



**HAL**  
open science

# Contexte sédimentologique et tectonique du bassin paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium

Alexis Ndongo

## ► To cite this version:

Alexis Ndongo. Contexte sédimentologique et tectonique du bassin paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium. Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2016. Français. NNT : 2016DIJOS068 . tel-01899773

**HAL Id: tel-01899773**

**<https://theses.hal.science/tel-01899773>**

Submitted on 19 Oct 2018

**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.



---

**UNIVERSITE DE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE**

**UFR Sciences Vie Terre Environnement**

**École Doctorale Environnement Santé**

**THESE**

Pour l'obtention du grade de

**Docteur en Sciences de la Terre**

Par

Alexis NDONGO

**Contexte sédimentologique et tectonique du bassin  
paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de  
surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium.**

---

*Soutenance le 14 Janvier 2016 devant le jury composé de :*

<b>E. Vennin,</b>	Professeur	Université de Bourgogne	Co-encadrante de thèse
<b>M. Guiraud,</b>	Professeur	Université de Bourgogne	Directeur de thèse
<b>M. Lopez</b>	Professeur	Université de Montpellier 2	Rapporteur
<b>M. Mbina M.</b>	Professeur	Université de Franceville (Gabon)	Co-directeur de thèse
<b>N. Flotté</b>	R. Exploration	AREVA Mining Business Group	Examineur
<b>R. Mourgues,</b>	Professeur	Université du Maine	Rapporteur

---





**UNIVERSITE DE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE**

**UFR Sciences Vie Terre Environnement**

**École Doctorale Environnement Santé**

**THESE**

Pour l'obtention du grade de

**Docteur en Sciences de la Terre**

Par

Alexis NDONGO

**Contexte sédimentologique et tectonique du bassin  
paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de  
surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium.**

---

*Soutenance le 14 Janvier 2016 devant le jury composé de :*

<b>E. Vennin,</b>	Professeur	Université de Bourgogne	Co-encadrante de thèse
<b>M. Guiraud,</b>	Professeur	Université de Bourgogne	Directeur de thèse
<b>M. Lopez</b>	Professeur	Université de Montpellier 2	Rapporteur
<b>M. Mbina M.</b>	Professeur	Université de Franceville (Gabon)	Co-directeur de thèse
<b>N. Flotté</b>	R. Exploration	AREVA Mining Business Group	Examineur
<b>R. Mourgues,</b>	Professeur	Université du Maine	Rapporteur

---



## SOMMAIRE

Remerciements .....	23
Résumé.....	25
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE .....</b>	<b>27</b>
2. Cadre de l'étude.....	29
3. Contexte géologique des gisements d'uranium dans le bassin de Franceville .....	29
4. Problématiques et objectifs de l'étude.....	30
5. Données et Méthodes.....	31
Origine des données.....	31
Méthodes d'analyses.....	33
6. Architecture du manuscrit .....	36
<b>Chapitre I ETAT DES CONNAISSANCES DE LA PÉRIODE ARCHEEN-PALEOPROTEROZOÏQUE ET LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE FRANCEVILLE .....</b>	<b>37</b>
Introduction.....	39
I.A État de connaissance de la période Archéen-Paléoprotérozoïque .....	41
I.A.1 Origine et évolution de la croûte continentale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque.....	42
I.A.2 Orogenèses Archéennes, orogènes Paléoprotérozoïques (croûtes juvéniles) et décrochements lithosphériques.....	48
I.B L'évolution géodynamique de la zone mobile de l'Ogooué et des bassins Francevilliens du Gabon (nature de la croûte et régime paléoprotérozoïque) : état de l'art. ....	77
I.B.1 Le domaine archéen .....	77
I.B.2 Le domaine paléoprotérozoïque .....	79
I.B.3 Synthèse sur la géodynamique du bassin de Franceville.....	94
<b>Chapitre II ÉTUDE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE FRANCEVILLE .....</b>	<b>97</b>
Introduction.....	99
II.A Étude tectonique du bassin de Franceville.....	101
II.A.1 Rappel de quelques concepts pour l'étude structurale. ....	105
II.A.2 Analyse structurale et microstructurale du bassin de Franceville .....	114
II.A.3 Synthèse sur la structuration du bassin de Franceville .....	140
II.B Etude sédimentologique du bassin de Franceville .....	142

II.B.1	Analyse sédimentologique du bassin de Franceville .....	144
II.B.2	Evolution stratigraphique synthétique du bassin de Franceville et interprétation de la transition FB-FC. ....	170
II.B.3	Synthèse de l'évolution des environnements de dépôts du bassin de Franceville .....	176
II.B.4	Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Franceville. ....	176
II.C	Article : Surficial fluid-pressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon) .....	181
<b>Chapitre III ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE : FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA POROSITÉ, RÔLE DES SURPRESSIONS FLUIDES ET DE LA FRACTURATION HYDRAULIQUE SUR LA MIGRATION DES FLUIDES DANS LE BASSIN DE FRANCEVILLE .....</b>		<b>209</b>
	Introduction.....	210
III.A	Rappel des concepts d'analyse pétrographique utilisée au cours de cette étude.....	212
III.A.1	Evolution de la porosité des réservoirs silico-clastiques.....	212
III.B	Caractérisation pétrographique du réservoir FA à Bagombe, Mikouloungou : évolution diagénétique et porosité. ....	217
III.B.1	Description granulométrique et minéralogique des microfaciès.....	217
III.B.2	Évolution des ciments du réservoir FA.....	225
III.C	Fracturation hydraulique et migration de fluides hydrocarbure-uranium (HC-U).....	234
III.C.1	Fracturation hydraulique .....	234
III.C.2	Microdéformations syn et postlithification.....	237
III.C.3	Synthèse des facteurs contrôlant l'augmentation de la surpression dans le bassin de Franceville .....	246
III.D	Séquence diagénétique virtuelle .....	248
III.D.1	Le stade I : Hydrocarbures de type 1 (HC1) .....	248
III.D.2	Le Stade II : stylolites déconnectés .....	249
III.D.3	Le stade III : stylolites connectés .....	250
III.D.4	Le stade IV : Fracturation hydraulique et bitumes de type 2 (HC2).....	252
III.D.5	Le stade V : Minéralisation de l'uranium .....	253
III.D.6	Les stades VI et VII : veines de calcite.....	253
III.D.7	Pression fluide, fracturation hydraulique et évolution du bassin.....	254
<b>Chapitre IV Contrôle tectono-sédimentaire des gisements uranifères du bassin de Franceville : exemple des gisements de Mikouloungou et Bagombe.....</b>		<b>259</b>

Introduction.....	261
IV.A Les gisements du bassin de Franceville.....	263
IV.A.1 Caractéristiques générales.....	263
IV.A.2 Paléofluides associés aux minéralisations uranifères.....	264
IV.B Rôle de la tectonique et de sédimentation sur les gisements de Bagombe et Mikouloungou. 265	
IV.B.1 Structuration du bassin de Franceville et répartition spatiale des gisements d'uranium. 265	
IV.B.2 Environnements de dépôts et barrières de perméabilité : Contrôle sur la répartition verticale des gisements. ....	267
IV.C Minéralisation d'uranium.....	269
IV.C.1 Grès oxydés et paléoaquifères paléoprotérozoïques.....	269
IV.C.2 Bitumes et minéralisation d'uranium dans les gisements de Bagombe et Mikouloungou 271	
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES .....</b>	<b>281</b>
Conclusion .....	283
<b>ANNEXE I: Logs sédimentologiques et lithologiques issus des carottes de Mikouloungou et de Bagombe.....</b>	<b>285</b>
<b>ANNEXE II. Liste et localisation des échantillons.....</b>	<b>293</b>
<b>ANNEXE III. Rapports d'avancement et résumés des congrès</b>	<b>301</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>325</b>

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 0-1:</b> Carte générale du bassin de Franceville montrant la localisation des 23 affleurements étudiés ainsi que la situation des anciens gisements d'uranium de la bordure occidentale du bassin de Franceville. ....	32
<b>Figure I-1:</b> Echelle stratigraphique du précambrien.....	41
<b>Figure I-2:</b> Diagramme pression-température et coupe schématique des zones de subduction au Protoarchéen, à la transition Archéen/Paléoprotérozoïque et à l'actuel. La variation du gradient géothermique serait la cause des changements observés dans la composition chimique des magmas en contexte de subduction (d'après Martin and Moyén, 2002).....	43
<b>Figure I-3:</b> Modèles d'évolution de la croissance crustale d'après (A) Taylor and McLennan, (1995) et (B) Condie, (1998).....	45
<b>Figure I-4:</b> Diagramme de production de chaleur depuis l'Hadéen jusqu'au Phanérozoïque (issu de Richter, 1988).....	46
<b>Figure I-5:</b> Évolution de la formation des croûtes continentales au cours des temps géologiques (Taylor and McLennan, 1995; Condie, 1998).....	47
<b>Figure I-6:</b> Évolution du type d'orogène au cours des temps géologiques. A gauche les orogènes Ultra Haute Température sont représentées par (a) les orogènes par sagduction de l'Archéen et (b) par les orogènes d'accrétion paléoprotérozoïques. A droite les orogènes de collision, avec d'une part (c) les orogènes phanérozoïques « modern cold orogens et (d) les orogènes mixtes (mixed-hot Orogen) du Paléoprotérozoïque (d'après Cagnard et al., 2007 ; Gapais et al., 2009).....	48
<b>Figure I-7:</b> Diagramme P-T dans lequel sont reportés les chemins des faciès éclogites (flèches noires), le domaine des granulites de haute pression paléoprotérozoïques et les champs de condition P-T des zones de subduction (Modifié d'après Spear, 1993 ; O'Brien et Rötzler, 2003, Collins et al., 2004). ...	51
<b>Figure I-8:</b> Evolution PT en fonction du type d'orogènes (d'après Gapais et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011). (a) Orologène moderne associée à l'exhumation d'unités profondes et à un fort relief montagneux (exemple du Golfe du Morbihan (GM), orogène Hercynienne en France ; d'après Jones and Brown, 1990 ; Gapais et al., 1993). (b) Orologène d'accrétion (i. e. accretionary type orogen) marquée par un vaste relief de faible amplitude et par des évidences d'exhumation (exemple de la partie septentrionale du domaine orogénique Svécofennien en Finland (SSAC) ; Cagnard et al., 2007). (c) Orologène Mixte associée à un relief modéré qui contribue à l'exhumation (exemple de la ceinture granulitique de Lapland (LGB) ; Cagnard et al., 2011). ....	52
<b>Figure I-9:</b> Carte schématique de la structuration des terranes de type Tonalite, Trondhjémite, Granodiorite (TTG) associée à des greenstones belts dans la partie orientale du craton de Pilbara (d'après Van Kranendonk et al., 2004).....	54
<b>Figure I-10:</b> (a) Carte géologique du Craton archéen de Dharwar dans le sud de l'Inde, montrant des faciès de type schistes verts, amphibolite et granulite(d'après Raase et al., 1986). (b) Carte structurale occidentale du craton de Dharwar. (c) Coupe interprétative de la partie occidentale du craton de Dharwar à l'échelle crustale (Chardon et al., 1998).....	55
<b>Figure I-11:</b> Distribution des orogènes Paléoprotérozoïques à l'échelle de plusieurs continents (d'après Zhao et al., 2004).....	56
<b>Figure I-12:</b> Carte géologique des domaines orogéniques Trans-Hudsonien et Taltson-Thélon. Localisation du Wollaston group, des bassins d'Athabasca et du Thélon (d'après Jefferson et al., 2007). ....	57

<b>Figure I-13:</b> (a) Coupe stratigraphique du Wollaston Group montrant les séquences I, II et III. (b) Évolution géodynamique du domaine de Wollaston entre 2100 et 1860 Ma (d'après Tran et al., 2003).	59
<b>Figure I-14:</b> Charte stratigraphique de la super série de Dubawnt englobant la séquence de Baker Lake, la séquence de Warton et enfin la séquence de Barrenland, d'âge compris entre 1845 et 1720 Ma (d'après Rainbird et al., 2003).	62
<b>Figure I-15:</b> (a) Coupe lithostratigraphique du bassin d'Athabasca, daté à 1.75 Ga (d'après Ramaekers et al., 2007) (b) Coupe schématique du socle montrant les différents domaines structuraux autour du bassin d'Athabasca (Tran et al., 2003).	62
<b>Figure I-16:</b> (a) carte géologique du craton de São Francisco montrant le socle, la ceinture Néoprotérozoïque Brasiliano, les dépôts Paléoprotérozoïques de São Francisco basin, d'Espinhaço et la localisation du domaine Quadrilatéro Ferrífero. (b) carte géologique simplifiée du domaine méridional du craton de São Francisco montrant la localisation de la séquence Paléoprotérozoïque Minas-Itacolomi (d'après Alkmim et al., 2012).	64
<b>Figure I-17:</b> Charte stratigraphique de la séquence paléoprotérozoïque Minas-Itacolomi et datation de chaque unité stratigraphique (d'après Alkmim et al., 2012).	64
<b>Figure I-18:</b> Carte géologique simplifiée du domaine Leo-Man sur le craton ouest Africain (d'après la carte SIG Afrique du BRGM, Milési et al., 2004).	66
<b>Figure I-19:</b> Séquences stratigraphiques simplifiées des dépôts birrimiens (i. e. éburnéens, 2.2-2.0 Ga) de Banfora, de Houndé et de Boromo au Burkina-Faso (d'après Baratoux et al., 2011).	67
<b>Figure I-20:</b> Carte structurale simplifiée des zones de cisaillement majeurs associée aux ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo au Burkina-Faso et du domaine Ferkessedougou (GFBSZ) en Côte d'Ivoire (d'après la carte SIG Afrique du BRGM, Milési et al., 2004).	68
<b>Figure I-21:</b> Evolution géodynamique des ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo entre 2.16 et 2.09 Ga, montrant d'une part une phase D1 caractérisée par une tectonique compressive sur le craton ouest africain et d'autre part, une phase D2 associée à une tectonique transpressive associée aux zones de cisaillement majeures du craton ouest africain (d'après Baratoux et al., 2011).	69
<b>Figure I-22:</b> Blocs diagrammes Schéma montrant l'évolution structurale du craton ouest africain dans la région de Côte d'Ivoire au cours de l'orogène Eburnéenne, au Paléoprotérozoïque. (I) stade de formation des structures en dôme et bassin du domaine de Nassian (TTG et roches vertes (i. e. greenstone belts). (II) stade transpressif marqué par l'activation de décrochements lithosphériques associées au raccourcissement régional du craton ouest africain dans le domaine Ferkessedougou (d'après Vidal et al., 2009).	70
<b>Figure I-23:</b> Carte simplifiée de la ceinture orogénique de Limpopo entre les Craton du Kaapval et Zimbabwe (d'après Chinoda et al., 2009; Bumby et al., 2011).	71
<b>Figure I-24:</b> Charte stratigraphique et géodynamique du bassin du Transvaal de l'Archéen au Paléoprotérozoïque montrant la succession des unités du protobasinal rocks, du Black Reef, de Chuniespoort, Ghaap Taupone, et de Pretoria (Catuneanu and Eriksson, 1999 ; Hannah et al., 2004).	73
<b>Figure I-25:</b> Carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009). (DO) : domaine de l'Ogooué, (BB) : Bassin de Booué, (BL) : Bassin de Lastourville, (BO) : Bassin d'Okondja.	78
<b>Figure I-26:</b> Carte géologique synthétique du domaine central du Gabon montrant la répartition du domaine orogénique de l'Ogooué, des bassins francevilliens ainsi que des massifs archéens nord-	

Gabon et du Chaillu(d'après Prian et al., 1988). (Ar) : Socle archéen, (Ar-UP) : Métasédiments archéens et paléoprotérozoïque, (UP) : Néoprotérozoïque, (LP) : Paléoprotérozoïque.....79

**Figure I-27:** Evolution des cratons du Congo et de Sao Francisco pendant les orogènes transamazonienne et éburnéenne au Paléoprotérozoïque (d'après Ledru et al., 1994). 1 : Formations post-paléoprotérozoïques ; 2 : Formations fluviodeltaïques d'âge paléoprotérozoïques 3 : Archéen et Paléoprotérozoïque indifférenciés ; 4 : Formations métamorphiques paléoprotérozoïques ; 5 : Granitoïdes archéens 6 : Granites et migmatites archéens ; 7 : Directions structurales majeures de l'orogène paléoprotérozoïque (décrochements) ; 8 : Chevauchements paléoprotérozoïques. ....80

**Figure I-28:** Carte structurale détaillée du domaine orogénique de l'Ogooué montrant les unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen d'Otoubi-Abamié, d'Ayem et de l'Okanda-Etéké, les formations francevilliennes ainsi que le massif du Chaillu. Les traits rouges représentent la localisation des coupes régionales AB, CD et EF illustré de la Fig. I.28, (d'après Feybesse et al., 1998).....81

**Figure I-29:** Coupes régionales du domaine orogénique de l'Ogooué montrant les principales unités litho-tectoniques, les principaux chevauchements et les décrochements (modifié d'après Feybesse et Al., 1998). La coupe schématique AB représente la série de l'Ogooué qui s'étend de N'djolé jusqu'à la Lopé et formée par les unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen, d'Otoubi-abamié, d'Ayem et d'Okanda-Etéké. (1) : Formations Francevilliennes du bassin de Booué, (2-3) : Grès conglomératiques, schistes et jaspes de l'Unité d'Okanda, (4-6) : micaschistes, métagrès et gneiss de l'Unité d'Ayem, (7-11) : Quartzites, amphibolites, migmatites, paragneiss et micashistes de l'unité d'Otoubi-Abamié, (12) : Grès, silts et pélites de l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (13-14) : Granulite associé à des veines de pegmatites, (15) : Granite et Tonalites de la Lopé, (16) : foliation, (17) : Chevauchements, (18) : Schistosité, (19-20) : décrochements. La coupe CD est une coupe restreinte de l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen au contact avec la faille de l'lkoye-ikobe. (1) : Granites de Lecoue, (2-3) : Unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (4) : Granite et Tonalites (2800 Ma ; 207Pb-206Pb, sur Zircon ; Guerrot, (1992), (5) : Banded Iron Formation, (6) : Gneiss rubanés (Tonalite ; Granodiorite, amphibolite) La coupe EF constitue une coupe synthétique du secteur d'Eteke. (1) : Granites de Fougamou, (2-3) : Micashistes et paragneiss de d'unité d'Otoubi-Abamié, (4) : l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (5) : Migmatite et gneiss protérozoïque et archéen indifférenciés, (6) : l'Unité d'Ayem, (7) : Unité d'Eteke, (8-9) : Métagranites et Tonalites du massif du Chaillu, (10-12) : Métagranites, Tonalites, gneiss rubanés et greenstone belt archéens du massif Nord-Gabon.....82

**Figure I-30:** Diagramme pression-température (P-T) montrant l'évolution du métamorphisme des unités litho-tectoniques du domaine de l'Ogooué au cours de l'événement E1, (1) l'unité d'Ayem (2) l'unité d'Otoubi-Aabamié et (3) l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen.....84

**Figure I-31:** Evolution PT en fonction du type d'orogène (d'après Gapais et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011). (a) Orologène moderne associée à l'exhumation d'unités profondes et à un fort relief montagneux (exemple du Golfe du Morbihan (GM), orogène Hercynienne en France ; (d'après Jones and Brown, 1990 ; Gapais et al., 1993). (b) Orologène d'accrétion (i. e. accretionary type orogen) marquée par un vaste relief de faible amplitude et par des évidences d'exhumation (exemple de la partie septentrionale du domaine orogénique Svécofennien en Finlande (SSAC) ; Cagnard et al., 2007). (c) Orologène Mixte associée à un relief modéré qui contribue à l'exhumation (exemple de la ceinture granulitique de Lapland (LGB). Les courbes (1) Ayem Unit (AU), (2) d'Otoubi-Abamié Unit (OAU) et (3) Ndjolé-Nkan-Kolissen Unit (NNKU), représentent l'évolution P-T du métamorphisme dans le domaine orogénique de l'Ogooué décrit par Feybesse et al., (1998). ....84

<b>Figure I-32:</b> Succession des événements pré et post-orogéniques ayant conduit à la formation du domaine orogénique éburnéen de l'Ogooué (West Central African Belt) et des bassins francevilliens de Booué, de Lastourville, de Franceville et d'Okondja (d'après Feybesse et al., 1998).....	88
<b>Figure I-33:</b> Colonne stratigraphique de la série volcanosédimentaire du Francevillien décrit dans le bassin de Franceville (d'après Weber, 1969) .....	90
<b>Figure I-34:</b> Modèles d'ouverture du bassin de Franceville (A) Modèle de Riedel associant décrochements senestres N160° et failles normales N90-N110.(B) Modèle de rift continental montrant les bassins de Franceville, de Lastourville et d'Okondja ainsi que leur remplissage sédimentaire (d'après Gauthier-Lafaye, 1986).....	94
<b>Figure II-1:</b> Carte topographique du Gabon mettant en évidence la localisation des principales structures morphotectoniques (topographie à partir de la base de données etopo30).....	102
<b>Figure II-2:</b> Comparaison des principales unités et structures du Gabon Carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009), avec la base de données topographiques (Figure II.1 A).....	103
<b>Figure II-3:</b> Comparaison des principales unités et structures du Gabon à partir de la carte de l'anomalie du champ magnétique (nt) domaine du socle du Gabon carte géophysique (Sysmin 1983), et la carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009). .....	104
<b>Figure II-4:</b> Carte structurale du bassin de Franceville (Modifiée d'après Bouton et al., 2009).....	106
<b>Figure II-5:</b> Relations angulaires entre les structures caractéristiques susceptibles de se développer dans la couverture sédimentaire au-dessus d'un décrochement de socle (d'après Christie-Blick et Biddle, 1985). .....	107
<b>Figure II-6:</b> (A) répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement R et R' fractures de Riedel, P : cisaillements synthétiques secondaires, T : fente de tension de Tchalenko et Ambraseys, S : schistosité. (B) schéma synthétique montrant les relations géométriques entre les cisaillements de Riedel R et les cisaillements synthétiques secondaires P. ....	108
<b>Figure II-7 :</b> (A) vue de dessus d'un segment de faille normale. Le plan de faille est représenté en noir, le compartiment supérieur en grisé et le compartiment inférieur en blanc. (B) Coupes transverses de la faille A-A' au niveau de la zone de déplacement maximum et B-B' aux extrémités. (C) Section C-C': coupes longitudinales montrant la subsidence du toit et le soulèvement du mur. (d'après Withjack et al., 2002).....	109
<b>Figure II-8:</b> Blocs diagrammes montrant des anticlinaux associés aux segments de failles normales dans les bassins extensifs. (A) Bloc diagramme montrant une rampe de relai entre deux segments de failles (l. e. zone d'apport sédimentaire privilégiée). (B) Bloc diagramme montrant un réseau de plusieurs failles normales, les rampes de relais, les anticlinaux et les synclinaux associés (d'après Withjack et al., 2002). .....	110
<b>Figure II-9:</b> Exemple de bassins synclinaux associés aux failles normales, dans le rift de Suez (d'après Moustapha et al., 2002). .....	110
<b>Figure II-10:</b> Schéma illustrant le rôle des failles héritées sur la compartimentation des bassins sédimentaires (d'après Colletta et al., 1988 ). .....	111
<b>Figure II-11:</b> (A) Carte structurale du rift de Suez montrant trois sous-bassins asymétriques limités par des failles de transfert.(B) Série de coupes réalisées dans le rift de Suez montrant des "twists zones" (d'après Colleta et al. 1988). .....	112

<b>Figure II-12:</b> Carte structurale du bassin côtier Nord-Gabon montrant le rôle de l'héritage structural et des failles transverses sur la structuration des bassins extensifs (d'après Mbina Mounguengui et Guiraud, 2009).....	113
<b>Figure II-13:</b> Carte géologique du bassin de Franceville montrant la localisation des secteurs d'étude (Oklo magna et Moanda-Franceville)ainsi que la localisation des affleurements étudiés et des coupes régionales. ....	114
<b>Figure II-14:</b> (A) Carte détaillée du secteur Oklo-Magna montrant la position des coupes régionales AB et CD du secteur Oklo-Magna, et de la localisation de la carrière d'Oklo (étoile rouge).(B) coupe régionale Oklo-magna, (C) coupe régionale Nord-Leyou. ....	116
<b>Figure II-15:</b> Panneau Ouest de la carrière d'Oklo illustrant le conglomérat du mur en jaune, la couche C1 (représentée par des traits rouges à l'extrême droite du panneau) et les failles normales synlithification d'Oklo (Fig.II.14).....	117
<b>Figure II-16:</b> . (A-C) Photographie de la carrière d'Oklo montrant des failles normales synlithification (B-D) interprétation des photos A et C. GITT : Transport tectonique d'origine gravitaire. ....	118
<b>Figure II-17:</b> Tracés des failles normales de la carrière d'Oklo. (A) Photographie du panneau ouest de la carriers d'Oklo montrant les failles normales synlithification. (B) Interprétation de la photographie des failles normales (d'après Marchal et al., 2003).....	118
<b>Figure II-18:</b> Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Nord-Leyou (A) et d'Oklo (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures Nord-leyou et Oklo. Les directions d'allongement X1 et X2 sont représentées par les flèches noires. ....	119
<b>Figure II-19:</b> Carte détaillée du secteur Moanda-Franceville indiquant la localisation de la coupe EB, la localisation des affleurements de Bagombe, de Mbouma, de la gare de comilog, de Mikouloungou, de Socoba, de R. Poubara et de Franceville. ....	120
<b>Figure II-20:</b> (A) Photographie des microstructures de la dalle de Bagombe. (B) Interprétation de la photographie décrivant les microfractures. Z1 et Z2 représentent les directions de raccourcissements associés aux deux familles de failles. ....	122
<b>Figure II-21:</b> (A) Photographie des failles normales synsédimentaires sur l'affleurement de la gare de Comilog. (B) interprétation de la photographie montrant le jeu des failles et le raccourcissement Z vertical.....	123
<b>Figure II-22:</b> Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Bagombe (A) et de Mbouma (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures Bagombe et Mbouma. X1 et X2 représentent respectivement les directions d'allongement majeur et secondaire. ....	124
<b>Figure II-23:</b> Carte détaillée du secteur Moanda-Franceville indiquant la localisation de la coupe EB, la localisation des affleurements Bagombe, Mbouma, gare de comilog, Mikouloungou, Socoba, R. Poubara et de Franceville.....	125
<b>Figure II-24:</b> (A) Coupe régionale Mikouloungou-Kiéné montrant le socle, les formations FA et FB ainsi que les failles majeures de Mikouloungou et de Kiéné.(B) Panneau oriental de la carrière de Mikouloungou montrant la faille de Mikouloungou mettant en contact les grès du FA (en jaune) et les ampélites du FB (en vert). Plis et les failles inverses de direction N110 affectant les sédiments FB à Mikouloungou figure II.21).....	126

