biostratigraphical and paléoenvironmental implications. Journal of African Earth Sciences, 29(4), 783- 798.
- Tripathi A., 2001. Permian, Jurassic and Early Cretaceous palynofloral assemblages from subsurface sedimentary rocks in Chuperbhita Coalfield, Rajmahal Basin, India. Review of Palaeobotany and Palynology 113, 237– 259.
- Vajda V., Raine J.I., 2010. A palynological investigation of plesiosaur-bearing rocks from the upper Cretaceous Tahora Formation, Mangahouanga, New Zealand, Alcheringa, DOI: 10.1080/03115518.2010.486642.
- Vallati P., 1995. A microflora with Afropollis (angiosperm pollen) from the Lower Cretaceous of the Neuquen Basin. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 6th, Actas, 277- 290.
- Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.
- Vernet, P., C. Assoua-WandéJardiné, L. Massamba, J. P. Debenay, and P. Sorriaux (eds.), 1996, Paleogeography of the Cretaceous (Albian - Maastrichtian) in the offshore

- Congo Basin: Pau [France, Elf Aquitaine, BULLETIN- CENTRE DE RECHERCHES EXPLORATION PRODUCTION ELF AQUITAINE MEMOIRES, 18 p.
- Volkheimer W., Gallego O.F., Cabaleri N.G., Armella C., Narvaez P.L., Silva Nieto D.G., Paez M.A., 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Canadon Calcereo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research*, 30, 270–282.
- Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologists bulletin*, v. 62, no. 6, p. 932–966.
- Walker, R. G., 1975a, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, no. 6, p. 737–748.
- Walker, R. G., 1975b, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86.
- Wanntorp L., Wanntorp H.-E., 2003. The biogeography of *Gunnera* L.: vicariance and dispersal. *Journal of Biogeography*, 30, 979-987.
- Wanntorp L., Dettman M.E., Jarzen D.M., 2004. Tracking the Mesozoic distribution of *Gunnera*: comparison with the fossil pollen species *Tricolpites reticulatus* Cookson. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 132, 163-174.
- Williams G.L., Bujak J.P., 1980. Palynological stratigraphy of Deep Sea Drilling Project, Site 416. Deep Sea Drilling Project, Washington, Initial Reports, (U.S.Gov't Print.Office) 50, 467- 495.
- Wikström N., Savolainen V., Chase M.W., 2001. Evolution of the angiosperms: calibrating the tree. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B: Biological Sciences*, 268, 2211–2220.
- Willett, S. D., S. W. McCoy, J. T. Perron, L. Goren, and C.-Y. Chen, 2014, Dynamic Reorganization of River Basins: *Science*, v. 343, no. 6175, p. 1248765, doi:10.1126/science.1248765.
- Yu J.-X., Zhang Z., Zhou S.-F., 1985 The discovery of a new monosulcate pollen: *Zhonghuapollis*, gen.nov., and its stratigraphical significance. *Acta Botanica Sinica* (Chih Wu Hsueh Pao), 27, 532- 537.
- Zhang M., Dai S., Heimhofer U., Wu M., Wang Z., Pan B., 2014b. Palynological records from two cores in the Gongpoquan Basin, central East Asia: Evidence for floristic and

climatic change during the Late Jurassic to Early Cretaceous. *Review of Palaeobotany and Palynology* 204, 1–17.

Zhang M., Dai S., Pan B., Wang L., Peng D., Wang H., Zhang X., 2014a. The palynoflora of the Lower Cretaceous strata of the Yingen-Ejinaqi Basin in North China and their implications for the evolution of early angiosperms. *Cretaceous Research* 48, 23-38.

ANNEXES

ANNEXE I

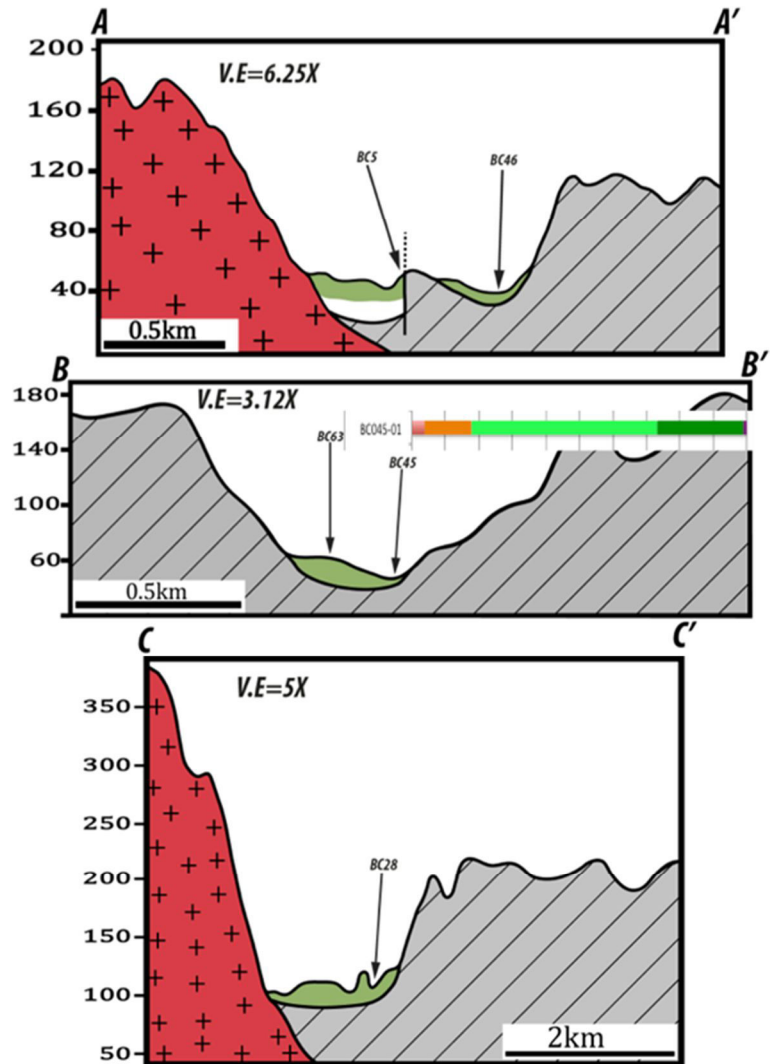
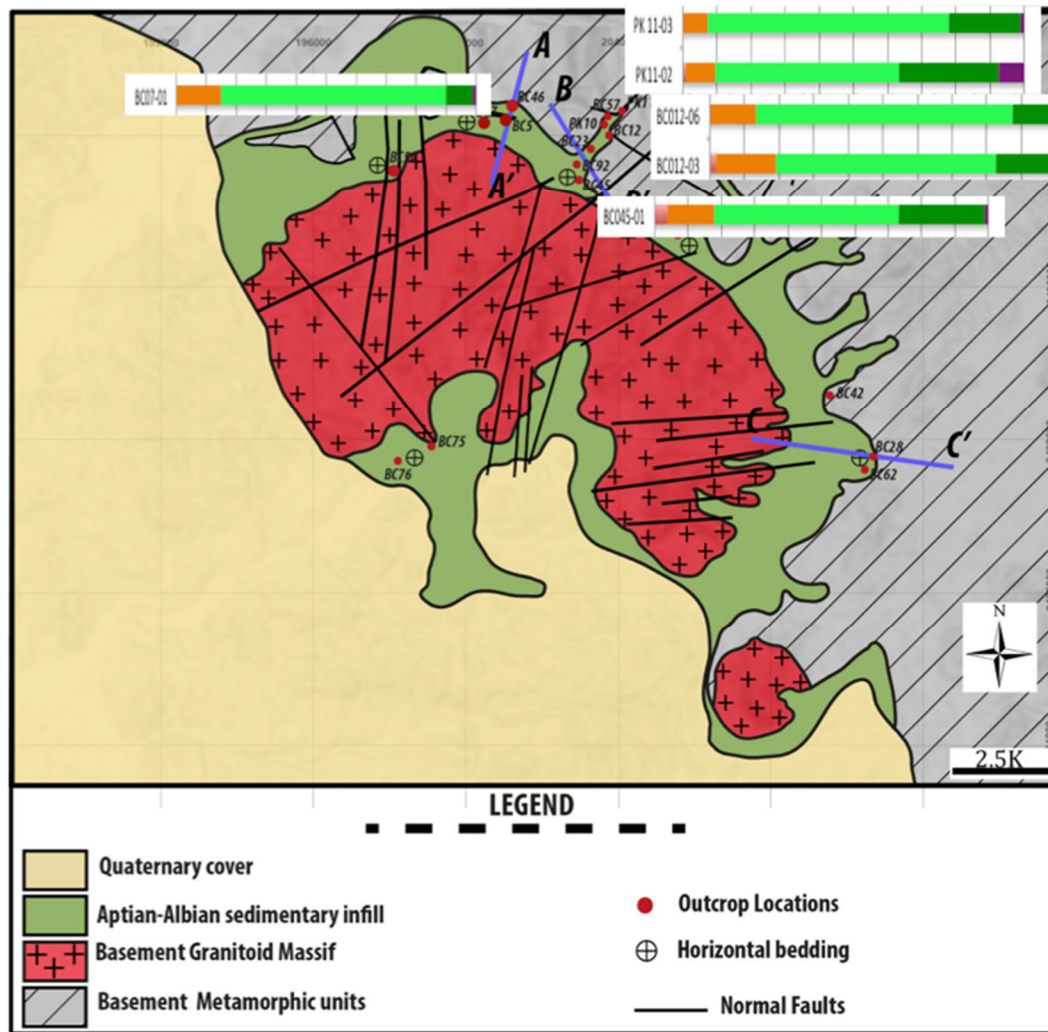
PALYNOLOGICAL ANALYSIS OF SAMPLES FROM LOWER CONGO BASIN, THE REPUBLIC OF CONGO

A.I.1. PROPOSAL OF THE PROJECT

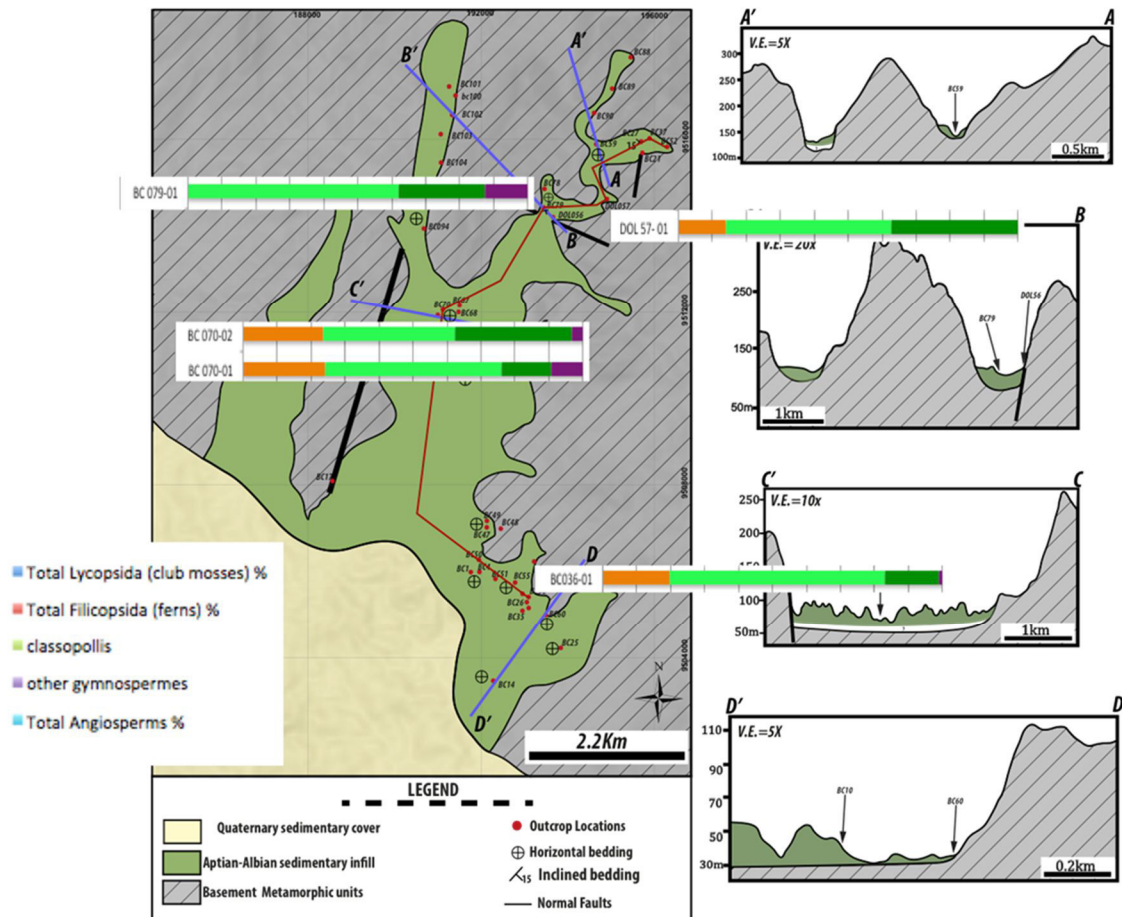
The aim of this project is to establish an accurate biostratigraphy and to provide paleoenvironmental reconstructions on the Cabinda Basin, Western Congo. For this purpose, 25 palynological analyses have been performed (maps 1 and 2).

A.I.2. Material and methods

Palynological material was extracted from 20 grams (dry weight) of sediment after the following process: (1) 200 ml of cold HCl (35%) for 2 hours, (2) 100 ml of cold HF (75%) for 24 hours. Between each acid treatment, sediments were washed three times. Residues were concentrated using ZnCl₂ (density 2.0) and sieved at 10 µm before mounting within glycerol. The miospore abundance data values provided herein are based on total counts of 150 pollen grains, spores and freshwater algal cysts (Fig. 1). The entire slide was further analyzed for additional taxa not occurring within the count of 150 miospores. Taxon nomenclature not provided in the reference list can be found in the publication of Raine *et al.* (2011 and in references therein). Photographs were taken using Zeiss Scope A1 (camera AxioCam HRc) and Olympus BX51 (camera DP71) light microscopes.



Map: outcrop and sample locations in Nkougni and Mboubissi Incised-valley systems



Map2: outcrop and sample locations in the Doumanga Incised-valley system

A.I.3. RESULTS

A.1.3.1 Overall observations

The samples yielded a well-preserved palynoflora represented by 35 palynomorph taxa (16 spore taxa, 10 gymnosperm pollen taxa, 9 angiosperm taxa and one species of freshwater alga) (Fig. 1, Plates 1 and 2). Of the 25 samples analyzed, 13 contained abundant palynomorphs, seven samples comprised sparse assemblages (counts reaching 50 specimens) and the rest were either barren or had very poor yields, including only a few miospore specimens.

Section	BC07	BC012	BC012	BC021	BC023a	BC023a	BC023a	BC 023b	BC 023b	BC 027	BC 027	BC036	BC037	BC045	BC052	BC 070	BC 070	BC 079	PK11	PK 11	DOL 57	
Sample	#E01	# E03	# E06	#E01	# E01	# E06	# E08	# E05	# E08	#01	#03	#E01	#E04	#E01	#E01	#E01	# E02	#E01	# E02	# E03	# E01	
<i>Stereisporites psilatus</i>							4															
Total Bryophyta (mosses) %							4															
<i>Densoisporites velatus</i>		2												4						1		
Total Lycopsidea (club mosses) %		2												4						1		
<i>Appendicisporites jansonii</i>						1																
<i>Cicatricosisporites australiensis</i>										1					1							
<i>Cicatricosisporites brevilaesuratus</i>															1							
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	1	1	1		1	1	4		8	4	1			6	1	6						9
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	2	9	2	6	9	1	8	2	8	3			1	8	1	4				7		3
<i>Cicatricosisporites sp.</i>										1												
<i>Cyathidites australis</i>	12	2	3		4	2	16		4	5	1	14	1		12	4	8		7			1
<i>Cyathidites minor</i>		4	4				2	6		6		6	2			10	8		1			
<i>Dictyophyllidites harrisii</i>		1																				
<i>Gleichenidiites senonicus</i>																	4					
<i>Ischyosporites gremius</i>						1																1
<i>Klukisporites foveolatus</i>			1		3	1	2			1												
<i>Uvaesporites argenteaformis</i>																	2					1
<i>Salvinia, Azolla Massulae</i>			2													2						
Total Filicopsida (ferns) %	15	17	13	6	17	8	32	8	20	22	3	20	3	14	15	26	22		8	7	14	
<i>Araucariacites australis</i>	6	8	7	21	43	25				17	19	14	1	24		12	4	13	4			27
<i>Callialasporites minus</i>				1																		
<i>Classopollis classoides</i>	61	49	52	48	28	39	22	48	30	33	36	46	61	36	52	42	36	28	28	20		48
<i>Classopollis klausii</i>	11	13	19	11	8	17	14	36	34	26	33	16	27	20	21	14		41	22	47		
<i>Classopollis tetrad</i>	4	1	1	3	2	3	14	2				2	1									
<i>Ephedripites baghornii</i>		1															12	2	4			
<i>Ephedripites jansonii</i>	3	2	1										1					1	7			
<i>Eucommiidites troedsonii</i>		2																				
<i>Exesipollenites tumulus</i>		3	3	10	2	5	14	6	16	2	7	2	6	2	12	4	16	8	12	20		3
<i>Spheripollenites psilatus</i>						2					1								5			
<i>Taxodiumpollenites</i>											1											7
Total Gymnospermopsida %	85	80	83	93	83	91	64	92	80	77	97	80	96	82	85	72	68	97	77	87	85	
<i>Buttinia andrevii</i>						1									1							1
<i>Monocolpites psilatus</i>																		1	7	7		
<i>Monocolpites reticulatus</i>		1		1																		
<i>Proteacidites sp.</i>										1						2				1		
<i>Spinizonocolpites sp.</i>																	2					
<i>Tricolpites minimus</i>																	8					
<i>Tricolpites psilatus</i>						1							1							6		
<i>Tricolpites reticulatus</i>																		1				
Total Angiosperms %		1		1		1				1			1		1	2	10	3	14	7	1	
<i>Ovoides parvus</i>		1	2																			
<i>Sp. Inde.t</i>			2																			
Total other %		1	4																			

Figure 1. Miospore countings.

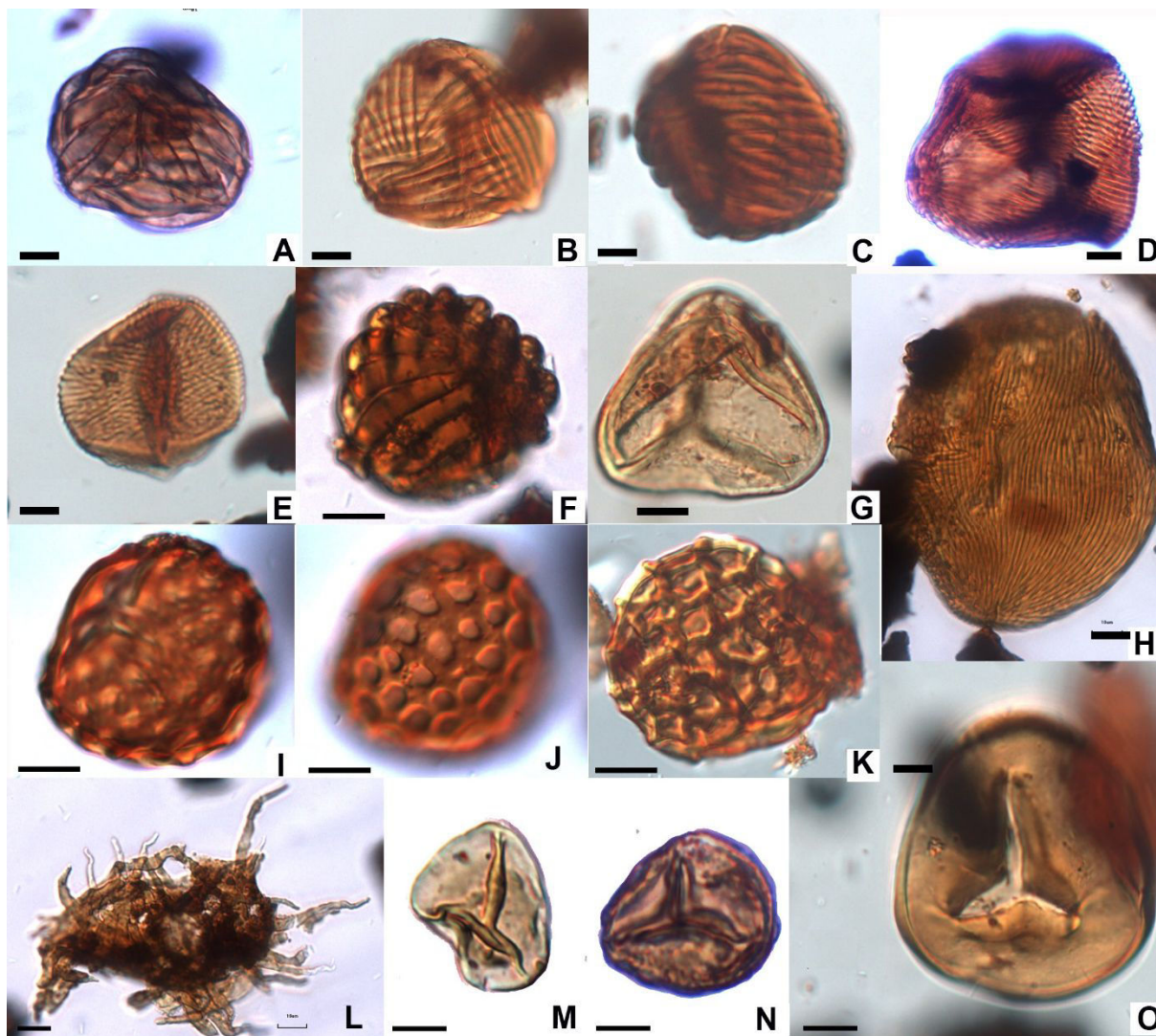


Plate 1. Light micrographs of representative spores from the studied samples, scale bar = 10 μ m.

Taxa, sample number and England Finder Reference (EFR): (A) *Cicatricosisporites cooksonii*, C2-2, EFR-L52 (B) *Cicatricosisporites hallei*, C6-1, EFR-R25 (C) *Cicatricosisporites hallei*, C17-2, EFR-J44 (D) *Cicatricosisporites sp.*, C11-2, EFR-Q45. (E) *Cicatricosisporites australiensis.*, C17-2, EFR-J35. (F) *Cicatricosisporites brevilaesuratus*, C17-2, EFR-J35. (G) *Cyathidites minor*, C19-1, EFR-T-15. (H) *Cicatricosisporites sp.*, C1-1, EFR-L20. (I-J) *Klukisporites sp.* C7-2, EFR-R30, I (low focus) (J) high focus. (K) *Ischyosporites variegatus*, C24-2, EFR-O42-2. (L) *Sp. indet.* C4-1, EFR-P26. (M) *Dictyophyllidites harrisii*, C3-1, EFR-S45. (N) *Stereisporites psilatus*, C8-1, EFR-L45. (O) *Cyathidites australis*, C17-2, EFR-L32.

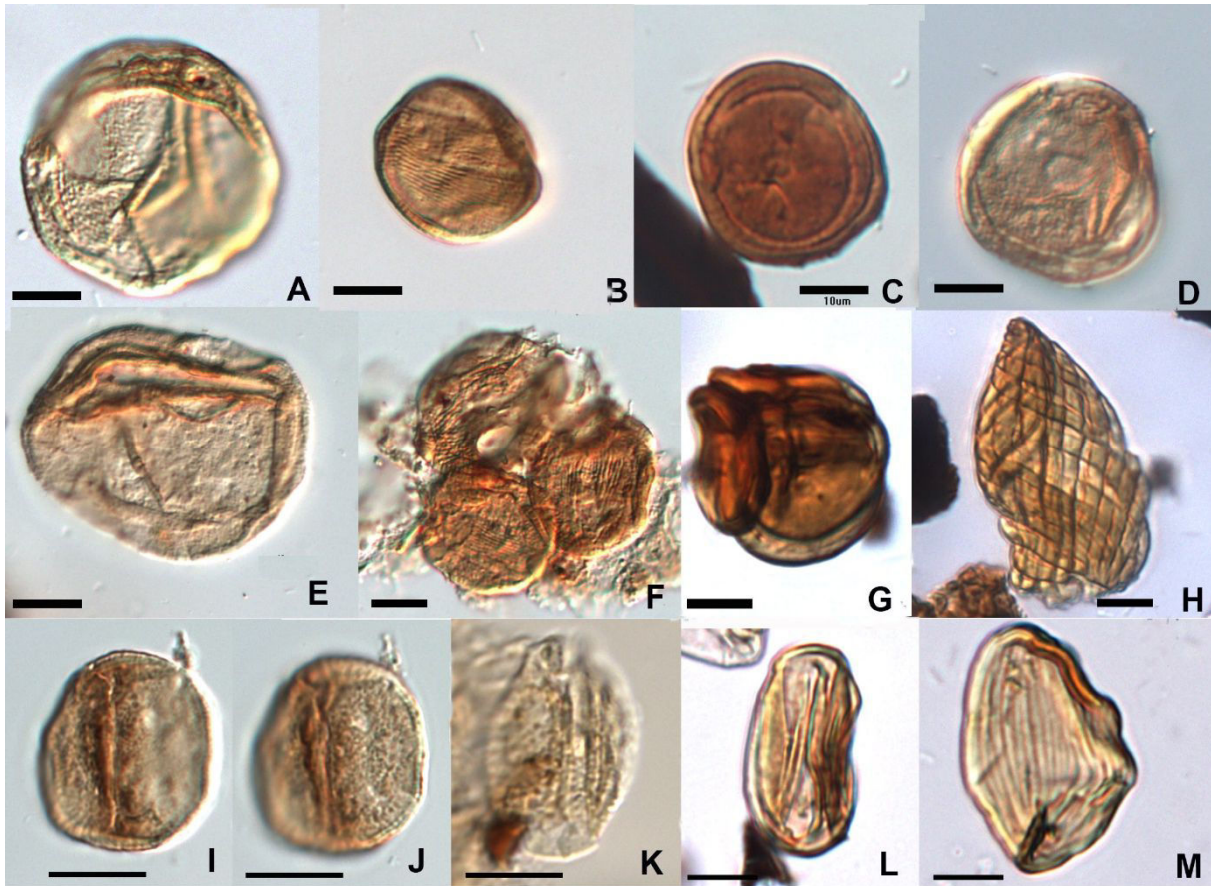


Plate 2. Light micrographs of representative pollen from the studied samples, scale bar = 10 µm. Taxa, sample number and England Finder Reference (EFR): (A) *Classopollis klausii*, C7-2, EFR-W28. (B) *Classopollis classoides*, C7-2, EFR-L32. (C) *Classopollis classoides*, C14-2, EFR-L32. (D) *Exesipollenites tumulus*, C5-2, EFR-W48. (E) *Araucariacites australis*, C6-1, EFR-U25. (F) *Classopollis tetrad*, C6-1, EFR-W49. (G) *Classopollis tetrad*, C2-1, EFR-V38. (H) *Ephedripites jansonii*, C2-1, EFR-L23-3. (I-J) *Monocolpites reticulatus*, C5-1, EFR-O18, (K) *Tricolpites reticulatus*, C7-2, EFR-W28, (L) *Eucommiidites troedsonii*, C3-1, EFR-U45. (M) *Ephedripites baghornii*, C3-1, EFR-U41.

A.I.3.2. Palynological signature and biostratigraphic control of the samples

Among the 24 studied samples, 21 show a low to moderate palynomorph diversity allowing the establishment of biostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction and 3 samples (BC05 -sample #E01, BC046 – sample #E01 and BC060 - sample #E01) are barren in palynomorphs.

All the productive samples share a common feature, the overwhelming dominance of gymnosperm pollen, reaching up to 97% of the relative abundance in two of the samples. The most common dominant genera are *Classopollis* (produced by the extinct Cheirolepidaceae) and *Araucariacites australis* (Araucariaceae). Spores attain an abundance of 3% to 36% and are dominated by *Cyathidites* and *Cicatricosisporites*. Angiosperm pollen grains occur in low abundances, generally not exceeding 2% of the miospore counts, except for section BC070 – sample #E01 and section PK11 – sample #E02 where the angiosperm pollen grains reach 10% and 14%, respectively. Palynostratigraphy indicates that the samples are of an Early Cretaceous age, spanning the Aptian to early Albian, and the studied assemblages are correlated with Zone XI of Jardiné & Magloire (1975). This correlation is based on the high percentages of *Classopollis* spp. (Van Der Hammen & Burger, 1966; Salard-Cheboldaeff, 1990; Doyle, 1991, 1977) together with the high relative abundance of spores belonging to *Cicatricosisporites*, the occurrences of *Ephedripites jansonii*, *E. baghornii*, and the low percentages of monocolpate and tricolpate angiosperm pollen grains. No marine palynomorphs were identified, indicating deposition in non-marine environments possibly swamps on a delta plain in a tropical to subtropical climate.

Section BC 07, sample #E01

The pollen and spore assemblage has a very low diversity, only eight taxa were identified. Gymnosperms reach 85%, dominated by *Classopollis* (76%). Other gymnosperms include *Ephedripites jansonii* (3%) and *Araucariacites australis* (6%). Ferns represent only 15% of the total miospore count and are represented by *Cicatricosisporites* and *Cyanthidites* (Fig. 1). We note the presence of *Classopollis* tetrads (4%) indicating short distance transport.

Age assessment: According to the identified species (Fig. 2) (Srivatsava, 1994), the high relative frequencies of *Classopollis* (Van Der Hammen & Burger, 1966; Salard-Cheboldaeff, 1990; Doyle, 1991, 1977), the absence of angiosperms, and the absence of any marine taxa, we propose an **Early Cretaceous, Aptian age** for this sample.

Section BC012, samples # E03 and # E06

These two samples are, together, the most diverse among the studied assemblages with 18 identified taxa represented (Fig. 1). The composition is similar, with ferns representing 15-17%, and gymnosperms 80-83% of the total miospore count, with a dominance of *Classopollis*. Several ephedroid taxa are present including *Ephedripites*

baghornii, *Ephedripites jansonii* and *Ephedripites striatus*. Additionally, the tricolpate gymnosperm pollen *Eucommiidites troedsonii* of cycadeoid affinity is represented. Angiosperm pollen (*Monocolpites reticulatus*) is present in single occurrences in sample # E03. The freshwater alga, *Ovoides parvus*, was identified indicating ponding (Fig. 1, 3).

Age assessment: Based on: (1) the distribution of the identified species (Srivatsava, 1994) (Fig. 3), (2) high frequencies of *Classopollis* genus (Van Der Hammen & Burger, 1966; Salard-Cheboldaeff, 1990; Doyle, 1991, 1977), and (3) the presence of few angiosperm pollen (*Monocolpites reticulatus*), and the absence of marine taxa, we propose an **Early Cretaceous, Aptian – early Albian age** for this section.

Section	BC07	JURASSIC											CRETACEOUS											Cenozoic	References	
		LOWER/EARLY				MIDDLE				UPPER/LATE			LOWER						UPPER							
Sample	#E01	Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian	Maastrichtian		
Taxa	%																									
<i>Araucaricites australis</i>	6	[Spatial distribution grid]																								Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Vallati, Regali, 1989, Salard-Cheboldaef, 1991, Lachkar et al., 1989, 1995, Azar et al., 2011, led & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	1	[Spatial distribution grid]																								Vajda & Raine 2010.
<i>Classopollis classoides</i>	76	[Spatial distribution grid]																								Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Balduzzi et al., 1992, Srivastava & Msaky, 1999.
<i>Cyathidites australis</i>	12	[Spatial distribution grid]																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Azar et al., 2011, led & Lashin 2016.
<i>Ephedripites jansonii</i>	3	[Spatial distribution grid]																								Du Chene, 1978, Kotova, 1978, Morgan, 1978, Lawal, 1982, Herngreen, 1973, 1974, 1981, Herngreen. et al. 1982, Kherngrin & Chlonova 1983, Depeche et al., 1986, Mahmoud & Soliman, 1994; El-Beialy, 1994; Schrank & Ibrahim, 1995, Abdel-Kireem et al., 1996, Al-Ameri & Batten, 1997, Al-Obaidi, 2009, Depeche et al., 1986.

Figure 2. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section BC 07.

Section	BC012		Triassic	JURASSIC											CRETACEOUS											Cenozoic	References	
	Sample	# E06		# E03	LOWER/EARLY				MIDDLE				UPPER/LATE			LOWER						UPPER						
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian	Maastrichtian		
<i>Densosporites velatus</i>	2			[Spatial distribution grid]																								Reyre, 1973, Williams & Bujak, 1980, Riccardi, 1988, Perez Loinaze et al. 2012
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	2		9	[Spatial distribution grid]																								Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	1		1	[Spatial distribution grid]																								Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Cyathidites australis</i>	3		2	[Spatial distribution grid]																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	4		4	[Spatial distribution grid]																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Dictyophyllidites harrisii</i>			1	[Spatial distribution grid]																								Horowitz, 1970, Hekel, 1972, Reyre, 1973, Kimyal, 1979, Sinanoglu & Erkmen, 1980, Pons, 1982, Mohsen, 1986, Sultan, 1987, de Lima et al., 1988, Lachkar et al., 1989, Rich et al., 1989, Salard-Cheboldaef, 1991, Konzalova, 1991, Balduzzi et al., 1992, Al-Obaidi, 2009.
<i>Klukisporites foveolatus</i>	1			[Spatial distribution grid]																								Schrank, 1987, Vallati, 1995.
<i>Araucariacites australis</i>	7		8	[Spatial distribution grid]																								Movshovich, 1975, Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Salard-Cheboldaef, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Lachkar et al., 1989, Herngreen, 1973, 1991, Vallati, 1995, Azar et al., 2011, led & Lashin 2016
<i>Classopollis spp.</i>	72		63	[Spatial distribution grid]																								Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992
<i>Ephedripites baghornii</i>			1	[Spatial distribution grid]																								Herngreen, 1973, 1974, 1975, Morgan, 1978, Kherngrin & Chlonova, 1983, Sinanoglu, 1983, Srivastava & Msaky, 1999.
<i>Ephedripites jansonii</i>	1		2	[Spatial distribution grid]																								Herngreen, 1973, 1974, 1975, 1981, Du Chene, 1978, Kotova, 1978, Morgan, 1978, Herngreen et al., 1982, Lawal, 1982, Kherngrin & Chlonova 1983, Depeche et al., 1986, Mahmoud & Soliman, 1994; El-Beialy, 1994; Schrank & Ibrahim, 1995, Abdel-Kireem et al., 1996, Al-Ameri & Batten, 1997, Srivastava & Msaky, 1999, Ibrahim, 2002, Al-Obaidi, 2009.
<i>Eucommiidites troedsonii</i>			2	[Spatial distribution grid]																								Al-Far et al., 1965, de Lima, 1978, McLachlan & Pieterse, 1978, Regali, 1978, Sinanoglu and Erkmen, 1980, Sultan, 1987, Lachkar et al., 1989, Ibrahim et al., 2001.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	3		3	[Spatial distribution grid]																								Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Monocolpites reticulatus</i>			1	[Spatial distribution grid]																								Barriga, 1958, Hammen der, 1954
<i>Ovoides parvus</i>	2		1	[Spatial distribution grid]																								
Unidentified palynomorph	2			[Spatial distribution grid]																								

Figure 3. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section BC 012.

Section BC 021, sample #E01

Palynological assemblage contains only eight species, among which ferns represent 6% and gymnosperms 93%. Ferns are only represented by *Cicatricosisporites cooksonii* (6%). Gymnosperms are dominated by *Classopollis* spp. (62%), followed by *Araucariacites australis* (21%) and *Spheripollenites psilatus* (10%). We note the presence of *Monocolpites reticulatus* (angiosperm).

Age assessment: Based on: (1) the distribution of the identified species in Africa, South America and Middle East (Fig. 4), (2) high frequencies of *Classopollis* genus and the presence of *Classopollis* tetrads, and (3) the presence of *Monocolpites reticulatus* (angiosperms), we propose an **Early Cretaceous, Aptian – early Albian age** for this section (Fig. 4).

Section BC 023a, samples # E01, # E06, # E08

Studied samples from the section BC 023 are characterized by dominance of gymnosperms (83% - 91% - 64%; Fig. 1), represented by *Classopollis* (38 % - 59% - 50%) followed by *Araucariacites australis* (43% in sample E01 and 25% in sample #E06) and *Exesipollenites tumulus* (2% - 5% - 14%). The ferns (Filicopsida) present a relative abundance of 17% (sample E01), 8% (sample E06) and 32% (sample #E08) and are represented mainly by *Cyathidites* and *Kuklisporites*. Few angiosperm pollen grains are identified only in sample #E06: *Buttinia andreevii* (1%) and *Tricolpites psilatus* (1%). We note the absence of *Araucariacites* in the top of the section (sample #E 08).

Age assessment: The high relative abundance of *Classopollis* suggests an Aptian age.

We note the presence of:

- ***Buttinia andreevii*** identified in Africa during the Campanian – Maastrichtian (Boltenhagen E., 1967 ; Germeraad *et al.*, 1968, ;Movshovich, 1975 ; Salard-Cheboldaeff, 1990; Edet & Nyong, 1994; Dikouma *et al.*, 1994; Beilsten, 1994; Tea-Yassia *et al.*, 1999 ; Schrank, 1994) and South America (Herngreen, 1975; Herngreen & Cholnova , 1981 ; Muller *et al.*, 1987; Jaillard *et al.*, 1993; Fasola & Prades de Ramos, 1991 ; Helenes *et al.*, 1999) between Campanian and early Paleocene.
- ***Ischyosporites gremius*** identified in Argentina in Campanian (Papk & Sepklveda, 1995) and Australia from Santonian to Oligocene (Stover & Partridge, 1973; Stoian 2002a, 2002b);

- *Tricolpites psilatus*, identified in India from Tithonian to Aptian (Dogra *et al.*, 2010).

According to the first appearance of tricolpate pollen grains (*Tricolpites* sp.) during the late Aptian in India at low latitudes and during the early Albian in Europe, East Asia, N. America, S. America and Australia (Zhang *et al.*, 2004a, b) and the absence of any marine dinoflagellate cyst, we propose:

- **an Aptian - early Albian** age for all the samples of the section BC23a;
- an earliest appearance of genera *Buttinia andreevii*, *Tricolpites psilatus* and *Ischyosporites gremius* in Central Africa.

Section	BC023a	BC023a	BC023a	Triassic	JURASSIC											CRETACEOUS											Cenozoic	References
					LOWER/EARLY			MIDDLE				UPPER/LATE				LOWER						UPPER						
					Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian		
<i>Appendicisporites jansonii</i>		1																							Williams & Bujak, 1980, Cranwel & Srivastava, 2009.			
<i>Araucariacites australis</i>	43	25																							Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.			
<i>Buttinia andrevii</i>		1																							Boltenhagen E., 1967, Germeraad et al., 1968, Movshovich, 1975, Herngreen, 1975			
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	9	1	8																						Vajda & Raine 2010			
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	1	1	4																						Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009			
<i>Classopollis spp.</i>	38	59	50																						Van der Hammen & Burger, 1966. Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.			
<i>Cyathidites australis</i>	4	2	16																						Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016			
<i>Cyathidites minor</i>			2																						Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.			
<i>Exesipollenites tumulus</i>	2	5	14																						Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.			
<i>Ischyosporites gremius</i>		1																							Stover & Partridge, 1973, Papk & Sepkiveda, 1995, Stoian, 2002a, 2002b,			
<i>Klukisporites foveolatus</i>	3	1	2																						Stover & Partridge, 1973, Williams & Bujak, 1980, Schrank, 1987, Vallati, 1995			
<i>Spheripollenites psilatus</i>		2																							Ibrahim et al., 2001			
<i>Stereisporites psilatus</i>			4																						de Lima, 1990, Mohsen, 1992			
<i>Tricolpites psilatus</i>		1																							Dogra et al., 2010			

Figure 5. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 023a.

Section	BC021	Triassic	JURASSIC											CRETACEOUS											Cenozoic	References
			LOWER/EARLY			MIDDLE				UPPER/LATE				LOWER						UPPER						
			Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian		
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	6																									Vajda & Raine, 2010.
<i>Araucariacites australis</i>	21																									Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Callialasporites minus</i>	1																									Balduzzi et al., 1992, Streinesberger. et al., 1994, Ibrahim et al., 2001.
<i>Classopollis spp.</i>	62																									Van der Hammen & Burger, 1966. Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	10																									Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Monocolpites reticulatus</i>	1																									Barriga, 1958, Hammen der , 1954, Melchior, 1965, Adegoke, 2012

Figure 4. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 021.

Section BC 023b, samples # E05, # E08

These samples produced sparse miospore assemblages both dominated by *Classopollis classoides* (30 - 48 %) and *Classopollis klausii* (43-36 %). Fern spores belonging to *Cyathidites* and *Cicatricosisporites* represent the pteridospermous component of the flora. No angiosperm pollen grains were identified in these samples.

Age assessment: Aptian – early Albian. The high relative abundance of *Classopollis* suggests an Aptian age. This age can be extending to early Albian, because of the presence in high relative abundance of *Classopollis klausii*, known in Angola and Gabon from Early Albian to Coniacian (Morgan, 1978; Boltenhagen, 1976, 1980) (Fig. 1).

Section BC 027, sample # E01 and # E03

The palynological assemblages contain abundant well-preserved taxa. In sample # E01, fern spores reach relatively high abundance (22%) represented by *Cyathidites* and the typical Early Cretaceous genus *Cicatricosisporites*. Gymnosperms reach 77%, dominated by *Classopollis* and *Araucariacites australis*. The sample # E03 has the highest abundance of gymnosperm pollen (97%) and instead incorporates very low abundances of spores (Fig. 7).

Age assessment: The high dominance of the genus *Classopollis* and the presence of *Proteacidites sp.* (angiosperms) at the base of the section (#E01) suggest an **Aptian – early Albian** age for this section (Fig. 7).

Section	BC 023b	BC 023b	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References
				LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER					UPPER						
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berrassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian		
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	2	8																						Europe	Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>		8																							Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
Classopollis spp.	86	64																						high abundance	Van der Hammen & Burger, 1966. Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>		4																							Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	6																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	6	16																						Danian	Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.

Figure 6. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 023b.

Section	BC 027	BC 027	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References
				LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER					UPPER						
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berrassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian		
<i>Araucariacites australis</i>	17	19																							Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites australiensis</i>	1																								Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Vallati, 1995, Salard-Cheboldaeff, 1991, Azar et al., 2011, led & Lashin 2016
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	3																							Europe	Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	4	1																							Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Cicatricosisporites sp.</i>	1																								Azar et al., 2011, led & Lashin, 2016
Classopollis spp.	59	69																							Van der Hammen & Burger, 1966. Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>	5	1																							Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	6																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	2	7																						Danian	Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Klukisporites foveolatus</i>	1																							Australia and S. America	Stover & Partridge, 1973, Williams & Bujak, 1980, Schrank, 1987, Vallati, 1995
Proteacidites sp.	1																								Herngreen, 1975, McLachlan & Pieterse, 1978
<i>Spheripollenites psilatus</i>		1																							Ibrahim et al., 2001
<i>Taxodiumpollenites</i>		1																							

Figure 7. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 027.

Section BC 036, sample #E01

Seven taxa identified in this sample, 20% represented by fern spores (*Cyathidites* spp.) and 80% by gymnosperm pollen grains (*Araucariacites australis*, *Classopollis* spp., *Exesipollenites tumulus*). No angiosperm pollen was identified (Fig. 8).

Age assessment: The high relative abundance of the genus *Classopollis klaussi* known in Angola and Gabon from the early Albian to Coniacian (Morgan, 1978; Boltenhagen, 1976, 1980), of *C. classoidea* and the *Classopollis* tetrads, we propose an **Aptian – early Albian** age for this section (Fig. 8).