<b>Figure II-25:</b> (A) Photographie d'une charnière de pli déformée par des failles inverses dans la carrière Mikouloungou. (B) Interprétation de la photographie montrant la géométrie et cinématique des failles ainsi que la direction de raccourcissement. ....	128
<b>Figure II-26:</b> Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Mikouloungou (A) et de Socoba (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles et des directions d'allongements (à droite). (C) localisation des stations de mesures de Mikouloungou et de Socoba. X1 et X2 sont les directions d'allongement majeur et secondaire. ....	129
<b>Figure II-27:</b> (A) Photographie des microfailles normales synlithification et des fentes de tension de la route de Poubara. (B) interprétation de la photographie montrant les directions des deux familles de fentes de tension, en bleu et en rouge, les microfailles synlithification reliées à deux directions d'allongement horizontales X1 N70 et X2 N170. ....	130
<b>Figure II-28:</b> Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de Route de Poubara et de mesures de Franceville (B) Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures de Route Poubara et Franceville. X1 et X2 représentent les directions d'allongement majeur et secondaire du bassin. ....	131
<b>Figure II-29:</b> Synthèse de l'étude microstructurale du bassin montrant les stéréogrammes et les régimes de déformation associées. ....	133
<b>Figure II-30:</b> Schéma structural montrant les subméridiennes N170-N180, failles normales longitudinales N110-N120, les directions d'étirements associées à la mise en place des failles normales longitudinales N110-120 et des failles transverses nord-sud structurant au paléoprotérozoïque le bassin de Franceville. ....	134
<b>Figure II-31:</b> Carte structurale du bassin de Franceville (Modifiée d'après Bouton et al., 2009), montrant les principales unités géologiques du bassin de Franceville, les failles de transfert N170-180, les failles longitudinales N110-120, les anticlinaux de mur et les synclinaux de toit. Elle présente aussi la direction d'allongement majeure du bassin (N50-70°E et les directions d'étirement associées aux failles transverses. ....	135
<b>Figure II-32:</b> Faille transverse N170 (i.e. Twist-zone) marquée par la mise en place de failles normales N150 (réactivation de la fabrique archéenne) se raccordant aux failles normales longitudinales N110-120 de Mikouloungou, Kiéné, Menaye et Djokaye les failles longitudinales au niveau des (secteurs de Franceville et de Kiéné, localisation dans Figure 30). ....	140
<b>Figure II-33:</b> Log stratigraphique synthétique et composite de la série Francevillienne dans le bassin de Franceville et synthèse des environnements de dépôt issus de cette étude et de la bibliographie. Localisation stratigraphique des affleurements étudiés. ....	143
<b>Figure II-34:</b> Carte de localisation des affleurements étudiés. ....	145
<b>Figure II-35:</b> . Faciès fluviatiles : (A, B) Conglomérats de Moyabi et de SUCAF ; (C) Grès à structures en auges au niveau de SUCAF (localisation dans la figure II.34). ....	146
<b>Figure II-36:</b> Grès FA de l'affleurement de Moanda : (A, B) Grès FA à litages obliques et horizontaux de Moanda ; (C) Carte de localisation des grès FA de Moanda. La flèche rouge indique le sens de migration des paléo-courants reliés à la formation FA. (D) Rosace des paléo-courants FA. ....	147
<b>Figure II-37:</b> Carte du bassin de Franceville montrant la distribution spatiale des dépôts fluviatiles. ....	148
<b>Figure II-38:</b> (A, B) Panorama de l'affleurement de Nord-Leyou montrant les bancs de grès grossiers et les niveaux fins. (C) Carte de la localisation de l'affleurement de Nord-Leyou et le sens de progradation du delta. (D) Rosace des paléo-courants. ....	149

<b>Figure II-39:</b> (A) Corps gréseux chenalisés à structures en auge (St) et litages obliques (Sp) qui érodent des faciès silto-argileux. (B) Silts argileux montrant des lamines planes, des petites rides et des rides grimpantes. (C) Rides de courants symétriques. (D) silt argileux montrant des rides grimpantes. (E) Grès grossiers montrant des litages bidirectionnels. Formation du FA sur l’affleurement Nord-Leyou, (localisation figure II.34).....	150
<b>Figure II-40:</b> Grès grossier du FA, au niveau de l’affleurement Nord-Leyou, montrant des litages obliques et des faisceaux tidaux. (B, C) détail de l’affleurement présentant des faisceaux tidaux associés à des drapages argileux (localisation figure II.34). .....	151
<b>Figure II-41:</b> Banc gréseux du FA, au niveau de Nord-Leyou, montrant des faisceaux tidaux situés de part et d’autre d’une surface de réactivation, avec l’indication des paléo-directions de courant dominant (CD) et subordonné (CS) (localisation figure II.34).....	152
<b>Figure II-42:</b> Log sédimentaire de Nord-Leyou présentant la distribution des faciès sédimentaires, et l’évolution des environnements de dépôts.....	153
<b>Figure II-43:</b> Photographie interprétée de l’affleurement d’Eyouga montrant les limites des corps gréseux cliniformes FA et le sens de progradation. (B) Carte de localisation et sens de progradation du delta FA (flèche rouge). (C) Rosace des paléo-courants.....	154
<b>Figure II-44:</b> Détail de l’affleurement Eyouga II, présentant une photographie interprétée des surfaces de réactivation et des faisceaux tidaux. Les flèches montrent le sens des paléo-courants dominants (CD) et subordonnés (CS). .....	155
<b>Figure II-45:</b> (A, B) Photographie interprétée des corps gréseux cliniformes de l’affleurement de Kélé. (C) Localisation et sens de progradation général (D) Rosace des paléo-courants. ....	156
<b>Figure II-46:</b> Surfaces de réactivation, faisceaux tidaux et drapages argileux sur les grès du FA au niveau de l’affleurement d’Eyouga II.(Localisation figure 34) .....	156
<b>Figure II-47:</b> Log sédimentaire de Kélé montrant la distribution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts de la formation FA.....	158
<b>Figure II-48:</b> Log sédimentaire de Mikouloungou (carotte ML013-2) présentant l’évolution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts. Illustration de l’empilement des séquences de dépôt et les surfaces remarquables à la transition FA-FB. ....	161
<b>Figure II-49:</b> Carte du bassin de Franceville montrant la distribution spatiale des environnements de dépôts fluviaux, deltaïques et tidaux. ....	163
<b>Figure II-50:</b> (A, B) Photographie interprétée de l’affleurement FB de Comilog. (C) localisation de l’affleurement FB sur la carte de Franceville. (D) Coulée de débris (faciès F3) déformant les faciès sous-jacents.....	164
<b>Figure II-51:</b> (A) Argilites laminées du faciès F1 associées à une lentille carbonatée. Grès fin du faciès F2, liquéfié (B, C) et déformé par des failles synlithification (D, E, F).....	165
<b>Figure II-52:</b> Coulée de débris du faciès F3 érodant les argilites laminées du faciès F1 et présentant des vacuoles et des galets mous. ....	166
<b>Figure II-53:</b> Log sédimentaire de la gare de Comilog illustrant l’évolution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts (localisation dans la figure II.34).....	168
<b>Figure II-54:</b> Carte de la répartition spatiale des environnements de dépôts du FB, dans la partie occidentale du bassin de Franceville. ....	169
<b>Figure II-55:</b> Carte de la distribution spatiale de la formation du FC dans bassin de Franceville.....	170
<b>Figure II-56:</b> Synthèse des environnements de dépôts du FA et du FB1.....	172
<b>Figure II-57:</b> Colonne stratigraphique du bassin de Franceville montrant l’évolution des environnements de dépôts et des unités génétiques. L’évolution des unités génétiques permet de	

discuter l'hypothèse considérant les grès de Poubara comme des turbidites suivant deux cas de figure : en période de bas niveau marin (A) et en période de haut niveau marin (B).....	174
<b>Figure II-58:</b> Colonne stratigraphique du bassin de Franceville montrant l'évolution des environnements de dépôts et des unités en considérant les grès de Poubara comme des dépôts tidaux.....	175
<b>Figure II-59:</b> Distributions proximales, distales, des environnements de dépôts du bassin de Franceville. (A) dépôts fluviatiles, deltaïques et tidaux du FA au FB inférieur. (B) dépôts marins profonds, subtidaux à supratidaux du FB au FC. ....	178
<b>Figure II-60:</b> Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Franceville montrant les quatres phases tectoniques et le remplissage sédimentaire correspondant.....	179
<b>Figure III-1 :</b> Carte synthétique du bassin de Franceville montrant les failles majeures, les formations géologiques et la répartition des 23 sites échantillonnés. Les points blancs représentent les secteurs associés à une diagenèse normale. Les points orange correspondent à des zones avec des structures de surpression de fluides modérée et les points rouges marquent les secteurs associés à de fortes pressions fluides.....	211
<b>Figure III-2:</b> Photographies de lames minces des grès du FA dans les zones associées à des structures de surpression modérée (6 Mbouma et 8 Moanda) et celles des secteurs liés à une diagenèse sans fracturation hydraulique (22 Kele et 23 Mikoto, voir localisation dans figure III.1).....	212
<b>Figure III-3:</b> Influence du tri granulométrique sur la porosité primaire dans les formations gréseuses. ....	213
<b>Figure III-4:</b> Présentation schématique du processus de compaction chimique (B) processus de formation des auréoles de silice par compaction chimique (d'après Sheldon et al., 2003).....	214
<b>Figure III-5:</b> Types de ciments carbonatés (Tucker and Wright, 1992). ....	215
<b>Figure III-6:</b> Conservation de la porosité grâce au coating des smectites (S) fibreuses autour des grains de quartz (Ajdukiewicz and Richard., 2012). ....	216
<b>Figure III-7:</b> (A) Altération d'un grain de feldspath créant de la porosité (Schrank et De Ross, 2015) ; (B) Golfe de corrosion sur des grains de quartz. ....	216
<b>Figure III-8:</b> (A) Microfaciès M1 sur la lame 9651-5B, issue du sondage BA216. (Bagombe, localisation Fig.III.1). (B) proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher. ....	218
<b>Figure III-9:</b> Microfaciès M1 sur la lame mince de l'échantillon E12, en LPA, issue du sondage ML13-2 (Mikouloungou, localisation sur la figure III.1) (A) Auréoles de surcroissance de silice (Si) autour des grains de quartz (Qz), des feldspaths altérés (F) et un ciment carbonaté poecilitique (Ca). (B) Microfaciès M1 présentant des grains de quartz (Qz) et des surcroissances de silice corrodés liés (Si) par un ciment carbonaté poecilitique (Ca). Gc =Golfes de corrosion.....	219
<b>Figure III-10:</b> (A) Microfaciès M2 sur la lame 9651-6A, en LPA, provenant du sondage BA216 (Bagombe, localisation sur la figure III.1). (B) Proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher. ....	221
<b>Figure III-11:</b> (A) Lame mince 9651-5B, issue du sondage BA216 (Bagombe, voir localisation figure III.1). Ciment carbonaté (Ca) associé à la matrice argileuse (Ma) et surcroissances de silice (Si) irrégulières dans le microfaciès M2. (B) Lame mince E10, en (LPA), issue du sondage ML013-2	

(Mikouloungou, voir localisation figure III.1), montrant des surcroissances de silice (Si) entre certain grain de quartz (Qz), dans le microfaciès M2. ....	222
<b>Figure III-12:</b> (A) Microfaciès M3 sur la lame 9651-4B en LPA, provenant du sondage BA216 (Bagombe, voir localisation figure III.1). (B) Proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher. ....	223
<b>Figure III-13:</b> Photographies de lame mince 9651-4B en LPA, provenant du sondage BA216 (FA, Bagombe, voir localisation figure III.1). Microfaciès M3 présentant des grains de quartz (Qz) grossiers associés à une abondante matrice argileuse (Ma ; A, B). Présence de feldspaths altérés (F ; A, B), de micas dans la matrice argileuse (B) et de surcroissance de silice irrégulière (A). ....	224
<b>Figure III-14:</b> Photographie de la lame 9651-7 issue du sondage BA 216 (Bagombe, localisation sur la figure III.1), montrant les principaux minéraux argileux identifiés au cours de l'étude. (A) matrice argileuse (Ma) constituée essentiellement de chamosite. (B) Kaolinite filiforme (Kao.f). (C) Minéraux argileux fibreux tapissant (Ta) le contour des grains de quartz. (D) matrice argileuse composée de chamosite au centre et de kaolinite filiformes (Kao.f) à proximité des grains et tapissage (Ta) des grains par les minéraux argileux.....	226
<b>Figure III-15:</b> Image MEB de la lame mince n°9651-7, du sondage BA 216 (Bagombe), montrant les minéraux de chamosite (fibres claires sur les images), autour des grains de quartz et les spectres d'analyse (1 à 4) par la sonde EDS. (A) chamosite en remplissage de la porosité. Spectre 1 : chamosite, Spectre 2 : illite associé à la chamosite dans la porosité. (B) chamosite fibreuse autour des grains de quartz. Spectre 3 : chamosite, spectre 4 : oxyde de zirconium. L'image MEB et l'analyse des spectres ont été réalisées au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB) à l'Université de Bourgogne. ....	227
<b>Figure III-16:</b> (A) Photographie de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (grès FA-Mikouloungou, localisation sur la figure III.1), montrant le microfaciès M1 avec des auréoles de surcroissance de silice (Si) autour des grains de quartz associées à la présence des bitumes (HC1) entre les grains de quartz et les auréoles de surcroissance de silice. (B) Photographie de lame mince E10, en (LPA), issue du sondage ML013-2 (Mikouloungou, voir localisation figure III.1), montrant le microfaciès M2 associé aux surcroissances de silice (Si) irrégulières sur certains grains de quartz. (B, C) Photographies en LPA et en fluorescence X montrant les bitumes entre les grains surcroissances de silice. Fluorescence X réalisée à l'aide Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences). ....	228
<b>Figure III-17:</b> Photographie et interprétation d'une carotte issue du sondage BA-37 (Bagombe), présentant des grès silicifiés du FA associé à un stylolite enduit de bitume, au niveau de la zone de contact avec un niveau silto-argileux fin (localisation sur la figure III.1).....	229
<b>Figure III-18:</b> Photographies et interprétations de lames minces provenant des grès du FA. (A) : Photographie de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (Grès FA-Mikouloungou), montrant des stylolites déconnectés (Stylo 1), ciment siliceux (Si), et ciment carbonatés (Ca). Localisation sur la figure III.1 (B) : Photographie (en LPA) de la lame mince 9651-5B, issue du sondage BA216 (Bagombe), montrant un réseau de stylolites connectés et anastomosés, (voir localisation figure III.1). (C, D) : Photographie et interprétation de la lame mince 9651-2B, du sondage BA216 (Grès FA, Bagombe), illustrant un réseau de stylolites connectés (localisation, figure III.1). ....	230
<b>Figure III-19:</b> Photographies de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (Grès FA-Mikouloungou) (A) : Grains de quartz entourés de ciments de calcite poecilitique. (B, C) Grains de	

quartz et surcroissance de silice présentant des golfes de corrosion (D) Photographie de la lame 9651-7 issue du sondage BA 216 (grès FA Bagombe), montrant un ciment siliceux associé à une matrice de chamosite (localisation sur la figure III.1). .....	231
<b>Figure III-20:</b> Image MEB de la lame mince E10, du sondage ML013-2 (grès FA Mikouloungou), présentant un ciment de calcite remplissant la porosité. Les points rouges représentent les points d'analyse à la sonde EDS : 1 : calcite, spectre ; 2 : biotite et spectre ; 3 : quartz. L'image MEB et l'analyse des spectres ont été réalisées au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB) à l'Université de Bourgogne. ....	232
<b>Figure III-21:</b> Diagramme synthétique montrant les principaux facteurs responsables de l'augmentation de la pression fluide dans les bassins sédimentaires (d'après Graul, 1999). ....	235
<b>Figure III-22:</b> Microdéformations syn et postlithification du bassin de Franceville reportées sur le diagramme de Knipe (modifié d'après Knipe, 1986). (a) grès fluidifié dans une carotte de Mikouloungou. (b) : grès liquéfié dans une carotte de Mikouloungou (c) : déformation hydroplastique sur une carotte de Mikouloungou ; (d) : fentes de tension régulières remplies de quartz sur une lame mince du secteur de Mikouloungou. (e) : grains de quartz cataclasés dans une lame mince du secteur de Mbouma. ....	238
<b>Figure III-23:</b> . Processus d'éluviation des argiles dans le microfaciès mal trié M3 (A, B). Lame n° 9651-4B, provenant du sondage BA216 (FA, Bagombe). ....	239
<b>Figure III-24:</b> Bande de dilatation parallèle à S0 dans un grès du FA (Lame n° 9651-7, du sondage BA 216). (A, B) Photographie et interprétation d'une bande de dilatation. (C) ciment carbonaté dans la bande de dilatation. (D) ciment siliceux en dehors de la bande de dilatation. ....	242
<b>Figure III-25:</b> (A, B) photographie et interprétation de la lame mince n°ML013 E07 (Mikouloungou), montrant des bandes d'injection associées au bitume. (B, C) détail de la lame illustrant les gouttelettes de bitume. Les flèches rouges localisent les gouttelettes de bitumes. Les flèches de couleur marron indiquent le sens de migration des bitumes. (E) Photographie détaillée d'une gouttelette de bitume (LPA). (F) Photographie d'une la gouttelette de bitume en fluorescence X. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences). ....	243
<b>Figure III-26:</b> (A, B) Photographie et interprétation de la lame mince n°9651 2A, sondage de Bagombe BA.216. (A) Photographie en lumière transmise montrant des microfractures hydrauliques radiales interconnectées. (B) Interprétation de la photographie (A). (C) Photographie prise en lumière réfléchiée présentant une gouttelette de bitume dans une microfracture radiale. (D) Photographie en fluorescence X, de plusieurs microfractures anastomosées et d'une microfracture radiale. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences). ....	244
<b>Figure III-27:</b> Photographie et interprétation de lame mince n°9651-2B illustrant un stylolite ré ouvert et-rempli par des bitumes (A-D). Photographie détaillée en (LPA) et en fluorescence X, d'un stylolite ré ouvert présentant des bitumes. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences). ....	245
<b>Figure III-28:</b> (A et B) : Veines de calcite horizontales recoupant les ciments siliceux, les grains de quartz, et les bitumes, (C et D) : Veines de calcite verticale recoupant les grains de quartz et la matrice argileuse. . Les flèches rouges représentent l'ouverture surpression fluide. (VCH=Veine de calcite horizontale. VCV= Veine de calcite verticale. ....	247

<b>Figure III-29:</b> Séquence diagénétique virtuelle du réservoir FA dans les secteurs de Bagombe et Mikouloungou (corriger après validation le VI veines ("beefs") à remplissage calcitique et HC3? par surpression fluide tardive.....	249
<b>Figure III-30:</b> Formation des bitumes de type 1 (CH1) au cours du stade diagénétique I, dans le microfaciès M1 (A, B) et dans le microfaciès M2 (C, D). .....	250
<b>Figure III-31:</b> Développement des stylolites déconnectés (A, B) et des stylolites connectés (C, D) pendant la stade II de la séquence diagénétique virtuelle.....	251
<b>Figure III-32:</b> Développement des microfractures hydrauliques, réouverture des stylolites connectés et injection des bitumes de type 2 (HC2) pendant le stade IV de la séquence diagénétique. ....	252
<b>Figure III-33:</b> Photographie d'une gouttelette de bitume montrant la minéralisation d'uranium (en bleu clair, U), dans les microfractures parallèles à S0 et aux bandes de compaction BC1 et BC2., au stade V. (Lame mince n°9651-7 issue de sondage BA216 (grès FA Bagombe).....	253
<b>Figure III-34:</b> Formation des veines de calcite horizontales (A, B) et des veines de calcite verticales (C, D), au cours des stades VI et VII. ....	254
<b>Figure III-35:</b> Évolution schématique du bassin de Franceville et des réservoirs FA, montrant les 4 phases majeures de l'évolution tectono-stratigraphiques du bassin, les sept stades de l'évolution diagénétique du réservoir FA ainsi que les fluctuations de la pression fluide en fonction des stades diagénétiques et des phases tectonique et stratigraphique. ....	258
<b>Figure IV-1:</b> Carte de distribution des gisements d'uranium du bassin de Franceville. ....	263
<b>Figure IV-2:</b> Modèle de circulation des paléofluides dans le bassin de Franceville (d'après Mathieu, 1999). ....	265
<b>Figure IV-3:</b> Carte structurale du bassin de Franceville (modifié d'après Bouton et al., 2009), montrant la localisation des gisements et des indices d'uranium au niveau des anticlinaux de mur contrôlés par le jeu des failles normales intra-bassins.....	266
<b>Figure IV-4:</b> Coupes régionales du bassin de Franceville (Mikouloungou Kiéné) montrant la distribution des grès oxydés et la localisation des gisements d'uranium de Bagombe, de Mikouloungou et l'indice de Kiéné (données internes AREVA).....	267
<b>Figure IV-5:</b> Modèles des gisements d'Oklo, de Bagombe et de Mikouloungou (modifié d'après Gauthier-Lafaye, 1986 et des données internes AREVA, 2014). ....	268
<b>Figure IV-6:</b> (A) Grès gris à noirs ou grès "réduits" du sondage BA 37 (FA-Bagombe) et ML 013 (Mikouloungou). (B) Grès "oxydés " de la dalle du FA à Bagombe. (C) Grès rouge "oxydé" dans le sondage ML428_2 (FA-Mikouloungou). ....	270
<b>Figure IV-7:</b> Séquence diagénétique virtuelle du réservoir FA dans les secteurs de Bagombe et Mikouloungou. ....	272
<b>Figure IV-8:</b> (A, B) Photographies en lumière transmise (LPA) de la lame mince 9651-2B, du sondage BA216 (FA-Bagombe), montrant des bitumes opaques. (C) Photographie de la même lame en lumière réfléchie, illustrant les bitumes de teinte brunâtre et les pyrites de teinte jaune vif. ....	273
<b>Figure IV-9:</b> Photographies de la lame 9651-2A, du sondage BA 216 (Grès FA-Bagombe). (A) grès FA présentant une gouttelette de bitume. (B) Photographie en lumière transmise (LPA) d'une gouttelette de bitume de type 2, dans une porosité fracturée. (C) Photographie de la même gouttelette de bitume en lumière réfléchie. HC2= Bitumes de type 2. Mfh=Microfracture hydraulique. ....	274
<b>Figure IV-10:</b> (A) Photographies en lumière transmise et réfléchie de la lame mince 9651-3B, (sondage BA 216, Bagombe), montrant la minéralisation d'uranium dans les clivages des muscovites	

(en LR et en LT). (B) Photographies en LT et LR, illustrant la présence de la minéralisation d'uranium dans la matrice argileuse.....	275
Figure IV-11: Photographies de la lame mince 9651-7 issues de sondage BA216 (grès FA Bagombe) montrant la minéralisation d'uranium associée au bitume. (A) grès grossier montrant une porosité occupée par une gouttelette de bitume. (B) gouttelette de bitume en lumière transmise. (C) Gouttelette de bitume en lumière réfléchie. (D, E) zoom de la gouttelette de bitume en lumière réfléchie. (F) Photographie de la gouttelette montrant l'uraninite (en bleu clair, U), qui se distribue préférentiellement le long de microfractures hydrauliques parallèles à S0 et aux bandes de compaction BC1 et BC2. ....	276
Figure IV-12: Image MEB de la lame mince n°9651-2A, du sondage BA 216 (grès FA-Bagombe), montrant la minéralisation d'uranium (en blanc), dans les microfractures hydrauliques et les stylolites ré ouverts. Les spectres de mesures réalisées grâce à la microsonde électronique EDS, montrent que les microfractures hydrauliques et les stylolites ré ouverts par fracturation hydraulique peuvent contenir jusqu'à 8% d'uranium, et sont associés à plusieurs autres éléments chimiques.....	277
Figure IV-13: Modèle de formation des gisements d'uranium du bassin de Franceville : (BPP) Barrière de Perméabilité Principale ; (BPS) Barrière de Perméabilité Secondaire ; (PLf) Pression lithostatique faible ; (PLF) Pression lithostatique Forte. (PF) Pression fluide ; (HC1) Hydrocarbures de type 1 ; (HC2) Hydrocarbures de type 2 ; (FO) Fluides oxydants (saumures, infiltration météoriques, fluides hydrothermaux) ; (U) Uranium.....	279

**Figure\_Article 1:** Geological domains of Gabon showing sedimentary basins, orogenic domains, and fault lines (modified after Feybesse et al., 1998, Mbina MOUNGUEGUI and GUIRAUD, 2009, Thiéblemont et al., 2009). 1- Archean–Proterozoic basement, 2- Archean to Paleoproterozoic magmatic and metamorphic units (banded gneiss units, tonalite-trondhjenite-granodiorite (TTG), greenstone belts of the Belinga series etc.) 3- Volcano-sedimentary Francevillian basins, 4- Neoproterozoic sedimentary domain of Nyanga syncline, 5- Coastal Meso-Cenozoic basin, 6- Cretaceous normal faults, 7- Cretaceous transfer faults, 8- Neoproterozoic Panafrican thrust, 9- Archean–Paleoproterozoic thrust, 10- Foliation trend.....

**Figure\_Article 2** Structural map of Franceville Basin showing geological formations: Archean basement, FA to FE Francevillian formations, Bateke sandstones. Transfer faults and main longitudinal normal faults with footwall anticlines and hangingwall synclines. Location of selected wells and logs, geological cross sections AB and CD. (BA) Bagombe Area, (MB) Mbouma outcrop (MS) M'vengue Syncline, (YS) Yeye Syncline. (ML) Mikouloungou area, wells ML 013-2, ML 406-2, ML 128-2. (SO) Socoba quarry. (Mv) M'vengue outcrop.....

**Figure\_Article 3** Lithostratigraphic succession of the Francevillian series (modified after Weber, 1969) showing FA to FE formations, stratigraphic location of the transitions between FA-FB and FB2a-FB2b, and previous sedimentary studies. ....

**Figure\_Article 4** Lithostratigraphic correlations of the Ogly-3, BA-74, GR-2 and KA-15 wells and the synthetic logs of Mouyabi and Ondili showing main normal and transfer faults affecting the Francevillian Basin. It illustrates the thicknesses variation of the synextensional FA-FB formations and the thickness of the postextensional FC-FD formations.....

**Figure\_Article 5** (A) SW–NE cross-section of the Oklo area displaying FA, FB and FC formations, Oklo open pit, main normal faults, and half-graben blocks associated with footwall anticlines and hangingwall synclines. (B) SSW–NNE cross-section of the Mikouloungou area displaying FA and FB

formations, showing main normal faults and half-graben blocks associated with footwall anticlines and hangingwall synclines. ....

**Figure\_Article 6** Mikouloungou quarry outcrops. (A) Illustration of the southwestern side of Mikouloungou quarry. (B) Interpretation of illustration (A) showing Mikouloungou normal fault plane, FA sandstones (yellow), and FB1 Ampelites (green), stratigraphic contact. (C) A panoramic photograph of northward tilted FB deposits. (D) Photograph interpretation showing ampelites and of FB1 formation progressively tilted from 65° to 35° northward, and gravity induced fold associated with extensional stage. It also shows minor reverse faults and hangingwall reverse folds associated with a less important compressive stage. (E) Synthetic sketch of the tectonic evolution of Franceville Basin in Mikouloungou quarry. ....

**Figure\_Article 7** FA-FB transition in the Mikouloungou area. (A) Panoramic photograph of the FA-FB stratigraphic transition in Mikouloungou quarry. (B) Photograph interpretation showing the FA-FB stratigraphic transition, three depositional environments: fluvial environments (orange); tidal dominated deltaic environment (yellow); Wave and storm dominated shoreface to offshore (green). The red and black lines are erosional and transgressive surfaces, respectively. (C) Illustrations of Mikouloungou lithofacies (see Fig. 7B for position). (1) Fluvial channel eroding laminated siltstones (F1); (2) Planar cross bedding and small channel in fluvial sandstones (F2-F3); (3) Tangential cross bedding in tidal bars (F6); (4) Massive mudstones (F4) Lenticular bedding below tidal channel (F5); (5) Bidirectional cross bedding in sandstones (F6); (6) Current ripples associated with mud drapes (F7-F8); (8) HCS in sandstones (F10); (9) Alternating sandstones and mudstones (F11).....

**Figure\_Article 8** Sedimentological section of Mikouloungou (ML01) in Fig. 2), showing main lithofacies facies, sedimentary structures; depositional environments; transgressive (red) and erosional (black) surfaces. (MPB) Main Permeability Barrier, (SPB) Secondary Permeability Barrier corresponding to shale-rich layers. ....

**Figure\_Article 9** Sedimentological model and depositional environments in association with main facies (see table 1 for detailed description). ....

**Figure\_Article 10** Sedimentological sections of Socoba and M'vengue showing FB2a sandstones and FB2b ampelites, main sedimentary facies (from previous studies), and deformational structures. (MPB) Main Permeability Barrier; (SPB) Secondary Permeability Barrier. ....

**Figure\_Article 11** (A) Map of the study area showing the 23 sample points; fluid-pressure induced deformation structures (red dots) and no fluid-pressure induced structures (red circles). The red domain is the probable fluid-pressure zone. (B) Outcrop and thin section photographs of no fluid-pressure induced structures in the Leyou (a-b) and Kele (c-d) areas. 1- Leyou outcrop, 2-3- COGEMA and Ngangolo quarry, 4- Oklo open pit, 5- Comilog Station, 6- Moanda outcrop, 7- Bagombe area, 8- Mbouma outcrop, 9- Moyabi area, 10- SUCAF outcrop, 11- M'vengue outcrop, 12- Mikouloungou quarry, 13- SOCOBA quarry, 14- Poubara road outcrop, at 13 km of M'vengue, 15- Mbaya outcrop, 16- Mopia outcrops, 17- Yene outcrops, 18- Franceville outcrops, 19-20- Otobo road outcrops, 21- Eyouga I outcrop at 14km of Franceville, 22- Kele outcrop at 18 km of Franceville, 23- Mikouto.....

**Figure\_Article 12** Different deformation structures of the Franceville Basin plotted on the Knipe diagram (modified from Knipe, 1986). (a) Fluidized sandstone in Mikouloungou well core; (b) liquefied sandstone in Mikouloungou well core; (c) hydroplastic deformation in Mikouloungou well core; (d) regular quartz-filled tension gashes affecting sandstone in Mikouloungou outcrop; (e) cataclastic quartz grains in Mbouma thin section. ....

**Figure\_Article 13** (A) photograph of Oklo open pit platform; (B) interpretation of Oklo platform showing synlithification normal faults associated with Gravity Induced Tectonic Transport (GITT)

about 60° northeastward; (C) photograph of the Oklo platform; and (D) interpretation showing sinuous planes of the synlithification fault and associated relay ramp.....

**Figure\_Article 14** (A) Panorama of Mvengue outcrop. (B) Mvengue outcrop interpretation with FB2b ampelites (green) intruded by folded sandstone dykes (injectites: INJ) and sills. (C) Folded dyke (or ptygmatic fold) along a compaction band; red arrow shows the lithostatic stress direction and white arrows correspond to fluid-pressure. (D) Thin section showing siltstone sill parallel to the stratification. (E) Synthetic sketch of folded dykes. (a) Formation of compaction bands by lithostatic stress. (b) Fluidization of sandstone along compaction bands. (c) Vertical deformation of dykes by compaction stress. ....

**Figure\_Article 15** (A) Intraformational breccia sampled on ML406-1 well core (at 186 m depth). (B-C) Polished section and interpretation displaying intraformational breccia with laminated siltstone elements disturbed by liquefied and fluidized sandstone matrix and affected by micro normal fault. (D-E) Thin section and its interpretation showing intraformational breccia with laminated siltstone elements associated with liquefied and fluidized sandstone matrix. (IB) Intraformational Breccia. (L) Liquefaction zones. (F) Fluidization zones. (NF) Normal Fault. ....

**Figure\_Article 16** (A) FA sandstones sampled in Bagombe area well core. (B) Intraformational breccia with irregular elements and siliceous quartz filling secondary porosity from brecciation process. (C) Sketch illustrating brecciation process associated with fluid and lithostatic pressure evolution. (a) Fluid-pressure (FP) is less than lithostatic pressure. (b) Fluid-pressure (FP) rises to balance lithostatic pressure. (c) Fluid-pressure (FP) reach its maximum. Fluid-pressure (FP) fall to become again less than lithostatic pressure.....

**Figure\_Article 17** (A) Panorama of Socoba outcrop showing FB2a sandstones affected by a major and minor potential normal faults F1-F2 associated with hangingwall syncline and footwall anticline. (B) Interpretation of the Socoba panorama with normal fault and quartz tension gashes distributed preferentially in footwall anticline. (C) Illustration of branching tension gashes and anastomosed stylolites. (D) Illustration of stylolite in sandstone layer contact. (E) Thin section displaying a detailed stylolite filled by organic matter. BS: Boudin structures. ....

**Figure\_Article 18** (A) Illustration of the eastern side of Oklo open pit showing deformed FB ampelites and sandstones. (B) Interpretation showing two mass flows with “decollement surface” (C-S0), normal faults (C’), and reverse faults (S) associated with a global Gravity Induced Tectonic Transport (GITT). (C-D) Illustration and interpretation of the first mass flow with bedded sandstones reworked in blocks. (E-F) Illustration and interpretation of the second mass flow consisting of reworked siltstone blocks associated with quartz tension gashes parallel to the lamination. ....

**Figure\_Article 19** (A) Eastern side of Mikoulougou outcrop. (B) Interpretation showing deformed FB1 truncated by a mass flow and small reverse faults affecting the FB1 formation and the mass flow. (C) Mass flow composed of sandstone blocks. (D) Fractured sandstones organized in blocks in the mass flow and affected by quartz-filled tension gashes. (E-F) Sketch illustrating two stages of the mass flow formation. ....

**Figure\_Article 20** Structural map showing transfer faults, normal longitudinal faults, and associated forced folds. Fluid-pressure structures are indicated by the red zone and the location of cross-section AB shown in Fig. 21. ....

**Figure\_Article 21** Synthetic cross-section of western part of the Franceville Basin exhibiting main longitudinal faults, FA and FB formations, and permeability barriers (MPB-SPB) in the transition zone of the formations. Fluid-pressure and fluid migration (red arrows) along the footwall anticline zone.

(LPG) Low Pressure Gradient; (HPG) High Pressure Gradient; (FP) Fluid-pressure; (HC) Hydrocarbon;  
(U) Uranium fluids. ....

## Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier **M. Michel Guiraud** pour avoir accepté de m'encadrer dans le cadre de cette thèse. Merci pour ses conseils, pour sa rigueur scientifique, pour le partage de ses connaissances en géologie des bassins et pour son expérience sur le terrain. Son expérience de terrain et ses conseils m'ont permis d'apprendre énormément sur l'étude intégrée des bassins sédimentaires. Sa minutie et son sens du travail bien fait m'ont permis de m'améliorer dans l'organisation de mon travail de thèse et dans plusieurs autres aspects de ma vie.

Je remercie aussi **Mme Emmanuelle Vennin**, d'avoir également accepté de m'encadrer. Merci pour sa disponibilité et pour ses conseils avisés qui m'ont été utiles dans la compréhension des processus sédimentaires et diagénétiques. Merci d'avoir plaidé en ma faveur auprès de l'école doctorale et à plusieurs autres occasions au cours de cette thèse. Merci également pour sa douceur et sa compréhension, qui m'ont aidé dans les périodes difficiles.

Merci à « Jeff », **Jean François Buoncrisiani**, de m'avoir accompagné et encadré sur le terrain, et de m'avoir transmis son savoir-faire en sédimentologie. Merci aussi, à **Christophe Thomazo** et à **Pierre Pellenard** pour les échanges et leurs conseils en géochimie et en pétrographie. Un grand merci à tous les membres du laboratoire Biogéosciences qui ont rendu agréable mon séjour dijonnais.

Je tiens aussi à remercier la compagnie AREVA pour avoir financé cette thèse. Un grand merci à **Nicolas Flotté**, à **Olivier Gerbeau** et à toute l'équipe d'AREVA-Gabon pour l'accueil chaleureux à Franceville et pour toute la logistique déployée pendant les missions de terrain, ainsi que pour l'accès à leur base de données. Merci à **M. Denis Virlogeux**, à **M. Yannick Lozach**, à **M. Jean Reyx** et **M. Marc Brouand**, de m'avoir permis de bénéficier de leur expérience sur la métallogénie des gisements d'uranium, pendant mes séjours de travail à la Défense. Je souhaite aussi rendre hommage à **M. Milian**, **M. Milesi** et à **M. Feybesse** pour leur contribution dans la mise en route de cette thèse.

Mes remerciements s'adressent aussi à **M. Michel Mbina**, à **M. Mathieu Moussavou** et à tout le département de géologie de l'Université des Sciences et Techniques de Masukou. Merci d'avoir investi leur confiance en moi depuis ma première année à la faculté et de m'avoir donné l'envie de faire de la géologie. Merci aussi de m'avoir accompagné sur le terrain. Vos connaissances des affleurements du bassin de Franceville ont été nécessaires à la réussite de cette thèse.

Je dédie tout ce travail à mon Père **Ferdinand Ndongo** et à ma mère **Pauline Bangoyi**, qui ont cru en moi et qui n'ont cessé de m'encourager à persévérer et à aller jusqu'au bout de mes études.

Je dédie aussi ce travail à ma femme **Aude Ndongo**, qui a traversée avec moi toutes les périodes difficiles et heureuses de cette thèse. Merci pour ses encouragements et sa présence qui m'ont permis de tenir bon et de continuer même dans la difficulté.

Enfin, je remercie tous mes parents et amis qui m'ont encouragé et soutenu de diverses manières tout au long cette thèse. Un grand merci à tous les amis qui m'ont aidé dans la relecture et la mise en forme de ce manuscrit.



## Résumé

La formation des gisements métallogéniques en général et uranifères en particulier, dans les bassins paléoproterozoïques, dépend de la migration des fluides riches en divers éléments (U, Cu, Fe, etc.). L'objet de cette thèse a été de définir le contexte tectonique, sédimentologique et diagénétique *associées aux gisements bitume-uranium du bassin de Franceville*.

L'étude tectonique réalisée met en évidence *des* failles de transfert N180-170, héritées de la tectonique archéenne et *des* failles normales longitudinales N110-120. Ces deux familles de failles compartimentent le bassin de Franceville en plusieurs sous-bassins de subsidence variable. **Les failles longitudinales N110-120°** contrôlent la mise en place **d'anticlinaux de mur et des synclinaux de toit synsédimentaires (i.e. discordances progressives)**. Les gisements d'uranium du bassin de Franceville, se localisent au niveau des anticlinaux de mur des failles normales.

L'étude sédimentologique du bassin caractérise la distribution spatiale des paléoenvironnements de dépôt. **Quatre grands environnements de dépôts** sont respectivement mis en évidence : **fluvatile** (formation FA inférieur), **deltaïque** (formation FA moyen), **tidal** (formation FA Supérieur) et **marin** profond (formation FB). La distribution des faciès sédimentaires à la transition FA-FB est responsable de la mise en place de **barrières de perméabilité**. Les barrières de perméabilité sont responsables de l'augmentation de la pression fluide, qui favorise la mise en place des **structures de surpression fluide (dykes, stylolites, veines de quartz)**, au voisinage des anticlinaux de mur contrôlés par les failles normales. Les différences de pression dans le bassin favorisent la migration des fluides uranifères et des hydrocarbures, des zones profondes du bassin vers les anticlinaux de mur. Les structures de fracturation **hydraulique** vont contrôler la mise en place des **bitumes et des minéralisations d'uranium associées**.

**Mots clés :** Bassin de Franceville, Paléoproterozoïque, failles de transfert, failles longitudinales, anticlinal de mur, barrières de perméabilité, structures de surpression fluides, fracturation hydraulique, bitume, uranium.



## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**



## 2. Cadre de l'étude

Le bassin de Franceville est situé dans la région du Haut Ogooué, au sud-est de la république gabonaise. Ce bassin est largement connu pour son potentiel minier en Manganèse, dans la ville de Moanda et en uranium sur toute la bordure occidentale du bassin (Fig.1). Depuis la découverte en 1956, par le CEA du premier gisement d'uranium de Mounana, la COMUF (Compagnie des Mines d'Uranium de Franceville) a exploitée de 1960 à 1999, près de 30.000 tonnes d'uranium, à des teneurs d'environ 0,35%, à partir des gisements de Mounana, de Boyindzi, d'Oklo, d'Okelobondo et de Mikouloungou (Fig.1).

Après la fermeture de la dernière mine en 1999, les explorations ont été relancées en 2007 par AREVA-Gabon, dans la concession de la COMUF et dans les secteurs adjacents. Dans le cadre de ce nouveau programme d'exploration, des travaux menés par AREVA entre 2009 et 2010 (Feybesse, 2009 et Feybesse et Parize, 2010), ont mis en évidence la nécessité de conduire une étude intégrée et pluridisciplinaire dans le bassin de Franceville afin de mieux comprendre le contexte géologique associé aux gisements d'uranium.

L'étude intégrée des bassins sédimentaires (*holistic analysis of sedimentary basins*), développée dans l'industrie pétrolière depuis les années 70, a facilité la compréhension des bassins sédimentaires et aidé à la découverte de nombreux champs pétroliers de classe mondiale. Depuis quelques années, certains auteurs (Kyser, 2007, Hiat et al., 2003) militent pour l'intégration de ce concept dans l'industrie minière, afin d'améliorer la compréhension des bassins à gisements métallogéniques. Ce type d'étude multidisciplinaire met l'accent sur la compréhension des processus à l'origine de la formation et la migration des fluides dans les bassins sédimentaires, afin aider à la prédiction de la distribution des gisements métallogéniques. La méthode proposée par Kyser, 2007, implique de conduire des analyses tectoniques, sédimentologiques, pétrographiques, géochimiques et la géochronologie, afin de proposer des modèles métallogéniques.

## 3. Contexte géologique des gisements d'uranium dans le bassin de Franceville

L'ensemble des études pionnières menées dans le domaine sédimentaire du Paléoprotérozoïque de l'Est Gabon et de l'Ogooué a permis de définir le cadre géologique du bassin de Franceville. Ce bassin, daté entre 2.2 et 2.0 Ga, fait partie d'un ensemble de quatre bassins paléoprotérozoïques dont celui de Booué, celui de Lastourville, celui de d'Okondja et enfin celui de Franceville, où affleure la série du Francevillien (Weber, 1969). La série sédimentaire francevillienne

est composée de cinq unités stratigraphiques FA, FB, FC, FD et FE dans le bassin Francevillien. Elle est contemporaine du cycle orogénique Eburnéen (2.5-2.0 Ga) à l'origine du domaine orogénique de l'Ogooué (Ledru et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998).

Plusieurs travaux ont montré que l'ensemble des gisements d'uranium exploités dans l'Est du Gabon, se situe dans le bassin de Franceville. Ces gisements d'uranium sont généralement associés aux grandes failles qui structurent le bassin, et se répartissent au niveau de l'interface stratigraphique entre les niveaux gréseux (FA) et les niveaux de black shales (FB), très riches en matières organiques (Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). En outre, les gisements d'uranium sont étroitement liés à d'anciens pièges pétroliers, où les fluides riches en uranium se combinent avec la matière organique (bitumes), pour former les minéralisations uranifères. Les minéralisations uranifères de forte teneur sont généralement associées à de la fracturation hydraulique dans les grès du FA supérieur (Gauthier-Lafaye et Weber, 1981, 1989 ; Gauthier-Lafaye et al., 1996 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003 ; Cortial et al., 1990 ; Mossman et al., 2001).

## 4. Problématiques et objectifs de l'étude

Toutes les études menées depuis les années 50 ont permis de comprendre l'évolution géologique du bassin de Franceville, mais surtout d'améliorer les connaissances sur les gisements d'uranium et les réacteurs nucléaires naturels. Ces études ont considérablement fait avancer l'état des connaissances sur la nature, l'origine de l'uranium et la nature de fluides responsables des minéralisations. Toutefois, il subsiste de nombreuses questions, notamment sur **la compréhension du contexte tectonique et sédimentologique du Paléoproterozoïque du bassin de Franceville, ainsi que concernant le rôle joué par les fracturations hydrauliques dans la mise en place des minéralisations uranifères.**

Le but de cette thèse a donc été de faire une étude multidisciplinaire incluant des analyses tectoniques, sédimentologiques, pétrographiques et géochimiques afin de **replacer les gisements de Bagombe et Mikouloungou en particulier et l'ensemble des gisements du bassin de Franceville, en général, dans leur contexte tectonique et sédimentologique et pétrographique actualisé.**

Pour répondre à la problématique posée, les objectifs suivant ont été fixés :

- ***Une étude tectonique dans le bassin de Franceville afin de décrire les principales structures qui affectent le bassin, identifier leurs interactions, examiner leurs relations avec le domaine de l'Ogooué, mais surtout le rôle de ces structures dans le piégeage et la répartition des gisements d'uranium.***

- *Une étude sédimentologique à partir des données d’affleurement et des sondages carottés afin de caractériser les environnements de dépôts dans le bassin de Franceville et préciser leur influence sur la formation des gisements d’uranium à l’interface FA/FB.*

- *Une étude diagénétique afin de comprendre l’évolution de la porosité du réservoir FA et apprécier son influence dans les problèmes de fracturation hydrauliques ainsi que son impact sur la circulation tant des hydrocarbures à l’origine des bitumes que des fluides uranifères.*

- *Proposer une carte structurale, un modèle paléogéographique et géodynamique actualisée du bassin de Franceville, discuter du modèle de migration des fluides et son rôle sur la précipitation de l’uranium.*

## 5. Données et Méthodes

Initié dans le cadre du programme d’exploration minière par la Compagnie AREVA, au Gabon, ce projet de thèse avait pour but de réaliser une étude multidisciplinaire du bassin de Franceville.

### Origine des données

Les données utilisées dans ce travail de thèse proviennent d’une part, des trois missions de terrains conduites à Franceville au Gabon et d’autres part, de la base de données de la compagnie AREVA-Gabon. Les missions de terrain avaient pour objectifs : (1) d’effectuer une analyse structurale détaillée des affleurements et des carottes, de faire la description ainsi que les mesures structurales précises des structures de déformation (failles, dièdres, fentes de tension, plis, intrusions gréseuses), (2) d’effectuer une analyse sédimentologique fine des affleurements et des carottes, (3) de prélever des échantillons sur les affleurements et sur les carottes pour les études pétrographiques et géochimiques.

#### 4.1.1 Données de terrain

Les trois missions de terrain menées en Mai 2012, en Mars 2013, et en Janvier 2014 ont permis de travailler sur 23 affleurements répartis d’Ouest en Est à travers le bassin de Franceville (Fig. 1). Dans un pays comme le Gabon, où règne un climat tropical chaud et humide, les formations géologiques affleurent difficilement, du fait d’une forêt équatoriale luxuriante et d’un profil d’altération très épais. Le choix des affleurements étudiés est donc tributaire des conditions d’affleurement. Cependant, ce choix tient compte de la proximité ou de l’éloignement par rapport aux gisements d’uranium. Ainsi, alors que les missions de Mai 2012 et de Mars 2013 se sont focalisées sur les secteurs à proximité des gisements, la dernière mission de Janvier 2014 visait à

élargir le champ d'observation, en s'intéressant à des affleurements éloignés des secteurs uranifères. Les différentes analyses sédimentologiques et structurales des affleurements et des carottes, ainsi que les mesures des failles et des paléo-courants constituent les nouvelles données qui complètent les données diverses mise à disposition par AREVA-Gabon.

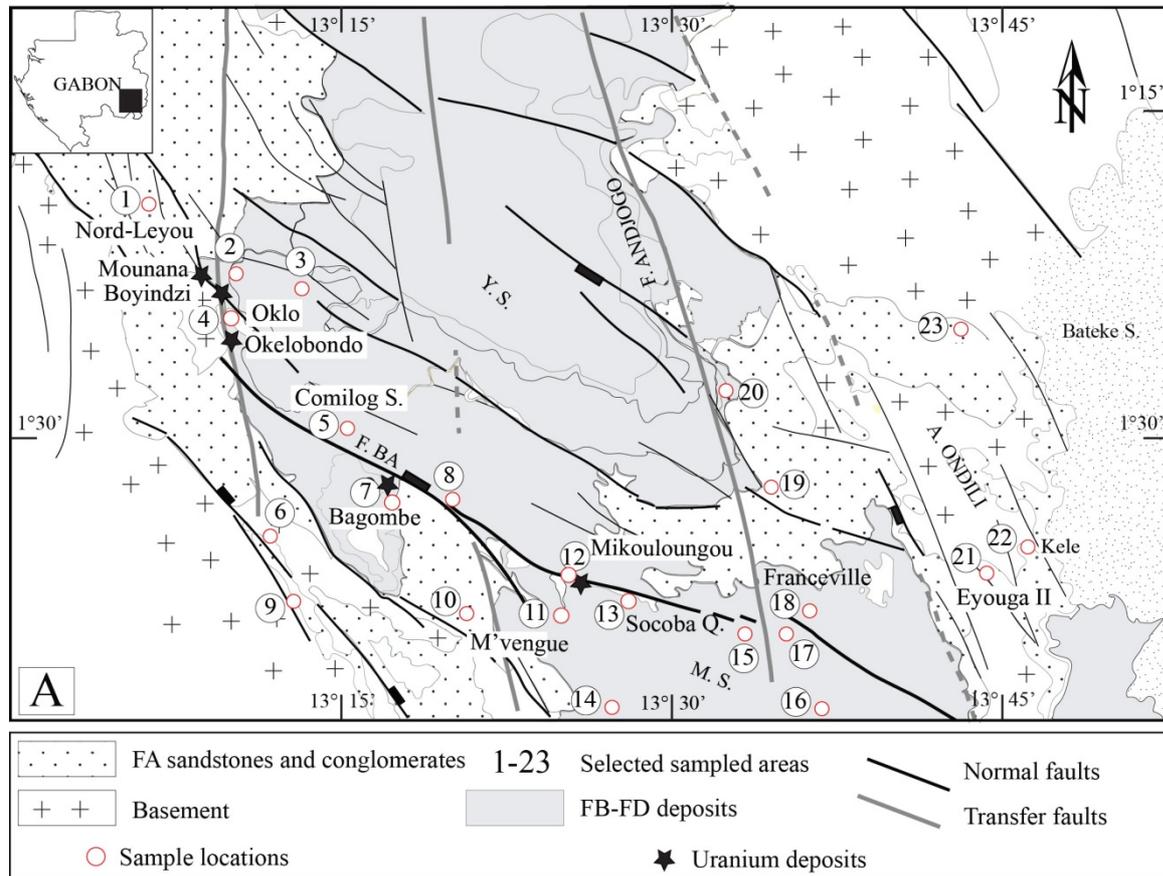


Figure 0-1: Carte générale du bassin de Franceville montrant la localisation des 23 affleurements étudiés ainsi que la situation des anciens gisements d'uranium de la bordure occidentale du bassin de Franceville.