Section BC 037, sample #E04

Well-preserved pollen and spores in this assemblage are attributed to 10 taxa, 3% fern spores (*Cicatricosisporites* and *Cyathidites*), 96% gymnosperm pollen (89% *Classopollis*) and 1% angiosperm pollen (*Tricolpites psilatus*).

Age assessment: The high dominance of the genus *Classopollis* (89%) and the presence of *Tricolpites psilatus* (angiosperms) suggest an **Aptian – early Albian** age for this section (Fig. 9).

Section BC 045, sample #E01

Sparse assemblage, only 50 identified specimens. General composition is similar to other samples with a dominance of *Classopollis* and *Araucariacites*. Schizaeaceous fern spores constitute the only stratigraphical indicators for the Early Cretaceous.

Age assessment: Early Cretaceous, Barremian – Aptian (Fig. 10).

Section	BC036	#E01	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References	
				LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER					UPPER							
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian			Santonian
Sample																										
<i>Araucariacites australis</i>	14																									Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaef, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Classopollis classoides</i>	64																									Van der Hammen & Burger, 1966.Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>	14																									Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988,Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	6																									Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	2																								Danian	Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, ,Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.

Figure 8. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 036.

Section	BC037	#E04	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References	
				LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER					UPPER							
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian			Santonian
Sample																										
<i>Araucariacites australis</i>	1																									Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaef, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	1																									Vajda & Raine 2010.
<i>Classopollis classoides</i>	89																								Europe	Van der Hammen & Burger, 1966.Boltenhagen, 1976, 1980, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>	1																									Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988,Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	2																									Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Ephedripites jansonii</i>	1																									Herngreen, 1973,1974, 1975, 1981,Du Chene, 1978, Kotova, 1978, Morgan, 1978, Herngreen et al., 1982, Lawal, 1982, Kherngrin & Chlonova 1983, Depeche et al., 1986, Mahmoud & Soliman, 1994; El-Beialy, 1994; Schrank & Ibrahim, 1995, Abdel-Kireem et al., 1996, IAl-Ameri & Batten, 1997, Srivastava & Msaky, 1999, Ibrahim , 2002, Al-Obaidi, 2009.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	6																								Danian	Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, ,Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Tricolpites psilatus</i>	1																								India	Dogra et al., 2010

Figure 9. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 037.

Section	BC045	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS							Cenozoic	References					
			LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER				UPPER									
			Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian			Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian
<i>Araucariacites australis</i>	24																									Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, Ied & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	8																									Vajda & Raine 2010.
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	6																									Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Classopollis spp.</i>	56																									Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Densoisporites velatus</i>	4																									Reyre, 1973, Williams & Bujak, 1980, Riccardi, 1988, Perez Loinaze et al. 2012
<i>Exesipollenites tumulus</i>	2																									Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.

Figure 10. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 045.

Section	BC052	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS							Cenozoic	References					
			LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER				UPPER									
			Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian			Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian
<i>Buttinia andrevii</i>	1																									Boltenhagen E., 1967, Movshovich, 1975, Sanders et al., 2011, Germeraad et al., 1968, Edet & Nyong, 1994, Dikouma et al., 1994, Beilsten, 1994; Edet & Nyong, 1993, Tea-Yassia et al., 1999, Schrank, 1994, Salard-Cheboldaeff, 1991, Herngreen, 1975, Herngreen & Cholnova, 1981, Muller et al., 1987, Jaillard et al., 1996, Fasola & Prades de Ramos, 1991, Helenes et al., 1999.
<i>Cicatricosisporites australiensis</i>	1																									Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Vallati, 1995, Salard-Cheboldaeff, 1991, Azar et al., 2011, Ied & Lashin 2016
<i>Cicatricosisporites breviaesuratus</i>	1																									Song et al., 2000
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	1																									Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	1																									Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Classopollis classoides</i>	73																									Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>	12																									Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, Ied & Lashin 2016
<i>Exesipollenites tumulus</i>	12																									Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.

Figure 11. Spatial distribution (South America and Africa) and age control for the identified taxa in Section BC 052.

Section BC 052, sample #E01

Well-preserved and abundant palynomorphs are present but of low diversity; seven taxa were identified. Highly dominated by *Classopollis klausi* (21%) and *Classopollis classoides* (52%). Schizaeaceous fern spores are represented by *Cicatricosisporites* spp. (4%) and *Cyanthidites australis* (12%) indicating an Early Cretaceous age.

Age assessment: The high relative values of *Classopollis* spp. (73%) and the presence of *Buttinia andrevii* indicate a **late Aptian - early Albian** age (Fig. 11).

Section BC 070, samples #E01 and #E02

The palynological assemblage is dominated by gymnosperms (68-70%) represented by *Classopollis* spp. with a maximum in the sample #E01 (56%), followed by *Eucommiidites troedsonii* (4-16%), *Araucariauracites australis* (4-12%) and *Ephedripites baghornii* (12%). Fern spores are represented by *Cicatricosisporites* (10%, sample #E01), *Cyathidites* spp. (14-16%) and *Gelicheniidites* (4%). We mention the identification of 8% of *Tricolpites minimus* (angiosperm) at the top of the section (sample #E02) (Fig. 12).

Age assessment: Early Cretaceous, **Aptian - early Albian**

Section BC 079, sample #E01

The palynological assemblage is constituted by 97% of gymnosperms, represented by *Araucaricites australis* (13%), *Classopollis* spp. (69%), *Ephedripites* spp. (3%), *Exipollenites tumulus* (8%) and *Spheripollenites tumulus* (5%). We note the presence of ***Monocolpites psilatus*** (1%) and ***Tricolpites reticulatus*** (1%) among the angiosperms (Fig. 13).

Age assessment: late Aptian – early Albian, based on the high relative abundance of *Classopollis* spp. (Van der Hammen & Burger, 1966) and the presence of *Tricolpites reticulatus* (1%), considered as being a pollen grain of the Gunneraceae family, genus *Gunnera* (Wanntorp *et al.*, 2003, 2004). According to Wikström *et al.* (2001), Wanntorp & Wanntorp (2003), the first appearance of *Gunnera* is estimated between 115 and 118 Ma (late Aptian – early Albian).

Section PK 11, samples #E02 and #E03

Studied samples are dominated by gymnosperms such as: *Classopollis* spp. (50-67%), *Exeisipollenites tumulus* (12-20%), few *Araucaricites australis* (4%) and *Ephedripites*

spp. (4-7%) - identified only in sample #E02. Ferns are represented by *Cicatricosisporites* spp. and *Cynthidites* spp. with low relative abundance (7% and 8%, respectively). Identified angiosperms are *Monocolpites psilatus* (7%), *Proteacidites* sp., (1%) and *Tricolpites psilatus* (6 %).

Age assessment: late Aptian – early Albian, based to the high relative abundance of *Classopollis* spp. (Van der Hammen & Burger, 1966) and the presence of few angiosperms (Fig.

Section	BC 070	BC 070	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References
				LOWER/EARLY				MIDDLE			UPPER/LATE			LOWER					UPPER						
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bejocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian		
<i>Araucariacites australis</i>	12	4																							Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaef, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	4																	Europe							Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	6																								Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Classopollis classoides</i>	42	36																							Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Classopollis klausi</i>	14																								Morgan, 1978, Boltenhagen, 1976, 1980
<i>Cyathidites australis</i>	4	8																							Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	10	8																							Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Ephedripites baghornii</i>		12																							Herngreen, 1973, 1974, 1975, Morgan, 1978, Kherngrin & Chlonova, 1983, Sinanoglu, 1983, Srivastava & Msaky, 1999
<i>Exesipollenites tumulus</i>	4	16																							Danian Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Gleichenidiites senonicus</i>		4																							Sinanoglu & Erkmen, 1980, Mohsen, 1986, Sultan, 1987, Lachkar et al., 1989, Konzalova, 1991, Balduzzi et al., 1992, Papk & Sepklveda, 1995, Al-Ameri & Batten, 1997, Ibrahim et al., 2001, Al-Obaidi, 2009
<i>Proteacidites</i> sp.	2																								Herngreen, 1975, McLachian & Pieterse, 1978
<i>Spinizonocolpites</i> sp.		2																							Eocene Salard-Cheboldaef, 1991
<i>Tricolpites minimus</i>		8												Asia					Europe						Miki, 1977, Yu et al., 1985, Song et al., 1999
<i>Uvaesporites argenteaformis</i>		2																							Pacitova, 1978
<i>Salvinia, Azolla Massulae</i>	2																								

Figure 12. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section BC 070.

Section	BC 079	Triassic	JURASSIC											CRETACEOUS										Cenozoic	References		
			LOWER/EARLY				MIDDLE				UPPER/LATE			LOWER					UPPER								
			Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian			Campanian	Maastrichtian
Sample	#E01																										
<i>Araucariacites australis</i>	13																										Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Classopollis classoides</i>	28																										Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Classopollis klausii</i>	41																										Morgan, 1978, Boltenhagen, 1976, 1980
<i>Ephedripites baghornii</i>	2																										Herngreen, 1973, 1974, 1975, Morgan, 1978, Kherngrin & Chlonova, 1983, Sinanoglu, 1983, Srivastava & Msaky, 1999
<i>Ephedripites jansonii</i>	1																										Herngreen, 1973, 1974, 1975, 1981, Du Chene, 1978, Kotova, 1978, Morgan, 1978, Herngreen et al., 1982, Lawal, 1982, Kherngrin & Chlonova 1983, Depeche et al., 1986, Mahmoud & Soliman, 1994; El-Beialy, 1994; Schrank & Ibrahim, 1995, Abdel-Kireem et al., 1996, IAl-Ameri & Batten, 1997, Srivastava & Msaky, 1999, Ibrahim, 2002, Al-Obaidi, 2009.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	8																										Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Monocolpites psilatus</i>	1																										
<i>Spheripollenites psilatus</i>	5																										Ibrahim et al., 2001
<i>Tricolpites reticulatus (Gunnera)</i>	1																										Dettman & Thompson, 1987, Mejia-Velazquez et al., 2012, Vajda & Raine, 2003

Figure 13. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section BC 079

Section	PK11	PK 11	Triassic	JURASSIC										CRETACEOUS										Cenozoic	References
				LOWER/EARLY			MIDDLE				UPPER/LATE			LOWER					UPPER						
				Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovia	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriassian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian		
<i>Araucariacites australis</i>	4																								Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>		7																							Vajda & Raine 2010
<i>Classopollis classoides</i>	28	20																							Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Classopollis klausi</i>	22	47																							Morgan, 1978, Boltenhagen, 1976, 1980
<i>Cyathidites australis</i>	7																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Cyathidites minor</i>	1																								Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016.
<i>Densoisporites velatus</i>	1																								Reyre, 1973, Williams & Bujak, 1980, Riccardi, 1988, Perez Loinaze et al. 2012
<i>Ephedripites baghornii</i>	4																								Herngreen, 1973, 1974, 1975, Morgan, 1978, Kherngrin & Chlonova, 1983, Sinanoglu, 1983, Srivastava & Msaky, 1999
<i>Ephedripites jansonii</i>	7																								Herngreen, 1973, 1974, 1975, 1981, Du Chene, 1978, Kotova, 1978, Morgan, 1978, Herngreen et al., 1982, Lawal, 1982, Kherngrin & Chlonova 1983, Depeche et al., 1986, Mahmoud & Soliman, 1994; El-Beialy, 1994; Schrank & Ibrahim, 1995, Abdel-Kireem et al., 1996, IAl-Ameri & Batten, 1997, Srivastava & Msaky, 1999, Ibrahim, 2002, Al-Obaidi, 2009.
<i>Exesipollenites tumulus</i>	12	20																							Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Monocolpites psilatus</i>	1																								
<i>Proteacidites sp.</i>	1																								Herngreen, 1975, McLachlan & Pieterse, 1978
<i>Tricolpites psilatus</i>	6																								Dogra et al., 2010, Nwojiji et al., 2013

Figure 14. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section PK 11

Section DOL 57, sample # E01

Palynological assemblage of this sample shows a high relative abundance of gymnosperms (85%) represented by *Araucarites australis* (27%), *Classopollis classoides* (48%), *Exesipollenites tumulus* (3%) and *Taxodiumpollenites* (7%). Ferns (Filicopsida) represent 14% of the assemblage and are dominated by *Cicatricosisporites spp.* (12%). Few other filicopsida taxa such as *Cyathides australis*, *Ischyosporites gremius* and *Uvaesporites argentaeformis* are present. Angiosperms are represented by *Buttinian andrevii* (1%).

Age assessment: Early Cretaceous, late Aptian–early Albian (Fig. 15)

A.II.3.3. Palynofacies analysis and interpretation

The organic matter incorporates pollen grains, spores, wood particles (phytoclats), and plant cuticles (Appendix 1). A general palynofacies characterization shows that all the samples are dominated by structured phytoclats -so called brown wood- which is translucent, followed by opaque phytoclats and plant cuticles (Appendix I). The following category in abundance is made of pollen grains. This is true for all the samples except for BC027 - #E03, which also includes structureless organic matter. This indicates decomposition of organic matter before fossilization perhaps due to marine influence. *Classopollis*-producing trees are known to have grown in coastal deltaic environments, and the *Classopollis* percentage is very high in BC027 sample #E03. No marine palynomorphs or marine algae were encountered in the analyzed samples and the depositional environment is interpreted as a continental coastal environment. The shape of palynodebris is angular, showing little signs of abrasion and indicates short transportation.

Section	DOL 57	Triassic	JURASSIC											CRETACEOUS											Cenozoic	References	
			LOWER/EARLY				MIDDLE				UPPER/LATE			LOWER						UPPER							
			Hettangian	Sinemurian	Plensbachian	Toarcian	Aalenian	Bajocian	Bathonian	Callovian	Oxfordian	Kimmeridgian	Tithonian	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Aptian	Albian	Cenomanian	Turonian	Coniacian	Santonian	Campanian			Maastrichtian
<i>Araucariacites australis</i>	27																										Herngreen, 1973, Movshovich, 1975, Morgan, 1978, Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Regali, 1989, Salard-Cheboldaeff, 1991, Vallati, 1995, led & Lashin 2016.
<i>Buttinia andrevii</i>	1																										Boltenhagen E., 1967, Movshovich, 1975, Sanders et al., 2011, Germeraad et al., 1968, Edet & Nyong, 1994, Dikouma et al., 1994, Beilsten, 1994 ; Edet & Nyong, 1993, Tea-Yassia et al., 1999, Schrank, 1994, Salard-Cheboldaeff, 1991, Herngreen, 1975, Herngreen & Cholnova , 1981, Muller et al., 1987, Jaillard et al., 1996, Fasola & Prades de Ramos, 1991, Helenes et al., 1999.
<i>Cicatricosisporites cooksonii</i>	3																										Vajda & Raine 2010
<i>Cicatricosisporites hallei</i>	9																										Herngreen, 1973, 1975, Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Al-Obaidi, 2009
<i>Classopollis classoides</i>	48																										Riccardi, 1988, Lachkar et al., 1989, Srivastava & Msaky, 1999, Balduzzi et al., 1992.
<i>Cyathidites australis</i>	1																										Williams & Bujak, 1980, de Lima, 1982, Riccardi, 1988, Al-Obaidi, 2009, Perez Loinaze et al. 2012, led & Lashin 2016
<i>Exesipollenites tumulus</i>	3																										Movshovich, 1975, Regali, 1978, de Lima, 1978, 1982, ,Allix et al., 1981, de Lima et al., 1988, Riccardi, 1988, Konzalova, 1991, Sarjeant et al., 1992, Primparo & Batty, 1994, Al-Ameri and Batten, 1997, Al-Ameri et al., 2013.
<i>Ischyosporites gremius</i>	1																										Stover & Partridge, 1973, Papk & Sepklveda, 1995, Stoian, 2002a, 2002b,
<i>Taxodiumpollenites</i>	7																										
<i>Uvaesporites argenteiformis</i>	1																										

Figure 15. Spatial distribution and age control for the identified taxa in Section DOL 57.

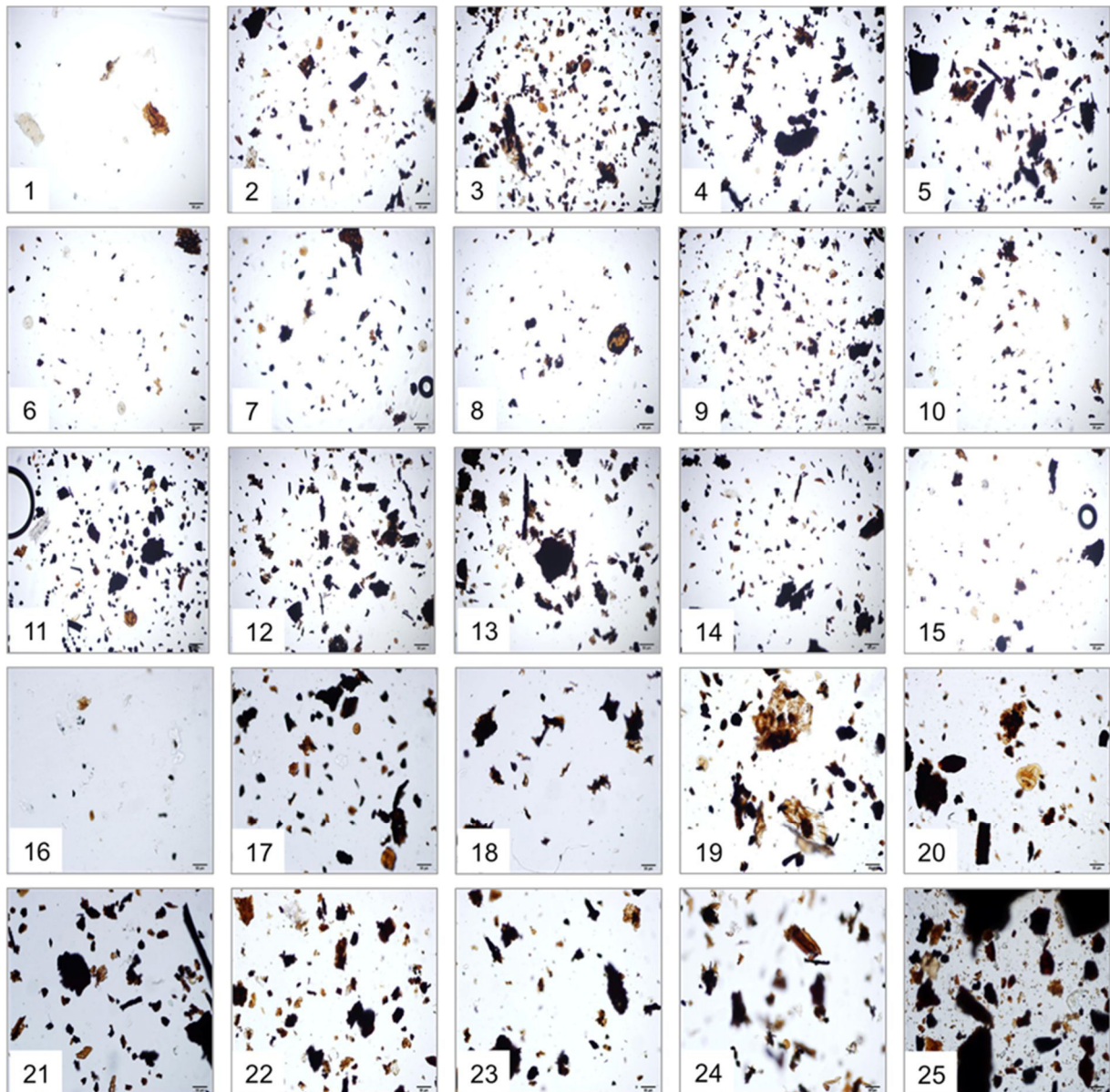


Plate 3. Microphotographs of representative palynofacies assemblages from the studied samples: 1, BC05 sample #E01; 2, BC07 sample #E01; 3, BC012 sample #E03; 4, BC012 sample #E06; 5, BC021 sample #E01; 6, BC023a sample #E01; 7, BC023a sample #E06; 8, BC023a sample #E08; 9, BC023b sample #E05; 10, BC023b sample #E08; 11, BC027 sample #E01; 12, BC027 sample #E03; 13, BC036 sample #E01; 14, BC037 sample #E03; 15, BC045 sample #E01; 16, BC046 sample #E01; 17, BC052 sample #E01; 18, BC060 sample #E01; 19, BC070 sample #E01; 20, BC070 sample #E02; 21, BC079 sample #E01; 22, PK11 sample #E02; 23, PK11 sample #E03; 24, DOL57 sample #E01; 25, DOL57 sample #E02.

A.II.4. PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION

During the Early Cretaceous, the studied area was located within a tropical floristic belt, which is supported by the spore and pollen assemblages lacking typical temperate elements, such as bisaccate pollen grains, and they further lack pollen produced by seed-ferns.

Instead, the canopy was dominated by the tall-growing, now-extinct cheirolepids together with *Araucaria* and other arborescent conifers, such as those producing *Spheripollenites psilatus*. The ground-cover was represented by ferns and low-growing gnetophytes, such as *Ephedra*, together with sparse angiosperms. The overwhelming dominance of *Classopollis* reveals that the depositional environment was probably coastal (*i.e.*, possibly coastal floodplain, swamp or even lake deposits close to shore). The angular shape of the palynodebris and the occurrence of *Classopollis*-tetrads indicate short transportation and deposition within a limited catchment area.

No marine palynomorphs or marine algae were encountered in the analyzed samples and the depositional environment is interpreted as entirely continental, coastal plain environment.

A.II.5. CONCLUSION

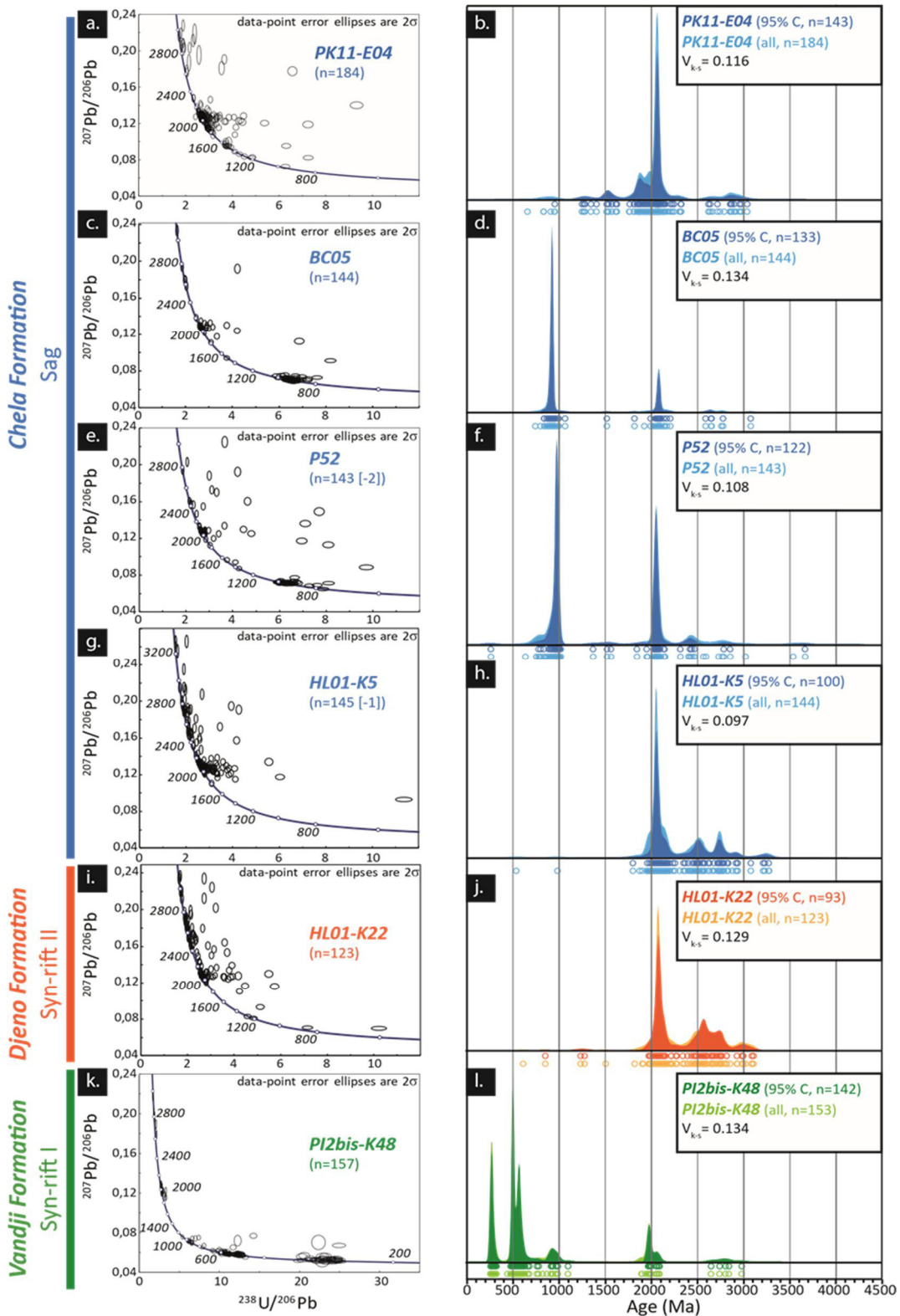
A palynological analysis of samples from Cabinda, Congo Basin (Western Congo), reveals moderate preserved Early Cretaceous miospore assemblages and 35 taxa of pollen and spores were identified. Most of the taxa are long-ranging, such as *Classopollis classoides*, *Classopollis klausii*, *Araucariacites australis*, *Exesipollenites tumulus*, and *Cyathidites* spp. Key taxa comprise, *Cicatricosisporites cooksonii*, *Ephedripites jansonii*, *E. baghornii*, and sparse monocolpate and tricolpate angiosperm pollen grains.

The assemblage is assigned to the late Aptian and early Albian [Zone XI of Jardiné & Magloire (1965)] and is characterized by the occurrence of ephedroid and coniferous (dominated by *Classopollis*) pollen grains, with rare spores (especially cicatricose forms), and monocolpate and tricolpate angiospermous pollen

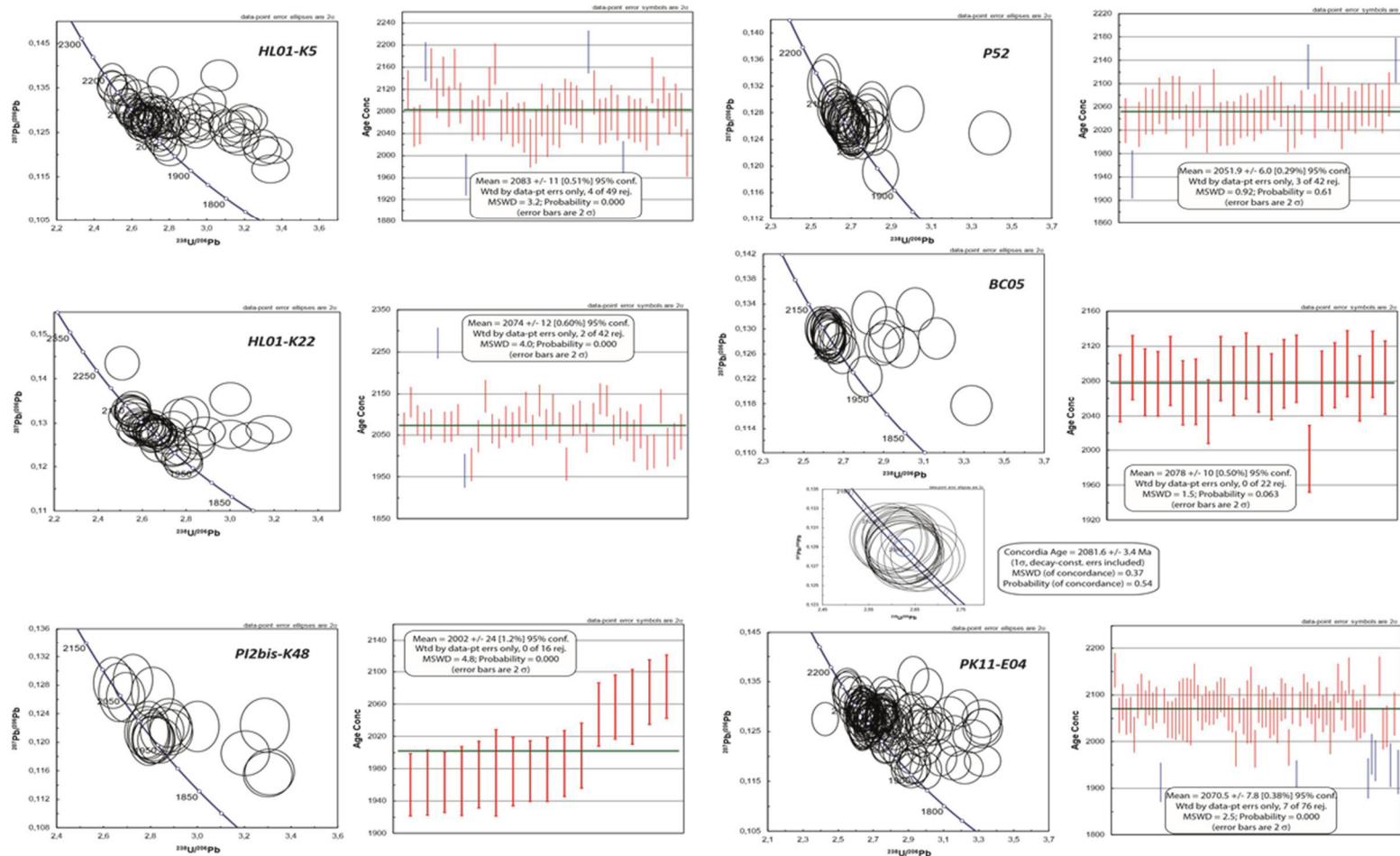
ANNEXE II

GEOCHRONOLOGY DATA

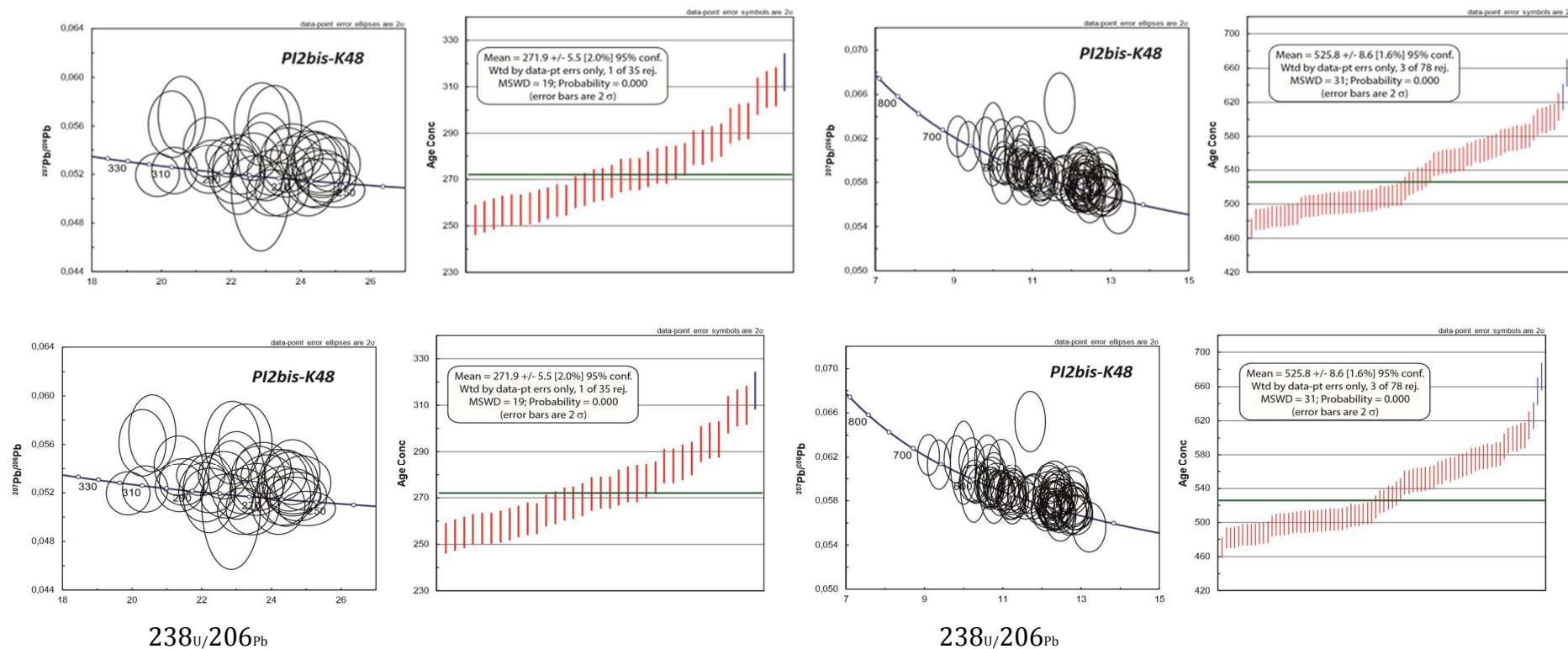
ANNEXEIII.II.1 : TERA-WASSERBURG DIAGRAMS ZIRCONS



ANNEXE II.2: WETHERILL DIAGRAMS PI2BIS-K48: 2 POPULATIONS AT C. 1960 AND 2060 MA; WEIGHTED MEAN ZIRCONS HL01-K22: MEAN DATE AT 2074 ± 12 MA; WEIGHTED MEAN ZIRCONS HL01-K5: MEAN DATE AT 2083 ± 11 MA AND WEIGHTED MEAN ZIRCONS P52: MEAN DATE AT 972 ± 5 MA



ANNEXE II.3 : WEIGHTED MEAN ZIRCONS P52: MEAN DATE AT 972 ± 5 MA; WEIGHTED MEAN ZIRCONS P52: MEAN DATE AT 2052 ± 6 MA; WEIGHTED MEAN ZIRCONS BC05: MEAN DATE AT 925 ± 3 MA; WETHERILL DIAGRAMS BC05: CONCORDIA DATE AT 2082 ± 3 MA; WEIGHTED MEAN ZIRCONS PK11-E04: MEAN DATE AT 2070 ± 8



ANNEXE II.5: INSTRUMENTAL CONDITIONS ZIRCONS

Table X: Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment (U/Pb on zircon analyses)

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	zircon
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1 µm polish to finish
Imaging	CL Reliotron imaging facility in University of Rennes 1 (France).
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6.6 J/cm-2 (1) / 7 J/cm-2 (2) / 8 J/cm-2 (3)
Repetition rate	4 Hz (1) / 3 Hz (2 & 3)
Spot size	25 (2) to 30 µm (1 & 3)
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier

Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Masses measured	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Integration time per peak	10-30 ms
Sensitivity / Efficiency	20000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 zircon standard used as primary reference material, Plešovice used as secondary reference material (quality control)
Reference Material info	GJ1 (Jackson et al., 2004) Plešovice (Slama et al., 2008)
Data processing package used	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Quality control / Validation	Plešovice: concordia age = 336.84 ± 0.94 Ma (N=84; MSWD=0.49) with (1) 336.8 ± 1.7 Ma (N=27; MSWD=0.5); (2) 336.8 ± 1.8 Ma (N=22; MSWD=0.865); (1) 336.9 ± 1.4 Ma (N=35; MSWD=0.29)

ANNEXE II.6: INSTRUMENTAL CONDITIONS APATITES

Table X: Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment (U/Pb on apatite analyses)

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	apatite
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1-inch resin mount, 1 μm polish to finish
Imaging	CL Reliotron imaging facility in University of Rennes 1 (France).
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	6 J/cm ² (05/17)
Repetition rate	5 Hz
Spot size	50 μm
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N ₂ (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	15 seconds
Ablation duration	45 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak

Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > $\sim 10^6$ cps
Masses measured	^{43}Ca , ^{86}Sr , ^{89}Y , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{153}Eu , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , $^{204}(\text{Hg} + \text{Pb})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U
Integration time per peak	5-30 ms
Sensitivity / Efficiency	20000 cps/ppm Pb (50 μm , 10Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	Madagascar apatite standard used as primary reference material, McClure Mountain and Durango apatites used as secondary reference material (quality control)
Reference Material info	Madagascar (Thomson et al., 2012) McClure Mountain (Schoene and Bowring, 2006) Durango (McDowell et al., 2005)
Data processing package used	IOLITE (Patton et al. 2011), "VizualAge_UcomPbine" data reduction scheme (Chew et al., 2014)
Quality control / Validation	McClure Mountain: concordia age = 526.1 ± 2.1 Ma (N=96; MSWD=1.01) Durango: Weighted Mean age = 31.67 ± 0.26 Ma (N=108; MSWD=0.98)

ANNEXE II.7 : DATA ZIRCONS

PI2bis-K48																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages						Concentrations				C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U		Age	Err Abs
S-170517a-01	23,00	1,43	0,0535	2,7689	0,32	0,01	0,043	0,001	0,50	348	61	274	4	282	7	1	16	23	1,45	97	274	4
S-170517a-02	6,43	1,33	0,0709	1,3251	1,52	0,02	0,155	0,002	0,86	956	27	932	12	939	9	5	28	28	1,00	99	932	12
S-170517a-03	6,63	1,31	0,0703	1,1244	1,46	0,02	0,151	0,002	0,94	936	23	905	11	914	8	15	84	67	0,81	99	905	11
S-170517a-04	12,44	1,32	0,0582	1,2030	0,64	0,01	0,080	0,001	0,91	536	27	498	6	505	6	13	123	146	1,19	99	498	6
S-170517a-05	24,94	1,32	0,0671	1,3407	0,37	0,01	0,040	0,001	0,84	842	28	253	3	320	4	5	95	131	1,38	79	NC	NC
S-170517a-06	7,86	1,32	0,0652	1,1813	1,14	0,02	0,127	0,002	0,91	780	25	772	10	774	8	8	60	34	0,57	100	772	10
S-170517a-07	11,70	1,36	0,0652	1,7022	0,77	0,01	0,085	0,001	0,73	781	35	529	7	579	8	3	24	22	0,92	91	NC	NC
S-170517a-08	6,14	1,32	0,0726	1,1849	1,63	0,02	0,163	0,002	0,91	1002	24	972	12	981	9	10	56	25	0,44	99	972	12
S-170517a-09	12,35	1,32	0,0569	1,1250	0,63	0,01	0,081	0,001	0,95	487	25	502	6	499	6	18	193	156	0,80	101	502	6
S-170517a-10	2,81	1,32	0,1205	1,0542	5,91	0,08	0,356	0,005	0,98	1963	19	1961	22	1962	12	76	170	178	1,05	100	1963	19
S-170517a-11	10,96	1,35	0,0612	1,5842	0,77	0,01	0,091	0,001	0,76	647	34	563	7	580	8	6	36	123	3,45	97	563	7
S-170517a-12	10,62	1,34	0,0596	1,5106	0,77	0,01	0,094	0,001	0,79	588	32	580	7	582	8	3	31	13	0,42	100	580	7
S-170517a-13	12,39	1,31	0,0575	1,1478	0,64	0,01	0,081	0,001	0,93	510	25	501	6	502	6	15	176	71	0,41	100	501	6
S-170517a-14	10,73	1,33	0,0601	1,3320	0,77	0,01	0,093	0,001	0,85	606	29	575	7	581	7	6	49	58	1,18	99	575	7
S-170517a-15	12,38	1,32	0,0585	1,2987	0,65	0,01	0,081	0,001	0,86	549	28	501	6	510	6	6	69	39	0,56	98	501	6
S-170517a-16	12,87	1,33	0,0567	1,2698	0,61	0,01	0,078	0,001	0,88	479	28	482	6	482	6	8	78	98	1,25	100	482	6
S-170517a-18	12,35	1,33	0,0586	1,4668	0,65	0,01	0,081	0,001	0,80	553	32	502	6	511	7	6	45	97	2,13	98	502	6
S-170517a-19	12,32	1,33	0,0598	1,2881	0,67	0,01	0,081	0,001	0,87	595	28	503	6	520	6	8	75	83	1,11	97	503	6
S-170517a-20	11,29	1,33	0,0590	1,2553	0,72	0,01	0,089	0,001	0,88	565	28	547	7	551	6	7	78	23	0,30	99	547	7
S-170517a-21	12,29	1,34	0,0575	1,5660	0,64	0,01	0,081	0,001	0,76	509	35	504	7	505	7	3	31	28	0,91	100	504	7
S-170517a-22	12,46	1,33	0,0587	1,3631	0,65	0,01	0,080	0,001	0,84	556	29	498	6	508	6	7	64	85	1,33	98	498	6
S-170517a-23	12,19	1,33	0,0581	1,1532	0,66	0,01	0,082	0,001	0,93	533	26	508	6	513	6	15	196	9	0,05	99	508	6

ANNEXE II

S-170517a-24	12,19	1,38	0,0587	1,9605	0,66	0,01	0,082	0,001	0,66	554	42	508	7	517	9	2	21	17	0,82	98	508	7
S-170517b-01	12,30	1,33	0,0580	1,2586	0,65	0,01	0,081	0,001	0,89	529	28	504	6	508	6	8	84	82	0,98	99	504	6
S-170517b-02	12,37	1,34	0,0577	1,4382	0,64	0,01	0,081	0,001	0,81	519	32	501	6	504	7	4	46	39	0,87	99	501	6
S-170517b-03	10,90	1,32	0,0590	1,2214	0,75	0,01	0,092	0,001	0,90	565	26	566	7	566	6	9	90	101	1,12	100	566	7
S-170517b-04	6,11	1,33	0,0717	1,2828	1,62	0,02	0,164	0,002	0,87	978	26	977	12	977	10	5	33	11	0,32	100	977	12
S-170517b-05	12,78	1,33	0,0575	1,3053	0,62	0,01	0,078	0,001	0,87	509	28	486	6	490	6	7	74	82	1,11	99	486	6
S-170517b-06	12,31	1,32	0,0571	1,1212	0,64	0,01	0,081	0,001	0,95	494	25	503	6	502	5	21	234	232	0,99	100	503	6
S-170517b-07	12,37	1,35	0,0586	1,6377	0,65	0,01	0,081	0,001	0,74	553	35	501	6	511	7	3	32	31	0,96	98	501	6
S-170517b-08	12,45	1,32	0,0569	1,2309	0,63	0,01	0,080	0,001	0,90	486	27	498	6	496	6	9	107	84	0,78	100	498	6
S-170517b-09	11,20	1,31	0,0585	1,2145	0,72	0,01	0,089	0,001	0,90	547	26	551	7	550	6	9	97	94	0,97	100	551	7
S-170517b-10	12,73	1,32	0,0591	1,4044	0,64	0,01	0,079	0,001	0,83	571	30	488	6	503	6	5	60	67	1,11	97	488	6
S-170517b-11	10,44	1,30	0,0595	1,1098	0,79	0,01	0,096	0,001	0,95	584	24	590	7	589	6	25	283	75	0,27	100	590	7
S-170517b-12	10,20	1,32	0,0617	1,3619	0,83	0,01	0,098	0,001	0,83	663	29	603	8	616	7	5	51	43	0,84	98	603	8
S-170517b-13	2,10	1,30	0,1892	1,0625	12,4	0,2	0,477	0,006	0,97	2735	17	2515	27	2639	13	59	104	89	0,86	96	2735	17
S-170517b-14	1,92	1,30	0,1970	1,0611	14,1	0,2	0,521	0,007	0,97	2801	17	2703	29	2759	13	78	120	139	1,16	99	2801	17
S-170517b-15	10,83	1,30	0,0597	1,2232	0,76	0,01	0,092	0,001	0,89	592	26	569	7	574	6	9	110	17	0,16	99	569	7
S-170517b-16	2,89	1,29	0,1214	1,0625	5,80	0,08	0,346	0,004	0,97	1977	19	1917	21	1946	12	223	601	405	0,67	98	1977	19
S-170517b-17	1,81	1,29	0,2011	1,0641	15,3	0,2	0,552	0,007	0,97	2835	17	2832	30	2834	13	112	197	52	0,26	100	2835	17
S-170517b-18	24,43	1,37	0,0524	2,4623	0,30	0,01	0,041	0,001	0,54	303	55	259	3	263	6	1	24	29	1,24	98	259	3
S-170517b-19	21,97	1,30	0,0534	1,2729	0,34	0,01	0,046	0,001	0,87	347	28	287	4	294	4	10	210	114	0,54	98	287	4
S-170517b-20	7,00	1,32	0,0742	1,5629	1,46	0,03	0,143	0,002	0,77	1047	31	861	11	915	10	4	21	26	1,26	94	NC	NC
S-170517b-21	22,63	1,31	0,0535	1,4959	0,33	0,01	0,044	0,001	0,78	349	33	279	4	286	4	4	93	66	0,71	97	279	4
S-170517b-22	12,82	1,31	0,0575	1,5302	0,62	0,01	0,078	0,001	0,76	511	34	484	6	489	7	4	46	38	0,83	99	484	6
S-170517b-23	23,88	1,29	0,0534	1,3868	0,31	0,00	0,042	0,001	0,81	344	31	265	3	273	4	8	173	167	0,96	97	265	3
S-170517b-24	3,30	1,28	0,1155	1,1082	4,82	0,07	0,303	0,004	0,95	1888	20	1706	19	1789	11	96	336	54	0,16	95	NC	NC
S-170517c-01	25,03	1,33	0,0507	1,1438	0,28	0,00	0,040	0,001	0,94	228	26	253	3	250	3	24	378	904	2,39	101	253	3
S-170517c-02	10,87	1,32	0,0591	1,1335	0,75	0,01	0,092	0,001	0,94	571	24	567	7	568	6	13	152	18	0,12	100	567	7
S-170517c-03	6,09	1,32	0,0717	1,1024	1,62	0,02	0,164	0,002	0,95	976	22	980	12	979	9	17	93	59	0,64	100	980	12
S-170517c-04	3,20	1,32	0,1185	1,0719	5,10	0,07	0,312	0,004	0,97	1933	19	1751	20	1836	11	22	57	53	0,92	95	NC	NC
S-170517c-05	12,87	1,31	0,0570	1,1236	0,61	0,01	0,078	0,001	0,94	489	25	482	6	484	5	15	200	23	0,11	100	482	6
S-170517c-06	11,30	1,31	0,0580	1,1029	0,71	0,01	0,089	0,001	0,96	531	24	547	7	544	6	22	259	63	0,24	101	547	7

ANNEXE II

S-170517c-07	20,30	1,36	0,0561	2,0139	0,38	0,01	0,049	0,001	0,64	457	44	310	4	328	6	2	31	32	1,01	95	NC	NC
S-170517c-08	10,21	1,31	0,0596	1,1078	0,80	0,01	0,098	0,001	0,95	588	24	602	8	599	6	27	206	320	1,55	101	602	8
S-170517c-09	23,46	1,34	0,0507	1,7544	0,30	0,01	0,043	0,001	0,70	229	40	269	4	265	4	3	46	72	1,58	102	269	4
S-170517c-10	24,53	1,35	0,0529	1,8893	0,30	0,01	0,041	0,001	0,67	326	42	258	3	264	5	2	42	31	0,76	97	258	3
S-170517c-11	12,51	1,30	0,0584	1,0959	0,64	0,01	0,080	0,001	0,95	545	24	496	6	505	5	33	446	55	0,12	98	496	6
S-170517c-12	21,48	1,33	0,0529	1,5117	0,34	0,01	0,047	0,001	0,79	326	34	293	4	297	4	4	72	69	0,96	99	293	4
S-170517c-13	10,68	1,30	0,0590	1,2536	0,76	0,01	0,094	0,001	0,88	568	27	577	7	575	6	8	76	50	0,66	100	577	7
S-170517c-14	11,95	1,30	0,0576	1,2155	0,66	0,01	0,084	0,001	0,89	514	26	518	7	518	6	10	103	69	0,67	100	518	7
S-170517c-15	21,33	1,34	0,0542	1,8621	0,35	0,01	0,047	0,001	0,67	381	41	295	4	305	5	2	42	31	0,75	97	295	4
S-170517c-16	2,82	1,30	0,1204	1,1375	5,90	0,08	0,355	0,005	0,94	1963	20	1960	22	1961	12	13	27	39	1,41	100	1963	20
S-170517c-17	3,31	1,30	0,1158	1,1311	4,83	0,07	0,302	0,004	0,94	1893	20	1702	19	1790	12	20	54	52	0,96	95	NC	NC
S-170517c-18	12,26	1,29	0,0575	1,1478	0,65	0,01	0,082	0,001	0,93	511	25	506	6	507	6	21	259	65	0,25	100	506	6
S-170517c-19	23,57	1,32	0,0523	1,7020	0,31	0,01	0,042	0,001	0,71	298	38	268	3	271	4	4	56	114	2,02	99	268	3
S-170517c-20	23,62	1,35	0,0532	2,0493	0,31	0,01	0,042	0,001	0,62	337	46	267	4	275	5	1	29	23	0,78	97	267	4
S-170517c-21	12,78	1,30	0,0577	1,4224	0,62	0,01	0,078	0,001	0,81	516	31	486	6	491	6	5	51	39	0,77	99	486	6
S-170517c-22	2,89	1,29	0,1221	1,1552	5,83	0,08	0,346	0,004	0,93	1987	20	1917	21	1951	12	19	42	45	1,06	98	1987	20
S-170517c-23	11,48	1,29	0,0585	1,1620	0,70	0,01	0,087	0,001	0,93	549	25	538	7	541	6	25	267	123	0,46	100	538	7
S-170517c-24	24,32	1,34	0,0518	1,9130	0,29	0,01	0,041	0,001	0,66	274	43	260	3	261	5	2	43	46	1,07	99	260	3
S-170517d-01	22,09	1,39	0,0521	1,9390	0,33	0,01	0,045	0,001	0,66	289	44	285	4	286	5	2	30	42	1,37	100	285	4
S-170517d-02	12,36	1,36	0,0583	1,3045	0,65	0,01	0,081	0,001	0,87	539	29	502	7	509	6	6	62	52	0,85	99	502	7
S-170517d-03	6,54	1,35	0,0700	1,2138	1,48	0,02	0,153	0,002	0,91	929	25	918	12	921	9	8	44	39	0,90	100	918	12
S-170517d-04	10,77	1,42	0,0592	2,2294	0,76	0,02	0,093	0,001	0,60	575	48	573	8	573	10	1	11	7	0,68	100	573	8
S-170517d-05	22,23	1,36	0,0522	1,4368	0,32	0,01	0,045	0,001	0,81	294	33	284	4	285	4	5	93	60	0,64	100	284	4
S-170517d-06	2,78	1,36	0,1214	1,2026	6,01	0,09	0,359	0,005	0,92	1977	21	1979	23	1978	13	7	14	22	1,56	100	1977	21
S-170517d-07	11,58	1,34	0,0580	1,1552	0,69	0,01	0,086	0,001	0,93	529	25	534	7	533	6	13	138	86	0,63	100	534	7
S-170517d-08	22,73	1,36	0,0517	1,4302	0,31	0,01	0,044	0,001	0,82	274	32	278	4	277	4	4	87	54	0,63	100	278	4
S-170517d-09	10,66	1,40	0,0603	1,9237	0,78	0,02	0,094	0,001	0,67	614	41	578	8	586	9	2	15	18	1,18	99	578	8
S-170517d-10	23,77	1,35	0,0541	1,6281	0,31	0,01	0,042	0,001	0,74	373	36	266	4	277	4	3	60	50	0,83	96	266	4
S-170517d-11	11,04	1,34	0,0592	1,0978	0,74	0,01	0,091	0,001	0,95	575	24	559	7	562	6	21	227	67	0,29	99	559	7
S-170517d-12	24,21	1,36	0,0535	1,6455	0,30	0,01	0,041	0,001	0,74	349	37	261	3	270	4	3	59	49	0,83	97	261	3
S-170517d-13	11,81	1,33	0,0589	1,0875	0,69	0,01	0,085	0,001	0,96	562	24	524	7	531	6	35	423	80	0,19	99	524	7

ANNEXE II

S-170517d-14	24,77	1,36	0,0517	1,5670	0,29	0,01	0,040	0,001	0,77	272	36	255	3	257	4	3	65	52	0,79	99	255	3
S-170517d-16	6,62	1,34	0,0745	1,2215	1,55	0,02	0,151	0,002	0,90	1055	25	906	11	951	9	10	51	51	0,99	95	906	11
S-170517d-17	21,37	1,35	0,0524	1,5640	0,34	0,01	0,047	0,001	0,77	304	35	295	4	296	5	3	65	44	0,67	100	295	4
S-170517d-18	10,31	1,33	0,0595	1,2261	0,80	0,01	0,097	0,001	0,90	587	26	597	8	595	7	17	177	47	0,26	100	597	8
S-170517d-19	22,88	1,42	0,0561	2,4947	0,34	0,01	0,044	0,001	0,55	457	55	276	4	296	7	7	53	366	6,85	93	NC	NC
S-170517d-20	2,85	1,33	0,1216	1,1106	5,88	0,08	0,351	0,005	0,96	1979	20	1939	22	1959	12	19	47	30	0,64	99	1979	20
S-170517d-21	12,12	1,32	0,0572	1,1197	0,65	0,01	0,082	0,001	0,94	497	25	511	7	509	6	25	276	157	0,57	100	511	7
S-170517d-22	2,84	1,33	0,1203	1,0892	5,84	0,08	0,352	0,005	0,96	1960	19	1946	22	1953	12	47	114	75	0,66	100	1960	19
S-170517d-23	11,05	1,33	0,0588	1,1735	0,73	0,01	0,091	0,001	0,92	560	25	559	7	559	6	16	185	30	0,16	100	559	7
S-170517e-01	11,17	1,30	0,0586	1,1435	0,72	0,01	0,090	0,001	0,93	552	25	553	7	553	6	15	166	29	0,17	100	553	7
S-170517e-02	2,17	1,29	0,1789	1,0454	11,4	0,1	0,461	0,006	0,98	2643	17	2442	26	2553	12	143	264	149	0,56	97	2643	17
S-170517e-03	24,89	1,34	0,0528	1,7414	0,29	0,01	0,040	0,001	0,71	322	39	254	3	261	4	3	61	75	1,23	97	254	3
S-170517e-04	12,78	1,30	0,0576	1,2507	0,62	0,01	0,078	0,001	0,88	513	27	486	6	491	6	8	100	49	0,49	99	486	6
S-170517e-05	24,61	1,33	0,0520	1,5184	0,292	0,005	0,041	0,001	0,78	287	34	257	3	260	4	5	92	94	1,03	99	257	3
S-170517e-06	24,64	1,31	0,0518	1,1785	0,29	0,00	0,041	0,001	0,92	275	27	256	3	258	3	17	360	311	0,86	99	256	3
S-170517e-07	12,75	1,31	0,0568	1,2502	0,61	0,01	0,078	0,001	0,89	483	28	487	6	486	6	9	103	73	0,71	100	487	6
S-170517e-08	12,86	1,31	0,0573	1,3447	0,61	0,01	0,078	0,001	0,84	501	29	483	6	486	6	8	83	74	0,90	99	483	6
S-170517e-09	13,20	1,33	0,0556	1,6358	0,58	0,01	0,076	0,001	0,74	437	36	471	6	465	7	3	31	29	0,94	101	471	6
S-170517e-10	12,71	1,33	0,0572	1,6095	0,62	0,01	0,079	0,001	0,75	497	35	488	6	490	7	3	37	27	0,72	100	488	6
S-170517e-11	12,77	1,33	0,0588	1,3783	0,63	0,01	0,078	0,001	0,83	559	30	486	6	499	6	6	68	34	0,50	97	486	6
S-170517e-12	11,68	1,32	0,0586	1,1783	0,69	0,01	0,086	0,001	0,92	551	26	530	7	534	6	19	223	47	0,21	99	530	7
S-170517e-13	11,23	1,31	0,0592	1,1991	0,73	0,01	0,089	0,001	0,90	575	26	550	7	555	6	15	163	69	0,42	99	550	7
S-170517e-14	12,33	1,32	0,0572	1,2421	0,64	0,01	0,081	0,001	0,89	497	27	503	6	502	6	12	136	88	0,65	100	503	6
S-170517e-15	6,25	1,33	0,0710	1,2817	1,56	0,02	0,160	0,002	0,87	957	26	956	12	956	9	8	43	39	0,91	100	956	12
S-170517e-16	2,81	1,32	0,1270	1,1339	6,23	0,09	0,356	0,005	0,94	2057	20	1963	22	2009	12	76	191	103	0,54	98	2057	20
S-130717a-01	24,21	1,28	0,0510	1,9038	0,29	0,01	0,041	0,001	0,64	238	43	261	3	259	5	4	90	96	1,07	101	261	3
S-130717a-02	10,66	1,25	0,0593	1,1800	0,77	0,01	0,094	0,001	0,91	579	25	578	7	578	6	40	325	495	1,52	100	578	7
S-130717a-03	3,00	1,25	0,1222	1,1782	5,62	0,08	0,333	0,004	0,92	1989	21	1854	20	1918	12	25	56	78	1,40	96	1989	21
S-130717a-04	24,61	1,30	0,0537	2,0473	0,30	0,01	0,041	0,001	0,61	360	46	257	3	267	5	4	76	129	1,71	96	257	3
S-130717a-05	2,69	1,25	0,1263	1,1163	6,47	0,09	0,371	0,005	0,95	2047	20	2035	22	2041	12	42	97	89	0,91	100	2047	20
S-130717a-06	10,97	1,25	0,0588	1,1905	0,74	0,01	0,091	0,001	0,90	560	26	562	7	562	6	24	285	43	0,15	100	562	7

ANNEXE II

S-130717a-07	9,11	1,26	0,0622	1,2385	0,94	0,01	0,110	0,001	0,88	680	26	672	8	674	7	22	186	145	0,78	100	672	8
S-130717a-08	10,61	1,26	0,0619	1,4066	0,80	0,01	0,094	0,001	0,81	669	30	581	7	599	7	14	109	198	1,81	97	581	7
S-130717a-09	10,27	1,26	0,0598	1,3376	0,80	0,01	0,097	0,001	0,84	597	29	599	7	598	7	24	232	156	0,68	100	599	7
S-130717a-10	10,00	1,36	0,0615	2,5224	0,85	0,02	0,100	0,001	0,53	655	53	615	8	623	12	2	16	19	1,18	99	615	8
S-130717a-11	2,79	1,26	0,1211	1,1642	5,98	0,08	0,358	0,005	0,92	1973	21	1973	21	1973	12	83	202	177	0,88	100	1973	21
S-130717a-12	11,24	1,30	0,0586	1,8604	0,72	0,01	0,089	0,001	0,66	552	41	549	7	550	8	14	164	54	0,33	100	549	7
S-130717a-13	5,39	1,27	0,0759	1,2129	1,94	0,03	0,185	0,002	0,90	1091	24	1097	13	1095	9	26	131	97	0,74	100	1091	24
S-130717a-14	6,54	1,28	0,0692	1,3291	1,46	0,02	0,153	0,002	0,84	905	27	917	11	914	9	11	79	51	0,65	100	917	11
S-130717a-15	12,14	1,27	0,0587	1,3631	0,67	0,01	0,082	0,001	0,83	556	29	510	6	519	6	16	197	75	0,38	98	510	6
S-130717a-16	20,58	1,34	0,0569	2,2843	0,38	0,01	0,049	0,001	0,56	487	50	306	4	328	7	2	45	21	0,47	93	NC	NC
S-130717a-17	2,81	1,28	0,1206	1,2108	5,92	0,08	0,356	0,005	0,90	1965	21	1964	22	1964	12	34	77	98	1,28	100	1965	21
S-130717a-18	23,18	1,27	0,0521	1,4390	0,31	0,00	0,043	0,001	0,79	291	32	272	3	274	4	14	275	299	1,09	99	272	3
S-130717a-19	9,81	1,29	0,0618	1,4244	0,87	0,01	0,102	0,001	0,80	667	30	626	8	635	8	10	110	26	0,23	99	626	8
S-130717a-20	23,19	1,30	0,0505	1,5452	0,30	0,01	0,043	0,001	0,76	217	35	272	3	267	4	9	199	115	0,58	102	272	3
S-130717a-21	10,26	1,37	0,0595	2,3537	0,80	0,02	0,097	0,001	0,57	585	50	600	8	596	11	18	187	94	0,50	101	600	8
S-130717a-22	10,94	1,29	0,0587	1,3981	0,74	0,01	0,091	0,001	0,82	554	30	564	7	562	7	15	169	63	0,37	100	564	7
S-130717a-23	9,36	1,30	0,0613	1,5174	0,90	0,02	0,107	0,001	0,78	649	32	654	8	653	8	10	90	45	0,50	100	654	8
S-130717a-24	12,47	1,31	0,0567	1,6593	0,63	0,01	0,080	0,001	0,72	477	37	497	6	494	7	8	99	43	0,43	101	497	6
S-130717b-01	12,41	1,27	0,0571	1,2430	0,63	0,01	0,081	0,001	0,87	495	28	499	6	499	6	20	254	52	0,20	100	499	6
S-130717b-02	14,24	1,30	0,0769	1,4427	0,74	0,01	0,070	0,001	0,80	1120	29	437	5	565	7	10	111	124	1,12	77	NC	NC
S-130717b-03	8,07	1,29	0,0670	1,4471	1,15	0,02	0,124	0,002	0,80	839	30	753	9	775	9	15	113	65	0,57	97	753	9
S-130717b-04	10,70	1,27	0,0592	1,2500	0,76	0,01	0,093	0,001	0,87	574	27	576	7	576	6	17	188	22	0,12	100	576	7
S-130717b-05	12,19	1,27	0,0595	1,1602	0,67	0,01	0,082	0,001	0,91	585	25	508	6	522	6	38	486	56	0,11	97	508	6
S-130717b-06	2,73	1,27	0,1288	1,1179	6,52	0,09	0,367	0,005	0,94	2082	20	2015	22	2048	12	39	91	52	0,57	98	2082	20
S-130717b-07	2,88	1,27	0,1227	1,1326	5,88	0,08	0,348	0,004	0,93	1996	20	1923	21	1958	12	36	86	77	0,89	98	1996	20
S-130717b-08	22,39	1,54	0,0702	4,1429	0,43	0,02	0,045	0,001	0,37	936	83	282	4	365	13	1	13	10	0,76	77	NC	NC
S-130717b-09	11,79	1,28	0,0583	1,4056	0,68	0,01	0,085	0,001	0,80	543	31	525	7	528	7	11	117	65	0,55	99	525	7
S-130717b-10	11,18	1,29	0,0582	1,3070	0,72	0,01	0,089	0,001	0,85	535	29	552	7	549	6	18	172	134	0,78	101	552	7
S-130717b-11	7,40	1,30	0,0752	1,3562	1,40	0,02	0,135	0,002	0,84	1074	27	817	10	890	9	11	73	49	0,67	92	NC	NC
S-130717b-12	1,71	1,29	0,2192	1,1588	17,6	0,2	0,584	0,008	0,93	2975	19	2964	31	2970	13	22	30	25	0,83	100	2975	19
S-130717b-13	2,64	1,28	0,1283	1,1379	6,70	0,09	0,379	0,005	0,93	2075	20	2071	23	2073	12	55	124	85	0,68	100	2075	20

ANNEXE II

S-130717b-14	3,29	1,30	0,1224	1,2582	5,13	0,08	0,304	0,004	0,88	1992	22	1712	19	1842	13	15	41	30	0,74	92	NC	NC
S-130717b-15	12,30	1,46	0,0720	3,0274	0,81	0,02	0,081	0,001	0,48	986	60	504	7	601	14	1	13	10	0,72	84	NC	NC
S-130717b-16	12,11	1,30	0,0573	1,3974	0,65	0,01	0,083	0,001	0,82	501	31	512	6	510	6	20	138	400	2,91	100	512	6
S-130717b-17	23,25	1,35	0,0562	2,3152	0,33	0,01	0,043	0,001	0,56	458	50	272	4	292	6	3	53	54	1,02	93	NC	NC
S-130717b-18	20,37	1,30	0,0523	1,4914	0,35	0,01	0,049	0,001	0,78	299	34	309	4	308	4	12	189	235	1,24	100	309	4
S-130717b-19	11,23	1,30	0,0584	1,5058	0,72	0,01	0,089	0,001	0,77	546	33	550	7	549	7	9	102	39	0,38	100	550	7
S-130717b-20	2,79	1,33	0,1213	1,5090	6,0	0,1	0,358	0,005	0,80	1975	27	1973	23	1974	15	22	49	55	1,10	100	1975	27
S-130717b-21	22,85	1,51	0,0510	4,2541	0,31	0,01	0,044	0,001	0,35	242	95	276	4	273	10	1	20	14	0,68	101	276	4
S-130717b-22	19,88	1,29	0,0520	1,3859	0,36	0,01	0,050	0,001	0,82	283	31	316	4	312	4	17	317	140	0,44	101	316	4
S-130717b-23	2,66	1,31	0,1270	1,3151	6,6	0,1	0,375	0,005	0,86	2057	23	2055	23	2056	13	33	84	28	0,33	100	2057	23
S-130717b-24	22,21	1,38	0,0520	2,5952	0,32	0,01	0,045	0,001	0,52	286	58	284	4	284	7	2	39	46	1,17	100	284	4

HL01-K22a																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages						Concentrations				C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U		Age	ErrAbs
S-190517a-24	2,67	1,31	0,1276	1,1360	6,59	0,09	0,374	0,005	0,94	2066	20	2050	23	2058	12	24	52	45	0,86	100	2066	20
S-190517b-01	2,56	1,27	0,1324	1,0421	7,14	0,09	0,391	0,005	0,98	2130	18	2128	23	2129	12	126	273	199	0,73	100	2130	18
S-190517b-02	1,74	1,27	0,2200	1,0411	17,4	0,2	0,573	0,007	0,98	2980	17	2922	30	2956	12	169	254	104	0,41	99	2980	17
S-190517b-03	2,18	1,27	0,1804	1,0530	11,4	0,1	0,459	0,006	0,98	2657	17	2433	26	2557	12	60	109	66	0,60	96	2657	17
S-190517b-04	1,69	1,27	0,2213	1,0485	18,0	0,2	0,590	0,008	0,98	2990	17	2990	30	2990	12	74	109	32	0,29	100	2990	17
S-190517b-05	2,61	1,27	0,1292	1,0608	6,81	0,09	0,383	0,005	0,97	2087	19	2089	23	2087	12	54	106	138	1,30	100	2087	19
S-190517b-06	2,68	1,27	0,1279	1,0557	6,59	0,09	0,374	0,005	0,97	2069	19	2047	22	2058	12	67	159	86	0,54	99	2069	19
S-190517b-07	2,66	1,27	0,1284	1,0748	6,66	0,09	0,376	0,005	0,97	2076	19	2059	22	2068	12	45	96	95	0,99	100	2076	19
S-190517b-08	2,51	1,27	0,1435	1,0729	7,9	0,1	0,399	0,005	0,97	2270	18	2162	23	2218	12	65	151	43	0,28	98	2270	18
S-190517b-09	1,86	1,27	0,1977	1,0572	14,6	0,2	0,537	0,007	0,97	2807	17	2769	29	2791	12	148	245	80	0,33	99	2807	17
S-190517b-10	2,02	1,27	0,1793	1,0652	12,2	0,2	0,494	0,006	0,97	2647	18	2590	27	2621	12	99	178	67	0,37	99	2647	18
S-190517b-11	3,14	1,27	0,1569	1,0645	6,90	0,09	0,319	0,004	0,97	2422	18	1784	20	2098	12	104	281	123	0,44	87	NC	NC
S-190517b-12	2,65	1,27	0,1279	1,0791	6,64	0,09	0,377	0,005	0,97	2069	19	2061	22	2065	12	54	127	69	0,55	100	2069	19
S-190517b-13	2,65	1,27	0,1280	1,0701	6,66	0,09	0,377	0,005	0,97	2071	19	2064	22	2067	12	143	352	121	0,34	100	2071	19
S-190517b-14	2,15	1,27	0,1945	1,0797	12,5	0,2	0,465	0,006	0,97	2781	18	2459	26	2639	12	68	124	60	0,48	95	NC	NC
S-190517b-15	2,75	1,27	0,1292	1,0835	6,49	0,09	0,364	0,005	0,96	2087	19	2002	22	2044	12	76	168	162	0,96	98	2087	19
S-190517b-16	2,70	1,27	0,2338	1,0991	11,9	0,2	0,370	0,005	0,96	3079	17	2030	22	2599	12	66	119	99	0,84	84	NC	NC
S-190517b-17	2,79	1,27	0,1206	1,1526	5,96	0,08	0,359	0,005	0,93	1965	20	1976	22	1970	12	19	39	48	1,22	100	1965	20
S-190517b-18	2,79	1,27	0,1216	1,1101	6,01	0,08	0,359	0,005	0,95	1980	20	1976	22	1978	12	55	127	102	0,80	100	1980	20
S-190517b-19	2,71	1,27	0,1263	1,1160	6,42	0,09	0,369	0,005	0,95	2048	20	2024	22	2035	12	47	117	45	0,38	99	2048	20
S-190517b-20	2,56	1,27	0,1335	1,1164	7,2	0,1	0,391	0,005	0,95	2144	19	2127	23	2136	12	66	156	50	0,32	100	2144	19
S-190517b-21	3,24	1,26	0,1370	1,1094	5,82	0,08	0,308	0,004	0,95	2190	19	1733	19	1950	12	202	655	29	0,04	89	NC	NC
S-190517b-22	3,00	1,27	0,1354	1,1228	6,22	0,08	0,333	0,004	0,94	2169	19	1854	20	2007	12	54	138	94	0,68	93	NC	NC
S-190517b-23	3,93	1,27	0,1271	1,1334	4,46	0,06	0,255	0,003	0,94	2058	20	1462	17	1723	11	55	181	155	0,86	84	NC	NC
S-190517b-24	5,74	1,27	0,1161	1,1547	2,79	0,04	0,174	0,002	0,93	1896	21	1035	12	1352	10	100	514	201	0,39	71	NC	NC
S-190517c-01	2,33	1,31	0,1655	1,0211	9,8	0,1	0,429	0,006	0,99	2513	17	2300	25	2415	12	109	226	95	0,42	96	2513	17

S-190517c-02	3,59	1,30	0,1642	1,0173	6,30	0,08	0,279	0,004	1,00	2499	17	1584	18	2019	11	309	1060	145	0,14	81	NC	NC
S-190517c-03	2,65	1,31	0,1276	1,0264	6,65	0,09	0,378	0,005	0,99	2066	18	2067	23	2066	12	75	170	126	0,74	100	2066	18
S-190517c-04	3,02	1,30	0,1504	1,0243	6,85	0,09	0,331	0,004	0,99	2350	17	1842	21	2093	12	87	230	111	0,48	89	NC	NC
S-190517c-05	3,04	1,30	0,2245	1,0202	10,2	0,1	0,329	0,004	0,99	3013	16	1835	21	2452	12	262	723	115	0,16	81	NC	NC
S-190517c-06	2,23	1,30	0,1738	1,0297	10,7	0,1	0,448	0,006	0,99	2595	17	2385	26	2500	12	100	202	73	0,36	96	2595	17
S-190517c-07	2,45	1,30	0,1384	1,0332	7,8	0,1	0,408	0,005	0,99	2207	18	2207	24	2207	12	72	171	35	0,20	100	2207	18
S-190517c-08	2,66	1,30	0,1268	1,0487	6,57	0,09	0,376	0,005	0,98	2054	18	2057	23	2056	12	36	87	40	0,46	100	2054	18
S-190517c-09	3,79	1,30	0,1338	1,0537	4,87	0,06	0,264	0,003	0,98	2149	18	1511	18	1797	11	64	170	200	1,18	84	NC	NC
S-190517c-10	1,94	1,30	0,1907	1,0382	13,6	0,2	0,515	0,007	0,98	2748	17	2679	29	2719	12	95	159	78	0,49	99	2748	17
S-190517c-11	7,15	1,30	0,0707	1,1031	1,36	0,02	0,140	0,002	0,95	949	22	844	10	873	8	131	871	439	0,50	97	844	10
S-190517c-12	3,10	1,30	0,1269	1,0564	5,65	0,08	0,323	0,004	0,98	2055	18	1804	20	1923	11	54	151	76	0,50	94	NC	NC
S-190517c-13	1,90	1,30	0,1892	1,0517	13,7	0,2	0,526	0,007	0,98	2735	17	2723	29	2730	13	72	96	146	1,53	100	2735	17
S-190517c-14	4,47	1,30	0,1167	1,0544	3,60	0,05	0,224	0,003	0,98	1906	19	1302	15	1550	11	116	485	137	0,28	81	NC	NC
S-190517c-15	2,62	1,30	0,1288	1,1022	6,78	0,09	0,382	0,005	0,95	2082	19	2084	23	2083	12	16	36	24	0,68	100	2082	19
S-190517c-16	2,09	1,30	0,1723	1,0504	11,4	0,2	0,479	0,006	0,98	2580	17	2525	27	2556	12	214	403	128	0,32	99	2580	17
S-190517c-17	2,71	1,30	0,1279	1,0637	6,50	0,09	0,369	0,005	0,97	2069	19	2024	22	2046	12	118	280	159	0,57	99	2069	19
S-190517c-18	2,63	1,30	0,1289	1,0865	6,74	0,09	0,380	0,005	0,96	2082	19	2074	23	2078	12	43	106	33	0,31	100	2082	19
S-190517c-19	1,97	1,29	0,1785	1,0757	12,5	0,2	0,507	0,007	0,97	2639	18	2644	28	2641	13	77	127	81	0,64	100	2639	18
S-190517c-20	2,01	1,29	0,1890	1,0742	13,0	0,2	0,498	0,006	0,96	2733	18	2604	28	2677	13	101	175	81	0,47	98	2733	18
S-190517c-21	2,53	1,29	0,1315	1,0801	7,2	0,1	0,396	0,005	0,96	2118	19	2149	24	2133	12	128	280	172	0,62	101	2118	19
S-190517c-22	2,67	1,29	0,1274	1,0835	6,58	0,09	0,375	0,005	0,96	2062	19	2052	23	2057	12	196	530	14	0,03	100	2062	19
S-190517c-23	2,55	1,29	0,1327	1,0851	7,2	0,1	0,392	0,005	0,96	2134	19	2131	23	2133	12	112	258	108	0,42	100	2134	19
S-190517c-24	3,84	1,29	0,1267	1,0973	4,55	0,06	0,261	0,003	0,95	2052	19	1493	17	1741	11	112	335	273	0,81	85	NC	NC
S-190517d-01	2,05	1,30	0,1708	1,0303	11,5	0,2	0,489	0,006	0,99	2566	17	2566	28	2566	12	160	292	115	0,39	100	2566	17
S-190517d-02	2,04	1,30	0,1702	1,0343	11,5	0,2	0,490	0,006	0,99	2559	17	2570	28	2564	12	117	208	98	0,47	100	2559	17
S-190517d-03	4,57	1,32	0,0830	1,2297	2,50	0,04	0,219	0,003	0,90	1268	24	1275	15	1272	11	10	42	17	0,40	100	1268	24
S-190517d-04	1,88	1,31	0,1912	1,0565	14,0	0,2	0,532	0,007	0,98	2752	17	2750	29	2751	13	39	54	65	1,20	100	2752	17
S-190517d-05	4,82	1,30	0,0811	1,0477	2,32	0,03	0,207	0,003	0,98	1225	20	1215	14	1218	9	73	336	121	0,36	99	1225	20
S-190517d-06	2,13	1,30	0,1625	1,0337	10,5	0,1	0,470	0,006	0,98	2482	17	2485	27	2483	12	135	257	102	0,40	100	2482	17
S-190517d-07	2,62	1,31	0,1284	1,0672	6,75	0,09	0,381	0,005	0,97	2076	19	2082	23	2079	12	35	80	54	0,68	100	2076	19
S-190517d-08	1,71	1,31	0,2190	1,0363	17,7	0,2	0,586	0,008	0,98	2974	17	2974	31	2974	13	225	257	395	1,54	100	2974	17

S-190517d-09	2,04	1,31	0,1723	1,0677	11,7	0,2	0,491	0,006	0,97	2580	18	2575	28	2578	13	53	95	40	0,42	100	2580	18
S-190517d-10	2,27	1,31	0,1723	1,0506	10,5	0,1	0,441	0,006	0,98	2580	17	2353	26	2477	12	125	242	138	0,57	96	2580	17
S-190517d-11	2,59	1,31	0,1386	1,0535	7,4	0,1	0,386	0,005	0,97	2210	18	2103	24	2157	12	75	179	60	0,33	98	2210	18
S-190517d-12	2,57	1,31	0,1311	1,0523	7,03	0,09	0,389	0,005	0,98	2113	18	2118	24	2116	12	155	390	58	0,15	100	2113	18
S-190517d-13	1,90	1,31	0,1870	1,0533	13,6	0,2	0,527	0,007	0,98	2716	17	2727	29	2721	13	87	144	66	0,46	100	2716	17
S-190517d-14	4,23	1,32	0,1108	1,0745	3,61	0,05	0,236	0,003	0,97	1812	19	1368	16	1552	11	83	331	115	0,35	86	NC	NC
S-190517d-15	1,88	1,31	0,1909	1,0684	14,0	0,2	0,532	0,007	0,97	2750	17	2752	29	2751	13	87	137	90	0,65	100	2750	17
S-190517d-16	2,40	1,32	0,1535	1,1010	8,8	0,1	0,416	0,005	0,96	2385	19	2244	25	2318	13	22	48	17	0,35	97	2385	19
S-190517d-17	2,31	1,32	0,1700	1,0768	10,1	0,1	0,433	0,006	0,97	2557	18	2318	26	2447	13	216	409	288	0,70	96	2557	18
S-190517d-18	2,64	1,32	0,1279	1,0872	6,68	0,09	0,379	0,005	0,96	2069	19	2071	23	2070	12	62	147	82	0,55	100	2069	19
S-190517d-19	3,53	1,32	0,1271	1,0939	4,96	0,07	0,283	0,004	0,96	2058	19	1607	19	1812	12	94	304	128	0,42	88	NC	NC
S-190517d-20	2,78	1,32	0,1217	1,1015	6,04	0,08	0,360	0,005	0,95	1981	20	1983	23	1982	12	70	156	162	1,04	100	1981	20
S-190517d-21	1,64	1,32	0,2342	1,0933	19,7	0,3	0,609	0,008	0,96	3081	17	3067	32	3075	13	57	78	35	0,45	100	3081	17
S-190517d-22	2,36	1,32	0,1674	1,0870	9,8	0,1	0,423	0,006	0,96	2532	18	2274	25	2413	13	248	568	73	0,13	95	2532	18
S-190517d-23	2,61	1,32	0,1291	1,0998	6,83	0,09	0,384	0,005	0,95	2086	19	2093	24	2089	12	79	181	115	0,64	100	2086	19
S-190517d-24	2,59	1,33	0,1297	1,1568	6,9	0,1	0,386	0,005	0,93	2093	20	2106	24	2099	13	22	50	30	0,61	100	2093	20
S-190517e-01	2,84	1,32	0,1260	1,0236	6,12	0,08	0,352	0,005	0,99	2043	18	1946	22	1993	12	142	379	133	0,35	98	2043	18
S-190517e-02	1,97	1,33	0,1787	1,0351	12,5	0,2	0,508	0,007	0,99	2641	17	2648	29	2644	13	50	77	78	1,02	100	2641	17
S-190517e-03	1,96	1,33	0,1807	1,0403	12,7	0,2	0,511	0,007	0,99	2660	17	2663	29	2661	13	61	104	52	0,50	100	2660	17
S-190517e-04	3,91	1,32	0,1395	1,0326	4,92	0,07	0,256	0,003	0,99	2220	18	1469	17	1806	11	48	169	74	0,44	81	NC	NC
S-190517e-05	3,17	1,32	0,1284	1,0278	5,58	0,07	0,315	0,004	0,99	2077	18	1766	20	1913	12	108	246	375	1,52	92	NC	NC
S-190517e-06	3,21	1,32	0,2022	1,0237	8,7	0,1	0,312	0,004	0,99	2844	17	1750	20	2306	12	104	269	153	0,57	81	NC	NC
S-190517e-07	3,74	1,32	0,1243	1,0376	4,59	0,06	0,268	0,004	0,99	2019	18	1529	18	1747	11	77	242	157	0,65	87	NC	NC
S-190517e-08	2,59	1,32	0,1296	1,0341	6,90	0,09	0,386	0,005	0,99	2092	18	2106	24	2099	12	87	199	112	0,56	100	2092	18
S-190517e-09	3,00	1,32	0,1274	1,0600	5,85	0,08	0,333	0,004	0,98	2062	19	1855	21	1954	12	36	94	54	0,57	95	NC	NC
S-190517e-10	2,14	1,32	0,1596	1,0402	10,3	0,1	0,466	0,006	0,99	2451	17	2468	27	2459	12	124	242	83	0,34	100	2451	17
S-190517e-11	2,54	1,32	0,1330	1,0599	7,2	0,1	0,393	0,005	0,97	2138	18	2137	24	2137	12	31	63	65	1,03	100	2138	18
S-190517e-12	1,68	1,32	0,2366	1,0480	19,4	0,3	0,595	0,008	0,98	3098	17	3008	32	3062	13	46	63	43	0,69	99	3098	17
S-190517e-13	2,45	1,34	0,1488	1,1964	8,4	0,1	0,409	0,005	0,92	2332	20	2210	25	2274	13	15	27	32	1,16	98	2332	20
S-190517e-14	2,65	1,32	0,1796	1,0526	9,4	0,1	0,378	0,005	0,98	2649	17	2067	23	2374	12	105	235	129	0,55	90	NC	NC
S-190517e-15	2,88	1,32	0,1281	1,0541	6,12	0,08	0,347	0,005	0,98	2072	18	1919	22	1993	12	78	200	101	0,50	96	2072	18

S-190517e-16	2,07	1,32	0,1691	1,0643	11,3	0,2	0,483	0,006	0,97	2549	18	2541	28	2545	13	30	55	25	0,46	100	2549	18
S-190517e-17	2,56	1,31	0,1326	1,0631	7,1	0,1	0,391	0,005	0,97	2133	19	2126	24	2130	12	88	194	128	0,66	100	2133	19
S-190517e-18	2,68	1,31	0,1274	1,0673	6,57	0,09	0,374	0,005	0,97	2063	19	2047	23	2055	12	84	190	144	0,76	100	2063	19
S-190517e-19	2,52	1,31	0,1428	1,0718	7,8	0,1	0,396	0,005	0,97	2261	18	2152	24	2208	12	79	186	42	0,23	98	2261	18
S-190517e-20	1,95	1,31	0,1919	1,0685	13,5	0,2	0,512	0,007	0,97	2758	17	2665	29	2718	13	186	312	162	0,52	99	2758	17
S-190517e-21	2,87	1,32	0,1607	1,1015	7,7	0,1	0,348	0,005	0,96	2463	18	1926	22	2198	12	51	117	88	0,75	89	NC	NC
S-190517e-22	5,12	1,31	0,0934	1,1241	2,52	0,04	0,195	0,003	0,94	1496	21	1151	14	1277	10	37	173	82	0,47	85	NC	NC
S-190517e-23	2,57	1,31	0,1286	1,0810	6,91	0,09	0,390	0,005	0,96	2079	19	2121	24	2100	12	151	352	154	0,44	101	2079	19
S-190517e-24	2,03	1,31	0,1691	1,0880	11,5	0,2	0,492	0,006	0,96	2549	18	2579	28	2562	13	118	205	119	0,58	101	2549	18
S-190517f-01	2,57	1,29	0,1280	1,0544	6,86	0,09	0,389	0,005	0,98	2071	18	2116	23	2093	12	70	157	97	0,62	101	2071	18
S-190517f-02	1,76	1,29	0,2117	1,0580	16,6	0,2	0,570	0,007	0,98	2919	17	2906	30	2914	13	69	100	61	0,60	100	2919	17
S-190517f-03	10,21	1,30	0,0700	1,1144	0,94	0,01	0,098	0,001	0,95	928	23	602	7	676	7	33	299	157	0,53	89	NC	NC
S-190517f-04	2,71	1,29	0,2124	1,0829	10,8	0,1	0,369	0,005	0,96	2924	17	2024	22	2506	12	144	352	71	0,20	86	NC	NC
S-190517f-05	3,69	1,30	0,1535	1,1010	5,73	0,08	0,271	0,004	0,96	2385	19	1545	18	1936	12	260	835	632	0,76	81	NC	NC
S-190517f-06	5,49	1,30	0,1300	1,1309	3,27	0,05	0,182	0,002	0,94	2098	20	1079	13	1473	11	131	516	499	0,97	70	NC	NC
S-190517f-07	2,12	1,30	0,1630	1,1472	10,6	0,1	0,471	0,006	0,93	2487	19	2489	27	2488	13	81	141	106	0,75	100	2487	19
S-190517f-08	1,95	1,30	0,1846	1,1647	13,0	0,2	0,512	0,007	0,92	2695	19	2664	28	2682	13	166	279	143	0,51	100	2695	19
S-190517f-09	4,17	1,32	0,1280	1,3355	4,23	0,07	0,240	0,003	0,85	2071	23	1385	16	1680	13	20	74	30	0,40	81	NC	NC
S-190517f-10	3,57	1,32	0,1262	1,3388	4,87	0,08	0,280	0,004	0,85	2046	23	1590	19	1797	13	157	483	293	0,61	88	NC	NC
S-190517f-11	2,81	1,32	0,1316	1,3681	6,4	0,1	0,355	0,005	0,84	2119	24	1960	22	2039	14	165	447	96	0,21	96	2119	24
S-190517f-12	2,12	1,32	0,1980	1,4094	12,9	0,2	0,472	0,006	0,82	2810	23	2492	27	2671	15	127	214	174	0,81	95	2810	23
S-190517f-13	2,68	1,33	0,1256	1,4568	6,5	0,1	0,374	0,005	0,80	2038	26	2047	23	2042	15	104	239	166	0,69	100	2038	26
S-190517f-14	2,65	1,34	0,1281	1,5382	6,7	0,1	0,378	0,005	0,78	2072	27	2066	24	2069	15	21	45	47	1,03	100	2072	27
S-190517f-15	2,22	1,34	0,1626	1,5625	10,1	0,2	0,450	0,006	0,77	2482	26	2395	27	2442	16	116	230	99	0,43	98	2482	26
S-190517f-16	2,22	1,34	0,1708	1,6104	10,6	0,2	0,450	0,006	0,75	2565	27	2395	27	2488	17	183	370	127	0,34	97	2565	27
S-120717a-02	2,74	1,19	0,1235	1,1579	6,22	0,08	0,365	0,004	0,92	2007	20	2007	21	2007	11	85	3999	734	0,18	100	2007	20
S-120717a-03	2,14	1,19	0,1612	1,1603	10,4	0,1	0,468	0,006	0,93	2468	19	2474	25	2471	12	84	1462	339	0,23	100	2468	19
S-120717a-04	2,74	1,19	0,1238	1,1475	6,23	0,08	0,365	0,004	0,93	2011	20	2005	21	2008	11	133	3109	566	0,18	100	2011	20
S-120717a-05	2,57	1,19	0,1317	1,1774	7,07	0,09	0,389	0,005	0,91	2120	20	2120	22	2120	12	52	1375	270	0,20	100	2120	20
S-120717a-06	2,77	1,22	0,1245	1,3410	6,20	0,09	0,361	0,004	0,84	2022	24	1987	21	2004	13	19	373	67	0,18	99	2022	24
S-120717a-07	2,85	1,21	0,1255	1,2669	6,08	0,08	0,351	0,004	0,87	2036	22	1940	20	1987	12	94	1898	342	0,18	98	2036	22