#### 4.1.2 Données AREVA-Gabon

Au cours des différentes missions de terrain, j'ai également eu accès à certaines données issues des archives de la compagnie AREVA, parmi lesquelles :

- **Les données cartographiques et géophysiques** : issues des cartes géologiques du Gabon (2001, et 2009) et les données air-mag des campagnes d'acquisition de 1985, 2007 et 2009, mais également par le modèle numérique de Terrain (MNT) du Gabon.

- **Les données provenant d'anciennes campagnes de sondage** : ces documents d'archives au format PDF regroupent les logs et les rapports des campagnes de sondage réalisés par le CEA et la COGEMA entre 1955 et 1985 dans la région de Franceville. Il s'agit des sondages GR (Grande Reconnaissance), des sondages du secteur Nord Leyou (OGLY et NOLY), ceux de Bagombe (BA), Mikouloungou (ML) et de Djokaye (Djok). N'ayant pu avoir accès aux carottes de ces anciennes

campagnes, je me suis contenté des descriptions originales en essayant de s'affranchir des problèmes liés à la vétusté des documents.

- **Les données provenant des campagnes récentes** : j'ai eu l'occasion de travailler sur 7 sondages carottés des secteurs de Mikouloungou-Bagombe, dont 4 à Mikouloungou et 3 à Bagombe (Tab.1). Les carottes proviennent des sondages effectués par la compagnie AREVA-Gabon entre 2009 et 2013, dans le cadre de sa stratégie d'exploration.

## Méthodes d'analyses

Les méthodes mises en œuvre lors de cette étude sont d'une part, les levées structurales et sédimentologiques sur le terrain, les analyses pétrographiques des lames minces issues des échantillons et les analyses géochimiques au laboratoire.

### 4.2.1 Analyses structurales et sédimentologiques

L'analyse structurale effectuée sur le terrain a consisté à identifier et décrire les structures de déformation telles que les failles, les plis, les slumps, les intrusions gréseuses etc. Outre cette description qualitative, les directions et les pendages des plans de failles, des axes des plis, des fentes de tension et de certains plans de stratification ont été mesurés. Ces mesures obtenues à l'aide d'une boussole se présentent sous la forme suivante : (ex : N130/50°E) et sont représentées dans le **tableau 1** de la page 9. Sur les carottes, seule la description qualitative des structures de déformation a été réalisée.

L'analyse sédimentologique consistait à effectuer une description fine de la **lithologie**, de l'évolution granulométrique, des structures sédimentaires et des structures de déformations visibles sur l'affleurement et sur les carottes. Des mesures de paléo-courants ont également été faites sur plusieurs affleurements. Ces informations ont permis d'établir pour chaque carotte et pour certains affleurements un log sédimentologique détaillé (Tab.1). Au total 12 logs ont été levées, dont 5 sur des affleurements (Nord-Leyou, Gare COMILOG, carrière de Mikouloungou, carrière SOCOBA, Kélé et 7 sur carottes (ML013-2 ; ML428-2 ; ML127-2 ; ML406-2 ; BA 37-2 ; BA225, BA216 ; Tab.1). Les logs levés sur carottes ont été complétés par les informations pétrographiques (résistivité, gamma-ray, redox) acquises par AREVA-Gabon. Les autres logs telles que OGLY 03, BA74, GR 2, KA 15, proviennent de la réinterprétation des sondages historiques des anciennes campagnes.

## 4.2.2 Analyses au laboratoire

Les analyses effectuées au laboratoire sont d'une part les études pétrographiques et d'autre part les analyses géochimiques.

### ❖ *Les études pétrographiques*

Les échantillons prélevés au cours des missions de terrain ont servi à la réalisation de 158 lames minces. Certaines de ces lames (65) ont été produites à Bessines (AREVA), il s'agit des lames référencées 9651 et 9663. Les 123 autres lames minces ont été confectionnées par les services techniques du laboratoire Biogéosciences à Dijon.

L'étude pétrographique a été réalisée au laboratoire Biogéosciences (Dijon) à l'aide d'un microscope photonique Nikon H600L équipé d'une camera Infinity Lumenara +2, connectée à un moniteur à partir duquel il est possible de photographier et d'interpréter les lames minces analysées. Cette première analyse, plutôt classique a permis de déterminer les caractéristiques principales des roches étudiées (granulométrique, composition minéralogique, texture, etc.), mais également de décrire les principales microdéformations et la nature des phases minéralogiques associées à ces microstructures.

L'objectif de la thèse étant la compréhension du contexte de formation des gisements d'uranium, j'ai entrepris d'analyser certaines des lames minces dans les locaux de la compagnie AREVA à Paris à l'aide d'un microscope Axio Scope (Zeiss), en lumière transmise (microscope photonique à transmission MT) et en lumière réfléchi (microscope photonique à réflexion MR). Grâce à cet appareillage, il a été possible d'obtenir de forts grossissements et de faire des observations très fines, jusqu'à 20 microns. Ce dernier appareillage est également équipé d'une caméra et d'un logiciel avec lequel il a été possible de faire des prises de vue et des traitements d'images. L'analyse au microscope photonique à réflexion, sur des lames polies, a permis de repérer les minéralisations d'uranium et d'identifier les phases minérales et les structures qui les contiennent.

Enfin, une analyse au microscope électronique à balayage (MEB) et à la sonde électronique a été effectuée au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB) à Dijon. Le matériel utilisé est un Microscope Electronique à Balayage (MEB), équipé d'une sonde EDS SDD Oxford. Grâce à l'analyse au MEB et à la sonde électronique, il a été possible d'analyser la composition chimique et minéralogique des échantillons et la nature chimique des phases minéralogiques associées aux microfractures et aux minéralisations d'uranium.

## ❖ Utilisation du logiciel Jmicrovision

L'utilisation du logiciel Jmicrovision a permis de quantifier la nature des grains associés aux différents microfaciès identifiés au cours de l'analyse pétrographique, mais également d'estimer la porosité liée à la fracturation hydraulique. Les mesures à l'aide du logiciel Jmicrovision ont été réalisées à partir de 10 lames minces préalablement décrites au microscope photonique. La méthode consiste à l'aide du module de comptage des points, d'estimer les grains et les espaces poreux visibles sur les images.

	Localisation (Fing.1)	Nombre d'échantillon	Nombre de Lames minces	Station analyses microstructurales	Log sédimentaires	Analyses géochimiques ( $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ )
<b>AFFLEUREMENTS ETUDIÉS</b>						
FD	Mopia (16)	2	4			
FD	Yene (17)	1				
FC	Mbaya (15)	1	3			
FC	Lastourville	19	19			19
FB	Franceville (18)	1		1		
FB	G. Comilog (5)	4	6	1	1	8
FB	Ngangolo (3)	2	4			
FB	Mounana (2)	1	2			
FB	M'vengue (11)	2	9		1	
FB	Socoba (13)	2	8	1	1	
FB	R. Poubara (14)	2	10	1		
FA-FB	Bagombe (7)	1	2	1		
FA-FB	Oklo (4)	11	11	1		
FA-FB	Mikouloungou (12)	14	18	1	1	
FA	SUCAF (10)	3	8			
FA	B.T. Moanda (6)	1	2		1	
FA	Mbouma (8)	1	2	1		
FA	Kiene (19)	1				
FA	Motobo (20)	1	2			
FA	EyougaII (21)	1	1		1	1
FA	Nord-Leyou (1)	1	3	1	1	
FA	Kele (22)	1	8		1	
FA-Socle	Mikoto (23)	2	3			
FA-Socle	Moyabi (9)	2	4			
<b>SONDAGES ETUDIÉS</b>						
FA	ML013_2	10	10		1	10
FA-FB	ML406_2	6	4		1	3
FA-FB	ML428_2				1	
FA-FB	ML127_2	11	5		1	7
FA-FB	BA37_3				1	
FA-FB	BA225	23	36		1	
FA-FB	BA216	13	22		1	

**Tableau 1: Récapitulatif de l'ensemble des données utilisées au cours de cette thèse. Le tableau présente les différents affleurements étudiés, (1-23), le nombre d'échantillons prélevés, le nombre de lames minces, les secteurs et les logs ayant fait l'objet d'analyses structurale et sédimentologique, ainsi que le nombre d'échantillons utilisés pour les analyses géochimiques.**

## 6. Architecture du manuscrit

Le manuscrit de thèse s'articule autour de quatre chapitres :

**Chapitre I : Etat des connaissances de la période Archéen-Paléoproterozoïque et le contexte géologique du bassin de Franceville**, et son implication sur le contexte tectonique, sédimentologique et géodynamique sur la structuration du bassin de Franceville.

**Chapitre II : Etude tectono-sédimentaire du bassin de Franceville s'intéresse à l'analyse tectono-sédimentaire du bassin de Franceville et aux problèmes de surpressions fluides** dans le bassin. Ce chapitre insiste sur le contrôle des failles majeures du bassin de Franceville sur compartimentation du bassin et la distribution spatiale des gisements d'uranium. Ce chapitre porte aussi un accent particulier sur la caractérisation des environnements de dépôt, l'identification des barrières de perméabilité et la compréhension de leur influence sur l'augmentation de la pression fluide et les processus de fracturation hydraulique. Le chapitre se termine sur une discussion des caractéristiques des environnements de dépôts en fonction du type de croûte au Paléoproterozoïque. La dernière partie de ce chapitre qui insiste sur les surpressions fluides fait l'objet d'un article soumis sous le titre : *"Surficial fluid-pressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon).*

**Chapitre III : Evolution diagénétique : facteur de contrôle de la porosité, rôle des surpressions fluides et de la fracturation hydraulique sur la migration des fluides dans le bassin de Franceville** permet de décrire les microfaciès associés au réservoir FA, de discuter de l'évolution de la porosité et des différents facteurs de contrôle sur la mise en place de la diagenèse. Il décrit également les processus de fracturation hydraulique et leur rôle dans la migration des fluides à l'intérieur du réservoir FA et des gisements d'uranium francevilliens.

**Chapitre IV : Contrôle tectono-sédimentaire des gisements uranifères du bassin de Franceville : exemple des gisements de Mikouloungou et Bagombe**, se focalisera sur la caractérisation des gisements de Bagombe et Mikouloungou en tentant de discuter la distribution spatiale et verticale des minéralisations d'uranium, la circulation des fluides, la position des fronts d'**oxydoréduction** et l'origine de l'uranium.

**Chapitre I**  
**ETAT DES CONNAISSANCES DE LA PÉRIODE**  
**ARCHEEN-PALEOPROTEROZOÏQUE ET LE**  
**CONTEXTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE**  
**FRANCEVILLE**



## Introduction

Ce premier chapitre est à l'état des connaissances de la période Archéen-Paléoproterozoïque et le contexte géologique du bassin de Franceville, et s'organise en deux parties. La première partie (I.A) présente une revue bibliographique sur la nature et l'évolution des croûtes archéennes. Un accent particulier est mis sur les caractéristiques et les processus de formation des orogènes archéennes (2.7-2.5 Ga) et paléoproterozoïques (2.2-1.8 Ga), en particulier sur les notions de croûtes chaudes (ou croûtes juvéniles) et croûtes froides, décrites par Cagnard, (2005) et Gapais, (2009). Le chapitre dresse ensuite une synthèse sommaire des caractéristiques tectoniques et géodynamique de quelques orogènes paléoproterozoïques, ainsi que la nature des dépôts sédimentaires associés aux bassins paléoproterozoïques contemporains de ces chaînes de montage anciennes.

La seconde partie du chapitre présente l'état de connaissance du domaine paléoproterozoïque du Gabon, en insistant sur le contexte tectonique et géodynamique de la zone orogénique de l'Ogooué, contemporaine du bassin de Franceville, ainsi que sur les relations tectoniques entre ce domaine métamorphique et le domaine peu métamorphisé où affleurent les dépôts du francevillien. Le chapitre se termine par une discussion sur le modèle géodynamique du bassin de Franceville, au regard des récentes avancées dans la connaissance de la nature et la rhéologie des croûtes archéennes et paléoproterozoïques.



## I.A État de connaissance de la période Archéen-Paléoprotérozoïque

L'Archéen désigne la période des temps géologiques qui s'écoule entre 3.8 et 2.5 Ga. Le Paléoprotérozoïque couvre la période allant de 2.5 à 1.6 Ga (Fig.I-1). Ces deux périodes sont marquées par une forte activité du manteau, par une accrétion crustale importante et par de profonds changements au niveau des processus géodynamiques, du style tectonique, des conditions paléomatmosphériques et paléobiologiques. Ces changements ont certainement eu un impact considérable dans la formation des bassins sédimentaires paléoprotérozoïques.

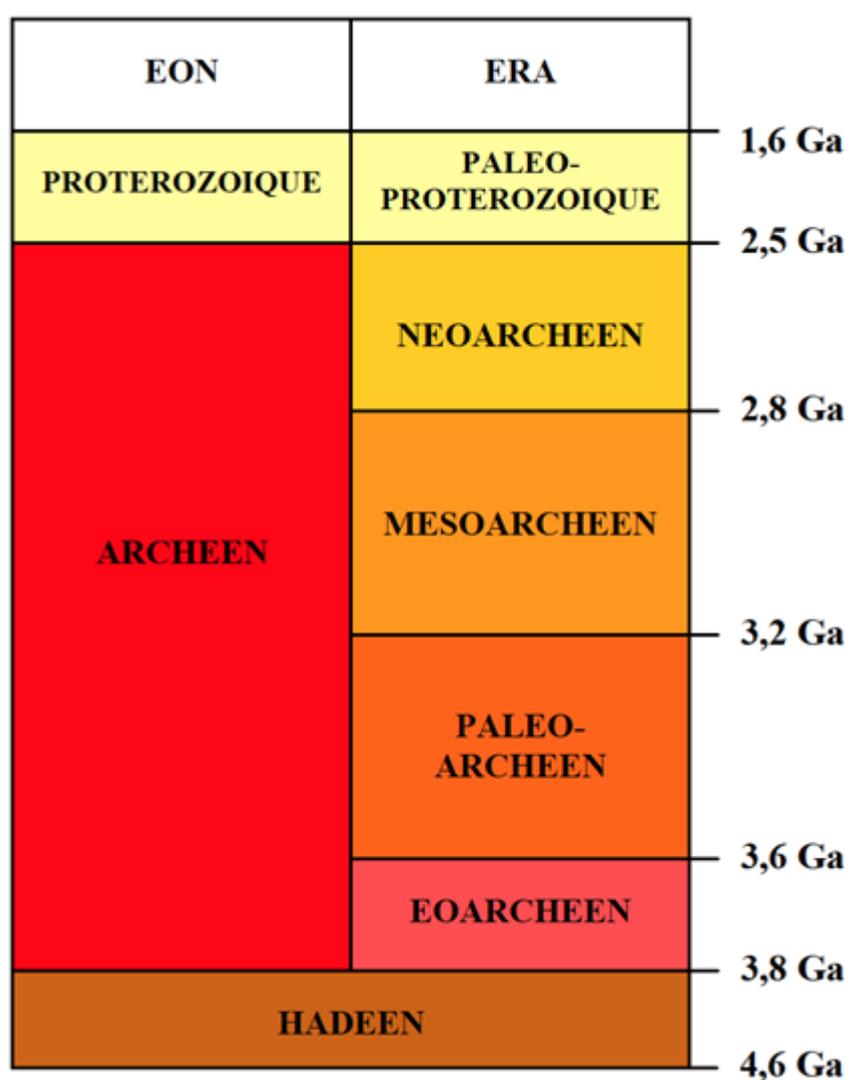


Figure I-1: Echelle stratigraphique du précambrien

## I.A.1 Origine et évolution de la croûte continentale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque

### I.A.1.1 La croûte continentale

La configuration actuelle de la terre résulte de l'interaction entre les plaques lithosphériques qui composent l'écorce terrestre (plaques océaniques, plaques continentales). Ces plaques tectoniques sont mises en mouvement par des processus de convection mantellique et interagissent les unes par rapport aux autres au niveau de leurs frontières. Ces frontières peuvent être :

- ❖ Des dorsales océaniques (zones de divergences entre deux croûtes océaniques, associées à des remontées mantelliques et à du volcanisme sous-marin à l'origine de la formation de la croûte océanique). Les dorsales sont donc des zones d'accrétion océanique.

- ❖ Des zones de subduction (zones de convergence entre une croûte océanique et une croûte continentale associées au plongement de la croûte océanique plus dense sous la croûte continentale moins dense). Les zones de subduction sont le lieu d'un volcanisme et d'une sismicité intense. Elles correspondent plutôt à des zones de destruction de la croûte océanique mais également de création de croûte continentale.

- ❖ Des zones de collision : convergence frontale entre deux plaques continentales à l'origine de la formation des chaînes de montagnes. Ces zones sont le lieu d'épaississement de la croûte continentale et donc de la création de croûte continentale. Les Alpes et l'Himalaya constituent les exemples de zones de collision actuelles.

- ❖ Des zones de coulissement représentées par les failles transformantes en contexte d'extension intraocéanique, et par les décrochements intracontinentaux qui marquent la convergence oblique. Ces zones conservent les surfaces des croûtes océaniques et continentales.

Les processus associés à la création et à l'accrétion des croûtes continentales au niveau des cratons intracontinentaux (Congo, Ouest-Africain, Nord-Américains ...), seront abordés dans ce mémoire par la caractérisation des processus géodynamiques marquant la fin de l'Archéen et le Paléoprotérozoïque inférieur.

### I.A.1.2 Formation de la croûte continentale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque

Deux processus sont évoqués pour expliquer la formation des croûtes continentales à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque inférieur. Il y a d'une part l'accrétion magmatique latérale faisant intervenir le processus de subduction, et d'autre part l'accrétion verticale impliquant un sous placage massif de matériaux mantelliques (Condie, 1975 ; Kroner, 1984, 1985).

#### ❖ Formation de croûte continentale par accrétion latérale

Selon Martin (1986, 1993, 1994) la première croûte continentale se différencie à l'Archéen par fusion partielle du manteau primitif, dans les zones de subduction, conduisant ainsi à une production importante de magma tholéitique. Ce modèle suggère que la production de magma à l'archéen serait favorisée par la subduction d'une croûte océanique chaude dans un manteau également chaud (Fig. I.2.). Ce processus aurait pour conséquence la fusion partielle de la croûte océanique subductée et la production importante de magma calco-alcalin (Wyllie, 1979 ; 1983). Le magma ainsi formé est marqué par une abondance relative des Tonalite, Trondhémite, Granodiorite TTG et contribuerait à la formation de la croûte continentale juvénile (Fig.I.2.).

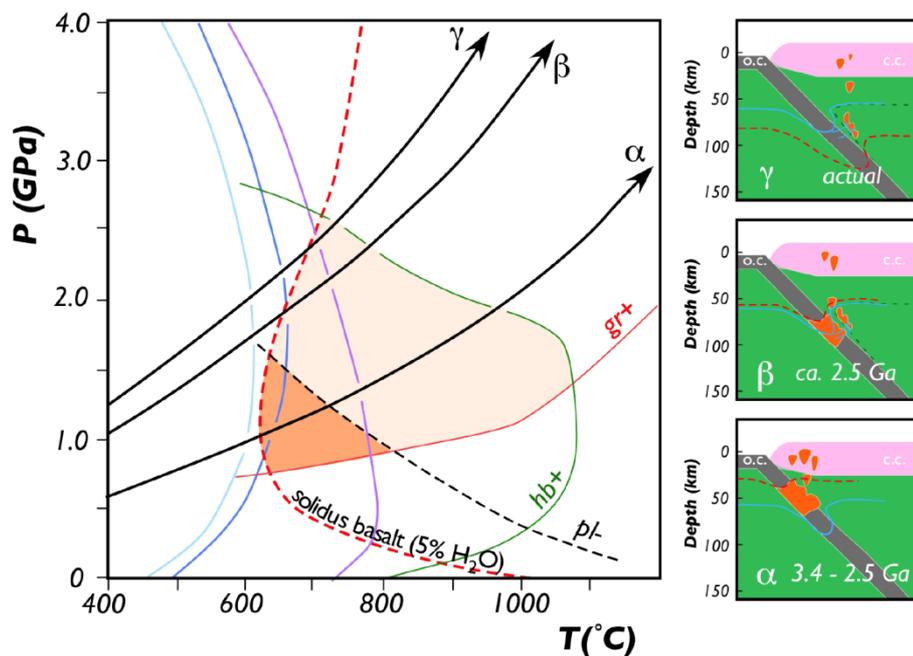


Figure I-2: Diagramme pression-température et coupe schématique des zones de subduction au Protoarchéen, à la transition Archéen/Paléoprotérozoïque et à l'actuel. La variation du gradient géothermique serait la cause des changements observés dans la composition chimique des magmas en contexte de subduction (d'après Martin and Moyen, 2002).

### ❖ ***Formation de la croûte continentale par accrétion verticale (underplating)***

Le sous-placage crustal (*underplating*) est un modèle d'accrétion qui ne fait pas intervenir la tectonique des plaques mais uniquement une action du manteau par l'intermédiaire d'un « *hotspot* » ou panache mantellique (Kouamelan, 1996). Pour les auteurs privilégiant ce modèle, la formation de la croûte continentale résulterait de la différenciation d'un magma d'origine mantellique dans la partie supérieure du panache (Kroner et Layer, 1992). La fusion de la croûte océanique induite par le panache mantellique serait à l'origine de la formation des roches de type TTG. Les TTG sont des roches typiques des cratons Archéens et sont des granitoïdes riches en plagioclases, pouvant contenir 20 à 35% de quartz, jusqu'à 45 à 60% de plagioclase et une abondance relative en biotite et en minéraux accessoires.

La formation des TTG résulte de la cristallisation d'un magma issu de la fusion partielle des basaltes archéens en contexte de sous placage d'un panache mantellique mais également de subduction comme indiqué dans le paragraphe précédent (Martin, 1994 ; Rollinson, 1997).

#### ***1.A.1.3 Évolution de la croûte terrestre et période d'accrétion crustale***

Des études géochimiques et géochronologiques attestent que près de 50% de la croûte actuelle se serait formée avant 2.5 Ga (Nelson et De Paolo, 1985 ; Taylor et Mc Lennan, 1985). Selon les modèles, l'essentiel de la croissance crustale à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque inférieur s'est opéré de façon continue, ou durant des périodes de forte croissance (Fig.1.3 ; Fyle, 1978 ; Armstrong, 1981 ; Reymer et Schubert, 1984 ; Taylor et Mac Lennan, 1995 ; Condie, 1994 ; 1998) correspondant à des périodes d'importante activité mantellique (Fig.1.3b. ; Reymer et Schubert, 1984 ; Campbell et al., 1989). Certains auteurs font correspondre ces pics de croissance crustale à des périodes de formation de supercontinents (Eriksson et al., 2005 ; Aspler et al., 2001). Trois supercontinents auraient ainsi existé entre la fin de l'Archéen et le Néoprotérozoïque. Il s'agit du Kenorland daté approximativement entre 2.65 et 2.4 Ga (Williams et al., 1991), du Columbia entre 2.2 et 1.8 Ga (Rogers et Santosh, 2002) et du Rodinia vers 1.2 Ga (McMenamin, 1990 ; Fig.1.3b). L'existence des deux premiers supercontinents, leur organisation et leur localisation sont encore très contestés par la communauté scientifique. Toutefois, Condie, (1998) souligne l'importance de la production de magma à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque. Il estime que près de 39% et 35% de croûte continentale ont été produits respectivement au cours de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque.

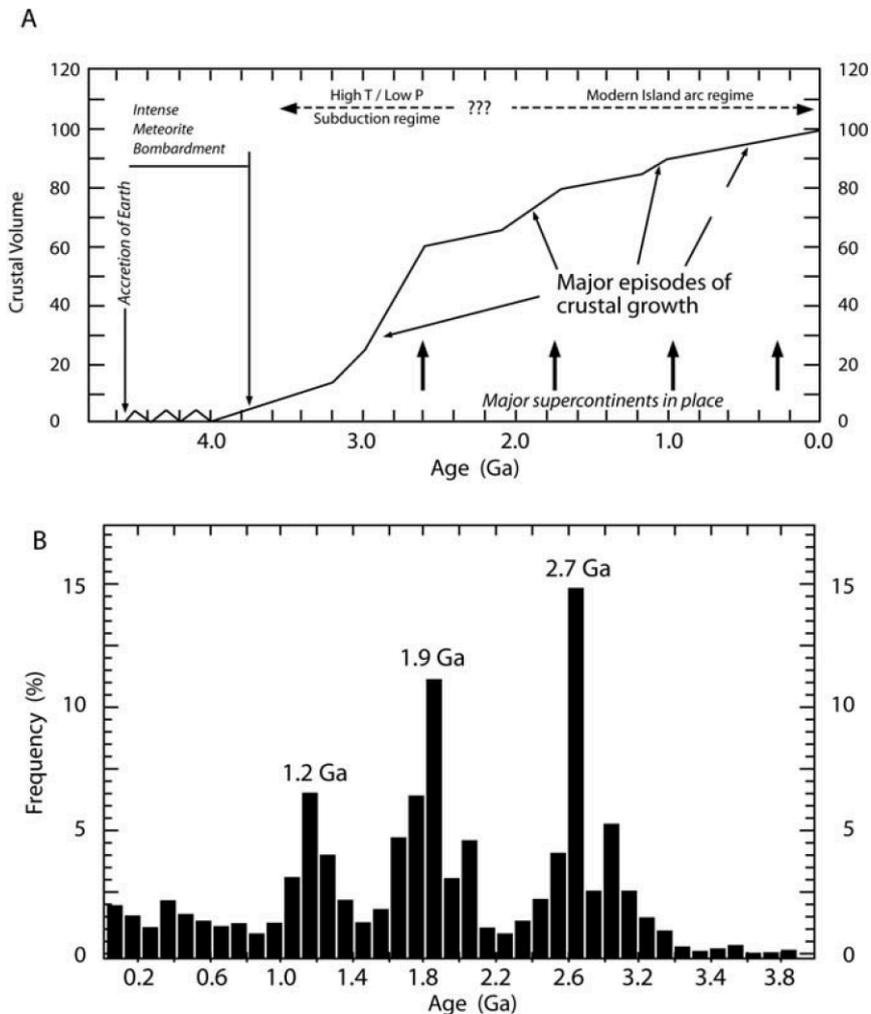


Figure 1-3: Modèles d'évolution de la croissance crustale d'après (A) Taylor and McLennan, (1995) et (B) Condie, (1998).

#### 1.A.1.4 Évolution du gradient géothermique et de la rhéologie de la croûte continentale

Le style de déformation lors de l'épaississement crustal (orogènes) ou lors de l'amincissement crustal (formation des bassins sédimentaires) de la croûte terrestre dépend fortement de la rhéologie, c'est-à-dire du comportement mécanique de la lithosphère. Sachant que le comportement rhéologique de la lithosphère terrestre est principalement contrôlé par la température (Davy, 1986), l'évolution du gradient géothermique en fonction de la profondeur et en fonction du temps apparaît fondamentale.

#### ❖ Gradient géothermique et profil rhéologique de la croûte continentale

Considérant les périodes récentes (Phanérozoïque) ou plus anciennes (Précambrien), il est admis que la température augmente avec la profondeur. L'évolution de la température en fonction

de la profondeur est caractérisée par la notion de gradient géothermique. Ce gradient dépend entre autres de la chaleur produite par la radioactivité terrestre, ou celle produite par l'activité magmatique terrestre. Ainsi, pour une même vitesse de déformation, plus le gradient géothermique est élevé, plus la lithosphère présente un comportement ductile, la transition fragile-ductile se localisant alors à des profondeurs plus importantes (Dewey et al., 1986 ; dans Marshak, 1999).

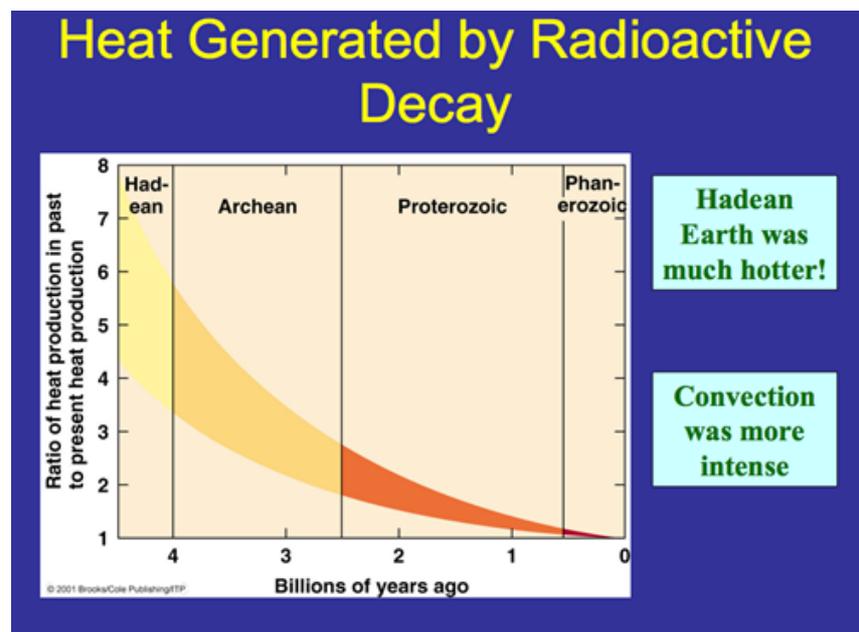


Figure I-4: Diagramme de production de chaleur depuis l'Hadeen jusqu'au Phanérozoïque (issu de Richter, 1988).

#### ❖ Evolution du comportement rhéologique de la croûte terrestre au cours du temps

À l'Archéen et au Paléoprotérozoïque, les croûtes continentale et océanique (croûtes juvéniles) ainsi que le manteau supérieur lithosphérique étaient marqués par des températures plus importantes qu'au Phanérozoïque (Fig.I.4. ; Thompson, 1984 ; Rechter, 1985). Il est donc admis que le gradient géothermique était plus élevé pendant ces périodes. Plusieurs estimations du gradient géothermique continental ont été proposées pour l'Archéen et le Protérozoïque. Ces valeurs, souvent très élevées, sont comprises entre 50-70°C/km pour Fyle, (1973) et Condie, (1994) et autour de 100°C/35km pour Davies (1979), Pinet et al. (1991). Si certains auteurs estiment que le gradient géothermique au Précambrien était comparable à l'Actuel (Cheng et al., 2002 : England et Bicke, 1984), pour la majorité de la communauté scientifique, la période précambrienne en général, et en particulier l'Archéen terminal et le Paléoprotérozoïque inférieur, sont associés à des gradients

géothermiques élevés du fait d'une chaleur interne plus élevée, d'une forte production magmatique et d'une croissance crustale importante (Fig.I.4. ; Trap, 2007).

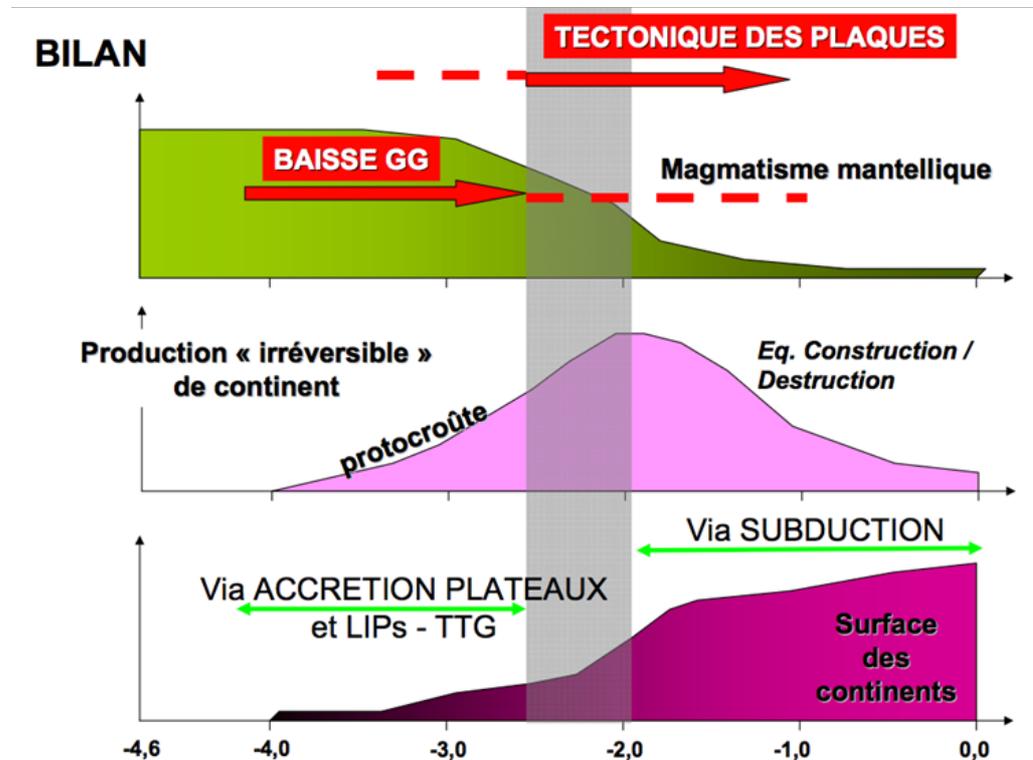


Figure I-5: Évolution de la formation des croûtes continentales au cours des temps géologiques (Taylor and McLennan, 1995; Condie, 1998).

La prise en compte d'un gradient géothermique élevé à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque inférieur conforte l'existence de croûtes et de lithosphères continentales archéennes et protérozoïques plus ductiles (i. e. juvéniles) que les croûtes et lithosphères récentes associées à un comportement fragile (Cagnard, 2005). Le Paléoprotérozoïque constitue ainsi une période charnière de l'histoire terrestre marquée par un changement important de la rhéologie de l'ensemble croûte-lithosphère. Ce changement est caractérisé par la baisse du magmatisme mantellique, par la forte croissance de la surface de croûte continentale ainsi que par la transition entre la géodynamique de type sagduction et les processus de subduction péri-océanique et intracontinentale associés à la tectonique des plaques lithosphériques « froides » (Fig. I).

## I.A.2 Orogenèses Archéennes, orogènes Paléoprotérozoïques (croûtes juvéniles) et décrochements lithosphériques

L'Archéen est caractérisé par une déformation verticale de type sagduction, liée à des phénomènes de convection mantellique, associés à la mise en place de « sag basins » (i.e. greenstones belts, Figure I.6). Les périodes Néoarchéennes et Paléoprotérozoïques sont en revanche marquées par un changement profond du style tectonique (Eriksson et al., 2004a ; Cagnard et al., 2006 ; Gapais et al., 2009). Ces périodes marquent le passage vers une géodynamique contrôlée par des processus de subduction associés au plongement d'une croûte océanique sous une croûte continentale.

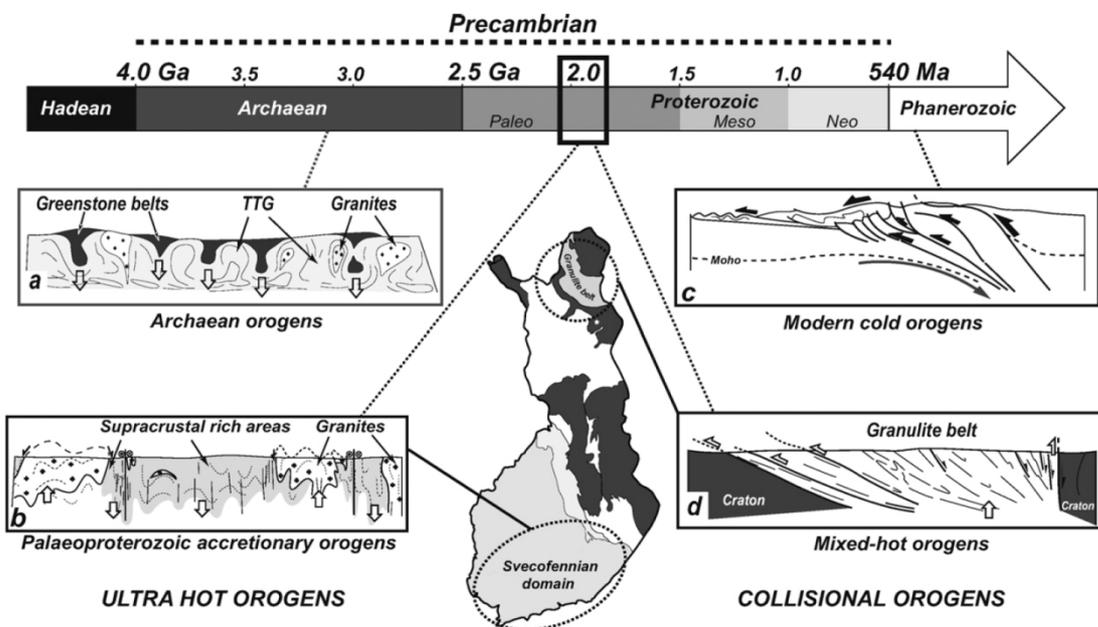


Figure I-6: Évolution du type d'orogène au cours des temps géologiques. A gauche les orogènes Ultra Haute Température sont représentées par (a) les orogènes par sagduction de l'Archéen et (b) par les orogènes d'accrétion paléoprotérozoïques. A droite les orogènes de collision, avec d'une part (c) les orogènes phanérozoïques « modern cold orogens » et (d) les orogènes mixtes (mixed-hot Orogen) du Paléoprotérozoïque (d'après Cagnard et al., 2007 ; Gapais et al., 2009).

Cagnard, (2005), Cagnard et al. (2006), Gapais et al. (2009) classent les différents types d'orogènes en distinguant : les orogènes archéennes par sagduction (Fig. I-6. a), les orogènes d'accrétion (Fig. I-6. b) et les orogènes mixtes du Paléoprotérozoïque inférieur (I.6. c) et enfin les orogènes sur lithosphères « froides » du Néoprotérozoïque (i. e. orogène panafricaine) à l'actuel (Fig.I-6. d). Dans ce paragraphe nous distinguerons globalement les orogènes archéennes, des

orogènes paléoprotérozoïques tout en donnant quelques points de comparaison avec les orogènes actuelles.

### ***I.A.2.1 Quelques caractéristiques communes aux chaînes de montagnes actuelles et Précambriennes***

Les chaînes de collision modernes sont caractérisées par des chevauchements d'échelle crustale ou lithosphérique. Les lithosphères juvéniles, par contre associées à un gradient géothermique plus élevé, montrent une plus faible résistance mécanique et apparaissent essentiellement contrôlées par les forces verticales de volume (Trap, 2007). Choukroune et al. (1995) montrent cependant que certaines caractéristiques structurales sont communes aux chaînes de montagnes précambriennes et actuelles. Ainsi, certaines structures impliquées dans la déformation continentale telles que : i) les nappes et chevauchements, ii) les dômes au sens large et iii) les décrochements, (Choukroune et al., 1995 ; Trap, 2007), mais également iv) l'évolution des faciès métamorphiques caractérisent les orogènes précambriennes mais aussi phanérozoïques.

#### **I.A.2.1.a Les nappes de charriage et chevauchements**

Le chevauchement désigne le recouvrement de formations autochtones par des terrains allochtones sous l'effet de la convergence. Les nappes de charriage et les chevauchements correspondent généralement à une tectonique tangentielle caractéristique des orogènes actuelles et sont responsables de l'épaississement de la croûte continentale. Même si le développement de ce type de structure n'est observé que rarement à l'archéen, leur identification dans les chaînes Paléoprotérozoïques est primordiale pour discuter du comportement de la lithosphère au cours du temps (Trap, 2007). Les nappes de charriage se caractérisent par un style de déformation qui combine glissement ductile et poussée arrière (Merle, 1989). Elles affectent aussi bien des terrains superficiels sédimentaires que des zones profondes au comportement ductile.

#### **I.A.2.1.b Les dômes migmatitiques**

Les dômes migmatitiques s'observent aussi bien dans les zones orogéniques actuelles et anciennes. Dans les chaînes de montagnes actuelles, les dômes résultent de la remontée de matériel crustal profond et sont très souvent associés à de la fusion partielle et à du plutonisme. Le cœur de ces dômes est formé de migmatites et de granites d'anatexie (Trap, 2007). Le mécanisme d'origine est la fusion partielle due au réchauffement généré par l'épaississement de la croûte au niveau des zones orogéniques (Trap, 2007). La fusion de la croûte entraîne la diminution de la densité des

roches, induisant des instabilités gravitaires dites de Raleigh-Taylor (Raleigh, 1883 dans Choukroune, 1995). Sous l'action des forces de volume, le matériel crustal partiellement fondu remonte pour former les dômes migmatitiques (Trap, 2007). Dans l'ancien, les structures en "dôme-et-bassin" caractéristiques des domaines archéens peuvent être considérées comme des structures homologues des dômes migmatitiques récents et sont principalement contrôlées par le jeu des forces de volumes (Trap, 2007).

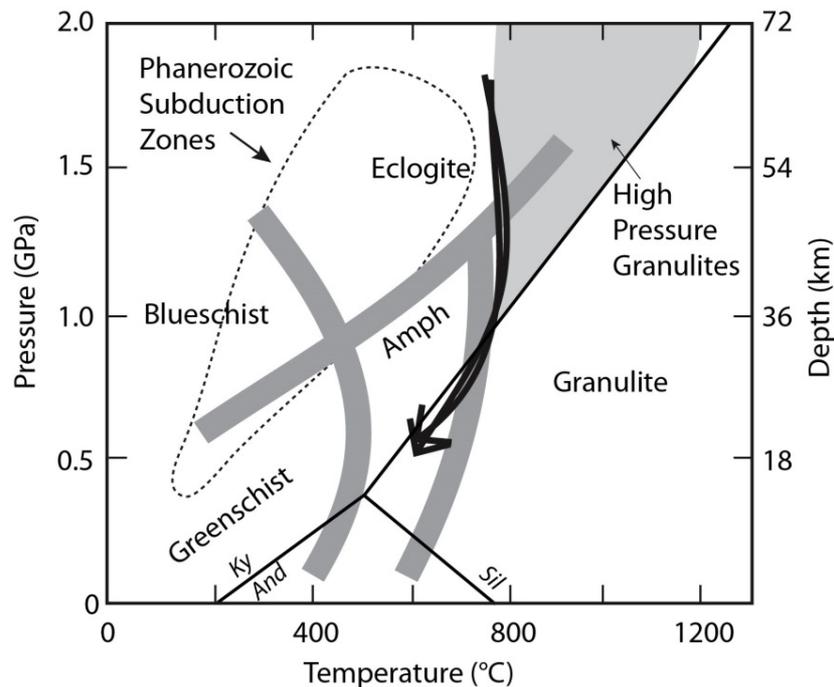
#### **I.A.2.1.c Les décrochements**

Un décrochement est une faille dont le plan de cisaillement est vertical à sub-vertical, associé à un déplacement dans le plan horizontal. Le style de déformation résultant peut être associé à un raccourcissement, avec la mise en place des relais compressifs ou à un allongement induisant la formation de relais extensifs « pull-apart ». Si les décrochements, comme, la faille de l'Alting Tag, dans l'Himalaya (Peltzer et al., 1989), sont connus dans les chaînes de montagnes actuelles, ils sont nettement plus fréquents dans l'ancien, où étroitement associés aux domaines en "dôme-et-bassin", ils accommodent les déplacements horizontaux au niveau de la croûte juvénile (Platt, 1980 ; Chardon et al., 2008 ; Trap, 2007). Les ensembles de décrochements lithosphériques peuvent s'organiser en un réseau anastomosé spectaculaire, notamment sur le craton de Darwar en Inde (Bouhalier, 1995 ; Chardon et al., 1998) et le craton ouest africain (Vidal et al., 2009).

#### **I.A.2.1.d Les caractéristiques métamorphiques des domaines orogéniques :**

Le métamorphisme et les chemins Pression-Température-temps (P-T-t) suivis par les roches au cours d'une orogène dépendent directement du géotherme global et régional de la lithosphère (Trap, 2007). Dans les chaînes de collision modernes, les déplacements de matières liés à la déformation sont beaucoup plus rapides que les transferts de chaleur au sein de la lithosphère. Ainsi, au cours de l'histoire d'une chaîne de montagnes de type alpin, le gradient géothermique est en constante augmentation durant les stades précoces de la convergence et baisse au cours du stade tardif du désépaississement crustal (Trap, 2007). Les chaînes de montagnes actuelles sont ainsi caractérisées par la présence des faciès schistes bleus et éclogites, véritables témoins de l'évolution métamorphique des orogènes (Fig. I.7; Pawley, 1994 ; Schmidt and Poli, 1998 ; Okamoto and Maruyama, 1999). Les paragenèses de ces roches, formées dans un gradient de pression-température élevé (HP-HT) sont capables d'enregistrer l'histoire thermique d'une orogène mais

également les chemins P-T-t suivis par les roches (Fig. I.7; Trap, 2007). Selon Collins et al. (2004), les roches archéennes étudiées jusqu'à ce jour ne semblent pas avoir préservé les paragenèses métamorphiques typiques du faciès des éclogites (Fig. I.7).



*Figure I-7: Diagramme P-T dans lequel sont reportés les chemins des faciès éclogites (flèches noires), le domaine des granulites de haute pression paléoprotérozoïques et les champs de condition P-T des zones de subduction (Modifié d'après Spear, 1993 ; O'Brien et Rötzler, 2003, Collins et al., 2004).*

#### ❖ **Métamorphisme associé aux orogènes Archéennes :**

Les domaines en dôme-et-bassin archéens et les roches supracrustales des greenstones belts ont enregistré une évolution métamorphique exprimée par le passage du faciès des schistes verts aux faciès amphibolite, et granulite (Fig. I.7; Trap, 2007). En utilisant ces paragenèses, plusieurs auteurs associent les domaines archéens à un métamorphisme de basses à moyennes pressions (BPMP) et températures élevées (HT ; Fig.I.8.). Elles sont également décrites par des chemins P-T-t antihoraires, reflétant l'accumulation ou l'intrusion de magmas basiques dérivés du manteau (Fig.I.8. ; Trap, 2007).

#### ❖ **Métamorphisme associé aux orogènes Paléoprotérozoïques :**

Contrairement aux orogènes archéennes, les orogènes Paléoprotérozoïques contiennent des roches de type éclogites (Maruyama et al., 1996). En effet, plusieurs auteurs ont décrit des éclogites rétro-morphosées en granulites basiques datées entre 2.0 et 1.8 Ga (i.e. orogène éburnéenne). Le métamorphisme décrit par ces faciès peut être associé à des conditions de basses-moyennes pressions et hautes températures (MP-BP/HT), avec des températures comprises entre 650 et 750°C

(Zhao et al., 2001b ; Möller et al., 1995 ; Collins et al., 2004 ; Tuisku and Huhma, 1998 ; Smelov and Beryozkin, 1993). Les domaines orogéniques sont par exemple : le Massif du Hengshan de la "Trans-North China Belt", avec des pressions de l'ordre de 1.8 GPa et des températures voisines de 750 °C (Möller et al., 1995, Collins et al., 2004) et la ceinture de granulite de Laponie en Finlande, ayant enregistré des pressions d'environ 1.2 GPa et des températures comprises entre 650 et 700 °C (Tuisku and Huhma, 1998). D'autres études ont cependant démontré que les faciès métamorphiques des orogènes Paléoproterozoïques correspondent également à des conditions de haute pression et haute température (HP/HT, Fig.1.8.). C'est le cas par exemple du domaine orogénique de la ceinture du Limpopo qui aurait enregistré des températures comprises entre 850 et 900°C et des pressions allant jusqu'à 9,5 Kbar (Van Reenen et al., 1987 ; Kreissig et al., 2001 ; Boshoff et al., 2006).

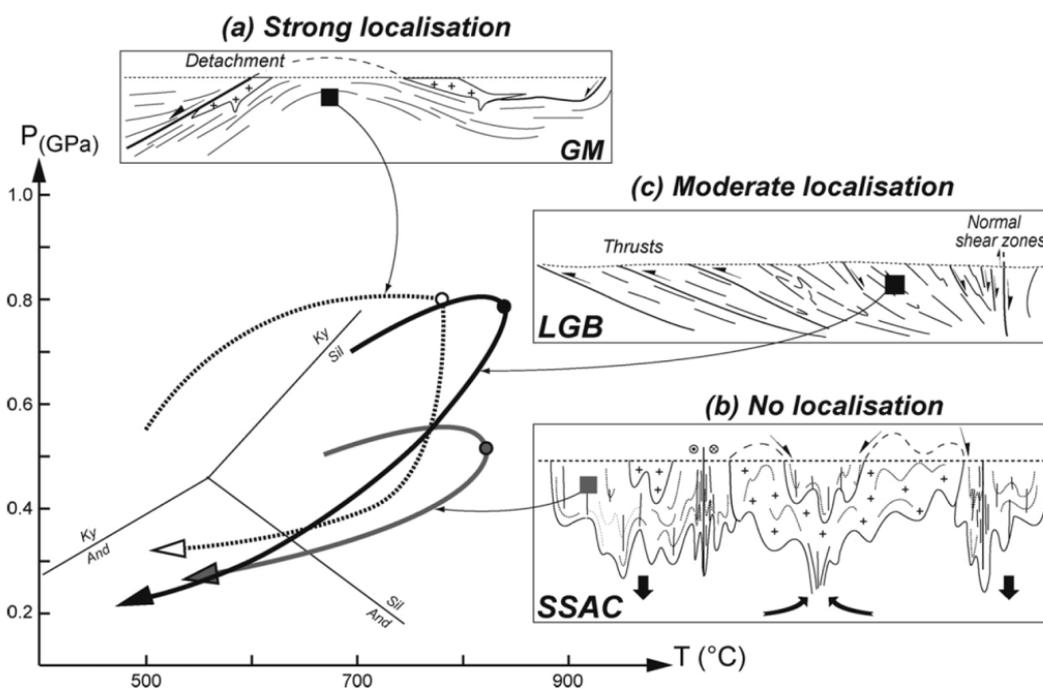


Figure 1-8: Evolution PT en fonction du type d'orogènes (d'après Gapais et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011). (a) Orologène moderne associée à l'exhumation d'unités profondes et à un fort relief montagneux (exemple du Golfe du Morbihan (GM), orogène Hercynienne en France ; d'après Jones and Brown, 1990 ; Gapais et al., 1993). (b) Orologène d'accrétion (i. e. accretionary type orogen) marquée par un vaste relief de faible amplitude et par des évidences d'exhumation (exemple de la partie septentrionale du domaine orogénique Svécofennien en Finland (SSAC) ; Cagnard et al., 2007). (c) Orologène Mixte associée à un relief modéré qui contribue à l'exhumation (exemple de la ceinture granulitique de Lapland (LGB ; Cagnard et al., 2011).

### 1.A.2.2 Les orogènes Archéennes : formation des structures en "dôme-et-bassin" par sagduction

Les structures en "dôme-et-bassin" sont très répandues dans les terrains d'âge Archéen. Ces structures se caractérisent par la succession de dômes de granite et gneiss souvent migmatitiques de taille variable entre lesquels se mettent en place des bassins de roches supracrustales, les ceintures de roches vertes ou « *greenstones belts* » (Goodwin, 1981). Plusieurs auteurs (Bouhallier et al., 1993 ;

Van Kranendonk et al., 2002, 2004 ; Hickman, 2004) relie la formation des structures en dôme-et-bassin : (1) à l'action des forces de volumes, ou (2) à la combinaison des forces verticales de volumes et des forces horizontales aux limites. Les forces aux limites interviennent notamment en contexte de compression ou d'extension tandis que les forces de volumes sont prépondérantes lorsque la mise en place des structures en dôme-et-bassin n'est soumise à aucune contrainte horizontale (Van Kranendonk et al., 2002, 2004; Hickman, 2004). Dans ce dernier cas, le mécanisme principal de mise en place est lié à des instabilités gravitaires comme le montrent les modélisations analogiques proposées par Bouhallier et al., (1993) et Chardon et al. (1996). Selon ces modèles, la surcharge de roches denses provoque une instabilité gravitaire à l'origine de l'enfoncement des unités de roches supracrustales, et une remontée des massifs de granitoïdes moins denses (Anhaeusser et al., 1969, Bouhallier et al., 1995, Chardon et al., 1996, 1998, Van Kranendonk et al., 2004). Ce mécanisme connu sous le nom de "sagduction" constitue le style prédominant de la déformation crustale et lithosphérique à l'Archéen (Fig.I.6.). Ce mécanisme est illustré par plusieurs exemples : i) le craton de Pilbara ; ii) le craton du Dharwar.