S-120717a-08	2,18	1,20	0,1570	1,1977	9,9	0,1	0,458	0,006	0,90	2423	20	2430	24	2426	12	42	830	188	0,23	100	2423	20
S-120717a-09	1,99	1,22	0,1821	1,2683	12,6	0,2	0,502	0,006	0,87	2672	21	2624	26	2651	13	25	504	120	0,24	99	2672	21
S-120717a-10	2,77	1,20	0,1316	1,1854	6,54	0,09	0,361	0,004	0,90	2119	21	1985	20	2052	12	183	4526	172	0,04	97	2119	21
S-120717a-11	2,65	1,21	0,1271	1,2431	6,61	0,09	0,378	0,005	0,88	2058	22	2065	21	2061	12	52	2083	392	0,19	100	2058	22

HL01-K5																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages					Concentrations					C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (pp m)	U (pp m)	Th (ppm)	Th/ U		Age	Err Abs
S-180517a-02	3,35	1,30	0,1210	1,0167	4,98	0,07	0,299	0,004	0,99	1971	18	1685	19	1816	11	140	379	376	0,99	92	NC	NC
S-180517a-03	1,73	1,30	0,2148	1,0151	17,1	0,2	0,577	0,008	1,00	2942	16	2937	31	2940	13	201	325	36	0,11	100	2942	16
S-180517a-04	1,90	1,30	0,1880	1,0267	13,6	0,2	0,526	0,007	0,99	2725	17	2725	29	2725	12	65	94	104	1,10	100	2725	17
S-180517a-05	2,57	1,30	0,1315	1,0341	7,06	0,09	0,389	0,005	0,99	2118	18	2119	23	2119	12	52	117	76	0,66	100	2118	18
S-180517a-06	3,22	1,30	0,1277	1,0181	5,47	0,07	0,311	0,004	1,00	2066	18	1743	20	1895	11	484	1486	406	0,27	92	NC	NC
S-180517a-07	2,69	1,30	0,1266	1,0265	6,50	0,08	0,372	0,005	0,99	2052	18	2039	23	2046	11	102	238	159	0,67	100	2052	18
S-180517a-08	2,80	1,30	0,1269	1,0241	6,24	0,08	0,357	0,005	0,99	2056	18	1966	22	2010	11	126	348	62	0,18	98	2056	18
S-180517a-09	2,49	1,29	0,1355	1,0262	7,5	0,1	0,401	0,005	0,99	2170	18	2174	24	2172	12	152	306	288	0,94	100	2170	18
S-180517a-10	2,57	1,29	0,1345	1,0482	7,22	0,09	0,390	0,005	0,98	2158	18	2121	23	2140	12	55	110	120	1,09	99	2158	18
S-180517a-11	1,96	1,29	0,1908	1,0379	13,4	0,2	0,509	0,007	0,99	2749	17	2653	28	2707	12	55	86	71	0,82	98	2749	17
S-180517a-12	2,70	1,29	0,1304	1,0352	6,66	0,09	0,370	0,005	0,99	2104	18	2031	22	2067	12	132	275	315	1,14	98	2104	18
S-180517a-14	2,63	1,28	0,1334	1,0421	7,00	0,09	0,381	0,005	0,99	2143	18	2079	23	2111	12	127	315	92	0,29	99	2143	18
S-180517a-15	2,61	1,28	0,1293	1,0442	6,83	0,09	0,383	0,005	0,98	2088	18	2091	23	2089	12	63	139	102	0,73	100	2088	18
S-180517a-16	2,55	1,28	0,1345	1,0487	7,3	0,1	0,392	0,005	0,98	2157	18	2133	23	2145	12	107	225	171	0,76	99	2157	18
S-180517a-17	1,91	1,29	0,2148	1,0986	15,5	0,2	0,524	0,007	0,96	2942	18	2716	29	2848	13	11	17	7	0,41	97	2942	18
S-180517a-18	2,59	1,28	0,1298	1,0556	6,90	0,09	0,385	0,005	0,98	2095	18	2102	23	2098	12	107	245	128	0,52	100	2095	18
S-180517a-19	2,80	1,28	0,1206	1,0614	5,93	0,08	0,357	0,005	0,97	1965	19	1966	22	1965	11	65	164	74	0,45	100	1965	19
S-180517a-20	3,72	1,28	0,1298	1,0790	4,81	0,06	0,269	0,003	0,97	2095	19	1535	17	1786	11	75	256	104	0,40	85	NC	NC
S-180517a-21	2,42	1,27	0,1812	1,0599	10,3	0,1	0,413	0,005	0,97	2664	17	2228	24	2463	12	130	273	306	1,12	92	NC	NC
S-180517a-22	2,72	1,27	0,1275	1,0671	6,47	0,08	0,368	0,005	0,97	2063	19	2021	22	2042	12	123	276	226	0,82	99	2063	19
S-180517a-23	2,43	1,27	0,1554	1,0684	8,8	0,1	0,411	0,005	0,97	2406	18	2220	24	2318	12	103	203	155	0,76	96	2406	18
S-180517a-24	2,07	1,27	0,1927	1,0792	12,9	0,2	0,484	0,006	0,96	2766	18	2544	27	2669	12	55	85	88	1,04	97	2766	18
S-180517b-01	3,57	1,28	0,1278	1,0173	4,93	0,06	0,280	0,004	0,99	2068	18	1591	18	1808	11	187	636	207	0,33	87	NC	NC
S-180517b-02	3,93	1,28	0,1949	1,0212	6,84	0,09	0,254	0,003	0,99	2784	17	1461	17	2090	11	139	498	191	0,38	75	NC	NC
S-180517b-03	2,04	1,28	0,1838	1,0226	12,4	0,2	0,491	0,006	0,99	2688	17	2573	27	2638	12	141	251	96	0,38	98	2688	17
S-180517b-04	3,03	1,29	0,1284	1,0279	5,84	0,08	0,330	0,004	0,99	2077	18	1837	21	1952	11	109	302	142	0,47	94	NC	NC

ANNEXE II

S-180517b-05	2,64	1,29	0,1281	1,0304	6,68	0,09	0,378	0,005	0,99	2072	18	2068	23	2070	11	121	305	86	0,28	100	2072	18
S-180517b-06	3,28	1,29	0,1327	1,0252	5,58	0,07	0,305	0,004	0,99	2134	18	1716	19	1913	11	157	510	46	0,09	90	NC	NC
S-180517b-07	3,06	1,29	0,1378	1,0307	6,20	0,08	0,326	0,004	0,99	2199	18	1821	20	2004	11	107	320	75	0,23	91	NC	NC
S-180517b-08	2,72	1,29	0,1275	1,0353	6,46	0,08	0,367	0,005	0,99	2064	18	2016	22	2040	12	96	231	128	0,55	99	2064	18
S-180517b-09	2,71	1,30	0,1320	1,0380	6,73	0,09	0,370	0,005	0,98	2125	18	2028	23	2076	12	130	332	95	0,29	98	2125	18
S-180517b-10	2,87	1,30	0,1253	1,0532	6,02	0,08	0,349	0,005	0,98	2033	18	1928	22	1979	12	67	169	104	0,62	97	2033	18
S-180517b-11	2,08	1,30	0,1728	1,0415	11,5	0,2	0,481	0,006	0,98	2585	17	2534	27	2562	12	122	189	230	1,22	99	2585	17
S-180517b-12	2,93	1,30	0,1260	1,0398	5,93	0,08	0,341	0,004	0,98	2043	18	1893	21	1966	11	413	1223	78	0,06	96	2043	18
S-180517b-13	1,93	1,30	0,2020	1,0447	14,4	0,2	0,519	0,007	0,98	2842	17	2693	29	2779	13	77	138	25	0,18	98	2842	17
S-180517b-14	4,08	1,30	0,1268	1,0486	4,29	0,06	0,245	0,003	0,98	2054	18	1414	17	1691	11	188	716	186	0,26	82	NC	NC
S-180517b-15	3,58	1,30	0,1341	1,0587	5,16	0,07	0,279	0,004	0,97	2153	18	1587	18	1847	11	104	318	198	0,62	86	NC	NC
S-180517b-16	2,14	1,30	0,1618	1,0510	10,4	0,1	0,468	0,006	0,98	2474	18	2476	27	2475	12	111	208	115	0,55	100	2474	18
S-180517b-17	3,18	1,31	0,1248	1,0575	5,41	0,07	0,314	0,004	0,97	2026	19	1761	20	1886	12	370	1155	282	0,24	93	NC	NC
S-180517b-18	2,50	1,31	0,1351	1,0805	7,5	0,1	0,400	0,005	0,96	2166	19	2170	24	2168	12	45	105	38	0,36	100	2166	19
S-180517b-19	2,71	1,32	0,1275	1,0747	6,48	0,09	0,369	0,005	0,96	2064	19	2023	23	2043	12	86	209	117	0,56	99	2064	19
S-180517b-20	2,30	1,32	0,1508	1,0876	9,0	0,1	0,434	0,006	0,96	2355	18	2323	26	2340	13	41	87	34	0,39	99	2355	18
S-180517b-21	2,88	1,32	0,1271	1,1013	6,09	0,08	0,347	0,005	0,95	2059	19	1922	22	1988	12	81	214	104	0,49	97	2059	19
S-180517b-22	2,01	1,32	0,2659	1,0830	18,2	0,3	0,497	0,007	0,96	3282	17	2600	28	3001	13	324	556	269	0,48	91	NC	NC
S-180517b-23	2,95	1,32	0,1303	1,0901	6,09	0,08	0,339	0,004	0,96	2101	19	1884	22	1990	12	155	458	57	0,12	95	NC	NC
S-180517b-24	2,68	1,32	0,1284	1,0900	6,61	0,09	0,373	0,005	0,95	2077	19	2045	23	2061	12	108	248	198	0,80	99	2077	19
S-180517c-01	3,11	1,31	0,1269	1,0241	5,63	0,07	0,322	0,004	1,00	2056	18	1798	20	1921	11	224	496	836	1,69	93	NC	NC
S-180517c-02	3,18	1,30	0,1230	1,0242	5,34	0,07	0,315	0,004	0,99	2001	18	1765	20	1876	11	211	631	241	0,38	94	NC	NC
S-180517c-03	2,79	1,30	0,1266	1,0267	6,25	0,08	0,358	0,005	0,99	2052	18	1973	22	2012	11	204	578	71	0,12	98	2052	18
S-180517c-04	2,09	1,30	0,1673	1,0339	11,0	0,1	0,477	0,006	0,99	2531	17	2516	27	2524	12	76	139	78	0,56	100	2531	17
S-180517c-05	1,84	1,30	0,1961	1,0405	14,7	0,2	0,543	0,007	0,99	2794	17	2797	30	2795	13	36	51	51	1,00	100	2794	17
S-180517c-06	2,56	1,30	0,1604	1,0288	8,6	0,1	0,390	0,005	0,99	2460	17	2124	23	2299	12	252	603	199	0,33	93	NC	NC
S-180517c-07	2,66	1,30	0,1271	1,0385	6,60	0,09	0,377	0,005	0,99	2058	18	2060	23	2059	12	73	161	144	0,89	100	2058	18
S-180517c-08	4,17	1,30	0,1573	1,0364	5,20	0,07	0,240	0,003	0,99	2427	17	1386	16	1853	11	184	714	270	0,38	76	NC	NC
S-180517c-09	2,58	1,29	0,1584	1,0482	8,5	0,1	0,388	0,005	0,98	2438	18	2112	23	2282	12	115	243	119	0,49	94	NC	NC
S-180517c-10	11,3 6	1,28	0,0933	1,0506	1,13	0,01	0,088	0,001	0,97	1494	20	544	7	769	7	143	1624	314	0,19	71	NC	NC

ANNEXE II

S-180517c-11	2,24	1,29	0,1638	1,0438	10,1	0,1	0,447	0,006	0,98	2496	17	2383	26	2444	12	87	170	97	0,57	98	2496	17
S-180517c-12	6,03	1,28	0,1177	1,0366	2,69	0,04	0,166	0,002	0,98	1921	19	989	12	1326	10	329	1898	715	0,38	75	NC	NC
S-180517c-13	3,83	1,28	0,1200	1,0414	4,32	0,06	0,261	0,003	0,98	1957	18	1495	17	1697	11	263	944	334	0,35	87	NC	NC
S-180517c-14	2,99	1,28	0,1266	1,0502	5,85	0,08	0,335	0,004	0,98	2052	18	1862	21	1953	11	114	290	218	0,75	95	2052	18
S-180517c-15	2,95	1,28	0,1247	1,0666	5,84	0,08	0,339	0,004	0,97	2025	19	1884	21	1952	11	75	193	130	0,67	96	2025	19
S-120717a-12	1,62	1,20	0,2554	1,1983	21,7	0,3	0,617	0,007	0,89	3218	19	3100	30	3172	13	284	5908	1660	0,28	99	3218	19
S-120717a-13	3,11	1,21	0,1258	1,2716	5,58	0,08	0,322	0,004	0,86	2040	22	1798	19	1913	12	50	2227	361	0,16	94	NC	NC
S-120717a-14	2,68	1,22	0,1266	1,3191	6,52	0,09	0,373	0,005	0,84	2051	23	2045	21	2048	13	33	1507	272	0,18	100	2051	23
S-120717a-15	2,74	1,20	0,1245	1,2528	6,26	0,09	0,365	0,004	0,86	2022	22	2005	21	2013	12	196	4938	835	0,17	100	2022	22
S-120717a-16	2,78	1,23	0,1254	1,3880	6,23	0,09	0,360	0,004	0,81	2034	24	1984	21	2008	13	24	1936	337	0,17	99	2034	24
S-120717a-17	2,75	1,22	0,1289	1,3658	6,5	0,1	0,363	0,004	0,82	2083	24	1997	21	2039	13	45	2848	499	0,18	98	2083	24
S-120717a-18	2,73	1,21	0,1261	1,3399	6,36	0,09	0,366	0,004	0,82	2045	24	2009	21	2027	13	126	2776	490	0,18	99	2045	24
S-120717a-19	2,04	1,22	0,1770	1,3669	12,0	0,2	0,490	0,006	0,82	2625	23	2569	26	2601	14	92	621	130	0,21	99	2625	23
S-120717a-20	2,64	1,22	0,1472	1,3929	7,7	0,1	0,379	0,005	0,80	2313	24	2073	22	2196	14	77	3271	634	0,19	95	NC	NC
S-120717a-21	2,11	1,22	0,1700	1,3998	11,1	0,2	0,474	0,006	0,80	2558	23	2499	25	2532	14	65	1155	258	0,22	99	2558	23
S-120717a-22	2,64	1,23	0,1280	1,4847	6,7	0,1	0,379	0,005	0,77	2070	26	2073	22	2072	14	43	856	156	0,18	100	2070	26
S-120717a-23	2,10	1,22	0,1714	1,4238	11,3	0,2	0,477	0,006	0,79	2571	24	2513	26	2545	14	71	1047	231	0,22	99	2571	24
S-120717a-24	2,77	1,22	0,1275	1,4272	6,4	0,1	0,362	0,004	0,78	2064	25	1990	21	2026	14	218	5394	908	0,17	98	2064	25
S-120717b-01	2,62	1,22	0,1691	1,0648	8,9	0,1	0,381	0,005	0,96	2548	18	2083	22	2327	12	419	1020	237	0,23	91	NC	NC
S-120717b-02	2,59	1,23	0,1300	1,1772	6,91	0,09	0,386	0,005	0,91	2098	21	2103	22	2100	12	20	38	57	1,49	100	2098	21
S-120717b-03	2,75	1,23	0,1297	1,1180	6,51	0,09	0,364	0,004	0,94	2094	19	2000	21	2047	12	33	80	48	0,59	98	2094	19
S-120717b-04	3,44	1,22	0,1723	1,0739	6,89	0,09	0,290	0,004	0,96	2580	18	1643	18	2098	11	260	862	264	0,31	81	NC	NC
S-120717b-05	2,17	1,22	0,1666	1,0982	10,6	0,1	0,461	0,006	0,95	2524	18	2442	25	2487	12	55	102	64	0,63	99	2524	18
S-120717b-06	1,53	1,22	0,2653	1,0741	23,8	0,3	0,652	0,008	0,96	3279	17	3235	31	3262	12	235	292	165	0,56	99	3279	17
S-120717b-07	2,77	1,22	0,1361	1,1021	6,78	0,09	0,362	0,004	0,94	2178	19	1990	21	2084	11	51	124	86	0,69	96	2178	19
S-120717b-08	2,60	1,22	0,1293	1,1063	6,86	0,09	0,385	0,005	0,94	2088	19	2099	22	2093	12	48	112	54	0,49	100	2088	19
S-120717b-09	2,12	1,23	0,1899	1,1270	12,3	0,2	0,471	0,006	0,93	2741	18	2489	25	2631	12	33	63	9	0,14	96	2741	18
S-120717b-10	3,30	1,22	0,1209	1,1004	5,05	0,07	0,303	0,004	0,94	1969	19	1707	18	1828	11	145	437	226	0,52	93	NC	NC
S-120717b-11	1,90	1,22	0,1893	1,0988	13,7	0,2	0,526	0,006	0,94	2736	18	2726	27	2732	12	173	295	90	0,31	100	2736	18
S-120717b-12	2,11	1,22	0,1635	1,1068	10,7	0,1	0,474	0,006	0,94	2493	19	2503	25	2497	12	105	188	124	0,66	100	2493	19
S-120717b-13	2,74	1,22	0,1274	1,1071	6,41	0,08	0,365	0,004	0,94	2062	19	2006	21	2033	11	241	584	337	0,58	99	2062	19

ANNEXE II

S-120717b-14	2,50	1,22	0,1368	1,1109	7,6	0,1	0,400	0,005	0,94	2187	19	2171	23	2179	12	156	348	168	0,48	100	2187	19
S-120717b-15	3,83	1,22	0,1273	1,1238	4,58	0,06	0,261	0,003	0,93	2060	20	1494	16	1745	11	194	660	437	0,66	85	NC	NC
S-120717b-16	3,01	1,22	0,1318	1,1157	6,03	0,08	0,332	0,004	0,93	2122	19	1848	20	1980	11	213	595	214	0,36	93	NC	NC
S-120717b-17	2,28	1,22	0,1525	1,1412	9,2	0,1	0,438	0,005	0,92	2374	19	2341	24	2358	12	159	353	40	0,11	99	2374	19
S-120717b-18	2,58	1,22	0,1312	1,1509	7,02	0,09	0,388	0,005	0,92	2114	20	2115	22	2115	12	142	333	150	0,45	100	2114	20
S-120717b-19	3,16	1,22	0,1264	1,1553	5,52	0,07	0,317	0,004	0,91	2048	20	1773	19	1903	12	176	476	416	0,87	93	NC	NC
S-120717b-20	1,87	1,23	0,1932	1,1908	14,3	0,2	0,536	0,007	0,90	2769	19	2765	28	2767	13	28	43	31	0,73	100	2769	19
S-120717b-21	2,79	1,22	0,1273	1,1628	6,29	0,08	0,359	0,004	0,91	2061	20	1976	21	2018	12	205	521	242	0,47	98	2061	20
S-120717b-22	2,69	1,22	0,1275	1,1688	6,54	0,09	0,372	0,005	0,91	2064	21	2041	21	2052	12	196	475	229	0,48	99	2064	21
S-120717b-23	2,68	1,22	0,1292	1,1767	6,63	0,09	0,372	0,005	0,90	2087	21	2041	21	2064	12	176	460	77	0,17	99	2087	21
S-120717b-24	2,68	1,22	0,1278	1,1890	6,57	0,09	0,373	0,005	0,90	2069	21	2043	21	2056	12	152	355	222	0,63	99	2069	21
S-120717c-01	2,11	1,23	0,1784	1,1381	11,6	0,2	0,473	0,006	0,93	2638	19	2498	25	2576	12	227	433	120	0,28	98	2638	19
S-120717c-02	2,22	1,22	0,1659	1,0789	10,3	0,1	0,450	0,005	0,96	2517	18	2394	24	2461	12	276	551	177	0,32	98	2517	18
S-120717c-03	3,33	1,22	0,1384	1,0766	5,74	0,07	0,301	0,004	0,96	2207	19	1695	18	1937	11	257	840	139	0,17	88	NC	NC
S-120717c-04	3,20	1,23	0,1278	1,1343	5,51	0,07	0,313	0,004	0,93	2068	20	1755	19	1903	11	38	104	75	0,72	92	NC	NC
S-120717c-05	2,50	1,22	0,1432	1,0826	7,9	0,1	0,400	0,005	0,95	2266	19	2167	23	2218	12	200	464	155	0,33	98	2266	19
S-120717c-06	1,53	1,23	0,2588	1,0818	23,3	0,3	0,653	0,008	0,96	3240	17	3239	31	3239	12	353	403	392	0,97	100	3240	17
S-120717c-07	2,78	1,23	0,1220	1,1474	6,05	0,08	0,360	0,004	0,93	1986	20	1981	21	1983	12	51	129	65	0,50	100	1986	20
S-120717c-08	3,50	1,23	0,1219	1,0990	4,80	0,06	0,286	0,004	0,95	1985	19	1621	18	1786	11	138	468	131	0,28	90	NC	NC
S-120717c-09	1,81	1,24	0,2003	1,1383	15,2	0,2	0,551	0,007	0,93	2829	18	2830	29	2829	13	64	84	110	1,31	100	2829	18
S-120717c-10	2,20	1,24	0,1647	1,1052	10,3	0,1	0,454	0,006	0,94	2504	18	2411	25	2462	12	300	617	161	0,26	98	2504	18
S-120717c-11	2,63	1,24	0,1279	1,1179	6,70	0,09	0,380	0,005	0,94	2070	20	2075	22	2072	12	105	259	99	0,38	100	2070	20
S-120717c-12	2,67	1,24	0,1274	1,1221	6,58	0,09	0,374	0,005	0,93	2063	20	2050	22	2056	12	242	590	293	0,50	100	2063	20
S-120717c-13	2,48	1,25	0,1381	1,1296	7,7	0,1	0,403	0,005	0,93	2204	19	2181	23	2193	12	111	264	99	0,37	100	2204	19
S-120717c-14	3,14	1,25	0,1239	1,1298	5,44	0,07	0,319	0,004	0,93	2013	20	1783	19	1891	12	132	372	198	0,53	94	NC	NC
S-120717c-15	2,66	1,25	0,1275	1,1372	6,60	0,09	0,375	0,005	0,92	2064	20	2055	22	2059	12	123	284	200	0,70	100	2064	20
S-120717c-16	2,66	1,25	0,1265	1,1467	6,56	0,09	0,376	0,005	0,92	2049	20	2059	22	2054	12	94	218	151	0,69	100	2049	20
S-120717c-17	2,41	1,27	0,1411	1,1980	8,1	0,1	0,415	0,005	0,90	2240	21	2237	24	2239	13	80	163	127	0,78	100	2240	21
S-120717c-18	2,94	1,26	0,1276	1,1754	5,98	0,08	0,340	0,004	0,91	2066	21	1885	21	1972	12	118	348	62	0,18	95	2066	21
S-120717c-19	5,55	1,27	0,1341	1,1779	3,33	0,05	0,180	0,002	0,91	2153	20	1068	12	1488	11	194	1002	549	0,55	69	NC	NC
S-120717c-20	2,35	1,27	0,1705	1,1848	10,0	0,1	0,426	0,005	0,90	2563	20	2289	24	2437	13	137	307	120	0,39	95	2563	20

ANNEXE II

S-120717c-21	2,07	1,27	0,1670	1,2038	11,1	0,2	0,483	0,006	0,90	2528	20	2542	27	2534	13	69	127	66	0,52	100	2528	20
S-120717c-22	2,53	1,27	0,1329	1,2117	7,2	0,1	0,395	0,005	0,89	2136	21	2144	23	2140	13	138	283	305	1,08	100	2136	21
S-120717c-23	2,68	1,27	0,1273	1,2100	6,56	0,09	0,374	0,005	0,89	2061	21	2047	22	2054	13	161	441	45	0,10	100	2061	21
S-120717c-24	3,08	1,28	0,1105	1,2578	4,95	0,07	0,325	0,004	0,87	1808	23	1813	20	1810	12	62	159	154	0,97	100	1808	23
S-120717d-01	4,26	1,24	0,1907	1,0542	6,17	0,08	0,235	0,003	0,97	2748	17	1359	15	2000	11	135	548	272	0,50	73	NC	NC
S-120717d-02	2,25	1,24	0,1598	1,1204	9,8	0,1	0,445	0,006	0,94	2453	19	2373	25	2417	12	21	46	6	0,13	98	2453	19
S-120717d-03	1,29	1,37	0,6891	1,2916	73	1	0,77	0,01	0,95	4708	18	3689	39	4375	14	18	8	13	1,55	93	NC	NC
S-120717d-04	4,10	1,23	0,1151	1,0599	3,87	0,05	0,244	0,003	0,97	1882	19	1406	16	1607	10	348	1402	313	0,22	85	NC	NC
S-120717d-05	1,89	1,23	0,2347	1,0650	17,1	0,2	0,529	0,006	0,97	3085	17	2737	27	2941	12	177	282	136	0,48	95	3085	17
S-120717d-06	2,65	1,23	0,1305	1,0725	6,80	0,09	0,378	0,005	0,96	2105	19	2066	22	2086	11	114	254	203	0,80	99	2105	19
S-120717d-07	2,63	1,22	0,1284	1,0672	6,72	0,09	0,380	0,005	0,96	2076	19	2075	22	2076	11	226	563	189	0,33	100	2076	19
S-120717d-08	3,76	1,22	0,1251	1,0714	4,58	0,06	0,266	0,003	0,96	2030	19	1519	17	1746	11	351	1265	491	0,39	86	NC	NC
S-120717d-09	3,34	1,22	0,1167	1,1050	4,82	0,06	0,299	0,004	0,94	1907	20	1688	18	1788	11	98	228	336	1,47	94	NC	NC
S-120717d-10	1,93	1,22	0,1905	1,0969	13,6	0,2	0,518	0,006	0,95	2747	18	2692	27	2723	12	119	191	124	0,65	99	2747	18
S-120717d-11	2,71	1,22	0,1295	1,1197	6,58	0,09	0,369	0,005	0,94	2091	20	2024	21	2057	12	56	129	97	0,76	98	2091	20
S-120717d-13	1,86	1,22	0,1946	1,1154	14,5	0,2	0,539	0,007	0,94	2781	18	2778	27	2780	12	114	148	222	1,50	100	2781	18
S-120717d-14	3,28	1,21	0,1223	1,1122	5,13	0,07	0,305	0,004	0,94	1990	20	1714	18	1842	11	261	764	423	0,55	93	NC	NC
S-120717d-15	3,33	1,21	0,1296	1,1269	5,37	0,07	0,301	0,004	0,93	2092	20	1694	18	1880	11	150	465	165	0,35	90	NC	NC
S-120717d-16	2,74	1,21	0,1282	1,1307	6,44	0,08	0,364	0,004	0,93	2074	20	2003	21	2038	12	137	326	217	0,66	98	2074	20
S-120717d-17	1,96	1,21	0,2125	1,1530	14,9	0,2	0,510	0,006	0,91	2925	19	2658	26	2812	13	174	293	106	0,36	96	2925	19
S-120717d-18	2,67	1,21	0,2074	1,1570	10,7	0,1	0,374	0,005	0,91	2886	19	2049	21	2498	12	152	338	289	0,85	87	NC	NC
S-120717d-19	2,82	1,21	0,1287	1,1729	6,28	0,08	0,354	0,004	0,91	2081	20	1954	20	2016	12	146	373	150	0,40	97	2081	20
S-120717d-20	2,18	1,20	0,1911	1,1722	12,1	0,2	0,459	0,006	0,90	2752	19	2433	24	2611	12	232	437	190	0,44	95	NC	NC
S-120717d-21	2,05	1,21	0,1880	1,1967	12,6	0,2	0,487	0,006	0,89	2725	20	2557	25	2652	13	56	103	29	0,29	97	2725	20
S-120717d-22	2,88	1,20	0,1291	1,1927	6,18	0,08	0,347	0,004	0,89	2086	21	1921	20	2002	12	140	349	202	0,58	96	2086	21
S-120717d-23	3,93	1,20	0,1215	1,2017	4,26	0,06	0,255	0,003	0,89	1978	21	1462	16	1687	11	207	803	68	0,08	85	NC	NC
S-120717d-24	2,76	1,20	0,1233	1,2163	6,16	0,08	0,363	0,004	0,88	2005	21	1995	21	2000	12	108	212	306	1,44	100	2005	21

P52																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages						Concentrations				C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U		Age	ErrAbs
S-031017a-01	7,11	1,29	0,1363	1,0274	2,64	0,03	0,141	0,002	0,99	2180	18	849	10	1313	10	251	1755	268	0,15	65	NC	NC
S-031017a-02	6,95	1,29	0,1173	1,0405	2,32	0,03	0,144	0,002	0,99	1915	19	866	10	1220	9	104	591	572	0,97	71	NC	NC
S-031017a-03	6,22	1,30	0,0712	1,2216	1,58	0,02	0,161	0,002	0,90	964	24	961	12	962	9	20	114	77	0,68	100	961	12
S-031017a-04	6,22	1,29	0,0712	1,1938	1,58	0,02	0,161	0,002	0,91	963	24	961	12	962	9	24	148	57	0,39	100	961	12
S-031017a-05	2,20	1,28	0,1564	1,0356	9,82	0,13	0,455	0,006	0,99	2417	17	2419	26	2418	12	195	363	257	0,71	100	2417	17
S-031017a-06	6,14	1,29	0,0717	1,1993	1,61	0,02	0,163	0,002	0,91	978	24	973	12	975	9	19	114	42	0,37	100	973	12
S-031017a-07	6,22	1,29	0,0707	1,1174	1,57	0,02	0,161	0,002	0,95	949	23	962	11	958	8	39	242	79	0,33	100	962	11
S-031017a-08	6,11	1,29	0,0715	1,1602	1,62	0,02	0,164	0,002	0,93	973	23	978	12	976	9	17	99	44	0,44	100	978	12
S-031017a-09	2,69	1,28	0,1256	1,0911	6,43	0,09	0,371	0,005	0,96	2037	19	2035	22	2036	12	49	101	124	1,23	100	2037	19
S-031017a-10	3,03	1,28	0,1125	1,0759	5,12	0,07	0,330	0,004	0,97	1840	19	1840	20	1840	11	98	240	240	1,00	100	1840	19
S-031017a-11	6,09	1,28	0,0716	1,1456	1,62	0,02	0,164	0,002	0,93	974	23	980	12	978	9	38	226	84	0,37	100	980	12
S-031017a-12	6,27	1,28	0,0706	1,1756	1,55	0,02	0,159	0,002	0,92	946	24	953	11	951	9	33	199	75	0,38	100	953	11
S-031017a-13	2,85	1,29	0,1192	1,1576	5,78	0,08	0,351	0,005	0,93	1944	21	1942	22	1943	12	28	63	68	1,09	100	1944	21
S-031017a-14	2,71	1,28	0,1251	1,0951	6,38	0,08	0,370	0,005	0,96	2030	19	2028	22	2029	12	53	125	80	0,64	100	2030	19
S-031017a-15	7,86	1,29	0,0650	1,2775	1,14	0,02	0,127	0,002	0,87	774	27	772	9	772	8	29	189	168	0,89	100	772	9
S-031017a-16	6,09	1,28	0,0714	1,1352	1,62	0,02	0,164	0,002	0,93	968	23	981	12	977	9	21	124	44	0,36	100	981	12
S-031017a-17	2,67	1,28	0,1267	1,1364	6,55	0,09	0,375	0,005	0,94	2053	20	2051	22	2052	12	20	47	24	0,50	100	2053	20
S-031017a-18	6,21	1,30	0,0715	1,5387	1,59	0,03	0,161	0,002	0,77	972	31	963	12	965	11	4	22	12	0,56	100	963	12
S-031017a-19	2,68	1,27	0,1266	1,1136	6,52	0,09	0,374	0,005	0,95	2052	20	2046	22	2049	12	68	166	71	0,43	100	2052	20
S-031017a-20	2,65	1,27	0,1280	1,1328	6,66	0,09	0,377	0,005	0,94	2071	20	2064	22	2067	12	36	79	64	0,81	100	2071	20
S-031017a-21	6,19	1,27	0,0710	1,1135	1,58	0,02	0,162	0,002	0,94	956	23	966	11	963	8	142	873	217	0,25	100	966	11
S-031017a-22	6,25	1,27	0,0712	1,1933	1,57	0,02	0,160	0,002	0,91	964	24	957	11	959	9	19	110	46	0,41	100	957	11
S-031017a-23	6,15	1,27	0,0719	1,1413	1,61	0,02	0,163	0,002	0,93	982	23	972	11	975	9	72	432	125	0,29	100	972	11
S-031017a-24	3,65	1,27	0,2247	1,1258	8,48	0,11	0,274	0,003	0,94	3015	18	1560	18	2284	12	251	762	490	0,64	76	NC	NC
S-031017b-01	2,80	1,25	0,1283	1,0597	6,33	0,08	0,358	0,004	0,97	2075	19	1972	21	2023	11	48	120	65	0,54	97	2075	19
S-031017b-02	2,71	1,25	0,1265	1,0432	6,44	0,08	0,369	0,005	0,98	2050	18	2024	22	2037	11	108	280	78	0,28	99	2050	18

S-031017b-03	5,92	1,25	0,0726	1,0468	1,69	0,02	0,169	0,002	0,97	1003	21	1007	12	1006	8	126	732	225	0,31	100	1003	21
S-031017b-04	5,95	1,25	0,0730	1,0962	1,69	0,02	0,168	0,002	0,95	1013	22	1002	12	1006	8	31	177	69	0,39	99	1013	22
S-031017b-05	2,64	1,26	0,1284	1,0752	6,71	0,09	0,379	0,005	0,96	2076	19	2073	22	2074	12	36	66	109	1,64	100	2076	19
S-031017b-06	1,85	1,25	0,1943	1,0448	14,44	0,18	0,539	0,007	0,98	2779	17	2780	28	2779	12	133	210	113	0,54	100	2779	17
S-031017b-07	6,04	1,26	0,0723	1,1761	1,65	0,02	0,165	0,002	0,91	993	24	987	12	989	9	13	76	29	0,38	100	987	12
S-031017b-08	8,11	1,25	0,0712	1,0668	1,21	0,02	0,123	0,002	0,97	964	22	750	9	806	7	79	579	340	0,59	93	NC	NC
S-031017b-09	3,10	1,25	0,1729	1,0529	7,69	0,10	0,323	0,004	0,97	2586	18	1803	20	2196	12	104	298	64	0,22	85	NC	NC
S-031017b-10	2,63	1,25	0,1284	1,0513	6,73	0,09	0,380	0,005	0,97	2076	18	2077	22	2077	11	170	393	237	0,60	100	2076	18
S-031017b-11	2,15	1,25	0,1605	1,0592	10,30	0,13	0,466	0,006	0,97	2461	18	2464	26	2462	12	86	146	145	0,99	100	2461	18
S-031017b-12	2,81	1,25	0,1249	1,0572	6,12	0,08	0,355	0,004	0,97	2027	19	1960	21	1993	11	215	517	370	0,72	98	2027	19
S-031017b-13	6,00	1,25	0,0727	1,1000	1,67	0,02	0,167	0,002	0,95	1006	22	994	12	998	8	34	194	85	0,44	100	994	12
S-031017b-14	2,73	1,25	0,1546	1,0606	7,80	0,10	0,366	0,005	0,97	2398	18	2011	22	2208	12	183	372	523	1,41	92	NC	NC
S-031017b-15	6,14	1,26	0,0722	1,1770	1,62	0,02	0,163	0,002	0,91	992	24	973	11	979	9	17	100	34	0,34	99	973	11
S-031017b-16	3,39	1,25	0,1250	1,0640	5,08	0,07	0,295	0,004	0,97	2029	19	1666	18	1833	11	213	685	233	0,34	90	NC	NC
S-031017b-17	6,01	1,26	0,0724	1,1887	1,66	0,02	0,166	0,002	0,90	996	24	992	12	993	9	21	105	96	0,91	100	992	12
S-031017b-18	9,72	1,25	0,0886	1,1406	1,26	0,02	0,103	0,001	0,93	1394	22	631	8	826	8	52	408	229	0,56	76	NC	NC
S-031017b-19	2,68	1,25	0,1264	1,1001	6,50	0,09	0,373	0,005	0,95	2048	19	2044	22	2046	12	81	177	164	0,92	100	2048	19
S-031017b-20	6,02	1,26	0,0725	1,2140	1,66	0,02	0,166	0,002	0,89	1000	25	991	12	994	9	14	74	59	0,80	100	991	12
S-031017b-21	5,96	1,26	0,0726	1,1841	1,68	0,02	0,168	0,002	0,91	1004	24	1000	12	1001	9	19	110	45	0,41	100	1000	12
S-031017b-22	4,46	1,25	0,1299	1,1086	4,01	0,05	0,224	0,003	0,95	2097	19	1304	15	1637	11	94	377	302	0,80	78	NC	NC
S-031017b-23	6,01	1,25	0,0719	1,1133	1,65	0,02	0,166	0,002	0,94	982	23	992	12	989	8	89	513	200	0,39	100	992	12
S-031017b-24	2,32	1,25	0,1564	1,1127	9,30	0,12	0,431	0,005	0,94	2417	19	2311	24	2368	12	90	189	94	0,50	98	2417	19
S-031017c-01	6,03	1,23	0,0723	1,1059	1,65	0,02	0,166	0,002	0,95	996	22	989	11	991	8	23	142	34	0,24	100	989	11
S-031017c-02	4,79	1,23	0,1252	1,0304	3,60	0,04	0,209	0,003	0,99	2032	18	1222	14	1550	10	223	1031	467	0,45	76	NC	NC
S-031017c-03	2,65	1,23	0,1273	1,0448	6,63	0,08	0,378	0,005	0,98	2061	18	2066	22	2064	11	65	148	108	0,73	100	2061	18
S-031017c-04	6,10	1,23	0,0716	1,1730	1,62	0,02	0,164	0,002	0,91	975	24	979	11	978	8	12	71	27	0,37	100	979	11
S-031017c-05	5,93	1,22	0,0723	1,0785	1,68	0,02	0,169	0,002	0,96	995	22	1004	11	1001	8	32	189	59	0,31	101	995	22
S-031017c-06	6,03	1,24	0,0716	1,2842	1,64	0,02	0,166	0,002	0,86	976	26	990	11	985	9	7	42	16	0,37	100	990	11
S-031017c-07	3,30	1,22	0,1701	1,0290	7,11	0,09	0,303	0,004	0,99	2558	17	1707	18	2125	11	167	522	97	0,19	83	NC	NC
S-031017c-08	6,04	1,23	0,0714	1,2038	1,63	0,02	0,166	0,002	0,90	970	24	988	11	983	9	14	78	38	0,49	101	988	11
S-031017c-09	2,71	1,22	0,1243	1,0542	6,33	0,08	0,370	0,005	0,98	2018	19	2028	21	2023	11	64	155	86	0,55	100	2018	19

S-031017c-10	4,62	1,22	0,1603	1,0546	4,78	0,06	0,216	0,003	0,98	2458	18	1262	14	1781	10	131	487	1133	2,33	72	NC	NC
S-031017c-11	6,59	1,22	0,0707	1,0602	1,48	0,02	0,152	0,002	0,97	950	22	911	10	922	8	80	464	341	0,74	99	911	10
S-031017c-12	6,02	1,23	0,0710	1,2394	1,63	0,02	0,166	0,002	0,88	958	25	991	11	981	9	14	85	30	0,35	101	991	11
S-031017c-13	2,63	1,22	0,1293	1,0600	6,77	0,08	0,380	0,005	0,97	2088	19	2077	22	2082	11	82	187	122	0,65	100	2088	19
S-031017c-14	4,11	1,22	0,0943	1,0712	3,16	0,04	0,243	0,003	0,96	1514	20	1402	15	1447	10	56	207	114	0,55	96	1514	20
S-031017c-15	6,11	1,22	0,0715	1,1475	1,61	0,02	0,164	0,002	0,92	971	23	977	11	975	8	20	115	51	0,45	100	977	11
S-031017c-16	6,50	1,22	0,0703	1,2100	1,49	0,02	0,154	0,002	0,90	936	25	922	11	926	8	15	84	71	0,85	100	922	11
S-031017c-17	6,51	1,22	0,0713	1,1930	1,51	0,02	0,154	0,002	0,90	965	24	921	10	934	8	13	81	31	0,38	99	921	10
S-031017c-18	2,71	1,21	0,1251	1,0710	6,37	0,08	0,369	0,004	0,97	2031	19	2025	21	2028	11	138	373	29	0,08	100	2031	19
S-031017c-19	6,31	1,22	0,0725	1,2271	1,58	0,02	0,158	0,002	0,88	1001	25	948	11	964	9	16	76	95	1,24	98	948	11
S-031017c-20	4,21	1,21	0,1925	1,0805	6,30	0,08	0,238	0,003	0,96	2764	18	1374	15	2019	11	108	400	189	0,47	73	NC	NC
S-031017c-21	6,07	1,21	0,0719	1,1691	1,63	0,02	0,165	0,002	0,91	982	24	982	11	982	8	19	110	44	0,40	100	982	11
S-031017c-22	8,08	1,21	0,1130	1,1325	1,93	0,03	0,124	0,002	0,93	1849	20	752	9	1091	9	68	451	219	0,49	69	NC	NC
S-031017c-23	2,69	1,21	0,1252	1,0940	6,41	0,08	0,371	0,004	0,95	2032	19	2035	21	2033	11	72	162	124	0,77	100	2032	19
S-031017c-24	6,34	1,22	0,0703	1,2520	1,53	0,02	0,158	0,002	0,87	937	26	944	11	942	9	15	86	44	0,51	100	944	11
S-031017d-01	6,10	1,21	0,0715	1,1755	1,61	0,02	0,164	0,002	0,91	971	24	978	11	976	8	13	77	25	0,33	100	978	11
S-031017d-02	2,80	1,21	0,1253	1,0458	6,17	0,08	0,357	0,004	0,98	2033	18	1970	20	2000	11	51	118	103	0,88	98	2033	18
S-031017d-03	2,68	1,21	0,1261	1,0472	6,48	0,08	0,373	0,005	0,98	2044	18	2044	21	2043	11	62	131	147	1,12	100	2044	18
S-031017d-04	6,65	1,21	0,0775	1,1352	1,61	0,02	0,150	0,002	0,93	1135	23	903	10	973	8	36	214	117	0,55	93	NC	NC
S-031017d-05	6,60	1,20	0,0738	1,0970	1,54	0,02	0,151	0,002	0,94	1037	22	909	10	947	8	51	310	174	0,56	96	909	10
S-031017d-06	4,98	2,71	0,3126	4,7084	8,65	0,37	0,201	0,005	0,63	3534	71	1179	29	2302	39	8	10	192	18,97	65	NC	NC
S-031017d-07	2,74	1,20	0,1263	1,0611	6,35	0,08	0,365	0,004	0,97	2047	19	2004	21	2025	11	62	125	172	1,38	99	2047	19
S-031017d-08	2,68	1,20	0,1257	1,0424	6,46	0,08	0,373	0,004	0,98	2038	18	2044	21	2041	11	83	183	164	0,89	100	2038	18
S-031017d-09	2,66	1,19	0,1267	1,0658	6,57	0,08	0,376	0,004	0,96	2052	19	2058	21	2055	11	45	88	125	1,42	100	2052	19
S-031017d-10	6,14	1,19	0,0716	1,0609	1,61	0,02	0,163	0,002	0,97	976	21	973	11	974	8	93	561	164	0,29	100	973	11
S-031017d-11	5,99	1,19	0,0721	1,0960	1,66	0,02	0,167	0,002	0,95	988	22	995	11	993	8	41	225	129	0,57	100	995	11
S-031017d-12	4,26	1,19	0,0872	1,1241	2,82	0,04	0,234	0,003	0,93	1365	22	1358	15	1361	10	23	85	55	0,65	100	1365	22
S-031017d-13	6,14	1,20	0,0729	1,1657	1,64	0,02	0,163	0,002	0,91	1012	23	973	11	985	8	17	102	41	0,40	99	973	11
S-031017d-14	2,71	1,19	0,1271	1,0699	6,46	0,08	0,369	0,004	0,96	2058	19	2024	21	2041	11	72	160	141	0,88	99	2058	19
S-031017d-15	6,10	1,19	0,0722	1,0945	1,63	0,02	0,164	0,002	0,95	991	22	978	11	982	8	64	378	126	0,33	100	978	11
S-031017d-16	2,99	1,19	0,1881	1,0686	8,68	0,11	0,335	0,004	0,96	2726	17	1862	19	2305	11	136	342	274	0,80	85	NC	NC