#### **I.A.2.2.a Le domaine oriental du craton de Pilbara en Australie :**

La partie orientale du Craton de Pilbara (Australie) est un exemple typique d'une architecture en "dôme-et-bassin". Le craton de Pilbara est daté entre 3.46 et 2.83 Ga et affleure largement dans la partie nord orientale de l'Australie (Fig.I.9. ; Van Kranendonk et al., 2004 ; 2007). Ce domaine est principalement constitué par des dépôts volcano-sédimentaires peu métamorphisés se distribuant dans les ceintures de roches vertes, des dômes de granitoïdes délimitant les ceintures vertes et enfin des formations sédimentaires reposant en discordance sur les dépôts volcano-sédimentaires sous-jacentes (Van Kranendonk et al., 2004 ; 2007).

#### **I.A.2.2.b Le domaine archéen du craton de Dharwar en Inde**

Si le domaine oriental du Craton de Pilbara apparaît comme le parfait exemple d'une structuration en "dôme-et-bassin" formée en réponse à des instabilités gravitaires, dans la plupart des domaines orogéniques, les structures en dômes-et-bassin apparaissent aussi influencées par l'action des forces aux limites (Trap, 2007). C'est le cas du Craton du Dharwar, dans la région de Gundlupet en Inde du Sud où les bassins déformés de roches supracrustales présentent des géométries de formes allongées de type sigmoïdes et des dômes (Bouhallier, 1995). Cette fabrique ductile est contrôlée par la cinématique de deux familles de cisaillements décrochants, dextres (N160E) et senestres (N20E) s'organisant suivant un réseau anastomosé homogène (Fig.I-10.). La

géométrie et la cinématique des décrochements sont reliées à une direction de raccourcissement régional Est- Ouest (Drury et al., 1984 dans Bouhallier, 1995).

### 1.A.2.3 Les orogènes Paléoprotérozoïques et bassins sédimentaires associés

Les domaines orogéniques paléoprotérozoïques sont présents sur tous les continents (Fig.I-11). La quasi-totalité de ces orogènes s'est formée entre 2.1 et 1.8 Ga (Zhao et al., 2002). Elles sont généralement associées à la mise en place de bassins sédimentaires dans des contextes structuraux très variés (marges passives, bassins avant chaîne, bassins arrière arc, ou encore bassins extensifs intracratoniques).

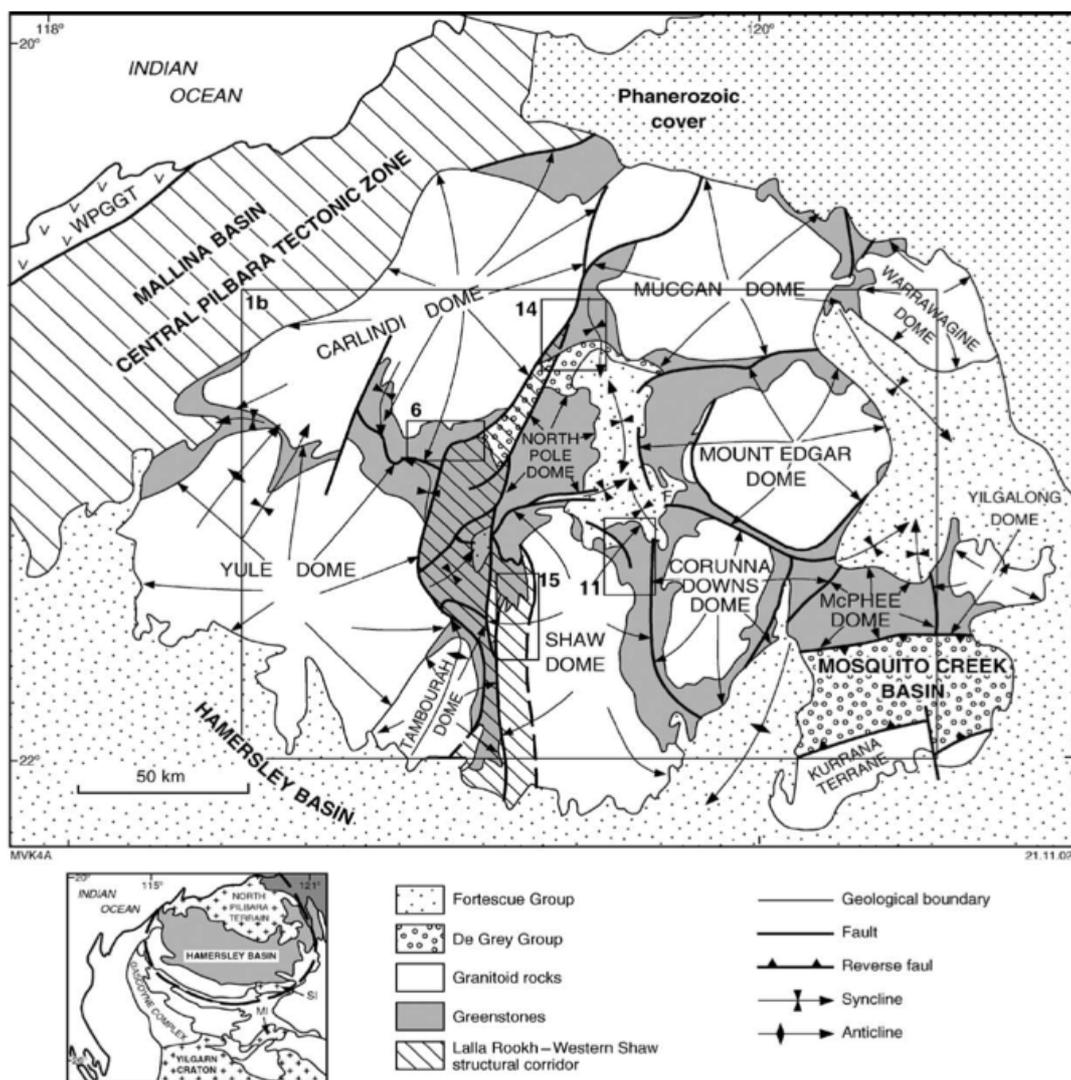


Figure I-9: Carte schématique de la structuration des terranes de type Tonalite, Trondhémite, Granodiorite (TTG) associée à des greenstones belts dans la partie orientale du craton de Pilbara (d'après Van Kranendonk et al., 2004).

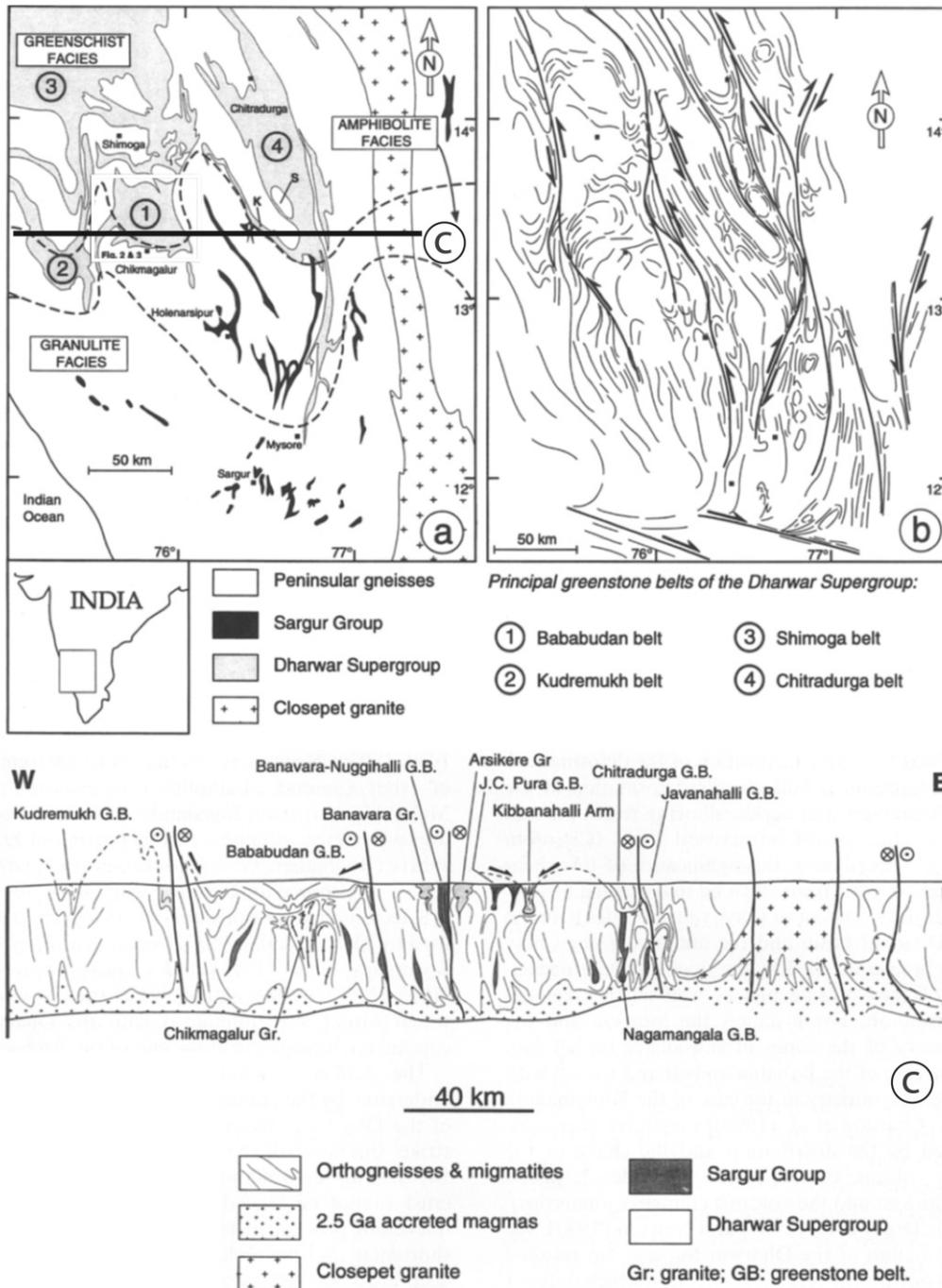


Figure I-10: (a) Carte géologique du Craton archéen de Dharwar dans le sud de l'Inde, montrant des faciès de type schistes verts, amphibolite et granulite (d'après Raase et al., 1986). (b) Carte structurale occidentale du craton de Dharwar. (c) Coupe interprétative de la partie occidentale du craton de Dharwar à l'échelle crustale (Chardon et al., 1998).

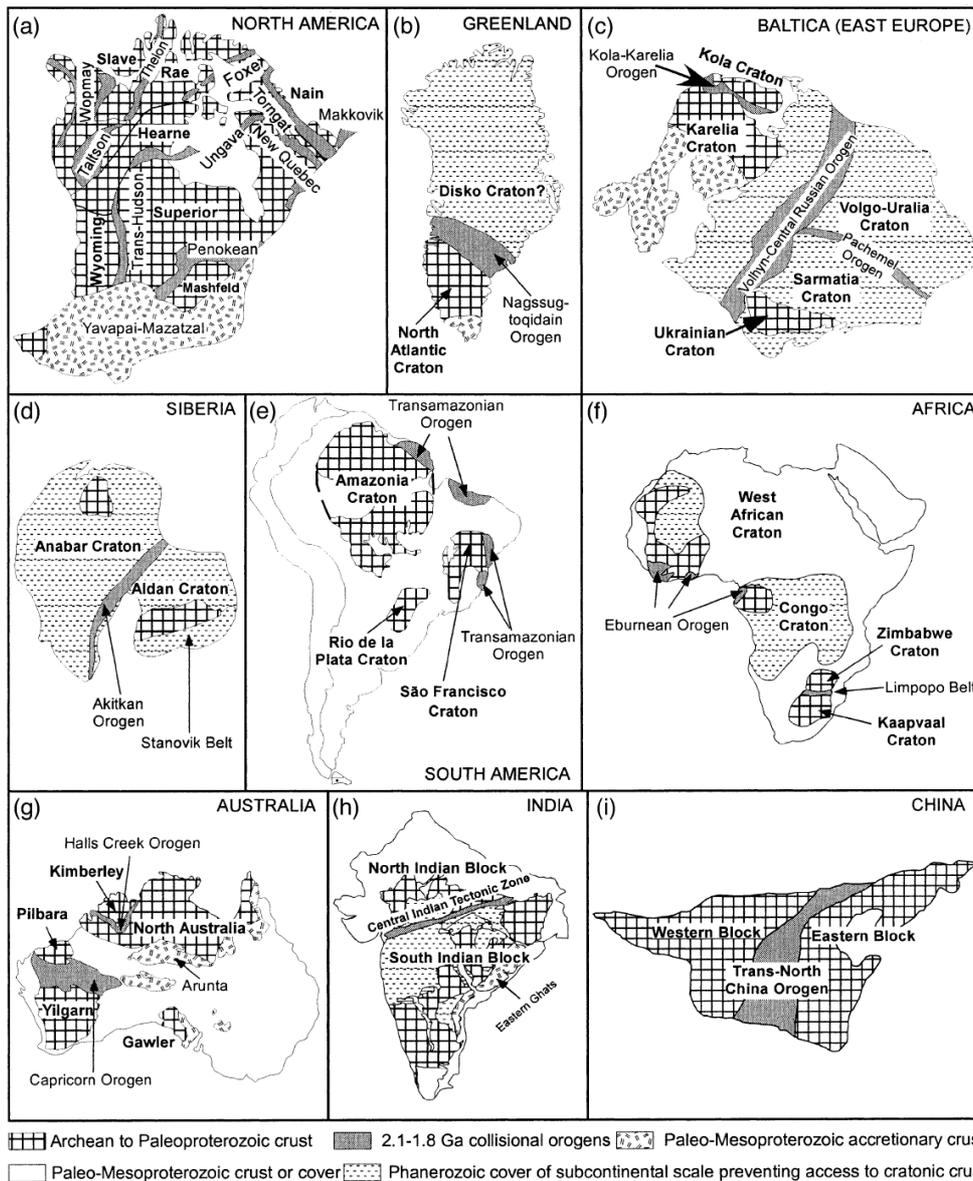


Figure I-11: Distribution des orogènes Paléoprotérozoïques à l'échelle de plusieurs continents (d'après Zhao et al., 2004).

Les orogènes paléoprotérozoïques et les bassins sédimentaires associés les plus connues correspondent (i) aux orogènes nord-Américaines (orogène Trans-Hudsonienne, orogène Penokéenne, orogène du Taltson-Thélon, orogène Wopmay dans Fig.I-11, Zhao et al. 2002). Les orogènes transamazonienne (ii) et éburnéenne (iii) ont été décrites respectivement en Amérique du Sud et en Afrique de l'Ouest ; la ceinture du Limpopo (iv) étant décrite en Afrique du Sud (Fig.I.11 ; Zhao et al., 2002). Les orogènes paléoprotérozoïques du Capricorne et du Kimberley en Australie, l'orogène centrale indienne, l'orogène trans-nord-chinoise, l'orogène Kola-Karelien en Europe de l'Est et enfin les orogènes Akitkan et Nagssugtoqidienne respectivement en Sibérie et au Groenland sont aussi décrites (Fig.I-11 ; Zhao et al., 2002 ; 2004).

### I.A.2.3.a Les orogènes Paléoprotérozoïques Nord-Américaines et les bassins paléoprotérozoïques associés aux orogènes nord-américaines

En Amérique du Nord, plusieurs orogènes paléoprotérozoïques sont reliées à l'accrétion du craton supérieur, des cratons de l'Herne et de Rae, mais également des cratons de Slave de Wyoming (Fig.I.12.). La mise en place de ces différentes orogènes est associée à la collision de ces blocs archéens entre 2.0 et 1.8 Ga (Hoffman, 1988 ; 1989 ; Van Kramendonk et al., 1993).

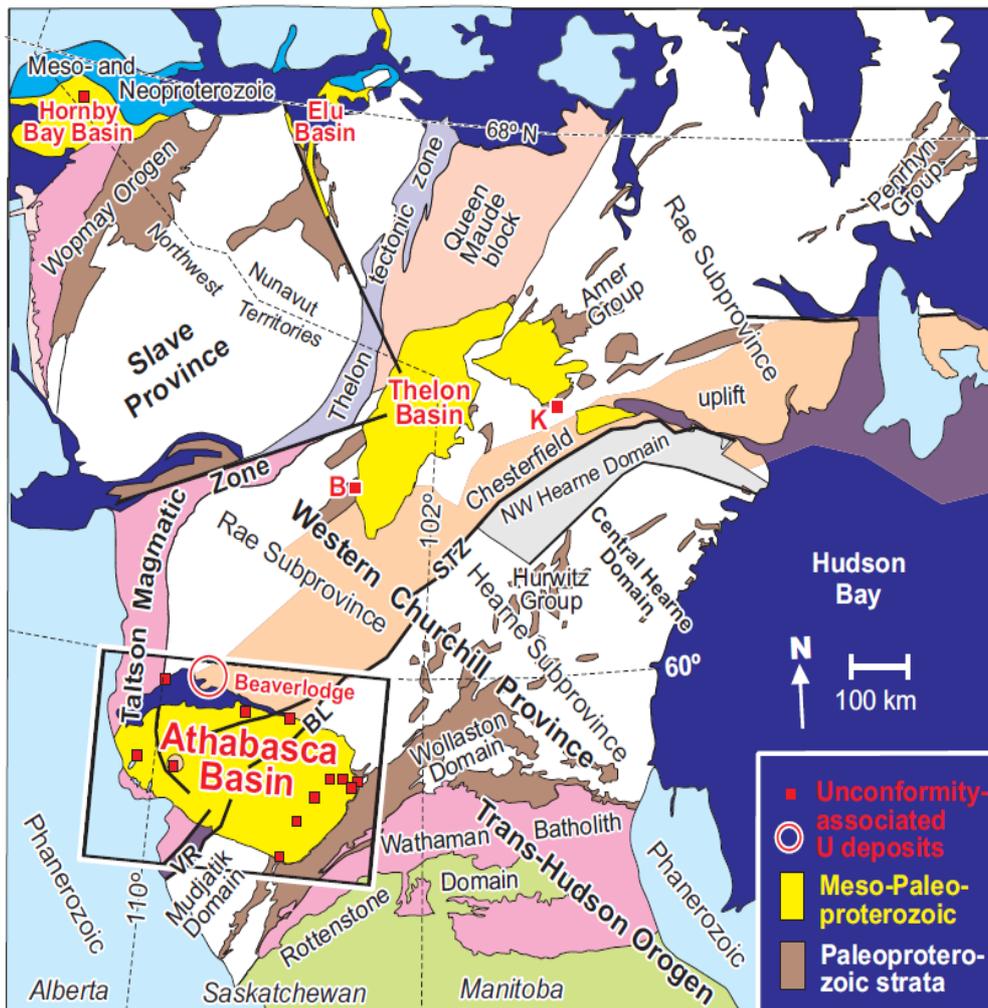


Figure I-12: Carte géologique des domaines orogéniques Trans-Hudsonien et Taltson-Thélon. Localisation du Wollaston group, des bassins d'Athabasca et du Thelon (d'après Jefferson et al., 2007).

#### ❖ **Orogène Trans-Hudsonienne**

L'orogène Trans-Hudsonienne est caractérisée par de vastes affleurements en Amérique du Nord (Fig.I.12.). Elle résulte de la collision entre le domaine sud-oriental du craton supérieur et des

cratons de l'Herne et Rae (Hoffman, 1988 ; 1989). Ces cratons archéens datés entre 3.0 et 2.6 Ga sont formés de granitoïdes intrusifs, de gneiss et de roches vertes montrant un métamorphisme basse pression (Zhao et al., 2002). La mise en place de l'orogène Trans-Hudsonienne serait liée à la fermeture d'un océan paléoprotérozoïque d'une extension d'environ 4000 kilomètres connu sous le nom de Manikewan ocean et daté entre 1.9 et 1.8 Ga (Zhao et al., 2002). La fermeture de cet océan est associée à l'accrétion progressive de plusieurs terranes (i. e. blocs lithosphériques d'âge et de nature thermomécanique différente) entre 1.91 et 1.83 Ga, avant la collision finale entre le craton de l'Herne et le craton Supérieur entre 1.83 et 1.81 Ga (St-Onge et al., 1992 ; Brickford et al., 1990 ; Gordon et al., 1990).

### ❖ ***Orogène Pénokéenne***

L'orogène Pénokéenne résulte de la convergence entre la terrane Marshfield et le craton supérieur pendant la période de 1.9 à 1.8 Ga (Fig.I.12. ; Zhao et al., 2002). Les roches formant cette orogène sont représentées principalement par des granitoïdes, des gneiss archéens (3.0 et 2.8 Ga) ainsi que par des dépôts volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques datés entre 1.9 et 1.8 Ga (Windley, 1992). L'orogène Pénokéenne est caractérisée par une phase d'épaississement crustal associée au développement de nombreuses nappes de charriages et à la mise en place d'un métamorphisme haute pression haute température. Cette orogène se traduit également par une phase d'exhumation liée au refroidissement et au désépaississement de la croûte (Zhao et al., 2002).

### ❖ ***Orogène Taltson-Thélon***

L'Orogène Taltson-Thélon est le résultat de la collision entre les cratons Slave et Rae (Fig.I.12). Elle se traduit par des complexes archéens (3.2-2.9 Ga) remobilisés, des métasédiments (2.4-1.9 Ga) et par des plutons granitiques (2.0-1.9 Ga) paléoprotérozoïques (Hoffman, 1988 ; 1989 ; Zhao et al., 2002). Hoffman (1997), propose l'existence d'une zone de subduction le long de la partie occidentale du craton Slave à l'origine de la fermeture d'un océan pré-collision qui aurait existé entre les deux cratons impliqués dans l'orogène. Le métamorphisme marquant l'orogène Taltson-Thélon correspond à un métamorphisme haute température caractérisé par des paragenèses de faciès granulite, amphibolite et schistes verts. Ce métamorphisme traduit la combinaison des processus de remontée mantellique au cours de la subduction et de l'épaississement crustal (Grover et al., 1997 ; Zhao et al., 2002).

Les bassins paléoprotérozoïques associés aux orogènes nord-américaines sont associés à plusieurs formations paléoprotérozoïques affleurant dans de nombreux secteurs tels que la province Churchill (ou *western Churchill Province*), dans le bassin du Thelon ou le bassin de l'Athabasca.

❖ **Le bassin de Wollaston ou « Wollaston group »**

La série de Wollaston (ou *Wollaston Group*) se traduit par une succession de roches métamorphiques et métasédimentaires paléoprotérozoïques datées entre 1.92 et 1.80 Ga, affleurant le long de la marge sud-ouest du craton de Hearne et nord de Saskatchewan, sur la bordure occidentale de l'orogénèse Trans-Hudsonienne (Fig. I.13.a. ; Tran et al., 2008). Le « *Wollaston Group* » se subdivise en deux grandes unités : le groupe supérieur (i.e. *Upper group* : séquence III) et le groupe inférieur (i.e. *lower group* : séquence I et séquence II) séparés par une discordance régionale (Fig. I.13. a., Tran et al., 2001 ; 2003 et 2008).

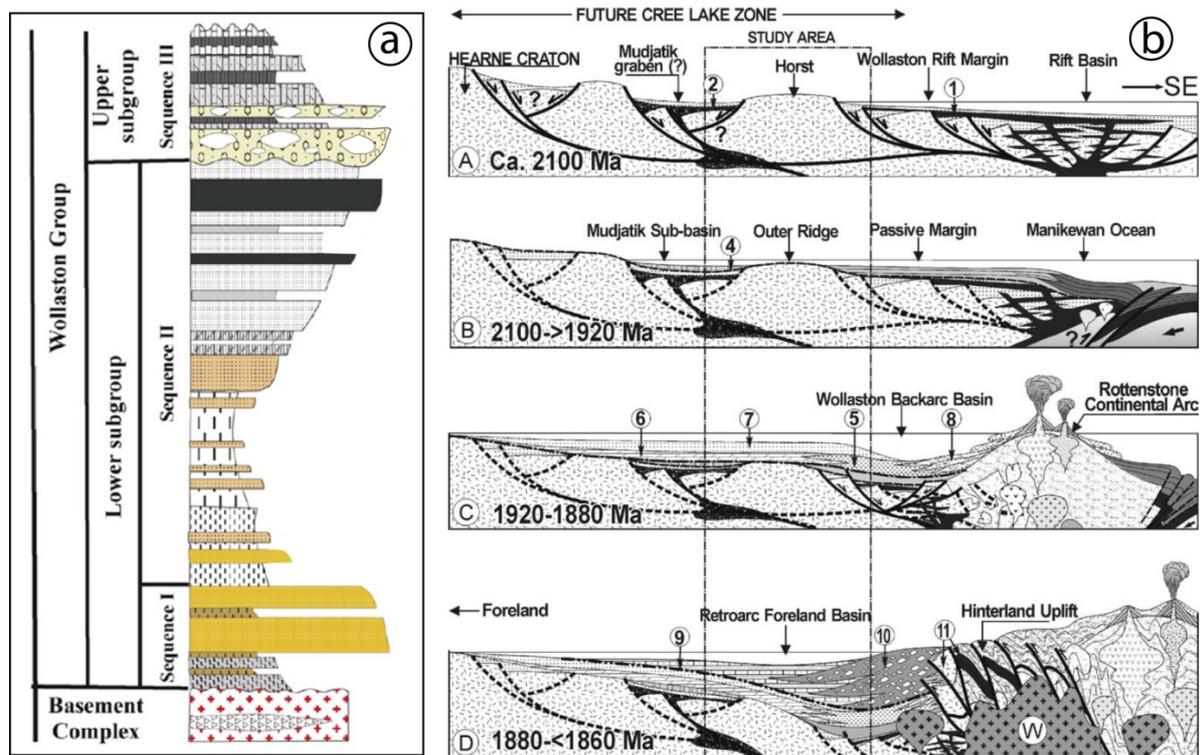


Figure I-13: (a) Coupe stratigraphique du Wollaston Group montrant les séquences I, II et III. (b) Évolution géodynamique du domaine de Wollaston entre 2100 et 1860 Ma (d'après Tran et al., 2003).