S-031017d-17	5,98	1,18	0,0730	1,1368	1,68	0,02	0,167	0,002	0,92	1014	23	996	11	1002	8	34	193	77	0,40	99	996	11
S-031017d-18	2,63	1,18	0,1283	1,0986	6,72	0,08	0,380	0,004	0,94	2075	19	2075	21	2075	11	63	142	88	0,62	100	2075	19
S-031017d-19	2,64	1,18	0,1275	1,1134	6,67	0,08	0,379	0,004	0,94	2064	19	2072	21	2068	11	48	116	41	0,35	100	2064	19
S-031017d-20	3,64	1,18	0,1336	1,0927	5,05	0,06	0,274	0,003	0,95	2146	19	1563	16	1829	11	210	758	32	0,04	85	NC	NC
S-031017d-21	6,19	1,18	0,0722	1,1774	1,61	0,02	0,162	0,002	0,90	991	24	966	11	974	8	23	137	49	0,36	99	966	11
S-031017d-22	6,06	1,18	0,0741	1,1884	1,68	0,02	0,165	0,002	0,89	1043	24	985	11	1003	8	21	118	45	0,38	98	985	11
S-031017d-23	6,15	1,17	0,0723	1,1338	1,62	0,02	0,163	0,002	0,92	995	23	972	11	979	8	60	345	135	0,39	99	972	11
S-031017d-24	2,75	1,18	0,1246	1,1480	6,23	0,08	0,363	0,004	0,92	2023	20	1997	20	2009	11	37	79	89	1,13	99	2023	20
S-031017e-01	2,45	1,20	0,1467	1,0429	8,26	0,10	0,408	0,005	0,98	2308	18	2208	23	2260	11	183	423	125	0,30	98	2308	18
S-031017e-02	2,70	1,21	0,1249	1,0732	6,37	0,08	0,370	0,004	0,96	2027	19	2028	21	2028	11	47	92	146	1,60	100	2027	19
S-031017e-03	2,75	1,21	0,1266	1,0747	6,35	0,08	0,364	0,004	0,96	2051	19	2002	21	2026	11	47	110	90	0,81	99	2051	19
S-031017e-04	6,23	1,21	0,0713	1,1219	1,58	0,02	0,161	0,002	0,94	966	23	960	11	962	8	27	163	70	0,43	100	960	11
S-031017e-05	2,04	1,20	0,2030	1,0494	13,70	0,17	0,490	0,006	0,98	2850	17	2569	25	2729	12	167	289	166	0,58	96	2850	17
S-031017e-06	7,61	1,20	0,0691	1,0703	1,25	0,02	0,131	0,002	0,96	903	22	796	9	825	7	81	577	356	0,62	97	796	9
S-031017e-07	6,21	1,20	0,0719	1,1817	1,60	0,02	0,161	0,002	0,90	984	24	963	11	969	8	15	88	40	0,45	99	963	11
S-031017e-09	2,56	1,20	0,1323	1,1111	7,13	0,09	0,391	0,005	0,94	2129	19	2127	22	2128	11	26	61	24	0,39	100	2129	19
S-031017e-10	3,18	1,19	0,1200	1,0750	5,20	0,06	0,314	0,004	0,96	1956	19	1762	18	1853	11	237	716	217	0,30	95	NC	NC
S-031017e-11	6,15	1,20	0,0714	1,1913	1,60	0,02	0,163	0,002	0,90	967	24	971	11	970	8	17	101	41	0,41	100	971	11
S-031017e-12	2,67	1,19	0,1261	1,0863	6,51	0,08	0,375	0,004	0,95	2045	19	2051	21	2048	11	73	174	87	0,50	100	2045	19
S-031017e-13	6,04	1,19	0,0720	1,0980	1,64	0,02	0,166	0,002	0,94	985	22	988	11	987	8	75	449	129	0,29	100	988	11
S-031017e-14	6,15	1,20	0,0721	1,2075	1,62	0,02	0,163	0,002	0,89	987	24	972	11	976	8	14	84	32	0,38	100	972	11
S-031017e-15	6,11	1,19	0,0715	1,1747	1,61	0,02	0,164	0,002	0,90	972	24	977	11	975	8	21	121	45	0,37	100	977	11
S-031017e-16	2,62	1,19	0,1295	1,1200	6,82	0,09	0,382	0,005	0,94	2091	20	2087	21	2089	11	37	88	38	0,43	100	2091	20
S-031017e-17	2,66	1,19	0,1274	1,1379	6,61	0,08	0,376	0,004	0,92	2063	20	2058	21	2061	11	36	82	61	0,75	100	2063	20
S-031017e-18	1,31	1,19	0,3394	1,1283	35,78	0,46	0,765	0,009	0,93	3660	17	3661	33	3661	13	50	48	39	0,80	100	3660	17
S-031017e-19	2,66	1,18	0,1270	1,1262	6,57	0,08	0,376	0,004	0,93	2057	20	2056	21	2056	11	110	268	102	0,38	100	2057	20
S-031017e-20	2,71	1,18	0,1250	1,1444	6,36	0,08	0,369	0,004	0,92	2028	20	2026	21	2027	11	82	183	154	0,84	100	2028	20
S-031017e-21	7,70	1,18	0,1490	1,1547	2,67	0,03	0,130	0,002	0,91	2334	20	787	9	1320	10	113	761	430	0,57	60	NC	NC
S-031017e-22	6,22	1,18	0,0722	1,1768	1,60	0,02	0,161	0,002	0,90	993	24	961	11	971	8	44	267	75	0,28	99	961	11
S-031017e-23	6,08	1,18	0,0723	1,2030	1,64	0,02	0,165	0,002	0,89	995	24	982	11	986	8	36	205	88	0,43	100	982	11
S-031017e-24	6,17	1,18	0,0714	1,2325	1,60	0,02	0,162	0,002	0,87	969	25	969	11	969	8	21	124	50	0,41	100	969	11

S-061017e-01	6,03	1,18	0,0719	1,0848	1,64	0,02	0,166	0,002	0,95	983	22	989	11	987	8	27	158	55	0,35	100	989	11
S-061017e-02	2,66	1,18	0,1270	1,0393	6,57	0,08	0,375	0,004	0,98	2057	18	2055	21	2056	11	69	151	139	0,92	100	2057	18
S-061017e-03	2,66	1,18	0,1266	1,0428	6,55	0,08	0,375	0,004	0,98	2051	18	2055	21	2053	11	90	183	226	1,23	100	2051	18
S-061017e-04	2,69	1,18	0,1275	1,0430	6,53	0,08	0,371	0,004	0,97	2064	18	2035	21	2050	11	94	196	234	1,19	99	2064	18
S-061017e-05	24,76	1,19	0,0517	1,1983	0,288	0,004	####	####	0,88	274	27	255	3	257	3	17	285	597	2,09	99	255	3
S-061017e-06	2,22	1,18	0,1579	1,0386	9,82	0,12	0,451	0,005	0,98	2433	17	2399	24	2418	11	168	345	109	0,32	99	2433	17
S-061017e-07	2,78	1,18	0,1275	1,0508	6,33	0,08	0,360	0,004	0,97	2064	18	1981	20	2022	11	72	180	93	0,51	98	2064	18
S-061017e-08	6,39	1,18	0,0714	1,0507	1,54	0,02	0,157	0,002	0,97	968	21	938	10	947	7	78	488	172	0,35	99	938	10
S-061017e-09	6,59	1,17	0,0720	1,0561	1,51	0,02	0,152	0,002	0,96	985	21	911	10	933	7	92	594	181	0,30	98	911	10
S-061017e-10	6,39	1,18	0,0718	1,0589	1,55	0,02	0,157	0,002	0,96	980	21	937	10	950	8	102	609	306	0,50	99	937	10
S-061017e-11	6,41	1,18	0,0726	1,0883	1,56	0,02	0,156	0,002	0,95	1002	22	935	10	955	8	34	208	79	0,38	98	935	10
S-061017e-12	2,78	1,18	0,1274	1,0912	6,31	0,08	0,360	0,004	0,95	2062	19	1980	20	2021	11	26	64	42	0,66	98	2062	19
S-061017e-13	2,81	1,17	0,1267	1,0658	6,22	0,08	0,356	0,004	0,96	2052	19	1963	20	2007	11	87	214	134	0,62	98	2052	19
S-061017e-14	2,98	1,18	0,1286	1,0810	5,96	0,07	0,336	0,004	0,95	2079	19	1868	19	1970	11	81	222	89	0,40	95	NC	NC
S-061017e-15	2,80	1,17	0,1293	1,0754	6,35	0,08	0,357	0,004	0,96	2088	19	1966	20	2026	11	55	137	75	0,55	97	2088	19
S-061017e-16	6,23	1,18	0,0722	1,1224	1,60	0,02	0,161	0,002	0,93	991	23	960	11	969	8	25	150	57	0,38	99	960	11
S-061017e-17	2,61	1,17	0,1288	1,0791	6,81	0,08	0,384	0,005	0,95	2082	19	2093	21	2087	11	83	182	136	0,75	100	2082	19
S-061017e-18	3,74	1,18	0,0966	1,1287	3,56	0,05	0,267	0,003	0,93	1559	21	1526	16	1540	10	29	99	50	0,50	99	1559	21
S-061017e-19	2,57	1,18	0,1332	1,1115	7,13	0,09	0,388	0,005	0,94	2140	19	2116	21	2128	11	43	100	45	0,45	99	2140	19
S-061017e-20	6,33	1,17	0,0722	1,0936	1,57	0,02	0,158	0,002	0,94	993	22	946	10	960	8	111	644	349	0,54	99	946	10
S-061017e-21	7,28	1,17	0,0684	1,1256	1,29	0,02	0,137	0,002	0,92	881	23	829	9	844	7	58	357	295	0,83	98	829	9
S-061017e-22	6,73	1,17	0,0727	1,1010	1,49	0,02	0,148	0,002	0,94	1004	22	892	10	925	8	144	960	268	0,28	96	892	10
S-061017e-23	6,79	1,19	0,0713	1,3036	1,45	0,02	0,147	0,002	0,84	967	26	886	10	909	9	9	56	30	0,53	97	886	10
S-061017e-24	2,71	1,17	0,1263	1,1165	6,42	0,08	0,369	0,004	0,93	2047	20	2023	20	2035	11	61	141	97	0,69	99	2047	20

ANNEXE II.8 : DATA APATITES

BC05																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages					Concentrations					C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb / ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U			Age
S-031017f-01	6,97	1,21	0,0736	1,1279	1,46	0,02	0,143	0,002	0,93	1030	23	864	10	912	8	27	148	184	1,24	95	NC	NC
S-031017f-02	6,70	1,22	0,0749	1,1623	1,54	0,02	0,149	0,002	0,92	1064	23	896	10	946	8	34	199	161	0,81	95	NC	NC
S-031017f-03	6,52	1,21	0,0695	1,0508	1,47	0,02	0,153	0,002	0,98	913	22	920	10	918	8	91	558	281	0,50	100	920	10
S-031017f-04	6,62	1,22	0,0690	1,1596	1,44	0,02	0,151	0,002	0,92	899	24	907	10	904	8	19	108	88	0,81	100	907	10
S-031017f-05	6,64	1,22	0,0689	1,1037	1,43	0,02	0,151	0,002	0,95	895	23	904	10	901	8	31	181	130	0,72	100	904	10
S-031017f-06	6,67	1,21	0,0703	1,1246	1,45	0,02	0,150	0,002	0,93	936	23	901	10	911	8	26	150	117	0,78	99	901	10
S-031017f-07	6,68	1,22	0,0730	1,0683	1,51	0,02	0,150	0,002	0,97	1014	22	899	10	933	8	72	403	377	0,93	96	899	10
S-031017f-08	7,21	1,22	0,0715	1,1477	1,37	0,02	0,139	0,002	0,93	970	23	837	10	874	8	24	145	179	1,23	96	837	10
S-031017f-09	6,66	1,22	0,0694	1,0808	1,44	0,02	0,150	0,002	0,96	910	22	902	10	905	8	50	308	172	0,56	100	902	10
S-031017f-10	4,20	1,22	0,1243	1,0618	4,08	0,05	0,238	0,003	0,97	2019	19	1375	15	1650	10	110	386	339	0,88	82	NC	NC
S-031017f-11	6,54	1,22	0,0711	1,1252	1,50	0,02	0,153	0,002	0,94	960	23	917	10	930	8	36	212	161	0,76	99	917	10
S-031017f-12	6,59	1,24	0,0693	1,4007	1,45	0,02	0,152	0,002	0,81	906	29	911	11	910	9	8	46	28	0,62	100	911	11
S-031017f-13	6,50	1,22	0,0695	1,1800	1,47	0,02	0,154	0,002	0,90	913	24	922	11	920	8	16	98	51	0,52	100	922	11
S-031017f-14	2,04	1,22	0,1730	1,0810	11,7 0	0,15	0,491	0,006	0,96	2587	18	2573	26	2581	12	80	143	74	0,52	100	2587	18
S-031017f-15	6,70	1,22	0,0706	1,1042	1,45	0,02	0,149	0,002	0,94	947	23	897	10	911	8	79	422	506	1,20	98	897	10
S-031017f-16	6,32	1,23	0,0724	1,2286	1,58	0,02	0,158	0,002	0,88	998	25	947	11	962	9	14	70	82	1,18	98	947	11
S-031017f-17	6,69	1,22	0,0691	1,1138	1,43	0,02	0,150	0,002	0,94	903	23	898	10	900	8	105	673	274	0,41	100	898	10
S-031017f-18	6,75	1,23	0,0687	1,1496	1,40	0,02	0,148	0,002	0,92	890	24	891	10	891	8	32	192	164	0,85	100	891	10
S-031017f-19	6,52	1,23	0,0696	1,1071	1,47	0,02	0,153	0,002	0,94	915	23	920	11	919	8	107	630	400	0,63	100	920	11
S-031017f-20	6,38	1,23	0,0701	1,1844	1,51	0,02	0,157	0,002	0,91	931	24	939	11	936	8	21	126	82	0,65	100	939	11
S-031017f-21	6,39	1,23	0,0697	1,1331	1,50	0,02	0,157	0,002	0,93	920	23	938	11	932	8	56	338	156	0,46	101	938	11
S-031017f-22	6,61	1,25	0,0687	1,4128	1,43	0,02	0,151	0,002	0,81	888	29	908	11	902	9	14	80	56	0,70	101	908	11

ANNEXE II

S-031017f-23	6,38	1,24	0,0700	1,2996	1,51	0,02	0,157	0,002	0,85	929	26	939	11	936	9	11	56	64	1,13	100	939	11
S-031017f-24	6,52	1,25	0,0697	1,4347	1,47	0,02	0,153	0,002	0,80	920	29	920	11	920	9	11	64	36	0,57	100	920	11
S-031017g-01	6,44	1,24	0,0703	1,0664	1,51	0,02	0,155	0,002	0,97	938	22	930	11	933	8	48	275	230	0,84	100	930	11
S-031017g-02	6,37	1,24	0,0701	1,0705	1,52	0,02	0,157	0,002	0,96	930	22	940	11	937	8	44	247	207	0,84	100	940	11
S-031017g-03	6,34	1,24	0,0715	1,0909	1,55	0,02	0,158	0,002	0,96	972	22	944	11	952	8	36	208	138	0,66	99	944	11
S-031017g-04	6,45	1,23	0,0694	1,0517	1,48	0,02	0,155	0,002	0,97	911	22	930	11	924	8	82	509	206	0,40	101	930	11
S-031017g-05	6,47	1,23	0,0707	1,0462	1,51	0,02	0,155	0,002	0,97	950	21	926	11	933	8	92	552	336	0,61	99	926	11
S-031017g-06	6,30	1,24	0,0703	1,1663	1,54	0,02	0,159	0,002	0,91	938	24	949	11	946	8	14	81	55	0,68	100	949	11
S-031017g-07	6,47	1,23	0,0697	1,0475	1,49	0,02	0,155	0,002	0,98	919	21	927	11	925	8	144	836	591	0,71	100	927	11
S-031017g-08	6,51	1,24	0,0690	1,2324	1,46	0,02	0,154	0,002	0,88	898	25	921	11	914	8	19	97	123	1,27	101	921	11
S-031017g-09	6,54	1,24	0,0692	1,1556	1,46	0,02	0,153	0,002	0,92	906	24	917	11	914	8	27	148	134	0,91	100	917	11
S-031017g-10	6,44	1,24	0,0700	1,2291	1,50	0,02	0,155	0,002	0,88	928	25	931	11	930	9	16	91	60	0,66	100	931	11
S-031017g-11	6,42	1,24	0,0699	1,2725	1,50	0,02	0,156	0,002	0,86	927	26	933	11	931	9	11	60	59	0,97	100	933	11
S-031017g-12	6,58	1,24	0,0691	1,2155	1,45	0,02	0,152	0,002	0,89	902	25	913	11	909	8	18	100	101	1,01	100	913	11
S-031017g-13	2,63	1,23	0,1281	1,0932	6,72	0,09	0,380	0,005	0,96	2072	19	2078	22	2075	11	57	138	54	0,39	100	2072	19
S-031017g-14	5,87	1,23	0,0749	1,1350	1,76	0,02	0,170	0,002	0,93	1066	23	1013	12	1030	9	27	128	125	0,97	97	1066	23
S-031017g-15	6,31	1,24	0,0706	1,2466	1,54	0,02	0,159	0,002	0,88	946	25	949	11	948	9	12	61	59	0,97	100	949	11
S-031017g-16	6,40	1,23	0,0702	1,1116	1,51	0,02	0,156	0,002	0,94	933	23	935	11	935	8	38	214	155	0,73	100	935	11
S-031017g-17	3,76	1,23	0,1304	1,0966	4,78	0,06	0,266	0,003	0,95	2103	19	1520	17	1781	11	58	174	178	1,03	85	NC	NC
S-031017g-18	6,54	1,23	0,0694	1,1677	1,46	0,02	0,153	0,002	0,92	910	24	917	10	915	8	25	139	110	0,79	100	917	10
S-031017g-19	6,30	1,23	0,0731	1,1485	1,60	0,02	0,159	0,002	0,92	1018	23	950	11	970	8	36	185	177	0,96	98	950	11
S-031017g-20	7,21	1,23	0,0699	1,1154	1,34	0,02	0,139	0,002	0,94	926	23	837	10	862	8	73	538	92	0,17	97	837	10
S-031017g-21	6,58	1,22	0,0696	1,1213	1,46	0,02	0,152	0,002	0,94	915	23	912	10	913	8	75	451	247	0,55	100	912	10
S-031017g-22	6,44	1,23	0,0720	1,1939	1,54	0,02	0,155	0,002	0,90	987	24	931	11	947	8	22	124	84	0,68	98	931	11
S-031017g-23	6,58	1,22	0,0711	1,1391	1,49	0,02	0,152	0,002	0,93	961	23	912	10	926	8	89	536	341	0,64	98	912	10
S-031017g-24	6,55	1,22	0,0694	1,1668	1,46	0,02	0,153	0,002	0,91	911	24	916	10	915	8	34	204	111	0,55	100	916	10
S-061017a-01	6,43	1,28	0,0700	1,1292	1,50	0,02	0,156	0,002	0,94	927	23	932	11	930	8	24	140	100	0,71	100	932	11
S-061017a-02	6,41	1,27	0,0706	1,0902	1,52	0,02	0,156	0,002	0,96	947	22	935	11	939	8	40	236	135	0,57	100	935	11
S-061017a-03	5,99	1,27	0,0726	1,0608	1,67	0,02	0,167	0,002	0,97	1003	21	995	12	997	8	44	249	117	0,47	100	995	12
S-061017a-04	3,75	1,27	0,0944	1,0278	3,47	0,04	0,266	0,003	0,99	1516	19	1523	17	1520	10	127	480	80	0,17	100	1516	19

ANNEXE II

S-061017a-05	6,44	1,27	0,0697	1,0472	1,49	0,02	0,155	0,002	0,98	920	21	931	11	928	8	65	383	212	0,55	100	931	11
S-061017a-06	1,64	1,27	0,2333	1,0372	19,6	0,3	0,610	0,008	0,99	3075	17	3070	31	3073	12	33	44	27	0,61	100	3075	17
S-061017a-07	2,62	1,27	0,1298	1,0477	6,84	0,09	0,382	0,005	0,98	2095	18	2087	23	2091	11	33	78	36	0,46	100	2095	18
S-061017a-08	6,38	1,27	0,0704	1,0803	1,52	0,02	0,157	0,002	0,97	939	22	938	11	938	8	51	285	205	0,72	100	938	11
S-061017a-09	2,63	1,27	0,1286	1,0888	6,75	0,09	0,381	0,005	0,96	2079	19	2080	23	2080	12	28	65	32	0,49	100	2079	19
S-061017a-10	2,63	1,26	0,1285	1,0510	6,75	0,09	0,381	0,005	0,98	2077	18	2081	22	2079	11	88	205	110	0,54	100	2077	18
S-061017a-11	2,63	1,27	0,1295	1,1272	6,80	0,09	0,381	0,005	0,94	2092	20	2079	23	2085	12	17	37	33	0,90	100	2092	20
S-061017a-12	2,65	1,26	0,1277	1,0493	6,64	0,09	0,377	0,005	0,98	2067	18	2064	22	2065	11	103	246	130	0,53	100	2067	18
S-061017a-13	2,66	1,26	0,1352	1,0652	7,01	0,09	0,376	0,005	0,97	2166	18	2058	22	2113	12	95	217	130	0,60	98	2166	18
S-061017a-14	2,67	1,26	0,1278	1,0643	6,61	0,09	0,375	0,005	0,97	2068	19	2054	22	2061	11	68	157	110	0,70	100	2068	19
S-061017a-15	2,70	1,26	0,1261	1,0545	6,45	0,08	0,371	0,005	0,97	2045	19	2034	22	2039	11	114	268	162	0,60	100	2045	19
S-061017a-16	2,60	1,26	0,1297	1,0560	6,88	0,09	0,385	0,005	0,97	2094	18	2098	23	2096	11	149	313	273	0,87	100	2094	18
S-061017a-17	2,63	1,26	0,1287	1,1189	6,75	0,09	0,380	0,005	0,94	2080	20	2077	22	2079	12	19	46	19	0,40	100	2080	20
S-061017a-18	2,66	1,25	0,1300	1,0849	6,74	0,09	0,376	0,005	0,96	2098	19	2058	22	2078	12	53	117	98	0,83	99	2098	19
S-061017a-19	2,62	1,25	0,1288	1,0789	6,77	0,09	0,381	0,005	0,96	2082	19	2082	22	2082	12	62	130	119	0,92	100	2082	19
S-061017a-20	2,63	1,25	0,1282	1,0764	6,71	0,09	0,380	0,005	0,96	2073	19	2076	22	2074	12	125	253	285	1,13	100	2073	19
S-061017a-21	2,62	1,26	0,1293	1,1216	6,80	0,09	0,381	0,005	0,94	2088	20	2082	22	2085	12	17	38	27	0,72	100	2088	20
S-061017a-22	2,60	1,25	0,1297	1,1024	6,89	0,09	0,385	0,005	0,95	2094	19	2101	22	2097	12	41	78	99	1,27	100	2094	19
S-061017a-23	1,99	1,25	0,1791	1,0885	12,4	0,2	0,502	0,006	0,96	2645	18	2623	27	2635	12	90	161	44	0,27	100	2645	18
S-061017a-24	6,82	1,25	0,0702	1,1110	1,42	0,02	0,147	0,002	0,94	934	23	883	10	897	8	154	971	467	0,48	98	883	10
S-061017b-01	2,81	1,25	0,1224	1,0952	6,01	0,08	0,356	0,004	0,95	1991	19	1965	21	1977	11	27	58	99	1,72	99	1991	19
S-061017b-02	6,09	1,25	0,0753	1,2485	1,71	0,02	0,164	0,002	0,87	1076	25	981	11	1011	9	8	44	35	0,80	97	981	11
S-061017b-03	2,83	1,24	0,1326	1,0560	6,46	0,08	0,354	0,004	0,97	2132	18	1952	21	2041	11	46	110	68	0,62	96	2132	18
S-061017b-04	2,89	1,24	0,1275	1,0665	6,08	0,08	0,346	0,004	0,97	2064	19	1914	21	1987	11	43	102	93	0,91	96	2064	19
S-061017b-05	6,46	1,24	0,0697	1,1044	1,49	0,02	0,155	0,002	0,95	920	22	927	11	925	8	23	139	77	0,55	100	927	11
S-061017b-06	2,62	1,24	0,1285	1,0506	6,75	0,09	0,381	0,005	0,97	2078	18	2082	22	2080	11	52	114	96	0,84	100	2078	18
S-061017b-07	2,91	1,24	0,1302	1,0444	6,16	0,08	0,343	0,004	0,98	2101	18	1902	20	1999	11	116	293	210	0,72	95	2101	18
S-061017b-08	3,34	1,24	0,1178	1,1039	4,86	0,06	0,300	0,004	0,95	1923	20	1689	18	1796	11	46	132	112	0,84	93	NC	NC
S-061017b-09	6,49	1,24	0,0701	1,0978	1,49	0,02	0,154	0,002	0,95	933	22	923	11	926	8	26	159	66	0,42	100	923	11
S-061017b-10	2,62	1,23	0,1292	1,0605	6,79	0,09	0,381	0,005	0,97	2087	19	2083	22	2085	11	41	95	54	0,58	100	2087	19
S-061017b-11	6,46	1,23	0,0712	1,0680	1,52	0,02	0,155	0,002	0,96	962	22	928	11	938	8	90	546	256	0,47	99	928	11

ANNEXE II

S-061017b-12	2,62	1,23	0,1302	1,0757	6,86	0,09	0,382	0,005	0,96	2100	19	2087	22	2093	11	36	82	57	0,70	100	2100	19
S-061017b-13	6,40	1,23	0,0709	1,1283	1,53	0,02	0,156	0,002	0,93	955	23	936	11	942	8	27	145	122	0,84	99	936	11
S-061017b-14	3,06	1,23	0,1331	1,0592	6,00	0,08	0,327	0,004	0,97	2140	18	1825	20	1976	11	136	375	279	0,74	92	NC	NC
S-061017b-15	2,68	1,23	0,1281	1,0618	6,59	0,08	0,373	0,005	0,97	2072	19	2045	22	2059	11	100	216	200	0,93	99	2072	19
S-061017b-16	3,10	1,23	0,1110	1,0904	4,94	0,06	0,323	0,004	0,95	1815	20	1805	19	1810	11	29	75	61	0,81	100	1815	20
S-061017b-17	1,86	1,23	0,1940	1,0775	14,4	0,2	0,538	0,007	0,96	2776	18	2776	28	2776	12	56	76	94	1,24	100	2776	18
S-061017b-18	1,98	1,23	0,1798	1,0732	12,5	0,2	0,506	0,006	0,96	2651	18	2640	27	2646	12	91	154	98	0,64	100	2651	18
S-061017b-19	6,39	1,23	0,0707	1,0886	1,53	0,02	0,157	0,002	0,95	950	22	938	11	941	8	111	671	266	0,40	100	938	11
S-061017b-20	2,46	1,23	0,1383	1,0847	7,8	0,1	0,407	0,005	0,96	2206	19	2203	23	2204	12	103	214	158	0,74	100	2206	19
S-061017b-21	2,59	1,23	0,1301	1,0916	6,93	0,09	0,387	0,005	0,95	2099	19	2107	22	2103	11	109	235	197	0,84	100	2099	19
S-061017b-22	6,44	1,23	0,0712	1,1376	1,52	0,02	0,155	0,002	0,93	963	23	931	11	940	8	30	168	115	0,68	99	931	11
S-061017b-23	6,47	1,22	0,0708	1,1164	1,51	0,02	0,155	0,002	0,94	951	23	926	11	933	8	49	279	191	0,68	99	926	11
S-061017b-24	2,62	1,24	0,1290	1,2018	6,78	0,09	0,381	0,005	0,90	2084	21	2082	22	2083	12	9	20	19	0,96	100	2084	21
S-061017c-01	6,54	1,23	0,0703	1,1236	1,48	0,02	0,153	0,002	0,93	937	23	917	11	923	8	29	181	74	0,41	99	917	11
S-061017c-02	6,49	1,23	0,0696	1,1065	1,48	0,02	0,154	0,002	0,94	916	23	923	11	921	8	25	140	118	0,84	100	923	11
S-061017c-03	6,47	1,22	0,0707	1,0470	1,51	0,02	0,155	0,002	0,98	948	21	927	11	933	8	110	619	524	0,85	99	927	11
S-061017c-04	6,66	1,23	0,0699	1,0448	1,45	0,02	0,150	0,002	0,98	925	21	901	10	908	8	126	672	785	1,17	99	901	10
S-061017c-05	2,91	1,23	0,1280	1,0704	6,06	0,08	0,343	0,004	0,97	2071	19	1903	20	1984	11	43	103	92	0,90	96	2071	19
S-061017c-06	7,63	1,22	0,0730	1,0679	1,32	0,02	0,131	0,002	0,97	1015	21	794	9	854	7	44	299	258	0,86	93	NC	NC
S-061017c-07	6,48	1,23	0,0698	1,1312	1,49	0,02	0,154	0,002	0,93	924	23	925	11	924	8	21	109	114	1,04	100	925	11
S-061017c-08	2,99	1,22	0,1271	1,0625	5,87	0,07	0,335	0,004	0,97	2058	19	1862	20	1956	11	54	136	99	0,73	95	2058	19
S-061017c-09	6,58	1,22	0,0702	1,1111	1,47	0,02	0,152	0,002	0,94	934	23	912	10	918	8	33	195	125	0,64	99	912	10
S-061017c-10	6,74	1,23	0,0705	1,2197	1,44	0,02	0,148	0,002	0,88	943	25	892	10	907	8	11	67	48	0,72	98	892	10
S-061017c-11	6,94	1,22	0,0709	1,2133	1,41	0,02	0,144	0,002	0,89	954	25	867	10	892	8	20	118	102	0,87	97	867	10
S-061017c-12	6,58	1,22	0,0698	1,2043	1,46	0,02	0,152	0,002	0,89	921	24	912	10	915	8	16	94	55	0,58	100	912	10
S-061017c-13	6,56	1,21	0,0696	1,1212	1,46	0,02	0,152	0,002	0,94	916	23	914	10	914	8	24	140	96	0,68	100	914	10
S-061017c-14	6,48	1,21	0,0692	1,1273	1,47	0,02	0,154	0,002	0,93	904	23	926	10	919	8	22	119	108	0,91	101	926	10
S-061017c-15	6,44	1,21	0,0700	1,1292	1,50	0,02	0,155	0,002	0,93	927	23	930	10	929	8	35	191	152	0,80	100	930	10
S-061017c-16	6,48	1,21	0,0696	1,1205	1,48	0,02	0,154	0,002	0,93	917	23	925	10	923	8	31	153	198	1,29	100	925	10
S-061017c-17	6,43	1,21	0,0707	1,2454	1,51	0,02	0,155	0,002	0,87	948	25	932	11	936	8	12	63	71	1,14	99	932	11
S-061017c-18	6,80	1,20	0,0700	1,1005	1,42	0,02	0,147	0,002	0,95	928	22	885	10	897	8	80	469	374	0,80	99	885	10

ANNEXE II

S-061017c-19	6,47	1,20	0,0700	1,1002	1,49	0,02	0,155	0,002	0,95	928	22	926	10	927	8	72	422	241	0,57	100	926	10
S-061017c-20	6,34	1,20	0,0712	1,1099	1,55	0,02	0,158	0,002	0,95	963	22	944	11	949	8	60	333	220	0,66	99	944	11
S-061017c-21	6,25	1,20	0,0759	1,1461	1,67	0,02	0,160	0,002	0,92	1093	23	956	11	998	8	35	177	203	1,15	96	956	11
S-061017c-22	6,47	1,20	0,0696	1,1918	1,49	0,02	0,155	0,002	0,90	918	24	927	10	924	8	17	92	85	0,93	100	927	10
S-061017c-23	6,58	1,20	0,0690	1,2601	1,45	0,02	0,152	0,002	0,87	900	26	913	10	909	8	11	67	38	0,57	100	913	10
S-061017c-24	6,49	1,20	0,0692	1,1855	1,47	0,02	0,154	0,002	0,90	904	24	924	10	918	8	20	105	104	1,00	101	924	10
S-061017d-01	6,59	1,19	0,0698	1,0597	1,46	0,02	0,152	0,002	0,97	923	22	910	10	914	7	48	289	176	0,61	100	910	10
S-061017d-02	6,41	1,19	0,0699	1,0879	1,50	0,02	0,156	0,002	0,95	924	22	935	10	932	8	27	148	128	0,87	100	935	10
S-061017d-03	6,29	1,20	0,0706	1,1895	1,55	0,02	0,159	0,002	0,90	946	24	951	11	950	8	10	54	56	1,03	100	951	11
S-061017d-04	6,36	1,19	0,0704	1,0936	1,53	0,02	0,157	0,002	0,95	940	22	941	10	941	8	27	158	98	0,62	100	941	10
S-061017d-05	6,39	1,19	0,0701	1,1558	1,51	0,02	0,157	0,002	0,91	931	24	938	10	936	8	19	92	126	1,37	100	938	10
S-061017d-06	6,46	1,19	0,0697	1,1051	1,49	0,02	0,155	0,002	0,94	919	23	928	10	925	8	23	134	96	0,71	100	928	10
S-061017d-07	6,59	1,20	0,0706	1,2755	1,48	0,02	0,152	0,002	0,85	945	26	910	10	920	9	12	66	61	0,92	99	910	10
S-061017d-08	6,48	1,18	0,0697	1,0469	1,48	0,02	0,154	0,002	0,97	920	21	926	10	924	7	103	637	264	0,41	100	926	10
S-061017d-09	6,46	1,19	0,0701	1,1121	1,50	0,02	0,155	0,002	0,93	933	23	928	10	930	8	23	131	101	0,77	100	928	10
S-061017d-10	6,40	1,19	0,0702	1,1401	1,51	0,02	0,156	0,002	0,92	933	23	936	10	935	8	20	118	67	0,56	100	936	10
S-061017d-11	6,46	1,19	0,0701	1,1562	1,50	0,02	0,155	0,002	0,91	930	24	928	10	929	8	16	87	79	0,90	100	928	10
S-061017d-12	3,16	1,18	0,1285	1,0506	5,60	0,07	0,316	0,004	0,97	2078	18	1771	18	1916	11	131	359	268	0,75	92	NC	NC
S-061017d-13	6,47	1,18	0,0697	1,0760	1,49	0,02	0,155	0,002	0,95	920	22	926	10	924	8	53	310	178	0,57	100	926	10
S-061017d-14	6,35	1,18	0,0703	1,0667	1,53	0,02	0,157	0,002	0,96	938	22	942	10	941	8	92	557	236	0,42	100	942	10
S-061017d-15	6,63	1,19	0,0700	1,1571	1,46	0,02	0,151	0,002	0,91	929	24	906	10	913	8	20	115	84	0,73	99	906	10
S-061017d-16	8,19	1,18	0,0912	1,0634	1,54	0,02	0,122	0,001	0,96	1451	20	742	8	945	8	155	1099	826	0,75	79	NC	NC
S-061017d-17	6,52	1,18	0,0710	1,0851	1,50	0,02	0,153	0,002	0,95	956	22	919	10	930	8	140	866	387	0,45	99	919	10
S-061017d-18	6,86	1,19	0,1123	1,1486	2,26	0,03	0,146	0,002	0,92	1837	21	877	10	1199	9	18	92	94	1,02	73	NC	NC
S-061017d-19	6,40	1,18	0,0698	1,1600	1,51	0,02	0,156	0,002	0,91	923	24	937	10	933	8	26	146	99	0,68	100	937	10
S-061017d-20	6,54	1,18	0,0708	1,1152	1,49	0,02	0,153	0,002	0,93	953	23	917	10	928	8	61	337	288	0,85	99	917	10
S-061017d-21	4,21	1,17	0,1919	1,0945	6,28	0,08	0,238	0,003	0,94	2758	18	1374	15	2016	11	134	478	761	1,59	73	NC	NC
S-061017d-22	6,58	1,18	0,0714	1,2041	1,50	0,02	0,152	0,002	0,88	970	25	912	10	929	8	20	112	81	0,72	98	912	10
S-061017d-23	6,50	1,18	0,0720	1,2217	1,53	0,02	0,154	0,002	0,88	987	24	922	10	942	8	19	96	108	1,12	98	922	10
S-061017d-24	6,48	1,19	0,0698	1,2317	1,49	0,02	0,154	0,002	0,87	923	25	925	10	924	8	13	75	57	0,77	100	925	10

PK11-E04																						
Analysis_#	Isotopic ratios									Ages						Concentrations				C (%)	Age (95% C)	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Err Abs (1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Err Abs (1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Err Abs (1σ)	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U		Age	ErrAbs
S-180517c-16	2,55	1,28	0,1342	1,0585	7,25	0,10	0,392	0,005	0,98	2153	18	2132	23	2143	12	105	244	97	0,40	100	2153	18
S-180517c-17	1,81	1,28	0,2060	1,0777	15,7	0,2	0,553	0,007	0,97	2874	17	2839	29	2860	13	31	44	32	0,71	99	2874	17
S-180517c-18	2,77	1,28	0,1270	1,0713	6,33	0,08	0,361	0,005	0,97	2056	19	1989	22	2022	12	77	193	91	0,47	98	2056	19
S-180517c-19	3,39	1,28	0,1275	1,1057	5,18	0,07	0,295	0,004	0,95	2064	19	1664	19	1849	11	49	139	122	0,88	90	NC	NC
S-180517c-20	3,06	1,27	0,1265	1,0749	5,70	0,08	0,327	0,004	0,97	2050	19	1823	20	1932	11	198	602	41	0,07	94	NC	NC
S-180517c-21	2,74	1,28	0,1290	1,1238	6,49	0,09	0,365	0,005	0,94	2085	20	2006	22	2045	12	21	47	39	0,83	98	2085	20
S-180517c-22	2,78	1,27	0,1268	1,1124	6,29	0,08	0,360	0,005	0,95	2053	19	1982	22	2017	12	36	85	62	0,73	98	2053	19
S-180517c-23	2,72	1,27	0,1270	1,1102	6,43	0,09	0,367	0,005	0,95	2057	19	2016	22	2036	12	40	86	85	1,00	99	2057	19
S-180517c-24	2,98	1,27	0,1139	1,1148	5,27	0,07	0,336	0,004	0,94	1863	20	1865	21	1864	11	34	89	51	0,57	100	1863	20
S-180517d-04	2,67	1,28	0,1401	1,0776	7,2	0,1	0,374	0,005	0,97	2229	19	2050	22	2141	12	20	48	25	0,53	96	2229	19
S-180517d-05	3,47	1,27	0,1260	1,0555	5,01	0,07	0,288	0,004	0,98	2043	19	1632	18	1820	11	57	182	81	0,45	89	NC	NC
S-180517d-06	2,43	1,28	0,1275	1,0670	7,2	0,1	0,412	0,005	0,97	2063	19	2226	24	2142	12	42	86	64	0,74	104	2063	19
S-180517d-07	2,74	1,28	0,1240	1,0964	6,25	0,08	0,366	0,005	0,96	2015	19	2009	22	2012	12	18	44	21	0,49	100	2015	19
S-180517d-08	2,75	1,29	0,1288	1,1494	6,46	0,09	0,364	0,005	0,94	2081	20	2002	22	2041	12	9	19	18	0,98	98	2081	20
S-180517d-09	2,95	1,28	0,1150	1,1213	5,37	0,07	0,339	0,004	0,94	1881	20	1880	21	1880	12	14	32	34	1,04	100	1881	20
S-180517d-10	2,93	1,30	0,1181	1,2360	5,55	0,08	0,341	0,004	0,90	1928	22	1892	21	1909	12	7	15	17	1,12	99	1928	22
S-180517d-11	2,63	1,28	0,1292	1,0684	6,76	0,09	0,380	0,005	0,97	2087	19	2074	23	2081	12	50	110	88	0,80	100	2087	19
S-180517d-13	2,62	1,28	0,1307	1,0944	6,88	0,09	0,382	0,005	0,96	2107	19	2086	23	2097	12	24	44	76	1,72	100	2107	19
S-180517d-14	2,74	1,28	0,1281	1,0693	6,44	0,08	0,364	0,005	0,97	2072	19	2003	22	2037	12	53	127	77	0,61	98	2072	19
S-180517d-15	3,32	1,28	0,1191	1,0745	4,95	0,07	0,301	0,004	0,96	1943	19	1697	19	1810	11	68	208	100	0,48	93	NC	NC
S-180517d-16	2,67	1,28	0,1297	1,0715	6,70	0,09	0,375	0,005	0,97	2094	19	2052	22	2073	12	89	204	138	0,68	99	2094	19
S-180517d-17	2,66	1,28	0,1277	1,1279	6,62	0,09	0,376	0,005	0,94	2066	20	2058	23	2062	12	20	45	35	0,77	100	2066	20
S-180517d-18	3,67	1,28	0,1223	1,1450	4,59	0,06	0,272	0,004	0,93	1990	20	1553	18	1748	11	18	54	37	0,69	88	NC	NC
S-180517d-19	2,99	1,28	0,1261	1,1503	5,82	0,08	0,335	0,004	0,93	2044	20	1862	21	1949	12	38	96	78	0,81	95	2044	20
S-180517d-20	4,10	1,28	0,0891	1,1898	2,99	0,04	0,244	0,003	0,91	1406	22	1406	16	1406	11	12	45	24	0,53	100	1406	22
S-180517d-21	2,67	1,28	0,1286	1,1116	6,64	0,09	0,374	0,005	0,94	2079	19	2049	22	2064	12	45	110	43	0,40	99	2079	19

S-180517d-22	3,86	1,28	0,1267	1,1370	4,53	0,06	0,259	0,003	0,93	2052	20	1486	17	1736	11	26	89	95	1,06	85	NC	NC
S-180517d-23	3,20	1,29	0,1297	1,1564	5,59	0,08	0,312	0,004	0,92	2094	20	1752	20	1914	12	27	70	77	1,10	91	NC	NC
S-180517d-24	2,91	1,29	0,1171	1,1868	5,54	0,08	0,343	0,004	0,91	1913	21	1902	21	1907	12	16	39	29	0,75	100	1913	21
S-180517e-01	5,38	1,30	0,1206	1,0614	3,09	0,04	0,186	0,002	0,98	1965	19	1099	13	1430	10	78	360	257	0,71	73	NC	NC
S-180517e-02	3,14	1,30	0,1285	1,0737	5,65	0,08	0,319	0,004	0,97	2078	19	1784	20	1924	12	32	90	89	0,99	93	NC	NC
S-180517e-03	2,75	1,31	0,1284	1,0667	6,44	0,09	0,364	0,005	0,97	2077	19	1999	23	2037	12	67	168	73	0,44	98	2077	19
S-180517e-04	2,68	1,32	0,1263	1,1162	6,50	0,09	0,373	0,005	0,95	2047	20	2044	23	2046	12	22	50	43	0,87	100	2047	20
S-180517e-05	2,96	1,33	0,1143	1,1113	5,31	0,07	0,337	0,004	0,95	1869	20	1874	22	1871	12	27	69	50	0,73	100	1869	20
S-180517e-06	3,26	1,33	0,1241	1,0963	5,24	0,07	0,307	0,004	0,95	2015	19	1724	20	1860	12	67	213	47	0,22	92	NC	NC
S-180517e-07	3,41	1,34	0,1153	1,1274	4,66	0,07	0,293	0,004	0,94	1885	20	1657	20	1760	12	50	154	127	0,82	93	NC	NC
S-180517e-08	2,72	1,35	0,1263	1,1325	6,41	0,09	0,368	0,005	0,94	2047	20	2021	23	2034	13	60	155	55	0,35	99	2047	20
S-180517e-09	3,32	1,37	0,1276	1,2072	5,30	0,08	0,301	0,004	0,90	2065	21	1698	20	1869	13	170	533	232	0,44	91	NC	NC
S-180517e-10	3,32	1,38	0,1256	1,2418	5,21	0,08	0,301	0,004	0,89	2038	22	1697	21	1855	13	84	266	123	0,46	91	NC	NC
S-180517e-11	4,43	1,38	0,1216	1,2661	3,78	0,06	0,226	0,003	0,88	1980	22	1311	16	1589	13	137	576	316	0,55	80	NC	NC
S-180517e-12	2,68	1,38	0,1264	1,3053	6,5	0,1	0,374	0,005	0,86	2049	23	2046	24	2047	14	39	101	34	0,33	100	2049	23
S-180517e-13	3,00	1,38	0,1135	1,3390	5,22	0,09	0,334	0,005	0,85	1857	24	1857	22	1857	14	78	225	91	0,40	100	1857	24
S-180517e-14	3,08	1,39	0,1129	1,3822	5,06	0,08	0,325	0,005	0,83	1846	25	1815	22	1829	14	45	117	115	0,98	99	1846	25
S-180517e-15	2,99	1,39	0,1141	1,4105	5,27	0,09	0,335	0,005	0,82	1866	25	1861	22	1863	14	55	147	114	0,78	100	1866	25
S-180517e-16	3,73	1,39	0,1002	1,4566	3,71	0,06	0,268	0,004	0,81	1628	27	1532	19	1573	14	44	165	35	0,21	97	1628	27
S-180517e-17	2,62	1,39	0,1281	1,6312	6,7	0,1	0,382	0,005	0,75	2072	28	2084	25	2078	16	50	119	72	0,61	100	2072	28
S-180517e-18	3,54	1,39	0,1810	1,6742	7,1	0,1	0,283	0,004	0,73	2662	28	1605	20	2118	17	100	311	233	0,75	80	NC	NC
S-180517e-19	3,72	1,39	0,0972	1,7591	3,60	0,07	0,269	0,004	0,71	1571	33	1535	19	1550	16	45	156	82	0,52	99	1571	33
S-180517e-20	2,91	1,39	0,1268	1,7901	6,0	0,1	0,344	0,005	0,70	2054	31	1906	23	1978	17	102	263	173	0,66	96	2054	31
S-180517e-21	3,17	1,39	0,1081	1,8508	4,7	0,1	0,315	0,004	0,68	1767	34	1766	22	1766	17	45	132	68	0,51	100	1767	34
S-180517e-22	2,64	1,39	0,1279	1,9162	6,7	0,1	0,379	0,005	0,67	2069	33	2070	25	2069	18	42	97	66	0,68	100	2069	33
S-180517e-23	2,64	1,39	0,1278	1,9876	6,7	0,1	0,379	0,005	0,65	2068	35	2070	25	2069	19	23	49	48	0,96	100	2068	35
S-180517e-24	2,74	1,39	0,1274	2,0403	6,4	0,1	0,364	0,005	0,64	2063	35	2003	24	2032	19	108	266	140	0,53	99	2063	35
S-180517f-01	3,05	1,29	0,1255	1,0435	5,67	0,07	0,328	0,004	0,98	2036	18	1828	21	1928	11	95	238	231	0,97	95	NC	NC
S-180517f-02	3,85	1,32	0,0950	1,3478	3,40	0,05	0,259	0,003	0,85	1528	25	1487	18	1504	12	5	14	18	1,23	98	1528	25
S-180517f-03	2,34	1,29	0,1481	1,0666	8,7	0,1	0,428	0,006	0,97	2325	18	2297	25	2311	12	39	85	22	0,26	99	2325	18
S-180517f-04	2,94	1,29	0,1151	1,0945	5,40	0,07	0,340	0,004	0,96	1882	20	1887	21	1885	12	32	78	67	0,86	100	1882	20

S-180517f-05	3,76	1,29	0,0943	1,1132	3,46	0,05	0,266	0,003	0,95	1515	21	1522	18	1519	11	30	111	31	0,28	100	1515	21
S-180517f-06	2,58	1,29	0,1323	1,0957	7,1	0,1	0,387	0,005	0,96	2129	19	2110	23	2120	12	44	107	34	0,32	100	2129	19
S-180517f-07	3,69	1,29	0,0973	1,1306	3,64	0,05	0,271	0,004	0,94	1573	21	1547	18	1558	11	28	92	60	0,65	99	1573	21
S-180517f-08	2,75	1,29	0,1289	1,1096	6,47	0,09	0,364	0,005	0,95	2083	19	2002	22	2042	12	60	148	67	0,45	98	2083	19
S-190517a-01	2,76	1,31	0,1273	1,0447	6,36	0,08	0,363	0,005	0,98	2061	18	1995	22	2027	12	38	87	78	0,90	98	2061	18
S-190517a-02	3,94	1,31	0,0943	1,0818	3,30	0,04	0,254	0,003	0,97	1514	20	1458	17	1481	11	21	74	50	0,67	98	1514	20
S-190517a-03	2,68	1,32	0,1287	1,1115	6,63	0,09	0,374	0,005	0,96	2080	19	2047	23	2063	12	12	26	20	0,75	99	2080	19
S-190517a-04	2,75	1,31	0,1281	1,0461	6,41	0,09	0,363	0,005	0,99	2072	18	1997	22	2034	12	61	150	82	0,55	98	2072	18
S-190517a-05	3,22	1,32	0,1178	1,1457	5,04	0,07	0,311	0,004	0,94	1924	20	1744	20	1827	12	13	31	41	1,33	95	NC	NC
S-190517a-06	3,05	1,31	0,1464	1,0317	6,61	0,09	0,328	0,004	0,99	2304	18	1827	21	2061	12	124	349	126	0,36	89	NC	NC
S-190517a-07	2,64	1,31	0,1282	1,0535	6,69	0,09	0,379	0,005	0,98	2073	18	2069	23	2071	12	36	81	55	0,68	100	2073	18
S-190517a-08	2,65	1,32	0,1293	1,1292	6,74	0,09	0,378	0,005	0,95	2088	20	2067	23	2078	12	9	21	10	0,49	99	2088	20
S-190517a-09	2,65	1,31	0,1302	1,0754	6,78	0,09	0,378	0,005	0,97	2100	19	2066	23	2083	12	37	74	91	1,23	99	2100	19
S-190517a-10	2,59	1,32	0,1297	1,1872	6,9	0,1	0,387	0,005	0,92	2094	21	2107	24	2100	13	7	12	22	1,77	100	2094	21
S-190517a-11	2,63	1,31	0,1273	1,0607	6,68	0,09	0,381	0,005	0,98	2061	19	2080	23	2070	12	44	97	71	0,73	100	2061	19
S-190517a-12	2,67	1,31	0,1270	1,0785	6,56	0,09	0,375	0,005	0,97	2057	19	2051	23	2054	12	60	143	69	0,48	100	2057	19
S-190517a-13	2,80	1,31	0,1320	1,0608	6,50	0,09	0,357	0,005	0,97	2124	18	1969	22	2046	12	70	182	70	0,38	96	2124	18
S-190517a-14	2,84	1,31	0,1271	1,0626	6,17	0,08	0,353	0,005	0,98	2058	19	1947	22	2001	12	68	157	141	0,90	97	2058	19
S-190517a-15	4,35	1,31	0,1231	1,0809	3,90	0,05	0,230	0,003	0,97	2001	19	1333	16	1613	11	78	262	859	3,28	81	NC	NC
S-190517a-16	2,78	1,31	0,1219	1,0743	6,05	0,08	0,360	0,005	0,97	1985	19	1982	22	1983	12	43	108	47	0,43	100	1985	19
S-190517a-17	2,99	1,31	0,1215	1,0865	5,60	0,08	0,335	0,004	0,96	1978	19	1861	21	1917	12	46	120	77	0,64	97	1978	19
S-190517a-18	4,83	1,31	0,0822	1,0830	2,35	0,03	0,207	0,003	0,96	1250	21	1213	14	1226	10	85	330	350	1,06	98	1250	21
S-190517a-19	2,63	1,31	0,1285	1,0821	6,73	0,09	0,380	0,005	0,96	2077	19	2076	23	2077	12	77	179	95	0,53	100	2077	19
S-190517a-20	2,91	1,31	0,1148	1,1320	5,45	0,08	0,344	0,005	0,94	1877	20	1906	22	1892	12	18	44	36	0,82	101	1877	20
S-190517a-21	2,46	1,31	0,1384	1,0908	7,7	0,1	0,406	0,005	0,96	2208	19	2196	24	2202	12	51	119	30	0,25	100	2208	19
S-190517a-22	1,95	1,31	0,2038	1,0992	14,4	0,2	0,514	0,007	0,96	2857	18	2673	29	2779	13	39	62	42	0,68	97	2857	18
S-190517a-23	2,68	1,31	0,1268	1,1039	6,52	0,09	0,373	0,005	0,95	2054	19	2043	23	2049	12	60	136	106	0,78	100	2054	19
S-190517f-17	1,90	1,36	0,2042	1,8658	14,8	0,3	0,526	0,007	0,68	2860	30	2724	30	2803	19	126	196	150	0,77	98	2860	30
S-190517f-18	2,64	1,37	0,1275	1,9373	6,7	0,1	0,379	0,005	0,66	2064	34	2070	24	2067	18	73	176	81	0,46	100	2064	34
S-190517f-19	2,14	1,38	0,1870	2,0105	12,0	0,3	0,467	0,006	0,64	2716	33	2471	28	2608	20	213	417	109	0,26	96	2716	33
S-190517f-20	2,39	1,39	0,2187	2,0895	12,6	0,3	0,419	0,006	0,62	2971	33	2257	26	2653	21	69	137	115	0,84	89	NC	NC

S-190517f-21	2,57	1,39	0,1954	2,1643	10,5	0,2	0,389	0,005	0,61	2789	35	2120	25	2479	21	129	286	201	0,70	89	NC	NC
S-190517f-22	3,84	1,40	0,0995	2,2615	3,57	0,09	0,260	0,004	0,59	1615	42	1492	19	1543	19	37	127	88	0,69	96	1615	42
S-190517f-23	2,64	1,42	0,1286	2,3645	6,7	0,2	0,379	0,005	0,57	2079	41	2073	25	2076	22	20	45	30	0,66	100	2079	41
S-120717e-01	1,79	1,21	0,2192	1,1270	16,9	0,2	0,559	0,007	0,93	2975	18	2863	28	2929	13	68	98	64	0,65	98	2975	18
S-120717e-02	4,07	1,21	0,1268	1,1116	4,29	0,06	0,245	0,003	0,93	2055	20	1415	15	1692	11	177	645	274	0,43	82	NC	NC
S-120717e-03	2,77	1,21	0,1220	1,1316	6,07	0,08	0,361	0,004	0,93	1985	20	1987	21	1986	11	61	158	55	0,35	100	1985	20
S-120717e-04	9,32	1,21	0,1401	1,1349	2,07	0,03	0,107	0,001	0,92	2228	20	657	8	1140	9	86	699	492	0,70	58	NC	NC
S-120717e-05	2,63	1,22	0,1288	1,1573	6,76	0,09	0,381	0,005	0,91	2081	20	2080	22	2080	12	38	92	38	0,41	100	2081	20
S-120717e-06	2,95	1,22	0,1162	1,2050	5,43	0,07	0,339	0,004	0,89	1898	22	1883	20	1890	12	24	58	51	0,88	100	1898	22
S-120717e-07	3,32	1,22	0,1260	1,1592	5,22	0,07	0,301	0,004	0,91	2042	20	1696	18	1857	11	75	232	98	0,42	91	NC	NC
S-120717e-08	2,93	1,22	0,1362	1,1457	6,41	0,08	0,342	0,004	0,92	2179	20	1895	20	2034	12	86	210	161	0,77	93	NC	NC
S-120717e-09	2,68	1,22	0,1280	1,1639	6,57	0,09	0,372	0,005	0,91	2071	20	2041	21	2056	12	46	107	73	0,68	99	2071	20
S-120717e-10	4,27	1,23	0,1230	1,2193	3,97	0,06	0,234	0,003	0,89	2000	22	1357	15	1629	11	35	130	77	0,59	81	NC	NC
S-120717e-11	2,75	1,24	0,1283	1,2396	6,44	0,09	0,364	0,005	0,88	2074	22	2002	21	2038	12	25	63	32	0,52	98	2074	22
S-120717e-12	3,76	1,23	0,0953	1,2170	3,50	0,05	0,266	0,003	0,89	1535	23	1520	17	1526	11	37	135	43	0,31	99	1535	23
S-120717e-13	2,80	1,23	0,1264	1,1868	6,22	0,09	0,357	0,004	0,90	2048	21	1968	21	2007	12	148	363	288	0,80	98	2048	21
S-120717e-14	4,15	1,23	0,1157	1,1843	3,84	0,05	0,241	0,003	0,90	1891	21	1391	15	1601	11	143	539	279	0,52	85	NC	NC
S-120717e-15	2,84	1,24	0,1275	1,2238	6,19	0,09	0,352	0,004	0,88	2063	21	1944	21	2003	12	41	93	100	1,07	97	2063	21
S-120717e-16	7,25	1,24	0,0822	1,2415	1,56	0,02	0,138	0,002	0,88	1249	24	833	10	956	9	49	333	213	0,64	87	NC	NC
S-120717e-17	7,23	1,24	0,1188	1,2625	2,26	0,03	0,138	0,002	0,87	1938	22	835	10	1201	10	101	549	1199	2,19	69	NC	NC
S-120717e-19	2,93	1,25	0,1264	1,2894	5,94	0,09	0,341	0,004	0,85	2049	23	1892	20	1968	13	48	131	74	0,57	96	2049	23
S-120717e-20	4,52	1,25	0,0836	1,3518	2,55	0,04	0,221	0,003	0,83	1283	26	1288	15	1286	11	21	94	26	0,28	100	1283	26
S-120717e-21	2,64	1,25	0,1272	1,3049	6,6	0,1	0,378	0,005	0,85	2060	23	2069	22	2064	13	42	100	62	0,62	100	2060	23
S-120717e-22	2,67	1,27	0,1262	1,4103	6,5	0,1	0,375	0,005	0,81	2046	25	2052	22	2049	14	26	62	41	0,67	100	2046	25
S-120717e-23	2,65	1,25	0,1294	1,3213	6,7	0,1	0,378	0,005	0,84	2090	23	2066	22	2078	13	49	111	93	0,84	99	2090	23
S-120717e-24	2,32	1,26	0,2115	1,3524	12,6	0,2	0,431	0,005	0,83	2917	22	2308	25	2647	14	54	115	42	0,37	91	NC	NC
S-120717f-01	2,76	1,17	0,1292	1,0989	6,46	0,08	0,362	0,004	0,94	2087	19	1994	20	2040	11	59	153	40	0,26	98	2087	19
S-120717f-02	4,11	1,17	0,1076	1,1337	3,61	0,05	0,244	0,003	0,92	1759	20	1405	15	1553	10	34	126	72	0,57	88	NC	NC
S-120717f-03	3,46	1,18	0,1287	1,1733	5,12	0,07	0,289	0,003	0,91	2080	20	1635	17	1840	11	20	55	55	0,99	88	NC	NC
S-120717f-04	2,81	1,18	0,1221	1,1136	6,00	0,08	0,356	0,004	0,93	1988	20	1963	20	1975	11	47	116	62	0,53	99	1988	20
S-120717f-05	2,97	1,18	0,1233	1,1112	5,71	0,07	0,336	0,004	0,94	2004	20	1868	19	1934	11	69	169	151	0,89	96	2004	20

S-120717f-06	6,57	1,19	0,1776	1,1542	3,73	0,05	0,152	0,002	0,92	2631	19	913	10	1577	10	69	372	342	0,92	58	NC	NC
S-120717f-07	4,48	1,18	0,1284	1,1212	3,95	0,05	0,223	0,003	0,93	2077	20	1298	14	1624	10	64	226	236	1,04	78	NC	NC
S-120717f-08	1,88	1,18	0,2085	1,1032	15,3	0,2	0,533	0,006	0,94	2894	18	2753	27	2835	12	66	92	106	1,15	98	2894	18
S-120717f-11	3,73	1,19	0,1221	1,1544	4,52	0,06	0,268	0,003	0,91	1988	20	1531	16	1734	11	76	243	195	0,80	87	NC	NC
S-120717f-12	2,77	1,19	0,1303	1,1209	6,48	0,08	0,361	0,004	0,93	2101	20	1987	20	2044	11	132	368	28	0,08	97	2101	20
S-120717f-13	2,65	1,19	0,1285	1,1362	6,70	0,09	0,378	0,005	0,92	2078	20	2067	21	2072	11	75	161	150	0,93	100	2078	20
S-120717f-14	3,00	1,20	0,1284	1,1682	5,89	0,08	0,333	0,004	0,90	2076	20	1853	19	1960	12	61	148	145	0,98	94	NC	NC
S-120717f-15	3,13	1,20	0,1108	1,1736	4,88	0,07	0,320	0,004	0,90	1812	21	1789	19	1800	11	40	114	55	0,48	99	1812	21
S-120717f-16	3,65	1,20	0,1904	1,1448	7,19	0,09	0,274	0,003	0,92	2746	19	1560	17	2135	12	117	358	231	0,65	78	NC	NC
S-120717f-17	2,97	1,21	0,1268	1,2146	5,88	0,08	0,336	0,004	0,88	2054	21	1870	20	1958	12	57	120	197	1,64	95	2054	21
S-120717f-18	2,92	1,21	0,1291	1,1856	6,09	0,08	0,343	0,004	0,89	2085	21	1899	20	1989	12	73	178	148	0,83	95	2085	21
S-120717f-19	2,17	1,22	0,2033	1,2445	12,9	0,2	0,460	0,006	0,88	2853	20	2441	25	2672	13	27	49	35	0,71	94	NC	NC
S-120717f-20	4,86	1,21	0,0829	1,2782	2,35	0,03	0,206	0,003	0,85	1268	25	1207	13	1229	10	25	116	48	0,41	97	1268	25
S-120717f-21	3,01	1,21	0,1336	1,2353	6,13	0,09	0,333	0,004	0,87	2146	21	1851	20	1994	12	31	83	48	0,58	93	NC	NC
S-120717f-22	2,75	1,23	0,1316	1,3452	6,6	0,1	0,363	0,004	0,83	2119	23	1997	21	2057	13	17	26	47	1,81	97	2119	23
S-120717f-23	3,08	1,22	0,1197	1,2360	5,35	0,08	0,324	0,004	0,87	1952	22	1811	19	1878	12	61	167	103	0,61	96	1952	22
S-120717f-24	3,00	1,22	0,1172	1,2801	5,39	0,08	0,334	0,004	0,85	1914	23	1855	20	1883	12	29	70	70	1,00	98	1914	23
S-130717c-01	2,65	1,28	0,1280	1,0785	6,66	0,09	0,377	0,005	0,96	2070	19	2064	23	2067	12	133	324	130	0,40	100	2070	19
S-130717c-02	2,65	1,28	0,1307	1,1175	6,79	0,09	0,377	0,005	0,94	2107	19	2063	23	2085	12	40	95	62	0,65	99	2107	19
S-130717c-03	2,69	1,28	0,1294	1,0978	6,63	0,09	0,372	0,005	0,95	2089	19	2038	22	2063	12	67	158	91	0,57	99	2089	19
S-130717c-04	1,73	1,28	0,2164	1,1092	17,3	0,2	0,579	0,007	0,95	2954	18	2943	30	2950	13	36	53	24	0,46	100	2954	18
S-130717c-05	3,16	1,28	0,1106	1,1117	4,82	0,07	0,316	0,004	0,95	1810	20	1772	20	1789	11	70	186	148	0,79	99	1810	20
S-130717c-06	2,74	1,28	0,1284	1,0986	6,46	0,09	0,365	0,005	0,95	2076	19	2005	22	2040	12	93	227	122	0,54	98	2076	19
S-130717c-07	6,30	1,28	0,0955	1,1205	2,09	0,03	0,159	0,002	0,94	1538	21	949	11	1145	9	59	353	76	0,21	83	NC	NC
S-130717c-08	2,80	1,28	0,1258	1,1450	6,19	0,09	0,357	0,005	0,93	2040	20	1968	22	2003	12	37	79	107	1,34	98	2040	20
S-130717c-09	2,64	1,28	0,1294	1,1439	6,76	0,09	0,379	0,005	0,93	2090	20	2072	23	2081	12	46	94	105	1,12	100	2090	20
S-130717c-10	2,96	1,29	0,1153	1,1621	5,36	0,07	0,337	0,004	0,92	1885	21	1874	21	1879	12	44	93	149	1,60	100	1885	21
S-130717c-11	2,70	1,28	0,1272	1,1396	6,50	0,09	0,371	0,005	0,93	2060	20	2032	22	2046	12	64	128	177	1,39	99	2060	20
S-130717c-12	4,30	1,29	0,0863	1,1706	2,77	0,04	0,233	0,003	0,92	1345	22	1348	16	1347	10	68	280	110	0,39	100	1345	22
S-130717c-13	2,73	1,29	0,1284	1,1603	6,49	0,09	0,367	0,005	0,92	2076	20	2015	22	2045	12	65	153	111	0,72	99	2076	20
S-130717c-14	3,15	1,28	0,1187	1,1544	5,19	0,07	0,317	0,004	0,92	1936	21	1776	20	1851	12	81	207	217	1,05	96	1936	21

S-130717c-15	3,09	1,29	0,1111	1,1704	4,96	0,07	0,324	0,004	0,92	1817	21	1809	20	1813	12	48	125	102	0,81	100	1817	21
S-130717c-16	3,70	1,29	0,0954	1,2157	3,55	0,05	0,270	0,003	0,89	1536	23	1542	18	1539	11	24	83	40	0,48	100	1536	23
S-130717c-17	2,82	1,35	0,1251	1,6304	6,1	0,1	0,355	0,005	0,76	2031	29	1957	23	1993	16	4	9	13	1,41	98	2031	29
S-130717c-18	2,69	1,29	0,1273	1,1707	6,52	0,09	0,372	0,005	0,91	2061	21	2038	22	2049	12	114	288	97	0,34	99	2061	21
S-130717c-19	2,55	1,29	0,1320	1,2193	7,1	0,1	0,392	0,005	0,90	2125	21	2131	23	2128	13	30	70	27	0,39	100	2125	21
S-130717c-20	2,62	1,29	0,1293	1,2065	6,8	0,1	0,381	0,005	0,90	2088	21	2083	23	2086	13	72	159	130	0,82	100	2088	21
S-130717c-21	3,01	1,29	0,1258	1,2082	5,75	0,08	0,332	0,004	0,90	2040	21	1847	21	1939	12	74	192	123	0,64	95	2040	21
S-130717c-22	6,27	1,29	0,0727	1,3067	1,60	0,02	0,159	0,002	0,85	1006	26	954	11	969	9	23	131	77	0,58	98	954	11
S-130717c-23	2,69	1,29	0,1277	1,2294	6,5	0,1	0,372	0,005	0,89	2067	22	2039	23	2053	13	58	122	138	1,13	99	2067	22
S-130717c-24	3,81	1,30	0,0953	1,3434	3,44	0,05	0,262	0,003	0,84	1534	25	1501	17	1515	12	17	56	43	0,77	99	1534	25
S-130717d-01	2,64	1,27	0,1414	1,1524	7,4	0,1	0,379	0,005	0,93	2245	20	2071	22	2160	12	76	179	135	0,75	96	2245	20
S-130717d-02	1,90	1,27	0,2279	1,1322	16,6	0,2	0,527	0,007	0,94	3037	18	2730	28	2910	13	53	83	68	0,82	96	3037	18
S-130717d-03	2,54	1,26	0,1332	1,1333	7,2	0,1	0,393	0,005	0,94	2141	20	2137	23	2139	12	84	182	140	0,77	100	2141	20
S-130717d-04	2,73	1,26	0,1280	1,1722	6,45	0,09	0,366	0,005	0,92	2070	21	2009	22	2039	12	55	127	101	0,79	99	2070	21
S-130717d-05	2,06	1,26	0,1762	1,1406	11,8	0,2	0,484	0,006	0,93	2618	19	2546	26	2586	13	68	122	63	0,51	99	2618	19
S-130717d-06	2,71	1,27	0,1261	1,2209	6,41	0,09	0,368	0,005	0,90	2045	21	2022	22	2033	12	25	57	44	0,76	99	2045	21
S-130717d-07	2,69	1,26	0,1264	1,1866	6,48	0,09	0,372	0,005	0,91	2049	21	2039	22	2044	12	34	82	42	0,51	100	2049	21
S-130717d-08	2,34	1,25	0,1476	1,1449	8,7	0,1	0,428	0,005	0,93	2318	20	2298	24	2309	12	81	172	68	0,39	100	2318	20
S-130717d-09	2,67	1,29	0,1280	1,4690	6,6	0,1	0,374	0,005	0,80	2070	26	2048	23	2059	14	7	15	14	0,92	99	2070	26
S-130717d-10	2,89	1,25	0,1177	1,2238	5,61	0,08	0,346	0,004	0,90	1921	22	1915	21	1918	12	32	83	46	0,56	100	1921	22
S-130717d-11	2,84	1,25	0,1211	1,2300	5,87	0,08	0,352	0,004	0,89	1973	22	1943	21	1957	12	30	73	44	0,61	99	1973	22
S-130717d-12	2,91	1,25	0,1202	1,2395	5,69	0,08	0,343	0,004	0,89	1959	22	1901	21	1929	12	30	70	70	1,01	98	1959	22
S-130717d-13	3,01	1,24	0,1134	1,2260	5,19	0,07	0,332	0,004	0,89	1854	22	1849	20	1852	12	46	118	84	0,71	100	1854	22
S-130717d-14	2,94	1,24	0,1255	1,2033	5,88	0,08	0,340	0,004	0,90	2036	21	1887	20	1959	12	71	189	93	0,49	96	2036	21
S-130717d-15	2,56	1,24	0,1332	1,2240	7,2	0,1	0,391	0,005	0,89	2140	21	2129	22	2135	12	72	163	82	0,51	100	2140	21
S-130717d-16	2,82	1,25	0,1299	1,3322	6,34	0,09	0,354	0,004	0,85	2096	23	1954	21	2024	13	15	34	37	1,10	97	2096	23
S-130717d-17	2,73	1,23	0,1249	1,2728	6,31	0,09	0,367	0,005	0,87	2028	22	2013	21	2020	12	48	122	39	0,32	100	2028	22
S-130717d-18	2,82	1,23	0,1253	1,2772	6,11	0,09	0,354	0,004	0,87	2033	22	1954	21	1992	12	65	160	92	0,58	98	2033	22
S-130717d-19	3,16	1,23	0,1241	1,3214	5,41	0,08	0,316	0,004	0,85	2016	23	1772	19	1887	12	34	93	65	0,70	94	NC	NC
S-130717d-20	3,14	1,23	0,1147	1,3603	5,04	0,07	0,319	0,004	0,83	1875	24	1783	19	1826	13	21	55	47	0,86	97	1875	24
S-130717d-21	2,88	1,23	0,1196	1,3213	5,73	0,08	0,347	0,004	0,85	1950	23	1922	20	1935	12	44	107	69	0,65	99	1950	23

S-130717d-22	2,05	1,23	0,1785	1,3388	12,0	0,2	0,488	0,006	0,84	2639	22	2561	26	2605	14	34	53	50	0,95	99	2639	22
S-130717d-23	2,78	1,22	0,1271	1,3214	6,30	0,09	0,359	0,004	0,85	2059	23	1979	21	2018	13	74	165	138	0,84	98	2059	23
S-130717d-24	2,94	1,22	0,1186	1,3323	5,57	0,08	0,340	0,004	0,84	1935	24	1889	20	1911	13	99	248	147	0,59	99	1935	24

PI2bis-K48															
Apatite_#	Isotopic ratios										Concentrations		²⁰⁷ Pb corrected age	Group	
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	ErrAbs (2σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ErrAbs (2σ)	rho	U (ppm)	Th (ppm)	Age (Ma)		ErrAbs (2σ)
20-R2-35	0,07	0,02	0,84	0,02	-0,41	1690	360	14	3	0,99	0,38	0,06	-392	2252	3
20-R2-36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R2-37	0,33	0,02	0,86	0,01	0,25	356	18	3,0	0,2	0,86	1,66	4,61	-1260	379	3
20-R2-38	0,057	0,007	0,85	0,02	0,32	1950	190	17	2	0,15	0,05	0,06	0	4393	3
20-R2-39	0,24	0,04	0,81	0,02	-0,23	483	93	4,2	0,8	0,99	0,76	2,28	0	1458	3
20-R2-40	n/a	n/a	0,86	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,005	0	n/a	n/a	3
20-R2-41	0,19	0,03	0,82	0,01	-0,05	592	93	5,2	0,8	0,99	1,49	0,16	0	1192	3
20-R2-42	2,2	0,1	0,57	0,02	-0,79	37	3	0,46	0,03	0,96	9,74	0,09	1108	93	1
20-R2-43	0,079	0,007	0,85	0,02	-0,01	1490	150	13	1	0,97	0,13	2,04	-2181	2406	3
20-R2-44	0,84	0,05	0,86	0,01	0,47	140	7	1,2	0,1	0,84	1,87	1,71	-607	164	3
20-R2-45	0,3	0,1	0,81	0,02	0,07	340	120	3	1	0,99	0,54	0,27	1375	685	2
20-R2-46	n/a	n/a	0,82	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,0003	0,001	n/a	n/a	3
20-R2-47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R2-48	n/a	n/a	0,90	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,002	0	n/a	n/a	3
20-R2-49	2,7	0,1	0,69	0,01	0,30	35	2	0,38	0,02	0,74	4,06	1,77	532	49	1
20-R2-50	0,075	0,007	0,86	0,01	-0,06	1600	140	13	1	0,98	0,15	0,05	-4016	3055	3
20-R2-51	0,006	0,001	0,89	0,02	0,05	18600	3500	154	29	1,00	0,01	0,0001	0	30141	3
20-R2-52	1,00	0,06	0,65	0,01	0,23	89	5	1,0	0,1	0,87	3,38	6,80	2372	156	1
20-R2-53	0,009	0,001	0,86	0,01	0,03	13600	1200	114	10	0,99	0,02	0,01	0	13802	3
20-R2-54	0,38	0,02	0,85	0,02	0,21	308	20	2,7	0,2	0,91	0,72	3,95	815	345	2
20-R2-55	2,4	0,1	0,52	0,01	-0,27	29	2	0,41	0,02	0,81	11,18	0,31	1145	66	1
20-R2-56	0,007	0,001	0,87	0,02	0,04	17800	3500	148	30	1,00	0,01	0,05	0	24652	3

20-R2-57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-58	3,3	0,2	0,53	0,02	-0,33	22	2	0,30	0,02	0,88	5,45	0,44	812	60	1
20-R2-59	0,021	0,002	0,86	0,01	-0,02	5530	470	47	4	0,98	0,09	0,06	0	5635	3
20-R2-60	0,09	0,02	0,81	0,01	-0,55	1240	210	11	2	0,99	1,97	3,90	no age	no age	3
20-R3-1	0,48	0,10	0,72	0,02	-0,32	222	48	2,1	0,4	0,98	0,82	3,04	1862	519	2
20-R3-2	2,0	0,1	0,87	0,01	0,27	60	3	0,50	0,03	0,89	4,47	127,00	-170	70	3
20-R3-3	0,18	0,01	0,86	0,01	-0,11	671	53	5,6	0,4	0,98	0,86	0,72	-1363	771	3
20-R3-4	0,23	0,05	0,82	0,01	-0,50	500	120	4	1	0,99	3,24	0,69	0	1006	3
20-R3-5	0,078	0,005	0,88	0,02	0,07	1530	110	12,8	0,9	0,94	0,06	0,002	0	4050	3
20-R3-6	0,072	0,008	0,83	0,02	-0,14	1660	200	14	2	0,98	0,12	1,39	0	2041	3
20-R3-7	0,7	0,3	0,60	0,02	-0,88	155	79	1,5	0,6	1,00	12,70	1,04	0	1963	3
20-R3-8	n/a	n/a	0,89	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0	n/a	n/a	3
20-R3-9	1,17	0,07	0,72	0,01	-0,20	87	6	0,9	0,1	0,96	4,09	0,24	1231	106	1
20-R3-10	0,046	0,004	0,80	0,02	-0,16	2430	220	22	2	0,97	0,05	0,002	0	3744	3
20-R3-11	0,007	0,001	0,89	0,02	0,28	17500	3500	145	30	1,00	0,01	0	0	30110	3
20-R3-12	0,05	0,01	0,89	0,01	0,02	2690	560	22	5	0,99	0,41	18,30	0	3421	3
20-R3-13	0,016	0,002	0,83	0,02	-0,03	7300	840	64	7	0,98	0,02	0,001	no age	no age	3
20-R3-14	2,8	0,2	0,48	0,01	-0,66	24	2	0,35	0,02	0,94	7,75	0,67	1081	74	1
20-R3-15	0,77	0,07	0,79	0,01	-0,16	142	12	1,3	0,1	0,99	2,79	3,32	1285	156	2
20-R3-16	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,02	n/a	n/a	3
20-R3-17	0,52	0,02	0,87	0,01	0,16	233	8	1,9	0,1	0,91	2,77	0,87	-2764	356	3
20-R3-18	3,1	0,1	0,78	0,02	0,35	35	1	0,33	0,01	0,83	5,29	411,60	175	47	1
20-R3-19	0,058	0,002	0,73	0,01	0,15	1734	68	17,2	0,6	0,84	0,12	0,0002	0	2231	3
20-R3-20	n/a	n/a	0,85	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,04	0,06	n/a	n/a	3
20-R3-21	0,112	0,007	0,85	0,02	0,22	1052	60	8,9	0,5	0,89	0,07	0,05	-1376	2131	3
20-R3-22	0,77	0,05	0,72	0,02	-0,24	129	10	1,3	0,1	0,95	1,22	2,60	2607	248	2
20-R3-23	0,064	0,005	0,85	0,02	-0,03	1820	140	16	1	0,94	0,11	0,01	0	2957	3

20-R3-24	0,003	0,001	0,70	0,01	0,12	37200	9300	379	94	0,99	0,02	0,06	0	109477	3
20-R3-25	0,019	0,003	0,87	0,01	0,29	6370	900	53	8	1,00	0,14	2,03	0	6739	3
20-R3-26	0,81	0,02	0,72	0,01	0,51	123	3	1,24	0,04	0,78	5,74	0,72	2290	109	2
20-R3-27	0,0041	0,0004	0,79	0,01	0,21	26100	2200	241	21	0,99	0,02	0,0003	0	25843	3
20-R3-28	0,39	0,03	0,84	0,02	0,03	292	24	2,5	0,2	0,96	0,54	0,05	2094	363	2
20-R3-29	0,028	0,005	0,82	0,02	0,05	4060	730	36	6	0,98	0,42	0,21	0	6361	3
20-R3-30	0,28	0,02	0,81	0,02	0,07	399	36	3,6	0,3	0,96	0,23	0,93	0	738	3
20-R3-31	n/a	n/a	0,87	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0,001	n/a	n/a	3
20-R3-32	0,018	0,001	0,82	0,01	0,09	6080	510	55	4	0,99	0,03	0,0003	0	7316	3
20-R3-33	0,51	0,06	0,75	0,01	-0,14	206	24	2,0	0,2	0,98	2,53	0,13	2656	401	2
20-R3-34	0,15	0,02	0,84	0,01	0,00	778	86	6,8	0,7	0,99	0,56	4,73	-1405	1006	3
20-R3-35	0,131	0,008	0,83	0,03	-0,05	881	59	7,6	0,5	0,73	0,87	0,06	0	1661	3
20-R3-36	0,0039	0,0004	0,86	0,01	-0,01	31400	3800	257	29	1,00	0,02	0,01	0	29602	3
20-R3-37	7,4	0,2	0,30	0,00	0,37	5,6	0,2	0,135	0,003	0,17	37,56	0,56	585	15	1
20-R3-38	0,71	0,02	0,80	0,01	0,65	155	4	1,41	0,04	0,42	3,33	0,15	1232	124	2
20-R3-39	3,54	0,09	0,37	0,00	0,51	14,5	0,4	0,28	0,01	0,57	22,46	6,30	1082	29	1
20-R3-40	0,133	0,004	0,84	0,01	0,55	866	25	7,5	0,2	0,74	0,61	0,18	no age	no age	3
20-R3-41	n/a	n/a	0,89	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,02	n/a	n/a	3
20-R3-42	1,4	0,1	0,67	0,01	-0,50	67	6	0,7	0,1	0,99	14,69	2,08	1261	107	1
20-R3-43	0,31	0,02	0,89	0,02	0,22	401	31	3,3	0,2	0,96	0,29	2,52	-1496	804	3
20-R3-44	0,062	0,003	0,86	0,02	0,25	1918	100	16,2	0,9	0,91	0,06	0,16	no age	no age	3
20-R3-45	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,005	0,0001	n/a	n/a	3
20-R3-46	0,015	0,003	0,85	0,01	0,02	7900	1300	65	11	1,00	0,46	1,19	0	6772	3
20-R3-47	1,79	0,09	0,71	0,01	-0,23	54	3	0,56	0,03	0,96	5,73	0,65	760	64	1
20-R3-48	0,33	0,01	0,81	0,02	0,43	336	12	3,0	0,1	0,67	0,39	0,30	0	451	3
20-R3-49	0,26	0,04	0,75	0,01	-0,44	418	71	3,8	0,6	0,99	3,46	1,00	0	1306	3
20-R3-50	0,010	0,001	0,85	0,01	0,05	12700	1500	105	12	0,99	0,08	0,63	0	12664	3

20-R3-51	0,95	0,04	0,79	0,02	0,08	115	5	1,06	0,04	0,84	1,35	2,73	780	131	1
20-R3-52	n/a	n/a	0,94	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,33	n/a	n/a	3
20-R3-53	0,21	0,04	0,78	0,02	-0,15	520	110	5	1	0,98	0,79	1,55	0	1788	3
20-R3-54	0,037	0,004	0,84	0,01	0,01	3100	320	27	3	0,99	0,27	1,24	0	4397	3
20-R3-55	0,76	0,03	0,84	0,01	0,24	152	6	1,3	0,1	0,63	1,81	0,41	118	162	3
20-R3-56	0,007	0,001	0,87	0,01	-0,11	17900	2300	149	19	1,00	0,05	0,15	0	15295	3
20-R3-57	5,3	0,3	0,79	0,02	0,46	21	1	0,19	0,01	0,86	3,17	39,80	85	33	1
20-R3-58	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	1,00	0,03	0,16	n/a	n/a	3
20-R3-59	1,16	0,03	0,76	0,01	0,40	90	3	0,86	0,02	0,66	2,72	0,38	884	84	1
20-R3-60	0,072	0,007	0,83	0,02	0,20	1570	140	14	1	0,96	0,07	0,37	no age	no age	3
21-R1-1	0,26	0,08	0,85	0,01	-0,09	450	140	4	1	0,95	2,01	6,30	-370	556	3
21-R1-2	0,047	0,002	0,85	0,02	-0,72	2470	120	21	1	0,93	0,23	0,18	0	3475	3
21-R1-3	0,21	0,02	0,77	0,02	0,03	497	45	4,7	0,4	0,97	0,32	3,60	no age	no age	3
21-R1-4	0,0051	0,0004	0,85	0,01	0,24	23000	2000	196	17	0,99	0,02	0,0003	0	24834	3
21-R1-5	0,007	0,001	0,86	0,01	0,00	16100	1400	136	11	0,99	0,04	0,22	no age	no age	3
21-R1-6	0,19	0,02	0,81	0,01	-0,31	610	71	5,4	0,6	0,99	1,48	0,52	no age	no age	3
21-R1-7	0,043	0,002	0,77	0,01	0,26	2449	97	23,2	0,9	0,96	0,37	0,004	0	2351	3
21-R1-8	n/a	n/a	0,84	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0	n/a	n/a	3
21-R1-9	0,061	0,002	0,85	0,02	0,04	1936	81	16,5	0,7	0,90	0,16	0,0004	0	2548	3
21-R1-10	1,47	0,06	0,72	0,01	-0,05	68	3	0,68	0,03	0,92	3,04	0,93	871	79	1
21-R1-11	0,044	0,004	0,88	0,02	0,09	2770	230	23	2	0,97	0,08	0,03	0	3429	3
21-R1-12	0,174	0,009	0,75	0,02	0,39	587	31	5,8	0,3	0,80	0,09	0,11	0	1212	3
21-R1-13	n/a	n/a	0,85	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,01	n/a	n/a	3
21-R1-14	0,014	0,003	0,86	0,02	0,09	8000	1400	71	13	0,99	0,04	0,21	0	11332	3
21-R1-15	0,02	0,01	0,88	0,03	-0,11	5600	2600	47	22	1,00	0,52	36,80	0	13047	3
21-R1-16	0,067	0,006	0,84	0,02	0,14	1730	150	15	1	0,95	0,06	0,01	no age	no age	3
21-R1-17	n/a	n/a	0,85	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,02	n/a	n/a	3