La séquence I du *Groupe inférieur* est formée à sa base par des faciès métamorphiques (orthopyroxènes, amphibolites, gneiss) interprétés comme des dépôts ferrugineux d'environnement peu profond déformés au cours de l'orogène (Tran et al., 2001 et 2008). La séquence II est constituée de faciès turbiditiques affleurant préférentiellement à l'est du bassin (Tran et al., 2001 2003 et 2008). La séquence III du *groupe supérieur* contient essentiellement des dépôts molassiques comprenant

des conglomérats et des arkoses, des carbonates et des évaporites, associés à des dépôts fluviaux, marins restreints ou lacustres (Fig.I.13.a. ; Tran et al., 2001). Les formations du Wollaston group se sont probablement déposées dans un contexte de marge passive au cours de la phase d'ouverture de l'océan Manikewan entre 2.1 et 2.0 Ga (Fig.I.13. b. ; St-Onge et al., 1992) et en contexte de bassin d'avant chaîne (i. e. « *foreland basin* ») lors des phases de convergence tectonique et de collision entre 1.91 et 1.81 Ga (Fig.I.13.b. ; Bickford et al., 1990 ; Gordon et al., 1990 ; Tran et al., 2001, 2003, 2008).

### ❖ ***Bassin du Thelon et bassin du Baker Lake***

Le bassin du Thelon forme avec le bassin du Baker Lake une large région d'environ 200.000 kilomètres carrés de superficie qui affleure dans la partie occidentale de la province de Churchill, sur les cratons de Rae et de Hearne (Fig.I.12. ; Rainbird et al., 2003). Ces dépôts paléoprotérozoïques (1.83-1.70 Ga), principalement formés de roches détritiques continentales, avec des intercalations volcaniques, constituent la super série de Dubawnt (*ou Dubawnt Supergroup*) (Rainbird et al., 2003). La super série de Dubawnt est formée par trois séquences de second ordre : la séquence de Baker, la séquence de Wharton, la séquence de Barrens, séparées les unes des autres par des discordances majeures (Fig.I.14. ; Rainbird et al., 2003). La séquence de Baker (**1845-1758 Ma**) est essentiellement constituée à sa base, par des conglomérats provenant des cônes d'alluvion, surmontés par des roches volcaniques, suivi par les conglomérats les grès, et les argilites fluviales des formations de Kanzan et Kunwak, (Fig.I.14, MacRae et al., 1996 ; Rainbird et al., 2002 ; Rainbird et al., 2003). La séquence de Wharton **est datée entre** 1757 Ma et 1753 Ma. Elle est formée par des grès d'Amarook et surmontée par la formation volcanosédimentaire de Pitz, composée de grès et de matériel volcanique. (Fig.I.14. ; Rainbird et al., 2001). Les séquences de Baker et de Wharton sont recouvertes par la formation conglomératique et gréseuse du Thelon qui marque le début de la séquence de Barrens (Fig.I.14.). La formation du Thelon est recouverte par les basaltes shoshonitiques de Kuungmi et par l'unité siliceuse stromatolitique et dolomitique de Lookout Point (Rainbird et al., 2003). Cette séquence dont l'âge approximative est de 1.72 Ga (Miller et al., 1989), affleure principalement dans le bassin du Thelon et dans la partie Nord-centrale du bassin de Baker Lake (Rainbird et al., 2003).

## ❖ ***Bassin d'Athabasca***

Le bassin d'Athabasca est localisé dans la partie occidentale de la province de Churchill sur le continent nord-américain. Il est bordé par l'orogénèse Taltson-Thélon au nord et à l'ouest et par l'orogénèse Trans-Hudsonienne au sud (Fig.I.12. ; Jefferson et al., 2007). Le bassin d'Athabasca est constitué par une série détritique qui repose en discordance sur le socle formé par les cratons de Rae et de Hearne (Fig.I.15.a. ; Hajnal et al., 2010). La série lithostratigraphique du bassin d'Athabasca est représentée par une succession de sept unités stratigraphiques d'épaisseurs variables (Fig.I.15.a.). Ces dépôts ont une épaisseur maximale d'environ 1800 mètres et sont généralement composés par des séquences fluviatiles de grès, de conglomérats et par des niveaux d'argilites (Hajnal et al., 2010). Le bassin intracratonique d'Athabasca s'est probablement mis en place autour de 1.75Ga. Il semble avoir été alimenté par un système de fleuve en tresses transportant le matériel sédimentaire vers un environnement de plateforme marine peu profonde (Ramaekers et Dunn, 1977 ; Ramaekers, 1990). Les bassins d'Athabasca, du Thélon et du Baker Lake se sont formés sur les cratons de Rae et de Hearne au cours de l'orogène Trans-Hudsonienne (1.9 Ga) et de l'orogène du Taltson-Thélon (1.8 Ga). Ces deux ceintures orogéniques constituent des zones mobiles initiées au Paléoprotérozoïque, lors de la convergence oblique entre le craton de Slave et le craton Supérieur (Hoffman, 1988 ; Jefferson et al., 2007). Il semble que la mise en place du bassin d'Athabasca est principalement contrôlée par la réactivation des grandes zones de cisaillement le long desquelles se sont formés les gisements d'uranium de type discordant connus dans ce bassin (Hiatt et Kyser 2007 ; Hajnal and Takacs, 2010).

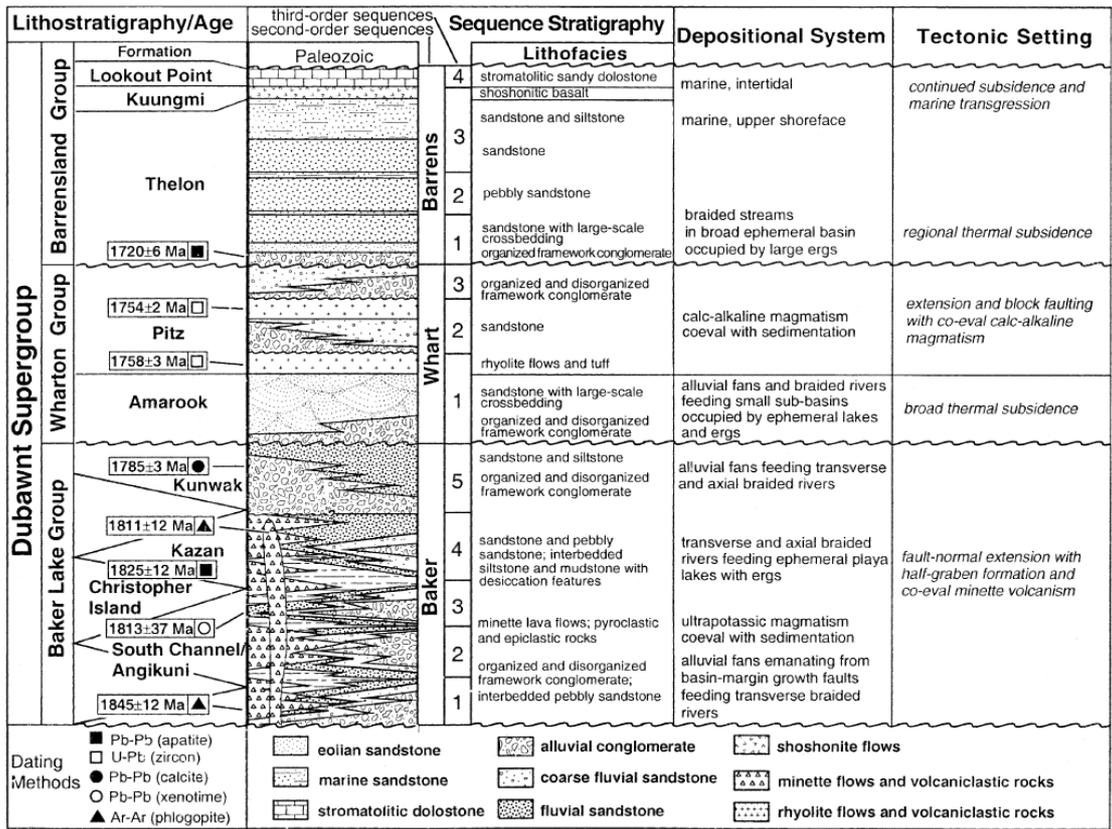


Figure I-14: Charte stratigraphique de la super série de Dubawnt englobant la séquence de Baker Lake, la séquence de Wharton et enfin la séquence de Barrenland, d'âge compris entre 1845 et 1720 Ma (d'après Rainbird et al., 2003).

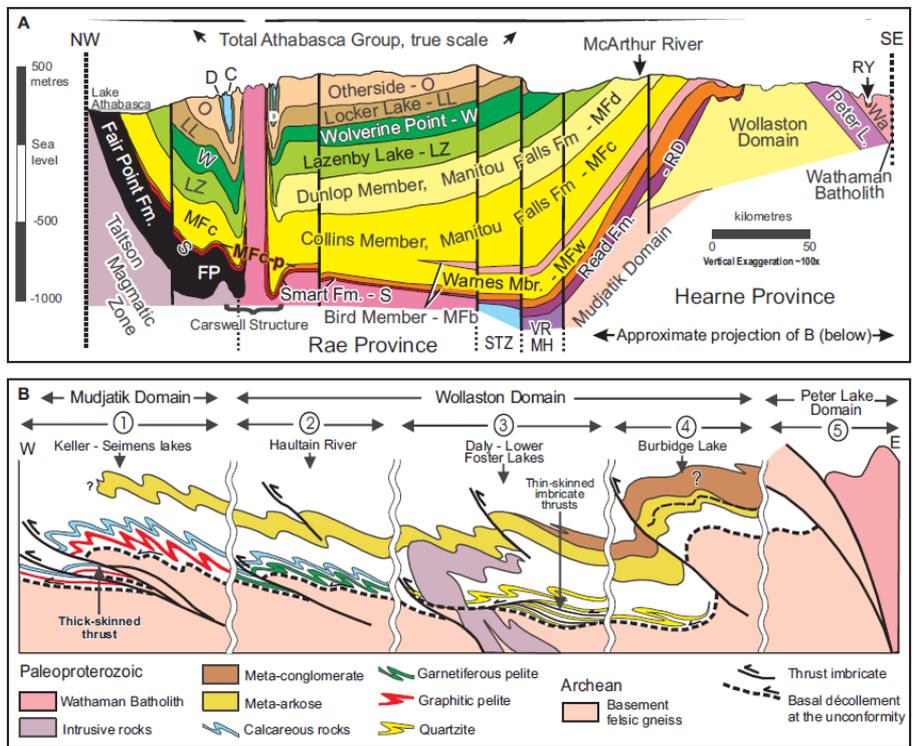


Figure I-15: (a) Coupe lithostratigraphique du bassin d'Athabasca, datée à 1.75 Ga (d'après Ramaekers et al., 2007) (b) Coupe schématique du socle montrant les différents domaines structuraux autour du bassin d'Athabasca (Tran et al., 2003).

### I.A.2.3.b L'Orogène Transamazonienne :

Les unités associées à l'orogène Transamazonienne affleurent largement en Amérique du Sud (Fig.I.11.). Cette orogène paléoprotérozoïque, dont l'âge est compris entre 2.15 et 2.08 Ga, implique la collision entre les cratons guyanais, le centre bélizien, et les cratons de Sao Luis, de Sao-Francisco et de Rio de la Plata (Zhao et al., 2002). L'orogène Transamazonienne est marquée par la remobilisation de blocs archéens composés de *Tonalite*, de *Trondhjémite*, et de *Granodiorite* (ou TTG), de gneiss (3.4-2.9 Ga) et de roches vertes d'âge compris entre 2.8 et 2.6 Ga (Barosa, 1989 ; Alkmim and Marshak, 1998 ; Ledru et al., 1994). La ceinture orogénique d'âge paléoprotérozoïque associée à ces cratons archéens est formée de roches supracrustales constituées par des dépôts de plateforme et de turbidites déformées, par des métavolcanites et par des granitoïdes syntectoniques (Bertrand and Jardim de Sà, 1990). La déformation résultant de la collision entre les cratons de Sao Francisco et du Congo vers 2.1 Ga, se caractérise par le développement de chevauchements, mais également de structures en dômes et bassins étroitement associés à des décrochements (IGCP, 2006).

L'orogène Transamazonienne a été précédée par la mise en place d'une marge passive entre 2.4 et 2.1 Ga, sur la bordure orientale du craton de Sao Francisco conjointement à la formation de bassins sur le craton guyanais (Zhao et al., 2002). La majorité des dépôts sédimentaires associés à l'orogène Transamazonienne ont été déformés lors de la mise en place de la chaîne de montagnes (Ledru et al., 1994). Quelques travaux précisent les caractéristiques sédimentologiques et structurales de la région septentrionale du craton de Sao Francisco (Fig.I.16). Dans ce secteur, le domaine Quadrilatero Ferrifero est associé à la formation de la séquence **Minas-Itacolomi**, épaisse d'environ 8000 mètres, déposée entre 2.5 et 1.7 Ga (Fig.I.17. ; Barbosa 1968 ; Dorr, 1969 ; Chemale Jr. 1994 ; Renger et al. 1994 ; Alkmim & Marshak 1998 ; Alkmim et al., 2012). Cette séquence associée à un volcanisme basique et faiblement déformée au cours de l'orogène Transamazonienne se subdivise en trois unités. La première unité basale est constituée de conglomérats, de grès fluviomarins et de pélites, surmontée par des niveaux marins francs, incluant des carbonates et des BIF (Banded Iron Formations). Cette unité se termine avec la mise en place de dépôts marins peu profonds. Pour Alkmim et al., (2012) le dépôt de cette unité est associé à la mise en place d'une marge passive sur la partie orientale du craton de Sao Francisco entre  $2584 \pm 10$  Ma et  $2420 \pm 19$  Ma (Fig.I.17; Alkmim et al., 2012). La seconde unité probablement syn-orogénique est composée de pélites turbiditiques, de conglomérats et de diamictites, déposés dans un environnement de type arc volcanique ayant évolué en bassin d'avant chaîne autour de  $2125 \pm 4$  Ma (Fig.I.17 ; Alkmim et al., 2012). La troisième unité est représentée par des niveaux gréseux et conglomératiques, parfois pélitiques, interprétés comme des dépôts alluvionnaires ou des sédiments de graben

intramontagneux liés à la phase de désépaississement de l'orogénèse transamazonienne (Fig.I.17; Barbosa, 1968 ; Dorr, 1969 ; Alkmim and Marshak, 1998 ; Alkmim et al., 2012).

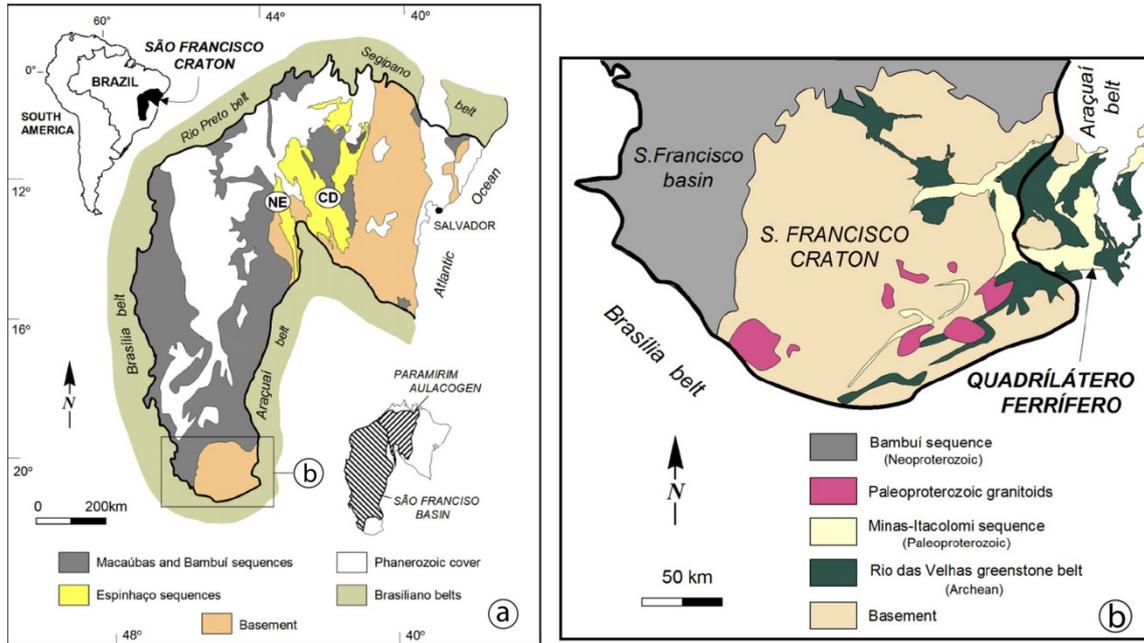


Figure I-16: (a) carte géologique du craton de São Francisco montrant le socle, la ceinture Néoprotérozoïque Brasília, les dépôts Paléoprotérozoïques de São Francisco basin, d'Espinhaço et la localisation du domaine Quadrilátero Ferrífero. (b) carte géologique simplifiée du domaine méridional du craton de São Francisco montrant la localisation de la séquence Paléoprotérozoïque Minas-Itacolomi (d'après Alkmim et al., 2012).

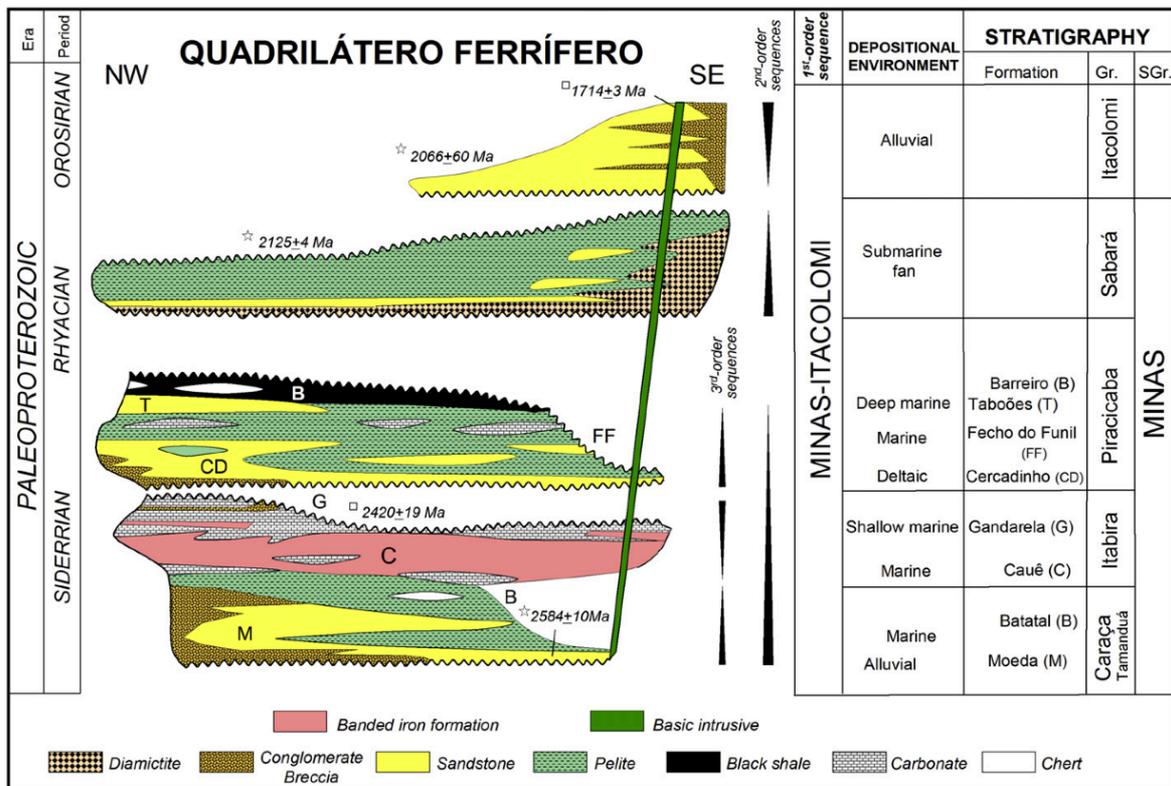


Figure I-17: Charte stratigraphique de la séquence paléoprotérozoïque Minas-Itacolomi et datation de chaque unité stratigraphique (d'après Alkmim et al., 2012).

### I.A.2.3.c L'Orogène Eburnéenne sur le craton Ouest africain

Les unités reliées à l'orogénèse Eburnéenne affleurent sur la partie occidentale du continent africain, au niveau des cratons Ouest-africain en Afrique de l'Ouest (Fig. I.18.) et Congo en Afrique centrale. Sur le craton ouest africain, l'orogène éburnéenne est caractérisée par les formations Birrimiennes tandis que sur le craton du Congo elle est mise en évidence par le bloc de l'Ogooué, encore appelée zone mobile de l'Ogooué (Ledru et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Zhao et al., 2002). Cette orogène résulterait entre 2.1 et 2.0 Ga, des collisions obliques entre les cratons ouest africain et guyanais et entre les cratons du Congo et de Sao-Francisco (Ledru et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Zhao et al., 2002).

Les orogènes Eburnéenne et Transamazonienne présentent des caractéristiques tectoniques (chevauchement et décrochement), des caractéristiques métamorphiques et sédimentaires similaires qui ont conduit certains auteurs à proposer l'existence au Paléoprotérozoïque d'une super-orogène transcontinentale incluant les orogènes Transamazonienne et Eburnéenne et résultant de la collision des cratons ouest africains et sud-américains (Bertrand and Jardim de Sa, 1990; Boher et al., 1992; Ledru et al., 1994). Cette hypothèse est confortée par les travaux de Zhao et al. (2002), qui argumente l'existence d'un super continent qui se serait formé par convergence des cratons sud-américains et ouest africains entre 2.1 et 1.8 Ga. Les dépôts birrimiens associés à l'orogène Eburnéenne affleurent largement dans plusieurs pays d'Afrique de l'Ouest (Côte d'Ivoire, Burkina-Faso, Niger, Ghana, Sénégal) et notamment du craton de Man à l'ouest au bassin de la Volta à l'est (Fig. I.18. ; Vidal et al., 2009). Les dépôts birrimiens se composent de roches magmatiques (Tonalite-Trondhjémite-Granodiorite : TTG), tholéiites et leucogranites), de roches métamorphiques (complexes de roches vertes) et de métasédiments volcano-détritiques (Vidal et al., 2009). Ces dépôts sont datés par plusieurs auteurs entre 2.2 et 2.0 Ga (Kouamelan et al., 1997a ; Kouamelan et al., 1997b ; Caen-Vachette, 1986 ; Doumbia et al., 1998 ; Lüdtke et al., 1999 ; Hirdes and Davis, 2002 ; Gasquet et al., 2003 et Castaing et al., 2004).

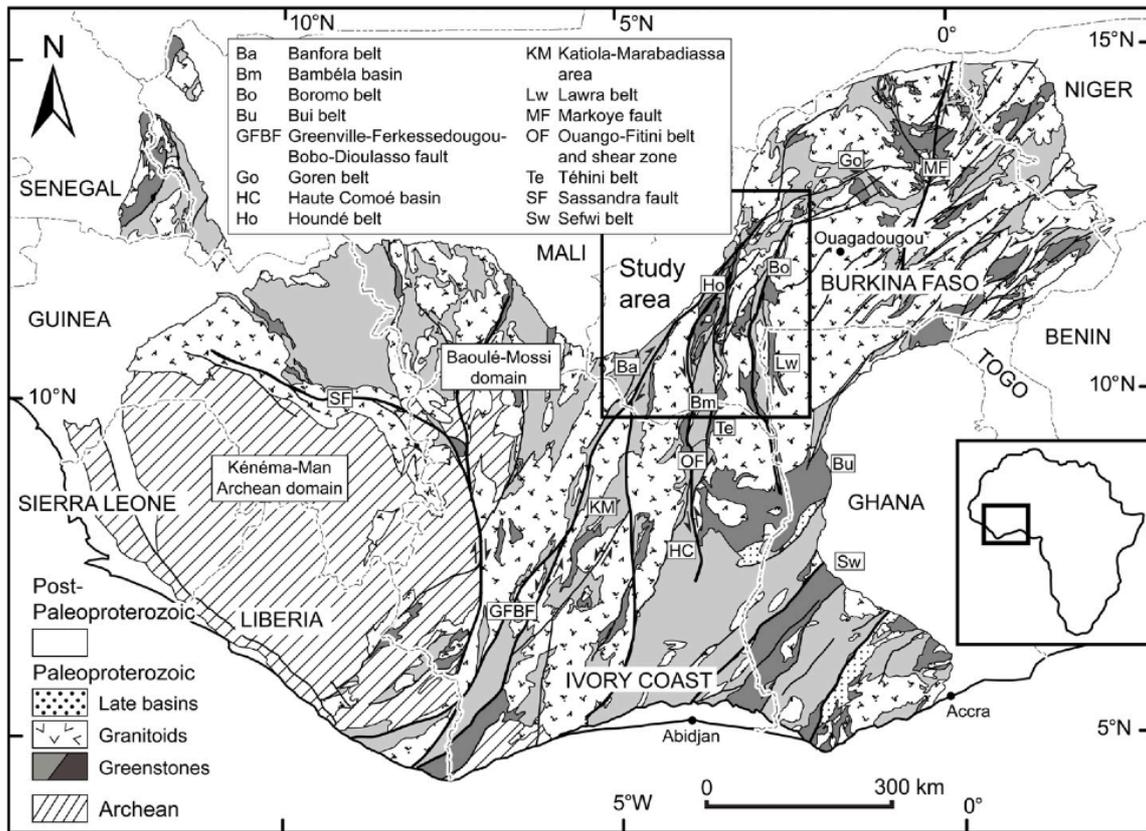


Figure I-18: Carte géologique simplifiée du domaine Leo-Man sur le craton ouest Africain (d'après la carte SIG Afrique du BRGM, Milési et al., 2004).