21-R1-18	0,27	0,02	0,84	0,01	0,05	433	34	3,7	0,3	0,99	1,03	2,32	-686	441	3
21-R1-19	n/a	n/a	0,90	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0	n/a	n/a	3
21-R1-20	n/a	n/a	0,90	0,05	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,03	no age	no age	3
21-R1-21	0,005	0,001	0,83	0,01	0,12	22600	3300	199	29	1,00	0,04	0,24	no age	no age	3
21-R1-22	0,007	0,001	0,86	0,01	0,24	16000	1300	135	11	0,99	0,04	0,002	0	15438	3
21-R1-23	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,004	0,0001	n/a	n/a	3
21-R1-24	0,009	0,001	0,76	0,01	0,18	11710	770	112	8	0,98	0,04	0,00	0	13409	3
21-R1-25	0,041	0,002	0,82	0,01	0,06	2760	150	24	1	0,98	0,16	0,57	no age	no age	3
21-R1-26	0,005	0,001	0,89	0,02	0,09	24900	4000	203	32	1,00	0,01	0,001	0	35828	3
21-R1-27	1,62	0,04	0,72	0,01	0,10	61	2	0,62	0,02	0,74	5,05	0,04	771	61	1
21-R1-28	0,0039	0,0004	0,86	0,01	0,17	29400	3100	254	27	0,99	0,02	0	0	28964	3
21-R1-29	0,017	0,001	0,87	0,01	-0,01	6840	500	57	4	0,99	0,07	0,01	0	7301	3
21-R1-30	0,045	0,008	0,90	0,02	0,17	2720	450	22	4	0,99	0,08	0,74	0	4166	3
21-R1-31	0,84	0,03	0,64	0,01	0,26	105	4	1,20	0,04	0,84	2,11	0,04	3393	271	2
21-R1-32	0,002	0,001	0,79	0,01	0,13	45400	9700	416	90	1,00	0,02	0	no age	no age	3
21-R1-33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21-R1-34	0,076	0,004	0,88	0,02	-0,09	1598	88	13,2	0,7	0,90	0,07	0,001	0	4028	3
21-R1-35	0,159	0,006	0,87	0,01	0,19	762	28	6,3	0,2	0,94	1,11	0,30	-2308	881	3
21-R1-36	0,66	0,02	0,79	0,02	0,47	165	5	1,5	0,1	0,75	1,03	0,02	1757	182	2
21-R1-37	1,81	0,05	0,72	0,01	0,69	54	1	0,55	0,02	0,42	3,69	0,41	691	55	1
21-R1-38	4,2	0,1	0,42	0,01	0,55	13,7	0,3	0,24	0,01	0,42	28,53	1,89	807	24	1
21-R1-39	0,016	0,002	0,83	0,02	0,30	7360	760	63	6	0,98	0,02	0,001	0	10942	3
21-R1-40	0,013	0,003	0,84	0,02	-0,06	9000	2000	78	18	1,00	0,02	0,002	0	37987	3
21-R1-41	0,258	0,008	0,87	0,01	0,51	462	13	3,9	0,1	0,76	0,53	0,33	0	832	3
21-R1-42	n/a	n/a	0,93	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,002	0	n/a	n/a	3
21-R1-43	0,38	0,04	0,88	0,03	-0,02	312	32	2,6	0,3	0,59	0,32	2,63	0	1196	3
21-R1-44	n/a	n/a	0,83	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,05	n/a	n/a	3

21-R1-45	0,010	0,001	0,92	0,02	-0,01	12600	1500	99	12	0,99	0,01	0,01	0	20217	3
21-R1-46	0,84	0,03	0,84	0,03	0,44	134	5	1,19	0,05	0,48	0,41	0,35	5	301	3
21-R1-47	0,055	0,004	0,86	0,02	-0,07	2140	160	18	1	0,95	0,08	0,01	-4665	5516	3
21-R1-48	n/a	n/a	0,90	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,004	0,001	n/a	n/a	3
21-R1-49	0,172	0,007	0,71	0,01	0,04	569	26	5,8	0,3	0,97	1,06	1,60	0	657	3
21-R1-50	n/a	n/a	0,88	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0	n/a	n/a	3
21-R1-51	0,022	0,002	0,84	0,02	0,04	5360	580	46	5	0,99	0,06	0,32	0	7301	3
21-R1-52	0,34	0,01	0,71	0,01	-0,08	286	12	2,9	0,1	0,96	3,08	0,31	0	365	3
21-R1-53	2,46	0,07	0,66	0,01	0,37	37	1	0,4	0,0	0,72	10,95	1,76	678	38	1
21-R1-54	1,53	0,06	0,72	0,01	0,03	65	3	0,7	0,0	0,94	9,28	2,24	853	63	1
21-R1-55	0,145	0,004	0,85	0,01	0,36	809	23	6,9	0,2	0,76	0,52	0,01	0	1093	3
21-R1-56	n/a	n/a	0,95	0,05	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,001	n/a	n/a	3
21-R1-57	0,097	0,003	0,76	0,01	0,38	1082	35	10,3	0,3	0,89	0,35	0,02	no age	no age	3
21-R1-58	0,61	0,03	0,80	0,02	0,46	180	7	1,6	0,1	0,51	0,76	0,15	1743	250	2
21-R1-59	0,201	0,007	0,86	0,01	0,57	582	17	5,0	0,2	0,84	0,48	0,21	-3625	1128	3
21-R1-60	0,21	0,02	0,84	0,01	-0,05	553	65	4,8	0,5	0,99	0,68	6,80	-1373	799	3
21-R1-61	0,006	0,001	0,88	0,02	-0,19	20200	3700	167	31	0,99	0,01	0,03	no age	no age	3
21-R1-62	0,004	0,001	0,86	0,01	-0,10	33900	6700	281	53	1,00	0,02	0	0	37521	3
21-R1-63	0,32	0,02	0,69	0,01	-0,06	295	14	3,1	0,2	0,97	3,91	0,13	no age	no age	3
21-R1-64	n/a	n/a	0,96	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,05	0,25	n/a	n/a	3
21-R1-65	0,20	0,02	0,82	0,02	-0,05	567	57	4,9	0,5	0,98	0,27	2,42	0	801	3
21-R1-66	0,014	0,002	0,89	0,02	0,03	8900	1200	73	9	0,99	0,02	0,02	0	15031	3
21-R1-67	0,08	0,02	0,87	0,02	-0,22	1480	280	12	2	1,00	0,40	0,29	-3548	2864	3
21-R1-68	1,95	0,08	0,81	0,01	0,16	57	2	0,51	0,02	0,93	16,11	2,16	141	49	1
21-R1-69	0,091	0,003	0,81	0,01	0,12	1228	37	11,0	0,3	0,61	0,89	0,01	0	1123	3
21-R1-70	0,006	0,001	0,84	0,02	0,25	18000	3300	158	31	1,00	0,02	0,001	no age	no age	3
21-R2-1	n/a	n/a	0,92	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0,0001	no age	no age	3

21-R2-2	0,0025	0,0004	0,89	0,01	0,17	49400	7300	397	57	0,99	0,01	0,004	0	51432	3
21-R2-3	0,021	0,002	0,73	0,01	0,20	4740	490	47	5	0,98	0,09	0,01	no age	no age	3
21-R2-4	0,057	0,005	0,77	0,01	0,12	1874	170	18	2	0,95	0,31	0,01	no age	no age	3
21-R2-5	0,8	0,1	0,75	0,02	-0,47	127	19	1,2	0,2	0,99	3,09	9,20	1646	268	2
21-R2-6	0,054	0,005	0,84	0,01	0,04	2129	180	18	2	0,62	0,25	0,004	0	2181	3
21-R2-7	0,029	0,003	0,85	0,02	0,20	4010	390	34	3	0,95	0,08	0,04	0	7405	3
21-R2-8	0,010	0,001	0,92	0,01	0,30	13000	1500	104	12	1,00	0,12	0,30	0	13330	3
21-R2-9	0,077	0,007	0,81	0,02	0,26	1440	130	13	1	0,93	0,10	0,18	0	2677	3
21-R2-10	0,48	0,04	0,75	0,02	0,43	212	18	2,1	0,2	0,65	0,47	0,50	0	470	3
21-R2-11	0,006	0,001	0,83	0,02	0,12	18200	3100	161	28	1,00	0,01	0,001	no age	no age	3
21-R2-12	1,2	0,1	0,61	0,01	0,43	70	6	0,8	0,1	0,47	6,99	3,09	2141	186	1
21-R2-13	0,033	0,003	0,83	0,02	0,32	3510	340	31	3	0,93	0,06	0,0004	0	5155	3
21-R2-14	0,12	0,01	0,85	0,02	0,20	962	85	8,2	0,7	0,77	0,26	0,01	0	3212	3
21-R2-15	0,8	0,1	0,82	0,02	-0,78	140	22	1,2	0,2	0,99	5,60	64,00	412	171	2
21-R2-16	0,033	0,005	0,86	0,01	0,23	3510	520	30	5	0,99	0,14	0,34	no age	no age	3
21-R2-17	0,020	0,004	0,91	0,03	-0,03	6180	1100	51	10	0,98	0,04	0,68	0	12339	3
21-R2-18	0,007	0,002	0,86	0,02	-0,13	17000	3900	143	32	1,00	0,02	0,16	0	26228	3
21-R2-19	n/a	n/a	0,89	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,002	n/a	n/a	3
21-R2-20	0,008	0,001	0,86	0,01	-0,21	14400	1900	120	15	0,99	0,03	0,01	0	14646	3
21-R2-21	n/a	n/a	0,93	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0	n/a	n/a	3
21-R2-22	0,047	0,004	0,89	0,01	0,24	2619	240	21	2	0,91	0,31	0,01	0	2433	3
21-R2-23	0,063	0,006	0,85	0,01	0,22	1875	170	16	2	0,87	0,23	0,05	no age	no age	3
21-R2-24	0,003	0,001	0,87	0,01	0,23	41100	8200	347	70	1,00	0,01	0,001	0	47313	3
21-R2-25	0,007	0,002	0,90	0,02	0,22	18400	4700	151	39	0,99	0,02	0,002	0	33679	3
21-R2-26	0,070	0,006	0,89	0,01	0,22	1755	150	14	1	0,92	0,23	0,31	-16252	23520	3
21-R2-27	0,011	0,001	0,88	0,01	0,10	10770	1000	88	8	0,98	0,04	1,00	0	10898	3
21-R2-28	0,23	0,02	0,83	0,01	0,28	508	39	4,4	0,3	0,76	1,47	0,19	no age	no age	3

21-R2-29	4,5	0,3	0,244	0,003	-0,16	7	1	0,22	0,02	0,82	82,30	0,06	1046	78	1
21-R2-28b	0,209	0,005	0,84	0,01	0,22	553	14	4,8	0,1	0,88	1,07	1,29	-958	526	3
21-R2-15b	1,2	0,2	0,80	0,01	-0,65	98	13	0,9	0,1	1,00	10,70	115,00	371	94	1
21-R1-69b	0,156	0,003	0,80	0,01	0,43	702	15	6,4	0,1	0,72	1,46	0,04	0	548	3
21-R1-68b	0,58	0,03	0,82	0,01	-0,01	197	10	1,7	0,1	0,98	4,65	0,01	931	139	2
21-R1-49b	0,149	0,003	0,71	0,01	0,49	654	14	6,7	0,2	0,74	0,73	0,002	0	637	3
21-R1-55b	0,130	0,003	0,85	0,01	0,26	900	19	7,7	0,2	0,75	0,46	0,01	0	1102	3
21-R1-60b	0,35	0,03	0,84	0,01	-0,13	331	31	2,8	0,3	0,98	0,83	8,20	no age	no age	3
21-R1-63b	0,52	0,01	0,68	0,01	0,38	182	4	1,94	0,04	0,83	5,02	0,12	2343	158	2
21-R1-52b	0,34	0,01	0,71	0,01	0,21	284	9	2,9	0,1	0,90	2,94	0,60	0	337	3
21-R1-41b	0,32	0,01	0,86	0,01	0,12	378	17	3,2	0,1	0,95	0,60	4,61	-4687	842	3
21-R1-35b	0,149	0,003	0,88	0,01	0,31	812	16	6,7	0,1	0,77	0,89	0,22	0	721	3
21-R1-18b	0,30	0,02	0,84	0,01	0,00	391	22	3,4	0,2	0,96	0,90	5,20	-234	392	3
21-R1-15b	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,04	n/a	n/a	3
21-R1-6b	0,22	0,03	0,79	0,01	-0,73	509	60	4,5	0,5	0,99	4,30	6,11	1484	545	2
21-R1-1b	0,9	0,1	0,81	0,02	-0,44	129	17	1,1	0,1	0,98	35,00	72,00	520	161	1
20-R2-37b	0,121	0,004	0,87	0,01	0,13	990	30	8,2	0,3	0,94	0,57	1,88	-3059	1278	3
20-R2-39b	0,17	0,02	0,83	0,01	-0,16	678	82	5,8	0,7	0,98	0,50	0,02	0	830	3
20-R2-41b	0,29	0,03	0,80	0,01	-0,41	389	43	3,4	0,4	0,99	2,09	1,77	0	645	3
20-R2-60b	0,036	0,002	0,83	0,01	0,23	3190	130	28	1	0,97	0,20	0,33	0	2604	3
20-R3-1b	2,27	0,08	0,72	0,02	0,01	43	2	0,44	0,02	0,80	1,29	85,50	517	63	1
20-R3-2b	0,013	0,002	0,89	0,01	-0,19	9600	1500	77	12	0,99	0,07	0,34	0	10345	3
20-R3-3b	0,33	0,01	0,88	0,01	0,04	369	15	3,1	0,1	0,97	1,18	0,56	0	579	3
20-R3-4b	0,039	0,003	0,88	0,01	-0,02	3070	210	25	2	0,99	0,37	3,50	0	2433	3
20-R2-54b	0,21	0,03	0,82	0,01	-0,52	551	87	4,7	0,7	0,99	1,33	2,17	no age	no age	3
20-R2-44b	1,07	0,02	0,85	0,01	0,56	110	2	0,94	0,02	0,64	2,30	1,70	-254	125	3
20-R2-45b	0,112	0,007	0,90	0,02	0,12	1088	63	8,9	0,5	0,92	0,07	0,01	-7642	5003	3

20-R3-7b	1,0	0,1	0,71	0,01	-0,68	110	16	1,0	0,1	0,99	7,59	24,00	1753	235	1
20-R3-18b	0,106	0,009	0,86	0,01	0,10	1117	90	9,4	0,8	0,97	0,28	16,80	-2237	1544	3
20-R3-17b	1,08	0,08	0,83	0,01	-0,20	106	8	0,9	0,1	0,98	6,95	2,53	123	96	3
20-R3-28b	0,184	0,007	0,86	0,02	0,23	637	25	5,4	0,2	0,91	0,21	0,04	-5172	1939	3
20-R3-35b	0,113	0,004	0,85	0,01	0,21	1047	39	8,9	0,4	0,78	0,15	0,31	-1282	1326	3
20-R3-34b	n/a	n/a	0,83	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,002	0,002	n/a	n/a	3
20-R3-33b	2,1	0,2	0,53	0,04	-0,85	41	4	0,47	0,04	0,94	56,00	50,00	1311	150	1
20-R3-49b	0,058	0,005	0,79	0,01	0,03	1890	160	17	2	0,99	0,62	0,44	no age	no age	3
20-R3-55b	1,06	0,04	0,83	0,01	0,05	107	4	0,94	0,03	0,91	2,68	4,80	113	103	3
20-R3-53b	0,21	0,04	0,80	0,02	-0,18	519	92	4,7	0,8	0,99	0,83	12,30	1376	678	2
20-R3-40b	0,234	0,005	0,83	0,01	0,50	491	10	4,3	0,1	0,70	1,10	0,23	no age	no age	3
28-R1-52	0,34	0,04	0,93	0,04	0,04	368	42	3,0	0,4	0,72	0,09	0,28	-18270	21256	3
20-R3-57b	0,01	0,01	0,86	0,02	-0,01	12600	2100	78	60	0,99	0,04	0,45	no age	no age	3

HL01-K22a															
Apatite_#	Isotopic ratios										Concentrations		²⁰⁷ Pb	corrected	Group
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	ErrAbs (2σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ErrAbs (2σ)	rho	U (ppm)	Th (ppm)	Age (Ma)	ErrAbs (2σ)	
18-R1-1	0,046	0,005	0,84	0,01	0,13	2490	170	22	3	0,94	0,09	0,005	0	3113	3
18-R1-2	2,4	0,3	0,473	0,009	0,32	27	1	0,41	0,04	0,39	12,61	1,59	1294	137	1
18-R1-3	0,011	0,002	0,87	0,01	-0,02	10800	1200	90	13	0,99	0,03	0,02	0	11804	3
18-R1-4	0,004	0,001	0,86	0,01	-0,10	29800	3900	252	41	1,00	0,02	0,001	no age	no age	3
18-R1-5	0,047	0,006	0,88	0,01	0,11	2630	190	21	3	0,95	0,08	0,01	0	2889	3
18-R1-6	0,057	0,007	0,89	0,01	0,08	2159	140	17	2	0,95	0,11	0,02	0	2390	3
18-R1-7	n/a	n/a	0,90	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,000	n/a	n/a	3
18-R1-8	n/a	n/a	0,85	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,24	2,32	n/a	n/a	3
18-R1-9	0,49	0,06	0,79	0,01	0,16	226	14	2,0	0,2	0,93	3,47	29,51	no age	no age	3
18-R1-10	0,006	0,001	0,840	0,009	0,13	19700	1700	170	21	0,98	0,05	0,001	0	78781	3
18-R1-11	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0	n/a	n/a	3
18-R1-12	0,0016	0,0003	0,86	0,01	0,21	76000	12000	628	120	1,00	0,01	0,001	0	70734	3
18-R1-13	n/a	n/a	0,89	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,21	n/a	n/a	3
18-R1-14	0,013	0,002	0,79	0,01	0,17	8180	810	75	10	1,00	0,03	0,21	0	9258	3
18-R1-15	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0	n/a	n/a	3
18-R1-16	0,010	0,002	0,86	0,01	0,24	12200	1800	98	16	0,99	0,03	0,001	no age	no age	3
18-R1-17	0,29	0,04	0,87	0,01	0,03	424	43	3,5	0,5	0,98	1,28	13,50	0	1328	3
18-R1-18	n/a	n/a	0,93	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,002	n/a	n/a	3
18-R1-19	4,0	0,4	0,387	0,005	0,45	14	1	0,25	0,03	0,70	33,74	0,55	930	97	1
18-R1-20	0,006	0,001	0,86	0,01	0,30	20400	2300	174	25	0,99	0,03	0,002	0	18975	3
18-R1-21	n/a	n/a	0,87	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,0005	n/a	n/a	3
18-R1-22	0,016	0,002	0,83	0,01	0,17	7450	580	64	8	0,98	0,05	0,001	0	12211	3

18-R1-23	1,1	0,2	0,84	0,01	0,10	103	18	0,9	0,2	0,99	7,60	43,80	-18	99	3
18-R1-24	0,010	0,001	0,78	0,01	-0,16	11000	1200	100	14	0,99	0,09	0,001	0	13090	3
18-R1-25	1,1	0,1	0,73	0,01	0,41	94	5	0,9	0,1	0,68	4,14	0,50	1304	155	1
18-R1-26	0,014	0,003	0,85	0,01	0,06	8700	1900	74	17	1,00	0,11	0,38	0	54279	3
18-R1-27	0,022	0,003	0,83	0,01	0,04	5160	580	45	7	0,99	0,06	0,001	0	8958	3
18-R1-28	0,008	0,002	0,91	0,02	0,06	15100	3100	118	26	1,00	0,02	0,06	0	23632	3
18-R1-29	n/a	n/a	0,85	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,002	0	n/a	n/a	3
18-R1-30	0,08	0,01	0,85	0,02	-0,04	1480	220	12	2	0,98	0,19	0,03	no age	no age	3
18-R1-31	0,8	0,1	0,88	0,02	0,24	159	12	1,3	0,2	0,91	0,48	5,10	-1434	380	3
18-R1-32	n/a	n/a	0,85	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,02	n/a	n/a	3
18-R1-33	0,22	0,03	0,83	0,02	-0,01	541	67	5	1	0,98	0,39	0,04	no age	no age	3
18-R1-34	0,063	0,007	0,85	0,01	0,16	1866	110	16	2	0,90	0,33	0,03	0	2210	3
18-R1-35	2,7	0,3	0,45	0,01	-0,57	23	2	0,37	0,04	0,93	12,94	0,93	1199	133	1
18-R1-36	0,29	0,06	0,78	0,02	-0,50	384	74	3	1	0,99	1,09	0,11	no age	no age	3
18-R1-37	2,6	0,3	0,61	0,01	0,38	33	2	0,38	0,04	0,54	4,75	0,58	783	90	1
18-R1-38	0,005	0,001	0,84	0,01	-0,06	25300	5600	201	39	1,00	0,02	0	0	25469	3
18-R1-39	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0	n/a	n/a	3
18-R1-40	0,033	0,004	0,86	0,01	0,13	3580	230	30	3	0,92	0,16	0	0	13920	3
18-R1-41	0,031	0,005	0,87	0,02	0,21	3570	350	32	5	0,59	0,04	0,001	0	5592	3
18-R1-42	2,2	0,2	0,657	0,008	0,39	41	2	0,5	0,1	0,65	8,31	0,13	800	90	1
18-R1-43	0,041	0,005	0,841	0,009	0,21	2790	250	24	3	0,99	0,19	0,24	0	3131	3
18-R1-44	2,2	0,3	0,56	0,03	0,09	33	6	0,5	0,1	0,92	25,10	60,00	1149	169	1
18-R1-45	n/a	n/a	0,92	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,002	0,0001	n/a	n/a	3
18-R1-46	n/a	n/a	0,83	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,001	n/a	n/a	3
18-R1-47	0,010	0,003	0,91	0,02	0,08	11800	3300	96	28	1,00	0,07	0,04	0	22227	3
18-R1-48	0,014	0,002	0,89	0,01	0,20	8580	790	70	9	0,98	0,05	0,0003	0	9377	3
18-R1-49	0,012	0,002	0,83	0,02	0,04	9300	1300	84	14	1,00	0,02	0,001	0	11838	3

18-R1-50	0,20	0,03	0,80	0,03	0,40	529	45	5	1	0,97	0,07	0,11	1205	1122	3
18-R1-51	0,22	0,02	0,88	0,01	0,28	530	30	4	1	0,94	0,72	7,13	-1721	680	3
18-R1-52	0,10	0,01	0,838	0,009	0,23	1071	59	10	1	0,92	0,44	0,01	-17165	16658	3
18-R1-53	1,6	0,2	0,703	0,009	0,41	59	3	0,6	0,1	0,78	5,65	0,23	884	104	1
18-R1-54	0,0030	0,0005	0,85	0,01	0,21	38700	4800	329	52	1,00	0,02	0,001	0	35626	3
18-R1-55	n/a	n/a	0,91	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,001	n/a	n/a	3
18-R1-56	7,0	0,7	0,290	0,005	0,12	5,6	0,3	0,14	0,02	0,56	53,80	0,45	627	65	1
18-R1-57	5,6	0,6	0,389	0,006	-0,14	9	1	0,18	0,02	0,86	64,20	15,80	658	68	1
18-R1-58	n/a	n/a	0,90	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,0001	n/a	n/a	3
18-R1-59	0,010	0,002	0,87	0,01	0,29	11700	1500	99	16	0,98	0,03	0,01	no age	no age	3
18-R1-60	n/a	n/a	0,84	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,001	n/a	n/a	3
19-R1-1	0,005	0,001	0,90	0,01	0,05	23400	3500	189	28	1,00	0,02	0	0	27669	3
19-R1-2	0,45	0,02	0,85	0,01	0,07	262	14	2,2	0,1	0,91	2,33	4,60	-777	290	3
19-R1-3	0,39	0,02	0,81	0,03	0,56	285	18	2,6	0,2	0,86	0,22	0,09	1353	522	2
19-R1-4	0,35	0,02	0,86	0,02	0,14	342	19	2,9	0,2	0,84	0,77	2,99	-3930	884	3
19-R1-5	3,3	0,5	0,65	0,09	0,46	26	4	0,31	0,04	0,71	0,24	0,53	514	212	1
19-R1-6	0,33	0,02	0,84	0,02	0,08	354	23	3,1	0,2	0,91	0,55	0,14	0	500	3
19-R1-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R1-8	1,7	0,4	0,48	0,05	-0,88	49	12	0,6	0,1	0,98	11,80	3,09	1934	448	1
19-R1-9	0,003	0,001	0,86	0,02	0,07	34000	8000	290	70	1,00	0,02	0,25	0	42619	3
19-R1-10	0,004	0,001	0,86	0,01	-0,05	29000	6600	244	54	1,00	0,03	0,33	0	34076	3
19-R1-11	0,10	0,01	0,85	0,01	0,04	1153	110	10	1	0,90	0,57	10,00	-1495	1489	3
19-R1-12	n/a	n/a	0,97	0,08	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,78	no age	no age	3
19-R1-13	0,026	0,003	0,85	0,02	0,08	4390	510	38	4	0,96	0,04	0,59	0	13979	3
19-R1-14	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,20	n/a	n/a	3
19-R1-15	0,49	0,03	0,84	0,02	0,35	236	14	2,1	0,1	0,73	0,38	3,80	764	376	2
19-R1-16	1,37	0,07	0,59	0,01	0,60	59	3	0,73	0,04	0,32	3,99	0,01	1868	109	1

19-R1-17	3,4	0,2	0,62	0,02	0,07	25	1	0,29	0,02	0,29	5,75	3,63	563	48	1
19-R1-18	0,18	0,01	0,86	0,02	0,31	662	41	5,6	0,4	0,89	0,24	0,52	-1309	1182	3
19-R1-19	0,005	0,001	0,80	0,01	0,12	21500	2400	196	22	0,99	0,03	0	0	23223	3
19-R1-20	2,6	0,1	0,67	0,01	0,49	35	2	0,38	0,02	0,47	8,66	1,40	615	50	1
19-R1-21	0,127	0,007	0,83	0,02	0,44	895	50	7,9	0,5	0,77	0,25	0,001	no age	no age	3
19-R1-22	n/a	n/a	0,90	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,02	n/a	n/a	3
19-R1-23	0,040	0,005	0,89	0,01	0,12	3090	400	25	3	0,99	0,20	1,12	0	3305	3
19-R1-24	0,086	0,005	0,83	0,01	0,19	1324	70	12	1	0,85	0,21	0,03	0	1437	3
19-R1-25	0,006	0,001	0,87	0,01	0,23	18400	3700	154	31	1,00	0,10	1,07	no age	no age	3
19-R1-26	1,5	0,2	0,88	0,02	0,18	81	9	0,7	0,1	0,95	1,36	19,60	-351	147	3
19-R1-27	0,117	0,009	0,82	0,01	0,13	967	77	9	1	0,97	0,38	18,30	0	1107	3
19-R1-28	0,31	0,02	0,74	0,01	0,11	333	21	3,3	0,2	0,95	2,09	7,50	0	517	3
19-R1-29	0,053	0,009	0,91	0,04	0,01	2250	370	19	3	0,98	0,05	0,05	0	6146	3
19-R1-30	0,019	0,004	0,87	0,02	-0,17	6200	1300	53	11	0,99	0,17	2,10	0	8081	3
19-R1-31	0,008	0,001	0,87	0,01	0,11	15010	1100	124	8	0,97	0,05	0,001	0	13404	3
19-R1-32	n/a	n/a	0,89	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,0004	n/a	n/a	3
19-R1-33	0,03	0,02	0,84	0,03	-0,61	5300	3500	40	26	1,00	1,38	2,65	0	9243	3
19-R1-34	0,14	0,02	0,71	0,01	0,05	683	71	7	1	0,99	1,37	0,07	no age	no age	3
19-R1-35	0,069	0,008	0,76	0,01	0,04	1510	170	15	2	0,99	0,57	0,14	no age	no age	3
19-R1-36	n/a	n/a	0,88	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,08	n/a	n/a	3
19-R1-37	0,061	0,003	0,79	0,01	0,20	1780	99	16	1	0,88	0,19	0,01	0	1990	3
19-R1-38	1,57	0,09	0,51	0,02	-0,46	46	3	0,64	0,04	0,89	3,97	1,57	1930	125	1
19-R1-39	0,035	0,002	0,89	0,02	0,13	3470	230	28	2	0,96	0,09	0,003	0	4261	3
19-R1-40	0,084	0,005	0,86	0,02	0,16	1409	79	12	1	0,74	0,19	1,50	-3103	2970	3
19-R1-41	1,9	0,1	0,43	0,01	0,14	31	2	0,51	0,03	0,54	4,28	3,20	1807	96	1
19-R1-42	0,065	0,004	0,75	0,01	0,24	1602	100	15	1	0,96	0,16	0,33	0	1970	3
19-R1-43	2,5	0,2	0,49	0,03	-0,64	28	3	0,40	0,03	0,94	10,50	6,80	1206	117	1

19-R1-44	n/a	n/a	0,90	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,25	n/a	n/a	3
19-R1-45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R1-46	0,0023	0,0005	0,92	0,01	-0,11	55000	11000	432	85	1,00	0,04	0,12	0	75539	3
19-R1-47	0,011	0,001	0,85	0,01	0,23	10900	1200	94	11	0,99	0,04	0,02	0	12547	3
19-R1-48	0,2	0,2	0,7	0,7	n/a	510	510	5	5	n/a	no value	no value	no age	no age	3
19-R1-49	0,040	0,008	0,91	0,03	0,27	3000	610	25	5	0,97	0,11	0,85	0	6351	3
19-R1-50	6,5	0,5	0,29	0,02	-0,78	6	1	0,15	0,01	0,93	91,00	119,40	688	55	1
19-R1-51	0,88	0,06	0,72	0,02	-0,40	116	9	1,1	0,1	0,92	2,04	1,96	2000	191	2
19-R1-52	0,28	0,04	0,86	0,02	-0,23	434	66	3,5	0,5	0,98	0,54	1,18	-2729	1146	3
19-R1-53	1,63	0,09	0,68	0,02	0,26	57	3	0,61	0,03	0,75	2,86	5,69	1029	88	1
19-R1-54	0,003	0,001	0,848	0,009	-0,11	42100	10000	362	87	1,00	0,03	0,004	0	37705	3
19-R1-55	0,020	0,006	0,94	0,02	0,18	6500	1900	51	15	0,99	0,38	6,40	0	16051	3
19-R1-56	3,8	0,2	0,56	0,01	0,20	20	1	0,26	0,01	0,69	9,65	48,40	619	38	1
19-R1-57	0,53	0,07	0,88	0,04	0,12	226	29	1,9	0,3	0,93	0,38	5,90	-3021	1157	3
19-R1-58	0,011	0,002	0,89	0,03	0,23	11500	2000	94	16	0,99	0,07	0,23	0	27793	3
19-R1-59	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,02	n/a	n/a	3
19-R1-60	0,014	0,002	0,83	0,01	0,02	7980	880	70	8	0,99	0,09	0,04	0	8317	3
19-R2-1	n/a	n/a	0,96	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,03	n/a	n/a	3
19-R2-2	10,5	0,4	0,182	0,003	0,29	2,4	0,1	0,095	0,003	0,28	82,00	22,80	501	18	1
19-R2-3	0,88	0,04	0,699	0,008	0,08	109	5	1,13	0,05	0,89	8,39	0,19	2250	123	2
19-R2-4	0,006	0,001	0,86	0,02	-0,03	21700	4700	181	39	1,00	0,02	0,03	0	27872	3
19-R2-5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R2-6	2,0	0,2	0,65	0,03	-0,39	46	5	0,50	0,05	0,92	6,00	7,20	921	121	1
19-R2-7	n/a	n/a	0,82	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0,001	n/a	n/a	3
19-R2-8	0,22	0,03	0,88	0,02	-0,09	553	85	5	1	0,99	0,54	0,34	-1709	1097	3
19-R2-9	n/a	n/a	0,82	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,005	0,0002	n/a	n/a	3

19-R2-10	2,50	0,09	0,245	0,005	-0,23	13	1	0,40	0,02	0,74	16,14	0,46	1890	71	1
19-R2-11	0,9	0,1	0,76	0,03	-0,76	129	17	1,2	0,1	0,99	2,87	3,75	1520	280	2
19-R2-12	0,022	0,005	0,86	0,01	-0,15	5600	1300	45	10	0,99	0,31	0,12	0	6044	3
19-R2-13	0,006	0,002	0,84	0,01	-0,15	19800	5400	170	45	1,00	0,09	0,09	no age	no age	3
19-R2-14	0,032	0,003	0,81	0,02	0,19	3480	300	31	3	0,96	0,06	0,001	0	4882	3
19-R2-15	0,004	0,001	0,82	0,01	-0,04	26300	6200	235	57	0,99	0,03	0,003	no age	no age	3
19-R2-16	0,054	0,006	0,779	0,009	-0,11	1990	210	19	2	0,99	0,46	0,02	no age	no age	3
19-R2-17	0,38	0,05	0,80	0,02	-0,01	293	39	2,6	0,3	0,97	0,75	2,72	1893	443	2
19-R2-18	n/a	n/a	0,86	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,09	0,16	n/a	n/a	3
19-R2-19	0,26	0,01	0,73	0,01	0,25	380	20	3,8	0,2	0,87	1,17	0,11	0	532	3
19-R2-20	0,10	0,03	0,80	0,02	-0,39	1150	300	10	3	0,99	0,78	0,38	0	2005	3
19-R2-21	0,64	0,09	0,82	0,03	-0,09	175	25	1,6	0,2	0,96	0,50	0,68	690	396	3
19-R2-22	0,7	0,1	0,76	0,02	-0,59	146	21	1,4	0,2	0,99	2,87	5,68	2069	313	2
19-R2-23	2,3	0,2	0,60	0,02	-0,13	36	3	0,43	0,03	0,94	6,66	17,20	933	81	1
19-R2-24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R2-25	0,196	0,008	0,80	0,01	0,41	565	23	5,1	0,2	0,82	0,70	0,02	1286	523	2
19-R2-26	0,005	0,001	0,86	0,01	0,09	23200	4700	197	40	1,00	0,08	0,81	0	24629	3
19-R2-27	1,05	0,09	0,85	0,02	-0,65	112	10	1,0	0,1	0,98	4,00	25,10	-137	152	3
19-R2-28	0,53	0,04	0,80	0,02	0,05	204	17	1,9	0,2	0,95	0,64	1,79	2541	351	2
19-R2-29	0,04	0,02	0,88	0,03	0,00	2700	1100	23	9	0,99	0,16	0,18	0	5793	3
19-R2-30	0,018	0,002	0,86	0,02	0,08	6450	760	55	6	1,00	0,02	0,001	0	10585	3
19-R2-31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R2-32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R2-33	0,73	0,03	0,77	0,01	0,10	147	7	1,4	0,1	0,93	4,80	0,28	1778	131	2
19-R2-34	0,8	0,3	0,64	0,02	-0,54	135	56	1,3	0,5	1,00	3,98	2,70	2946	1432	2
19-R2-35	1,9	0,1	0,67	0,02	-0,06	48	4	0,52	0,03	0,86	1,79	0,58	863	100	1
19-R2-36	0,010	0,001	0,842	0,009	-0,02	11470	1100	99	9	0,99	0,07	0,50	0	28466	3

19-R2-37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R2-38	0,160	0,007	0,68	0,01	0,54	582	23	6,3	0,3	0,78	0,72	0,08	0	744	3	
19-R2-39	4,8	0,2	0,190	0,003	0,47	5,4	0,2	0,21	0,01	0,61	67,30	10,36	1056	40	1	
19-R2-40	0,023	0,002	0,90	0,01	0,03	5460	520	44	4	0,99	0,12	4,07	0	5707	3	
19-R2-41	0,05	0,01	0,86	0,02	0,04	2440	630	21	5	0,99	0,15	3,03	0	13189	3	
19-R2-42	0,015	0,001	0,87	0,01	-0,03	7950	690	66	6	0,99	0,06	0,01	no age	no age	3	
19-R2-43	0,15	0,02	0,88	0,02	0,13	790	120	7	1	0,98	0,57	5,10	0	2044	3	
19-R2-44	0,017	0,002	0,89	0,02	-0,005	7200	1100	60	7	0,78	0,03	0,11	0	10140	3	
19-R2-45	n/a	n/a	0,89	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0	no age	no age	3	
19-R2-46	n/a	n/a	0,96	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0,002	n/a	n/a	3	
19-R2-47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R2-48	0,10	0,01	0,84	0,01	0,06	1100	130	10	1	0,99	0,30	1,94	no age	no age	3	
19-R2-49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R2-50	1,07	0,06	0,80	0,02	0,29	103	6	0,9	0,1	0,83	0,99	1,52	552	146	1	
19-R2-51	0,034	0,004	0,88	0,01	-0,01	3490	370	29	3	0,99	0,14	0,02	0	3419	3	
19-R2-52	0,34	0,04	0,79	0,02	-0,41	330	41	3,0	0,3	0,98	0,93	0,34	0	687	3	
19-R2-53	5,0	0,2	0,456	0,009	-0,08	13	1	0,20	0,01	0,77	26,24	27,60	629	29	1	
19-R2-54	4,3	0,2	0,65	0,01	0,27	21	1	0,23	0,01	0,17	11,22	0,34	380	28	1	
19-R2-55	1,9	0,1	0,66	0,01	-0,50	47	3	0,52	0,03	0,96	8,85	3,95	911	71	1	
19-R2-56	1,1	0,1	0,79	0,02	-0,20	96	9	0,9	0,1	0,96	2,10	0,74	582	141	1	
19-R2-57	0,0041	0,0004	0,88	0,01	0,07	29500	2800	245	23	0,99	0,03	0,03	0	28604	3	
19-R2-58	n/a	n/a	0,86	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,09	n/a	n/a	3	
19-R2-59	1,370	0,319	0,62	0,03	-0,69	72	19	0,7	0,2	0,99	3,38	0,15	1637	395	1	
19-R2-60	n/a	n/a	0,85	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,07	1,41	no age	no age	3	
21-R2-30	0,552	0,052	0,82	0,01	-0,13	206	20	1,8	0,2	0,99	2,57	1,79	1295	194	2	
21-R2-31	n/a	n/a	0,89	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,06	n/a	n/a	3	
21-R2-32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

21-R2-33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-35	0,033	0,104	0,87	0,02	0,34	9000	2300	30	94	0,99	0,06	0,01	0	29355	3	
21-R2-36	n/a	n/a	0,88	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0,01	n/a	n/a	3	
21-R2-37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-38	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-39	n/a	n/a	0,87	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,07	n/a	n/a	3	
21-R2-40	n/a	n/a	0,91	0,03	n/a	1500	6200	n/a	n/a	n/a	0,03	0,26	no age	no age	3	
21-R2-41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-43	0,12	0,03	0,83	0,01	-0,47	960	260	8	2	1,00	2,20	3,82	0	1413	3	
21-R2-44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-45	0,11	0,02	0,83	0,02	0,15	990	160	9	1	0,98	0,30	3,23	323	1365	3	
21-R2-46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-47	3,5	0,5	0,79	0,02	-0,30	32	4	0,29	0,04	0,98	7,70	288,00	134	54	1	
21-R2-48	0,13	0,02	0,86	0,03	0,01	880	130	8	1	0,98	0,07	0,81	0	4599	3	
21-R2-49	0,018	0,002	0,85	0,01	-0,14	6360	630	55	5	0,97	0,06	0,01	0	19071	3	
21-R2-50	0,01	0,02	0,83	0,02	0,10	90000	10000	70	120	1,00	0,02	0,001	0	60226	3	
21-R2-51	1,7	0,3	0,69	0,02	-0,62	64	15	0,6	0,1	1,00	3,17	7,80	872	175	1	
21-R2-52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
21-R2-53	0,23	0,04	0,84	0,01	0,03	499	78	4	1	0,99	1,53	1,97	-882	632	3	
21-R2-54	0,032	0,003	0,82	0,01	-0,07	3540	320	31	3	0,68	0,15	0,004	0	3559	3	
21-R2-55	0,014	0,002	0,84	0,01	0,06	8090	1100	70	9	0,99	0,11	0,004	0	23522	3	
21-R2-56	n/a	n/a	0,89	0,05	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,01	no age	no age	3	
21-R2-57	0,11	0,02	0,88	0,02	0,08	1060	170	9	1	0,99	0,43	25,53	0	3415	3	
21-R2-58	4,2	0,3	0,442	0,008	0,45	15	1	0,24	0,02	0,33	9,87	21,35	789	66	1	
21-R2-59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

21-R2-60	1,9	0,2	0,67	0,01	0,26	48	4	0,52	0,04	0,80	4,80	0,27	871	85	1
21-R2-61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21-R2-62	0,29	0,05	0,87	0,02	-0,24	426	70	3	1	0,98	0,76	13,40	0	1522	3
21-R2-63	0,037	0,006	0,86	0,03	0,06	3300	620	27	5	1,00	0,03	0,07	0	15301	3
21-R2-64	0,002	0,000	0,89	0,01	-0,08	59000	12000	486	100	1,00	0,03	0,46	0	72638	3
21-R2-65	0,026	0,004	0,91	0,02	-0,24	4960	780	39	6	1,00	0,05	0,94	0	7260	3
21-R2-66	0,030	0,005	0,87	0,03	0,03	4030	690	34	6	0,98	0,03	0,003	0	7972	3
21-R2-67	0,59	0,05	0,808	0,008	0,41	188	16	1,7	0,1	0,91	7,17	0,11	1611	179	2
21-R2-68	n/a	n/a	0,90	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,005	0,0003	n/a	n/a	3
21-R2-69	0,003	0,001	0,89	0,01	0,04	38500	8600	319	73	1,00	0,02	0,05	0	52704	3
21-R2-70	0,005	0,003	0,86	0,01	-0,16	26000	15000	220	130	1,00	0,02	0,10	0	38390	3
19-R1-2b	0,47	0,01	0,844	0,009	-0,17	250	8	2,1	0,1	0,96	2,51	13,50	215	201	3
18-R1-17b	0,009	0,001	0,89	0,01	0,09	13970	890	113	7	0,99	0,04	0,06	0	12035	3
18-R1-9b	0,20	0,03	0,72	0,02	-0,90	553	83	5	1	1,00	8,70	35,30	no age	no age	3
19-R1-3b	0,379	0,009	0,80	0,01	0,39	288	7	2,6	0,1	0,70	0,41	0,10	1848	288	2
19-R1-4b	0,290	0,008	0,84	0,01	-0,01	403	11	3,5	0,1	0,91	0,61	0,17	-182	376	3
19-R1-5b	5,7	0,6	0,40	0,05	0,28	10	2	0,2	0,0	0,95	0,23	0,53	632	84	1
18-R1-23b	0,294	0,006	0,851	0,009	0,46	398	8	3,4	0,1	0,65	0,97	0,21	2958	388	2
19-R1-6b	0,94	0,04	0,73	0,02	-0,53	110	7	1,1	0,1	0,95	1,43	0,26	1613	145	1
19-R1-8b	0,17	0,02	0,67	0,02	-0,11	555	72	6	1	0,98	0,14	0,27	no age	no age	3
18-R1-36b	0,085	0,007	0,82	0,01	-0,24	1340	110	12	1	0,97	0,22	0,13	0	1669	3
18-R1-51b	0,0015	0,0002	0,86	0,01	-0,04	78700	10000	665	86	1,00	0,01	0,002	0	72264	3
28-R1-12	0,97	0,03	0,798	0,008	0,27	114	3	1,04	0,03	0,51	4,29	0,32	632	89	1
19-R1-11b	0,14	0,01	0,85	0,01	-0,13	842	75	7	1	0,99	0,80	43,00	0	1828	3
19-R1-15b	0,015	0,003	0,86	0,02	-0,04	7900	1400	68	14	1,00	0,04	0,09	0	10372	3
21-R2-47b	0,05	0,01	0,87	0,01	-0,11	2610	700	22	6	1,00	0,78	35,30	-19770	66573	3
21-R2-43b	0,056	0,002	0,87	0,01	0,28	2114	76	18	1	0,94	0,11	0,005	-7325	6032	3

21-R2-53b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21-R2-62b	0,86	0,07	0,77	0,01	-0,31	124	12	1,2	0,1	0,98	1,18	0,20	1331	162	2
19-R2-52b	1,16	0,04	0,67	0,01	-0,40	80	4	0,86	0,03	0,92	3,03	0,80	1694	96	1
19-R2-43b	0,032	0,002	0,89	0,01	0,06	3830	190	31	2	0,96	0,06	0,08	0	3995	3
19-R2-50b	0,49	0,01	0,83	0,02	0,40	233	6	2,1	0,1	0,64	0,48	0,17	1415	247	2
19-R2-59b	0,36	0,05	0,75	0,02	-0,43	290	40	2,8	0,4	0,98	1,07	0,76	no age	no age	3
19-R2-34b	1,8	0,3	0,65	0,02	-0,53	53	10	0,6	0,1	0,99	5,13	69,50	1036	164	1
19-R2-27b	0,156	0,004	0,87	0,01	0,37	768	19	6,4	0,2	0,81	0,42	0,04	-2105	972	3
19-R2-25b	0,145	0,004	0,80	0,01	0,35	756	17	6,9	0,2	0,82	0,40	0,01	0	697	3
19-R2-21b	n/a	n/a	0,89	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,02	0,08	n/a	n/a	3
19-R2-20b	0,088	0,009	0,85	0,01	-0,08	1320	140	11	1	0,99	0,25	2,36	-1132	1758	3
19-R2-19b	0,266	0,008	0,724	0,009	0,14	376	12	3,8	0,1	0,91	1,01	0,86	0	393	3
28-R1-68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R2-22b	0,44	0,01	0,83	0,01	0,31	256	6	2,3	0,1	0,78	0,94	0,26	2539	223	2
19-R2-17b	0,237	0,007	0,82	0,01	0,42	477	13	4,2	0,1	0,94	0,42	1,52	no age	no age	3
19-R1-35b	0,14	0,03	0,74	0,01	-0,16	730	130	7	1	1,00	0,91	2,33	no age	no age	3
19-R1-34b	0,36	0,02	0,701	0,008	-0,01	267	13	2,8	0,1	0,97	2,89	0,04	0	398	3
19-R1-33b	n/a	n/a	0,93	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,03	0,56	n/a	n/a	3
19-R1-26b	0,012	0,002	0,91	0,02	0,26	10400	1600	84	12	0,99	0,01	0,001	0	14801	3
19-R1-28b	0,42	0,02	0,734	0,008	0,06	244	9	2,4	0,1	0,94	2,73	0,29	no age	no age	3
19-R1-52b	0,030	0,002	0,87	0,01	0,02	3980	210	33	2	0,94	0,06	0,10	0	4453	3
19-R2-8b	0,12	0,01	0,88	0,02	-0,07	1017	87	8	1	0,97	0,29	5,20	0	2104	3

HL01-K5a															
Apatite_#	Isotopic ratios										Concentrations		²⁰⁷ Pb corrected age		Group
	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	ErrAbs (2σ)	rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	ErrAbs (2σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ErrAbs (2σ)	rho	U (ppm)	Th (ppm)	Age (Ma)	ErrAbs (2σ)	
19-R3-1	0,011	0,001	0,84	0,02	0,32	10720	910	94	8	0,98	0,03	0	0	17465	3
19-R3-2	0,74	0,09	0,79	0,02	-0,19	153	20	1,4	0,2	0,95	0,88	0,66	1399	249	2
19-R3-3	3,9	0,1	0,31	0,01	0,65	11,0	0,4	0,26	0,01	0,51	18,27	31,66	1111	43	1
19-R3-4	3,2	0,1	0,53	0,01	0,39	23	1	0,31	0,01	0,57	7,50	16,12	828	39	1
19-R3-5	3,4	0,1	0,186	0,003	0,01	7,5	0,3	0,29	0,01	0,71	38,60	0,70	1502	49	1
19-R3-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R3-7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R3-8	0,08	0,02	0,85	0,02	-0,11	1480	350	12	3	0,99	0,78	3,82	no age	no age	3
19-R3-9	3,2	0,1	0,150	0,002	-0,10	6,5	0,3	0,32	0,01	0,80	99,20	3,62	1691	57	1
19-R3-10	5,6	0,2	0,31	0,01	0,44	7,5	0,3	0,18	0,01	0,51	41,49	5,61	759	26	1
19-R3-11	2,7	0,4	0,38	0,04	-0,90	25	5	0,38	0,05	0,98	30,70	1,90	1434	210	1
19-R3-12	0,09	0,02	0,90	0,06	0,10	1330	310	11	3	1,00	0,05	0,09	-11936	32150	3
19-R3-13	2,81	0,09	0,153	0,003	0,09	7,5	0,3	0,36	0,01	0,54	46,30	17,70	1892	58	1
19-R3-14	7,9	0,3	0,33	0,01	0,32	5,9	0,2	0,127	0,004	0,40	35,78	18,64	518	18	1
19-R3-15	2,3	0,1	0,67	0,02	0,31	40	2	0,43	0,02	0,78	1,34	5,76	677	82	1
19-R3-16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
19-R3-17	2,2	0,1	0,71	0,02	-0,25	45	3	0,46	0,03	0,95	4,81	1,47	591	67	1
19-R3-18	0,46	0,04	0,86	0,02	-0,18	257	26	2,2	0,2	0,98	1,22	0,19	-1042	396	3
19-R3-19	0,57	0,02	0,78	0,01	0,67	191	6	1,77	0,06	0,36	2,49	0,03	2992	234	2
19-R3-20	0,078	0,003	0,84	0,01	0,23	1494	66	12,9	0,6	0,89	0,23	0,02	-254	1676	3

19-R3-21	2,63	0,09	0,27	0,01	0,23	14	1	0,38	0,01	0,41	10,10	4,34	1744	60	1
19-R3-22	3,6	0,1	0,26	0,01	-0,58	10	1	0,28	0,01	0,88	24,20	0,09	1286	51	1
19-R3-23	2,58	0,09	0,30	0,01	0,36	16	1	0,39	0,01	0,34	5,21	0,02	1684	59	1
19-R3-24	1,03	0,04	0,68	0,01	0,08	90	4	0,97	0,04	0,87	3,48	9,20	1954	104	1
19-R3-25	0,76	0,04	0,72	0,02	0,16	129	7	1,31	0,06	0,87	1,33	0,53	2593	204	2
19-R3-26	2,6	0,1	0,27	0,01	-0,75	15	1	0,39	0,02	0,98	8,67	0,09	1777	71	1
19-R3-27	2,50	0,08	0,188	0,003	0,02	10,4	0,4	0,40	0,01	0,68	41,00	10,72	2040	67	1
19-R3-28	0,21	0,01	0,80	0,02	0,27	523	21	4,8	0,2	0,80	0,43	1,07	no age	no age	3
19-R3-29	3,2	0,1	0,158	0,002	-0,09	6,8	0,3	0,31	0,01	0,82	56,80	0,91	1646	52	1
19-R3-30	3,9	0,2	0,18	0,01	-0,80	6	1	0,26	0,01	0,96	104,40	31,70	1320	61	1
19-R3-31	3,4	0,1	0,29	0,01	-0,34	12	1	0,29	0,01	0,72	19,50	2,99	1289	52	1
19-R3-32	2,75	0,09	0,173	0,003	-0,01	8,7	0,3	0,36	0,01	0,41	24,20	0,89	1889	62	1
19-R3-33	2,2	0,1	0,32	0,01	-0,13	20	1	0,46	0,02	0,77	4,70	2,00	1942	92	1
19-R3-34	2,45	0,08	0,227	0,005	0,01	12,8	0,5	0,41	0,01	0,53	17,92	0,53	1980	64	1
19-R3-35	0,65	0,03	0,76	0,02	0,15	159	7	1,53	0,07	0,88	0,98	0,06	2554	222	2
19-R3-36	2,70	0,09	0,198	0,004	-0,21	10,1	0,4	0,37	0,01	0,72	23,60	0,80	1864	65	1
19-R3-37	0,26	0,01	0,84	0,02	0,24	458	21	3,9	0,2	0,39	0,34	0,05	no age	no age	3
19-R3-38	3,1	0,1	0,199	0,005	-0,41	9	1	0,33	0,02	0,90	32,40	0,97	1641	74	1
19-R3-39	2,86	0,09	0,148	0,002	0,11	7,1	0,2	0,35	0,01	0,39	65,00	4,30	1866	58	1
19-R3-40	0,50	0,06	0,88	0,04	0,33	234	26	2,0	0,2	0,93	0,19	0,07	-3663	1432	3
19-R3-41	2,75	0,09	0,152	0,003	0,22	7,6	0,3	0,36	0,01	0,51	37,90	14,27	1932	63	1
19-R3-42	2,66	0,08	0,140	0,001	0,47	7,2	0,2	0,38	0,01	0,62	250,40	6,08	2031	65	1
19-R3-43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R3-44	0,05	0,01	0,84	0,03	0,00	2260	370	20	3	0,98	0,09	0,03	99	4476	3
19-R3-45	n/a	n/a	0,91	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,003	0,0003	no age	no age	3
19-R3-46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19-R3-47	0,14	0,01	0,83	0,01	0,42	807	31	7,1	0,3	0,77	0,38	0,17	no age	no age	3

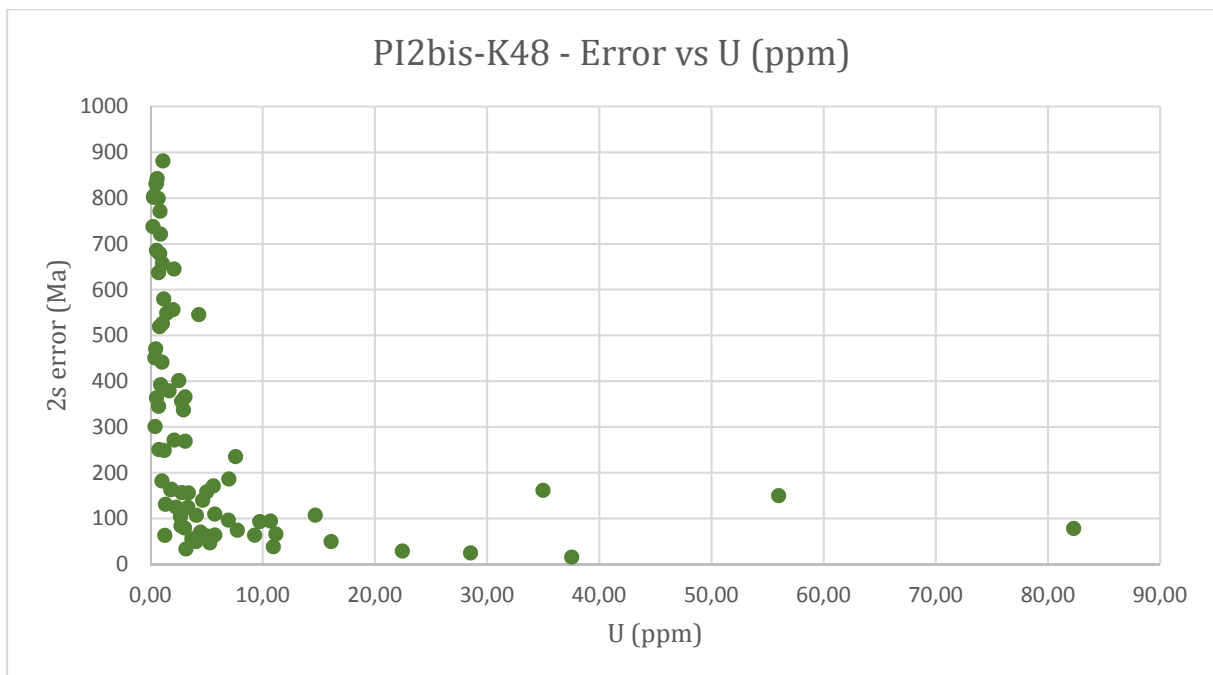
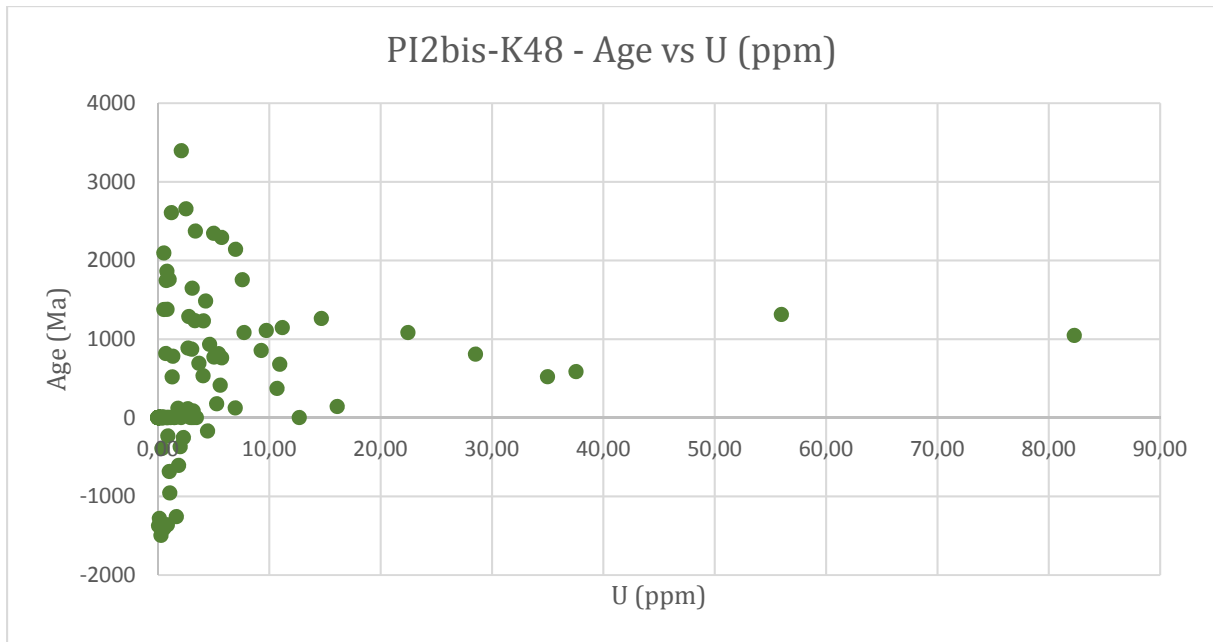
19-R3-48	2,05	0,08	0,74	0,01	0,43	50	2	0,49	0,02	0,68	3,31	0,003	469	61	1
19-R3-49	0,71	0,09	0,78	0,06	0,15	149	16	1,4	0,2	0,71	1,50	6,95	1819	587	2
19-R3-50	0,73	0,05	0,77	0,02	-0,15	149	14	1,4	0,1	0,96	0,81	3,13	1767	231	2
19-R3-51	0,017	0,001	0,86	0,01	-0,01	7100	450	59	4	0,95	0,05	0,0002	no age	no age	3
19-R3-52	2,82	0,09	0,145	0,002	0,12	7,1	0,2	0,35	0,01	0,49	61,20	75,40	1904	58	1
19-R3-53	2,06	0,09	0,47	0,02	-0,35	33	3	0,49	0,02	0,82	2,50	0,40	1567	94	1
19-R3-54	0,18	0,01	0,83	0,01	0,01	641	50	5,6	0,4	0,98	0,68	0,01	no age	no age	3
19-R3-55	5,5	0,2	0,29	0,01	0,14	7,3	0,3	0,18	0,01	0,57	27,30	1,64	801	27	1
19-R3-56	0,25	0,01	0,85	0,01	0,54	477	17	4,1	0,2	0,74	0,78	3,34	no age	no age	3
19-R3-57	3,2	0,1	0,34	0,01	-0,29	15	1	0,32	0,01	0,74	18,10	3,18	1285	54	1
19-R3-58	3,2	0,1	0,134	0,001	0,44	5,8	0,2	0,31	0,01	0,63	96,00	3,44	1695	52	1
19-R3-59	2,37	0,08	0,32	0,02	-0,14	19	1	0,42	0,02	0,20	7,07	3,60	1786	74	1
19-R3-60	2,39	0,07	0,26	0,01	-0,02	15	1	0,42	0,01	0,46	16,14	1,28	1930	62	1
20-R1-1	2,7	0,2	0,142	0,001	0,51	7,2	0,5	0,37	0,02	0,44	146,30	88,60	1966	128	1
20-R1-2	1,5	0,1	0,73	0,01	0,61	65	4	0,65	0,04	0,48	4,99	0,005	786	76	1
20-R1-3	0,011	0,001	0,83	0,02	0,03	10500	1500	90	12	1,00	0,02	0,003	0	15270	3
20-R1-4	2,4	0,2	0,23	0,01	-0,06	13	1	0,41	0,03	0,83	25,30	3,72	1988	159	1
20-R1-5	n/a	n/a	0,88	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,001	0	n/a	n/a	3
20-R1-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-7	n/a	n/a	0,91	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0	n/a	n/a	3
20-R1-8	1,5	0,1	0,46	0,04	-0,76	46	6	0,66	0,06	0,17	5,70	0,35	2255	247	1
20-R1-9	0,41	0,03	0,80	0,01	0,19	265	21	2,4	0,2	0,93	2,19	4,02	1578	260	2
20-R1-10	0,07	0,01	0,82	0,02	0,18	1550	150	14	1	0,91	0,07	0,14	0	2704	3
20-R1-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-12	1,5	0,1	0,73	0,01	-0,71	68	6	0,66	0,06	0,98	7,19	8,10	775	91	1
20-R1-13	n/a	n/a	0,85	0,01	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,01	n/a	n/a	3
20-R1-14	0,06	0,01	0,90	0,05	-0,33	2080	460	16	3	1,00	0,05	0,01	0	6921	3

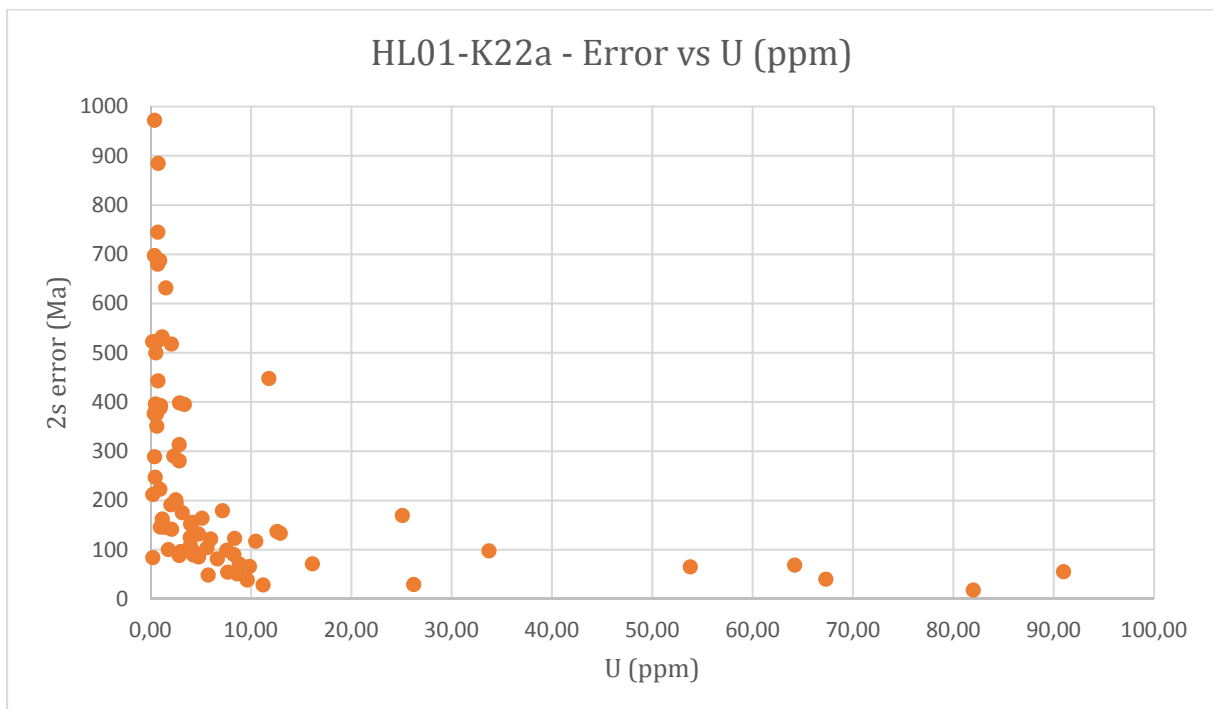
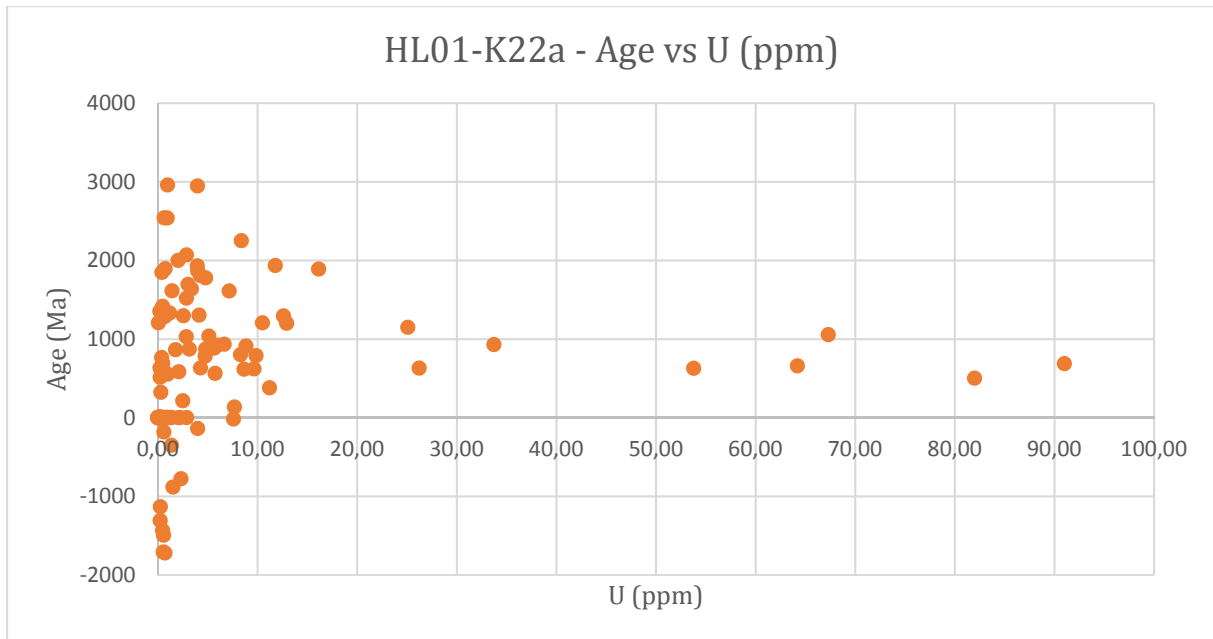
20-R1-15	0,13	0,05	0,85	0,01	-0,09	920	370	8	3	1,00	1,91	1,85	0	6910	3
20-R1-16	6,4	0,4	0,176	0,003	0,23	3,8	0,3	0,16	0,01	0,55	64,20	10,45	822	51	1
20-R1-17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R1-18	0,52	0,05	0,87	0,03	0,14	233	21	1,9	0,2	0,85	0,27	1,36	-3032	819	3
20-R1-19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R1-20	0,05	0,01	0,87	0,02	0,08	2350	520	20	4	0,99	0,40	1,35	-8235	10010	3
20-R1-21	2,2	0,1	0,44	0,01	-0,57	28	2	0,46	0,03	0,91	11,09	0,87	1603	107	1
20-R1-22	4,3	0,3	0,29	0,01	-0,04	9	1	0,23	0,02	0,75	19,70	0,27	1010	68	1
20-R1-23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R1-24	2,4	0,3	0,31	0,03	-0,94	20	4	0,41	0,04	0,98	28,40	5,59	1775	198	1
20-R1-25	1,26	0,09	0,78	0,02	0,42	84	6	0,80	0,06	0,61	0,88	3,66	572	137	1
20-R1-26	n/a	n/a	0,97	0,04	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,004	0,02	n/a	n/a	3
20-R1-27	0,23	0,02	0,75	0,01	-0,15	445	38	4,3	0,4	0,96	0,40	0,11	no age	no age	3
20-R1-28	2,5	0,2	0,36	0,04	-0,13	20	2	0,40	0,03	0,34	7,60	184,00	1567	136	1
20-R1-29	1,8	0,1	0,42	0,01	-0,40	32	3	0,55	0,04	0,80	5,79	19,80	2002	144	1
20-R1-30	0,14	0,01	0,85	0,02	0,42	817	63	7,1	0,6	0,91	0,18	0,05	0	1658	3
20-R1-31	1,07	0,08	0,75	0,02	-0,11	96	8	0,94	0,07	0,90	2,47	6,00	1145	140	1
20-R1-32	1,1	0,1	0,70	0,01	-0,53	92	11	0,9	0,1	0,97	4,26	1,56	1570	188	1
20-R1-33	4,7	0,4	0,133	0,003	-0,38	3,9	0,3	0,21	0,02	0,85	192,00	21,90	1170	85	1
20-R1-34	3,7	0,3	0,140	0,002	-0,27	5,2	0,4	0,27	0,02	0,89	103,40	6,30	1464	100	1
20-R1-35	0,05	0,01	0,90	0,03	0,18	2640	400	22	4	0,98	0,03	0,06	0	5511	3
20-R1-36	3,7	0,3	0,23	0,01	0,96	8	1	0,27	0,02	0,82	36,80	880,00	1296	114	1
20-R1-37	0,05	0,01	0,67	0,04	-0,86	2020	440	20	4	0,99	3,40	3,00	no age	no age	3
20-R1-38	0,21	0,05	0,91	0,05	0,02	550	120	5	1	0,99	0,09	0,32	0	3587	3
20-R1-39	1,8	0,1	0,77	0,01	-0,14	61	5	0,57	0,05	0,94	5,65	0,23	424	70	1
20-R1-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R1-41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

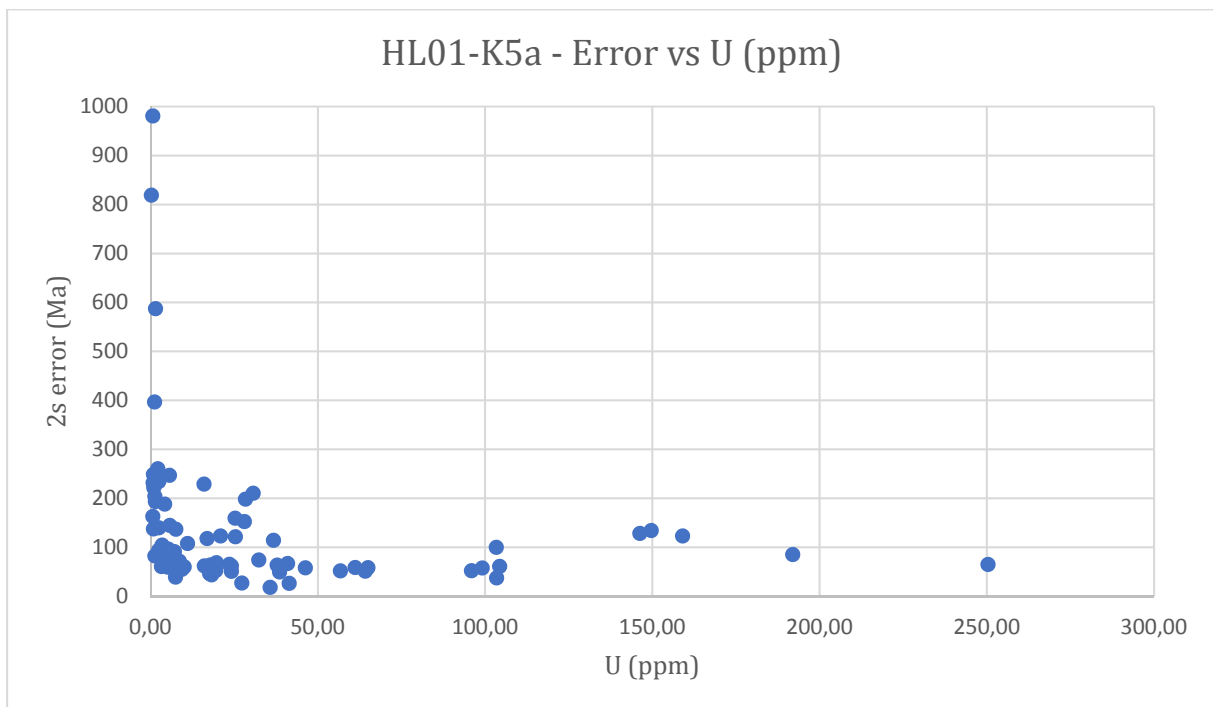
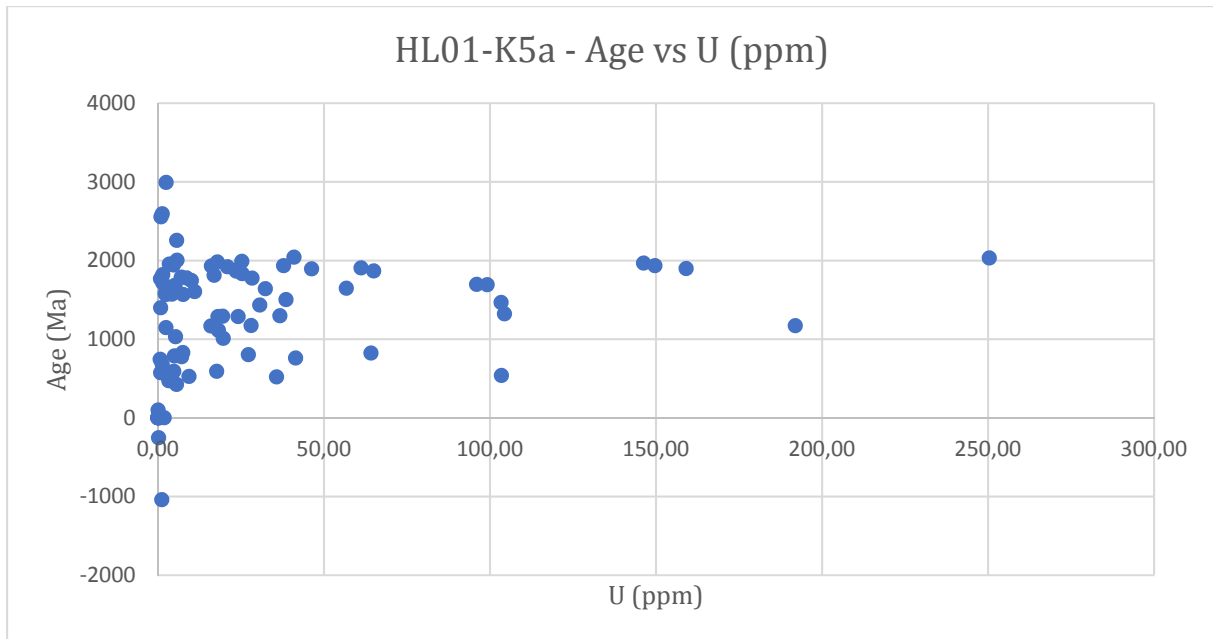
20-R1-42	1,6	0,3	0,66	0,02	-0,81	58	12	0,6	0,1	0,99	16,00	32,00	1166	229	1
20-R1-43	2,0	0,2	0,63	0,01	-0,45	44	4	0,51	0,04	0,95	5,34	9,87	1030	96	1
20-R1-44	10,3	0,7	0,148	0,004	0,51	2,0	0,1	0,10	0,01	0,45	103,50	27,90	536	37	1
20-R1-45	1,3	0,1	0,76	0,03	0,23	79	7	0,76	0,06	0,56	0,72	3,38	742	163	1
20-R1-46	0,29	0,03	0,90	0,03	0,09	430	48	3,5	0,4	0,91	0,18	0,46	-10474	5936	3
20-R1-47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-48	3,4	0,3	0,64	0,02	-0,66	27	2	0,30	0,02	0,95	9,40	62,20	526	55	1
20-R1-49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-50	2,7	0,2	0,21	0,01	-0,19	11	1	0,37	0,03	0,76	25,40	0,28	1832	121	1
20-R1-51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R1-54	3,8	0,3	0,58	0,01	-0,53	21	2	0,26	0,02	0,98	17,72	11,18	589	46	1
20-R1-55	2,9	0,2	0,135	0,001	0,16	6,5	0,4	0,35	0,02	0,63	159,10	63,00	1896	123	1
20-R1-56	0,28	0,02	0,87	0,02	-0,01	423	29	3,5	0,2	0,67	0,70	2,60	0	981	3
20-R1-57	2,6	0,2	0,208	0,003	0,35	11	1	0,39	0,03	0,46	20,96	0,65	1919	123	1
20-R1-58	n/a	n/a	0,87	0,02	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,02	n/a	n/a	3
20-R1-59	2,8	0,2	0,137	0,002	0,12	6,7	0,5	0,36	0,03	0,79	149,70	30,50	1932	134	1
20-R1-60	2,8	0,2	0,205	0,003	0,43	10	1	0,36	0,02	0,29	16,95	1,27	1810	117	1
20-R2-1	0,74	0,06	0,77	0,01	0,33	143	11	1,4	0,1	0,97	1,49	0,03	1715	193	2
20-R2-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R2-3	2,8	0,3	0,45	0,03	-0,82	22	4	0,35	0,04	0,98	28,09	25,80	1172	152	1
20-R2-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R2-5	0,35	0,02	0,79	0,01	0,35	312	16	2,9	0,2	0,83	1,62	3,19	no age	no age	3
20-R2-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
20-R2-7	8,3	0,4	0,30	0,01	-0,39	5,1	0,3	0,12	0,01	0,79	33,50	2,02	522	27	1
20-R2-8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

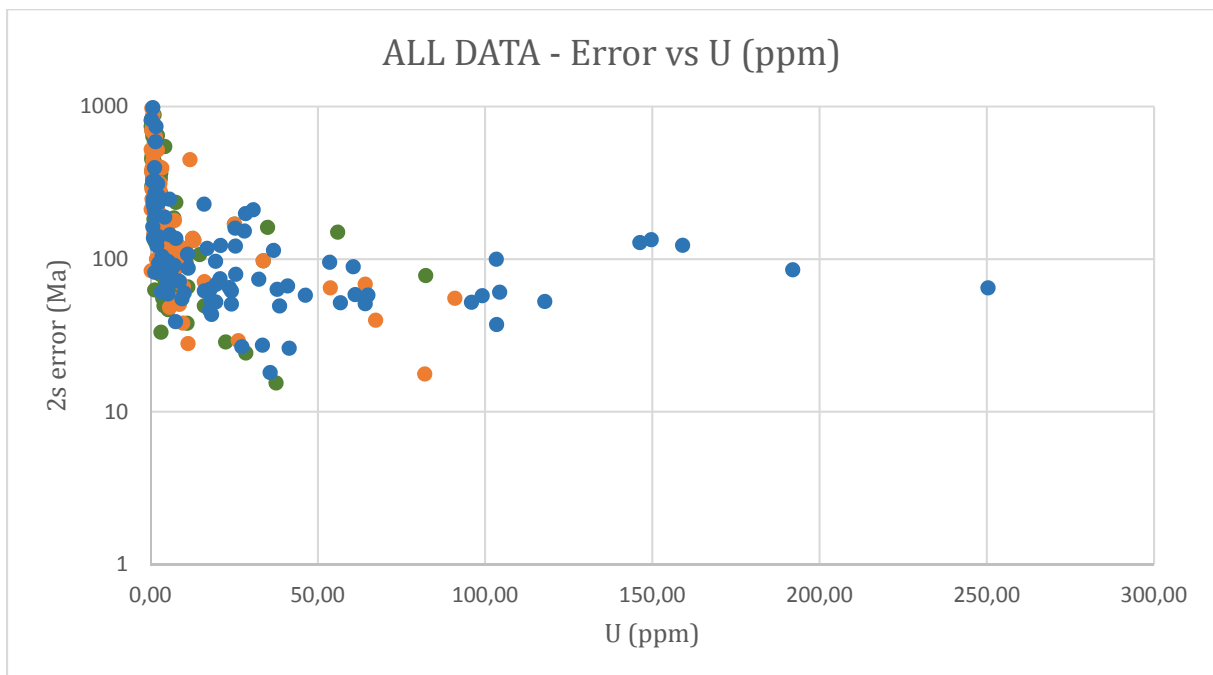
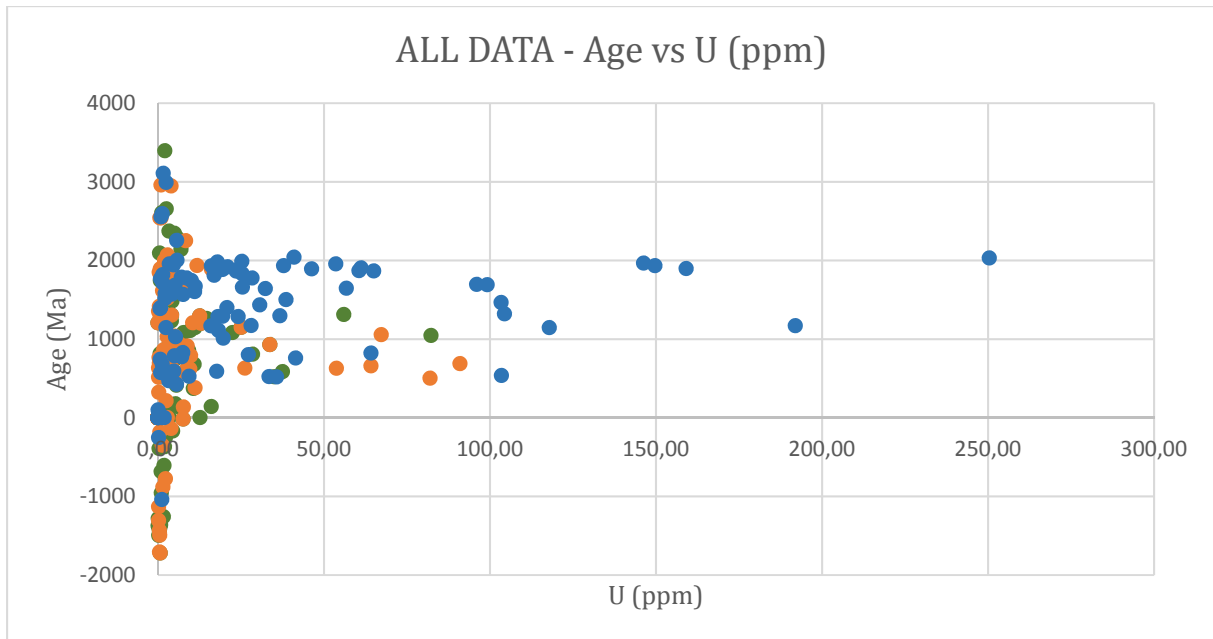
20-R2-9	3,3	0,2	0,26	0,02	-0,32	11	1	0,30	0,02	0,48	20,80	1,88	1400	74	1
20-R2-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-14	0,11	0,01	0,91	0,02	-0,06	1103	88	8,9	0,7	0,96	0,17	0,67	-8940	5519	3
20-R2-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-17	0,12	0,02	0,89	0,02	-0,43	1020	160	8	1	0,99	1,18	16,10	0	3351	3
20-R2-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-19	4,8	0,2	0,141	0,002	0,002	4,1	0,2	0,21	0,01	0,52	117,90	12,53	1144	53	1
20-R2-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-21	2,5	0,1	0,33	0,01	-0,43	19	1	0,40	0,02	0,82	11,30	26,40	1670	87	1
20-R2-22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-23	0,8	0,2	0,76	0,02	-0,39	123	25	1,2	0,2	0,99	2,15	2,88	1515	311	2
20-R2-24	3,1	0,2	0,188	0,003	0,41	8,5	0,4	0,33	0,02	0,62	25,52	0,34	1659	79	1
20-R2-25	2,2	0,1	0,326	0,005	0,19	20	1	0,45	0,02	0,74	19,45	0,30	1883	97	1
20-R2-26	2,8	0,1	0,154	0,002	-0,01	7,5	0,4	0,35	0,02	0,12	60,60	4,35	1870	89	1
20-R2-27	0,003	0,001	0,88	0,01	-0,06	46000	13000	353	90	1,00	0,05	0,53	0	49653	3
20-R2-28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-29	n/a	n/a	0,91	0,03	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0,01	0,06	n/a	n/a	3
20-R2-30	1,00	0,05	0,80	0,01	0,20	110	6	1,01	0,05	0,78	1,90	0,06	584	123	1
20-R2-31	0,7	0,1	0,72	0,02	-0,53	145	25	1,4	0,2	0,99	1,65	4,36	3107	737	2
20-R2-32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-R2-33	2,7	0,1	0,149	0,002	0,50	7,5	0,4	0,37	0,02	0,39	53,60	18,98	1955	95	1
20-R2-34	0,39	0,05	0,85	0,01	-0,17	301	42	2,6	0,4	1,00	1,42	6,42	584	272	2
20-R1-42b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

20-R2-5b	0,32	0,01	0,79	0,01	0,21	334	11	3,1	0,1	0,93	1,23	0,55	0	326	3
20-R2-31b	0,34	0,01	0,78	0,01	-0,16	317	15	3,0	0,1	0,93	0,65	0,73	1387	323	2









Titre : La phase d'hyperextension (Sag) du rift de l'Océan Atlantique sud au Congo : milieux de dépôt, provenance des sédiments et paléoreliefs

Mots clés : Océan Atlantique sud, rift, bassin sag, dépôt lacustre, Bassin de Bas-Congo, Congo

Résumé : Cette thèse se focalise sur: (1) la dynamique des reliefs anciens amont du rift (les épaulements de rift), (2) le routage sédimentaire anté-à syn-rift, (3) l'architecture stratigraphique du remplissage du rift de l'Atlantique sud au Congo. Ce travail repose sur une double analyse terrain-subsurface.

L'étude de terrain a permis de caractériser la géométrie des vallées incisées et de discuter de leurs implications géodynamiques en termes de dynamique de rift et de contrôle des systèmes sédimentaires. Ces vallées incisées montrent une morphologie de dissection fluviale contrôlée localement par le cadre structural et lithologique du socle. Elles sont remplies par des sédiments d'âge Aptien moyen (Fm Chela). Leur incision est donc antérieure à l'Aptien moyen.

L'analyse sédimentologique et séquentielle des Fms de Pointe-Noire, Pointe-Indienne et Chéla, basée sur

l'interprétation de données de sub-surface, a permis de reconstituer l'évolution des milieux de dépôts et l'architecture stratigraphique du remplissage sédimentaire de la phase d'hyper-extension. A l'échelle du bassin, l'évolution de l'environnement de dépôts paraît variable dans le temps et dans l'espace.

Ces séries sédimentaires s'organisent d'abord en une grande séquence progradante couvrant la deuxième moitié du Barrémien et l'extrême base de l'Aptien, surmontée par un hiatus (unconformity à la base de la Fm Chela), puis en une séquence transgressive.

La datation par la méthode U-Th-Pb des zircons et apatites détritiques des sédiments des Fm de Vandji (anté-rift), Djéno (syn-rift) et Chéla (sag) a mis en évidence un changement majeur de sources au cours du temps et distingue deux régions principales de sources de sédiments.

Title: The hyperextended phase of south Atlantic rift in Congo: Sedimentary depositional environments, sediment provenances and paleoreliefs

Keywords: South Atlantic Ocean, Rift, Sag basin, Lacustrine deposit, Lower Congo basin, Congo

Abstract: This thesis focuses on: (1) the dynamic of the upstream rift reliefs (the rift shoulders), (2) the pre-to-syn-rift sedimentary source to sink, (3) the stratigraphic architecture of the filling of the South Atlantic rift in Congo. This work is based on field and subsurface double analysis.

The field study allowed to characterize the geometry of the incised valleys and discuss their geodynamic implications in terms of rift dynamics and control of sedimentary systems. These incised valleys show a fluvial dissection morphology controlled locally by the structural and lithologic framework of the basement. They are filled with Middle Aptian sediments (Fm Chela). Their incision is therefore anterior to the middle Aptian.

The sedimentological and sequential analysis of the Pointe-Noire, Pointe-Indienne and Chéla Fms,

based on the interpretation of subsurface data, led to reconstruct the evolution of the depositional environments and the stratigraphic architecture of the sedimentary filling of the hyper-extension phase. At the basin scale, the evolution of the deposit environment seems variable in time and space.

These sedimentary series are first organized in a large prograding sequence covering the middle Barremian and the lower Aptian, surmounted by a hiatus (the basal Chela unconformity), then in a transgressive sequence.

The U-Th-Pb dating of the detrital zircons and apatites of the Vandji Fm (pre-rift), Djéno (syn-rift) and Chéla (sag) sediments shows sediment provenance and relief changes during the Early Cretaceous time and distinguishes two different sediment source areas.