Les formations volcanosédimentaires témoins de l'orogène Eburnéenne se sont mises en place dans des bassins intracratoniques et sont associées à plusieurs générations d'intrusions magmatiques (Fig.I.19. ; Boher et al., 1992 ; Zhao et al., 2002 ; Vidal et al., 2009). Ces dernières se répartissent en deux grandes unités volcano-sédimentaires. La première unité est constituée d'une épaisse séquence tholéitique interstratifiée avec des carbonates et des sédiments détritiques immatures. Des structures de type pillows lavas, des cherts, des ampélites et des nodules polymétalliques (riches en Mn), caractéristiques d'environnements pélagiques ont été identifiés (Fig. I.19. ; Abouchami and Boher, 1990 ; Boher et al., 1992 ; Zhao et al., 2002). La seconde unité repose en discordance sur l'unité tholéitique inférieure (Hirdes et al., 1996 et Ludtke et al.,1998 ; Baratoux et al.,2011). Elle est principalement composée de dépôts métasédimentaires et volcanosédimentaires à la base et par des formations fluviodeltaïques au sommet, représentées par exemple par la formation de Tarkwaian (2.12 Ga) au Ghana (Houndé East Fig. I.19.; Milesi et al., 1990 ; Roddaz et al., 2007 ; Tshibubudze et al., 2009 ; Baratoux et al.,2011).

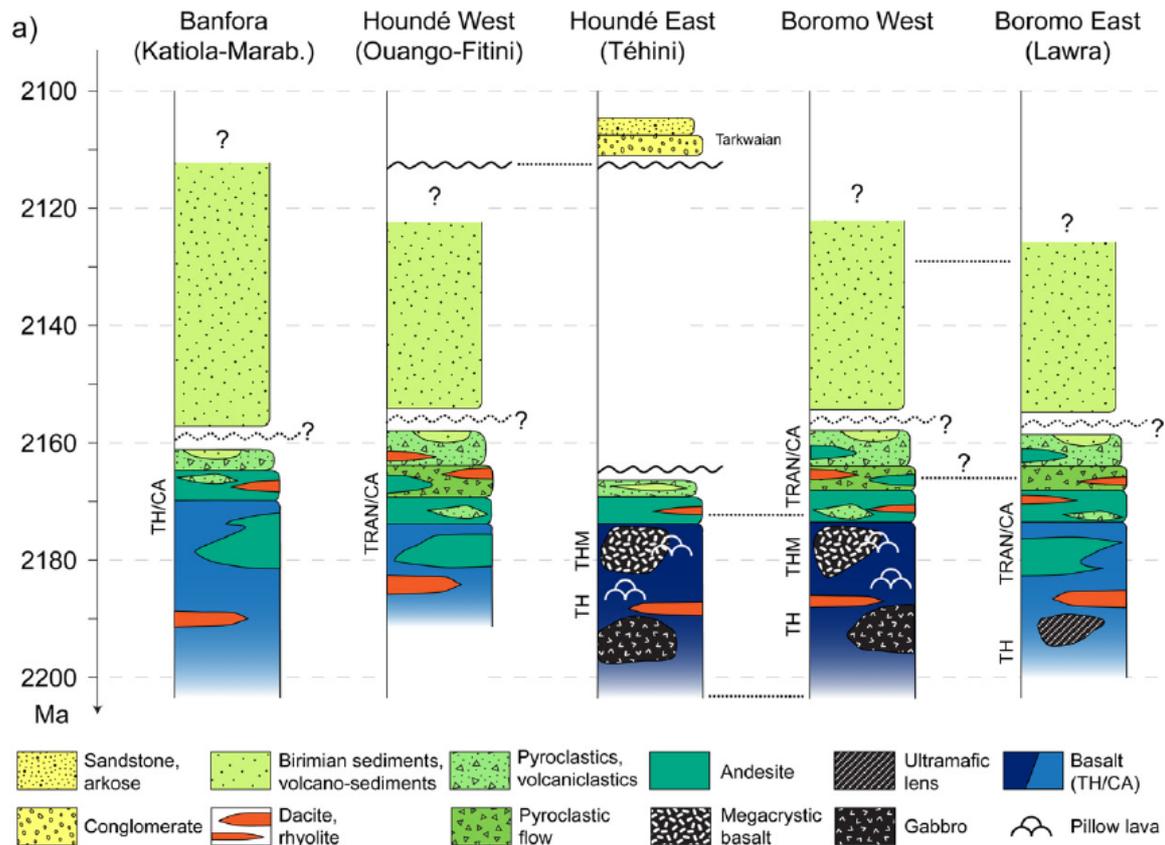


Figure 1-19: Séquences stratigraphiques simplifiées des dépôts birimiens (i. e. éburnéens, 2.2-2.0 Ga) de Banfora, de Houndé et de Boromo au Burkina-Faso (d'après Baratoux et al., 2011).

Au Burkina-Faso, les dépôts birimiens, formés par les ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo sont structurés par trois phases tectoniques éburnéennes (D1, D2 et D3 ; Fig. 1.20. ; Hein, 2010 ; Baratoux et al., 2011 ; Metelka et al., 2011). Les travaux de Baratoux et al., (2011) démontrent que les événements D1 et D2 ont joué un rôle déterminant (Fig. 1.20.). La phase D1 est une phase compressive marquée par un raccourcissement E-W entre 2.16 et 2.12 Ga. Cette phase est associée à une importante activité magmatique (accrétion crustale de type TTG, intrusions granitiques, volcanisme alcalin) et à un métamorphisme basse pression haute température (Fig. 1.21. ; Baratoux et al., 2011).

La phase tectonique D2 est caractérisée par un régime tectonique transpressif associé à l'activation d'un important réseau de décrochements. Pendant la phase D2, les décrochements et les plis structurant la partie occidentale du Burkina-Faso est orientée selon un axe WNW. Cet événement tectonique se traduit par l'activité de nombreux décrochements et par la mise en place de plusieurs zones de cisaillement (Fig. 1.21. ; Vidal et al., 1996 ; Feybesse et al., 2006 ; Baratoux et al., 2011). Les caractéristiques structurales et métamorphiques de l'orogène Eburnéenne sur le craton ouest africain confortent la notion d'orogène Paléoprotérozoïque de type "weak-type" orogen marquée

par la prédominance des décrochements et l'absence de chevauchements en relation avec une lithosphère éburnéenne ductile (Vidal et al., 2009).

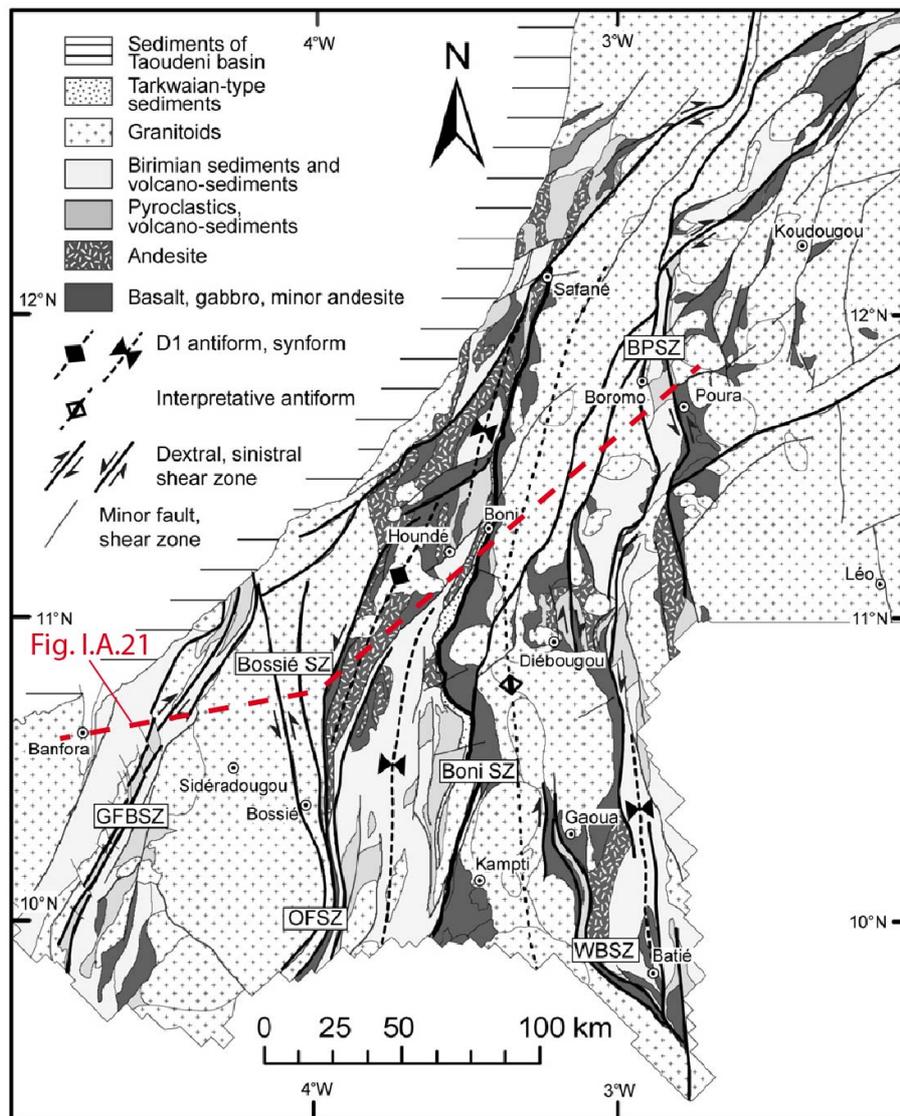


Figure I-20: Carte structurale simplifiée des zones de cisaillement majeurs associée aux ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo au Burkina-Faso et du domaine Ferkessedougou (GFBSZ) en Côte d'Ivoire (d'après la carte SIG Afrique du BRGM, Milési et al., 2004)

La mise en place des ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo serait le résultat du fonctionnement d'une zone de subduction associée à un ou plusieurs arcs volcaniques (Abouchami et al., 1990 ; Baratoux et al., 2011). Deux scénarii sont proposés pour expliquer l'évolution de ce domaine et la mise en place des séries Birrimiennes lors de l'orogénèse Eburnéenne (Fig. I.21.). Le premier scénario associe la formation des ceintures et plusieurs arcs volcaniques lors de la subduction paléoprotérozoïque (2.2-2.16 Ga). Le second scénario relie l'ensemble du domaine formant les ceintures de Banfora, Houndé et Boromo à un super arc volcanique paléoprotérozoïque d'une longueur de 400 kilomètres (Fig. I.21. ; Baratoux et al., 2011).

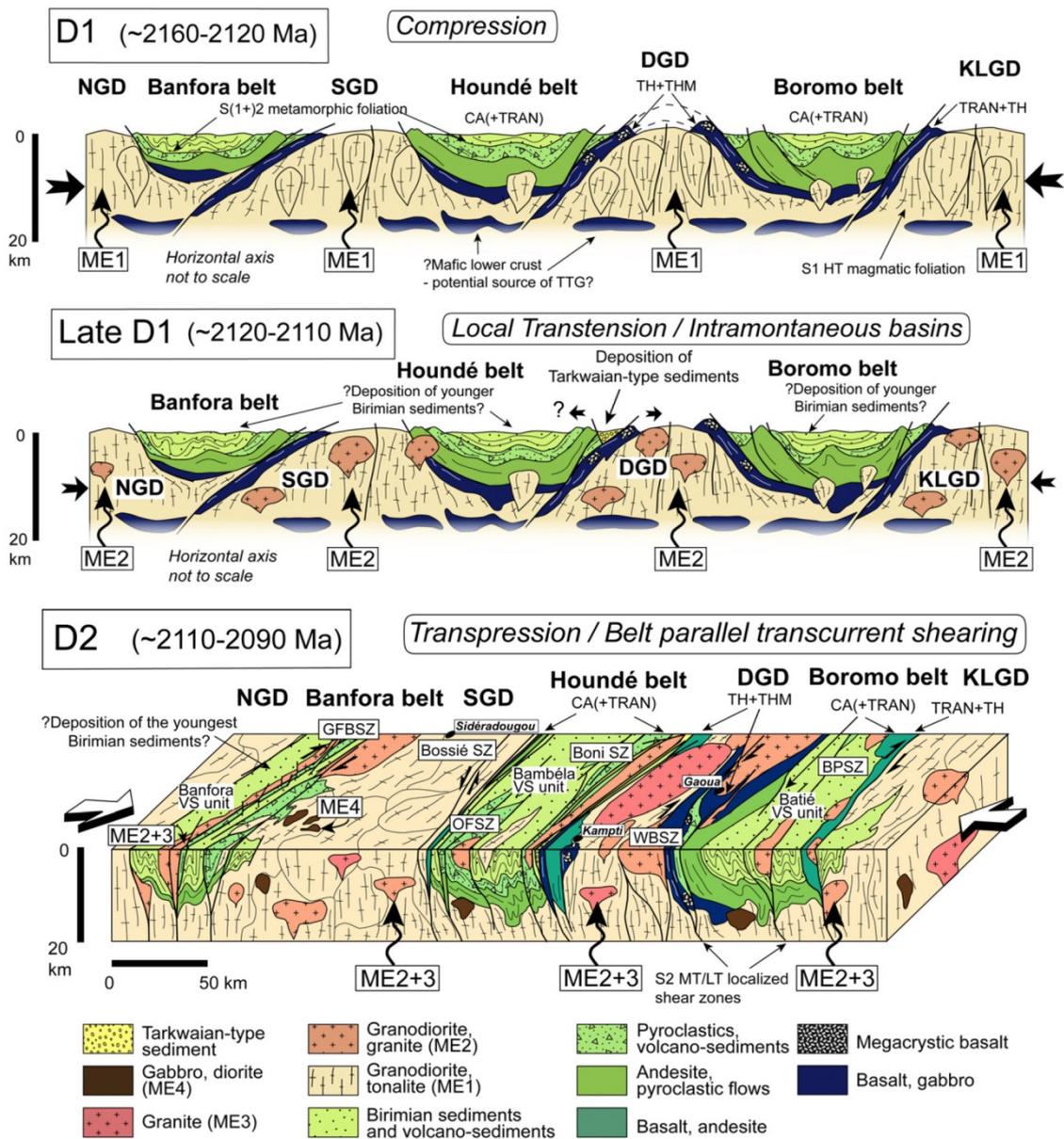
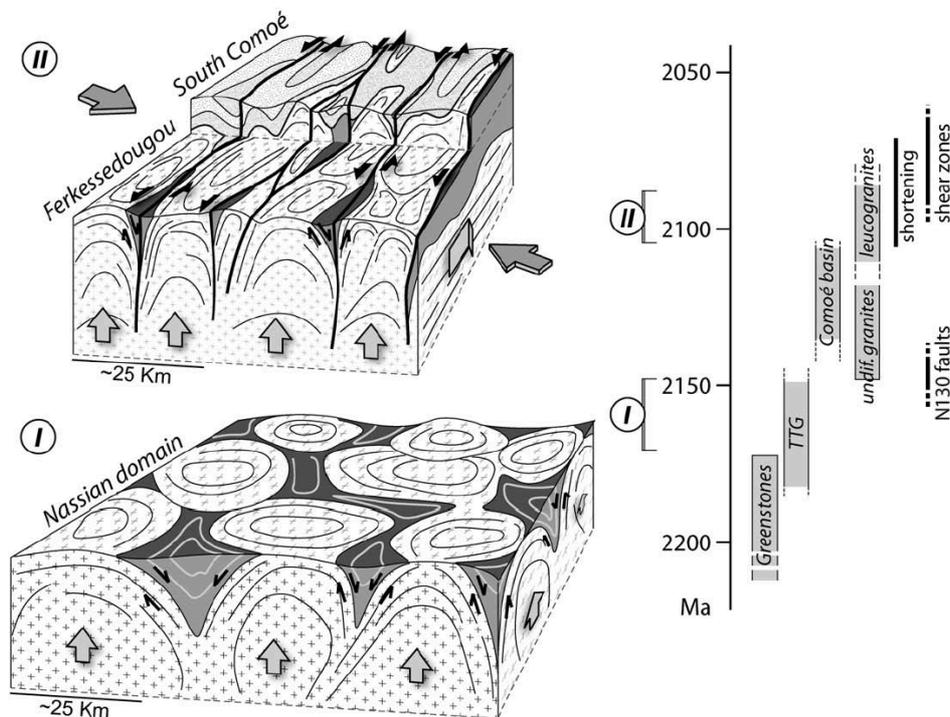


Figure 1-21: Evolution géodynamique des ceintures de Banfora, de Houndé et de Boromo entre 2.16 et 2.09 Ga, montrant d'une part une phase D1 caractérisée par une tectonique compressive sur le craton ouest africain et d'autre part, une phase D2 associée à une tectonique transpressive associée aux zones de cisaillement majeures du craton ouest africain (d'après Baratoux et al., 2011).

Les travaux de Vidal et al., 2009 sont en accord avec une évolution orogénique éburnéenne suivant deux phases majeures du craton ouest africain. Ces travaux montrent, d'une part, la mise en place de structures en dôme et bassin lors de la phase d'épaississement, (domaine de Nassian, (I dans Fig. 1.22. ; Vidal et al., 2009) et d'autre part, le développement des décrochements au cours de la phase terminale de l'orogène (II dans Fig. 1.22.). Les massifs granitiques tels que le domaine de Ferkessedougou en Côte d'Ivoire sont déformés par un important réseau de décrochements obliques à la direction de raccourcissement horizontal (Fig. 1.22.). Ces structures interprétées comme des

failles de transfert, accommodent le fluage latéral ou l'étalement gravitaire de la croûte juvénile « molle » lors de l'orogène éburnéenne (Vidal et al., 2009).



**Figure 1-22: Blocs diagrammes Schéma montrant l'évolution structurale du craton ouest africain dans la région de Côte d'Ivoire au cours de l'orogène Eburnéenne, au Paléoprotérozoïque. (I) stade de formation des structures en dôme et bassin du domaine de Nassian (TTG et roches vertes (i. e. greenstone belts). (II) stade transpressif marqué par l'activation de décrochements lithosphériques associées au raccourcissement régional du craton ouest africain dans le domaine Ferkessedougou (d'après Vidal et al., 2009).**

### I.A.2.3.d La ceinture orogénique du Limpopo (ou Limpopo belt)

La ceinture orogénique de Limpopo est considérée comme un exemple classique de ceinture de collision archéenne entre les cratons du Zimbabwe et du Kaapvaal vers 2.6 Ga, après la subduction d'une croûte océanique d'environ 1000 km sous le craton du Kaapvaal (Fig.I.23. ; Light, 1982 ; Van Reenen et al., 1990 ; Anhaeuser, 1990). Ce domaine orogénique est principalement formé de gneiss, de TTG, et de roches supracrustales d'âge archéen entre 3.5 et 2.6 Ga (Berger et al., 1995 ; Barton and Van Reenen, 1992 ; Kreissig et al., 2000), de roches basiques et de plutons granitiques syntectoniques archéens (2671-2664 Ma ; Mkweli et al., 1995 ; Kreissig et al., 2001) et paléoprotérozoïques (2023 ± 7 Ma ; Mc Court and Armstrong, 1998). Si la *Limpopo Belt* a longtemps été considérée comme étant uniquement une orogène archéenne, plusieurs études récentes réinterprètent l'histoire structurale et métamorphique de ce domaine orogénique. La ceinture du Limpopo semble avoir enregistré au moins trois événements tectoniques. Une première phase

d'épaississement crustal marqué par le développement des chevauchements à vergence nord, associé à la mise en place d'un métamorphisme haute pression haute température (8,5-9,5 kbar ; Van Reenen et al., 1987 ; Kreissig et al., 2001 ; Rollinson, 1989 ; Kamber et Biino, 1995). Une seconde phase d'exhumation caractérisée par une décompression jusqu'à 5 à 3 kbar et un refroidissement vers 600 à 700°C dans la partie centrale du domaine orogénique (Boshoff et al., 2006). Et une troisième phase de déformation associée à la mise en place de zones de décrochements symmétamorphiques, datée entre 2020 et 2000 Ma (Boshoff et al., 2006 ; Moyen, 2007).

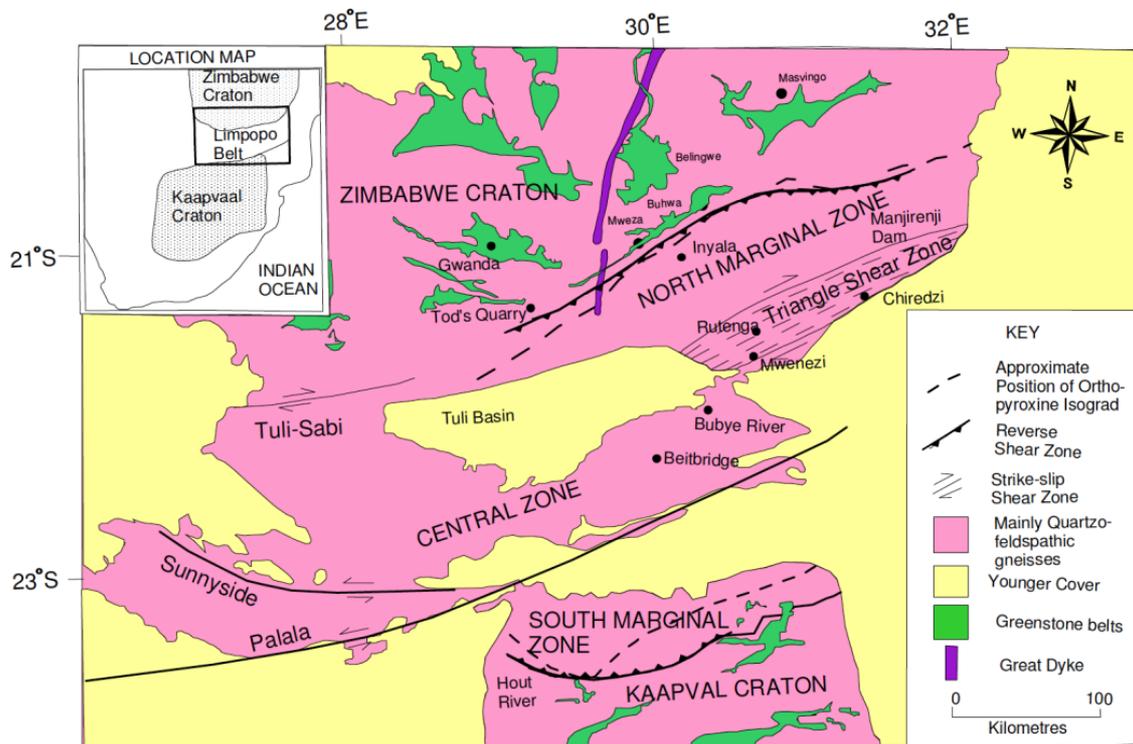


Figure 1-23: Carte simplifiée de la ceinture orogénique de Limpopo entre les Craton du Kaapvaal et Zimbabwe (d'après Chinoda et al., 2009; Bumby et al., 2011).

L'ensemble de ces travaux suggère deux événements orogéniques pour la mise en place de la *Limpopo belt*. Le premier événement se situe entre 2.6 et 2.5 Ga est associé à un métamorphisme antihoraire basse pression-haute température caractéristique des orogènes archéennes et favorisant la fusion mantellique et les processus d'accrétion crustale (Zhao et al., 2002). Le second événement est d'âge Paléoprotérozoïque, entre 2.0 et 1.9 Ga. Il est le siège d'un métamorphisme haute pression-haute température, responsable de l'épaississement de la croûte et suivi immédiatement de processus d'exhumation (Zhao et al., 2002). Ce style orogénique apparaît semblable au style des orogènes récentes (Holzer et al., 1998 ; Cagnard et al., 2007 ; Gapais et al., 2009).

Le domaine orogénique paléoprotérozoïque du *Limpopo belt* est associé à plusieurs bassins formés sur le craton du Kapvaal. Ces bassins sont caractérisés par la série paléoprotérozoïque du Transvaal (Bumby et al., 2011) qui affleure principalement dans trois bassins : le bassin du Transvaal,

le domaine de Griqualand et enfin le bassin de Kanye au Botswana. La série du Transvaal repose en discordance sur le craton du Kapvaal (Bumby et al., 2011) et peut se subdiviser en quatre unités stratigraphiques : les protobasinal rocks, suivis de la Formation du Black Reef, puis des unités de Chuniespoort, Ghaap et Taupone et enfin, la série de Pretoria (Fig.I.24. ; Catuneanu et Eriksson, 1999 et 2002).

Les « *protobasinal rocks* » (2.68 et 2.65 Ga) forment la base de la série du Tranvaal. Ils sont essentiellement représentés par des niveaux volcaniques et clastiques immatures, surmontés par des faciès de bassins marginaux. La structure de ces dépôts suggère une accumulation en contexte de rifting, associée à des bassins marginaux et à des environnements de type sag basin (Barton et al., 1995 ; Eriksson et al., 2005, 2006 ; Olsson et al., 2010 ; Bumby et al., 2011).

La formation des *Black Reef* est principalement formée de corps sableux légèrement carbonatés et volcaniques dans la région de Griqualand West (Fig.I.24.). Ces formations sont interprétées comme des dépôts fluviatiles, surmontés par des faciès transgressifs de mer épicontinentale à marin profond (Beukes, 1979 ; Altermann and Siegfried, 1997 ; Button, 1973; Key, 1983; Henry et al., 1990 ; Els et al., 1995 ; Bumby et al., 2011).

La série de *Chuniespoort*, *Ghaap* et *Taupone* (2.64 et 2.43 Ga) est marquée à sa base par des carbonates à stromatolites dont l'épaisseur varie entre 1200 et 2500 mètres. Ces dépôts carbonatés, interprétés comme des dépôts peu profonds d'environnement subtidal à peritidal sont surmontés par des niveaux de fer rubanés ou *Banded Iron Formation (BIF)* de plateforme et par des roches détritiques et chimiques de mère péricratonique (Altermann et Nelson, 1998 ; Eriksson et al., 2005 ; Sumner et Beukes, 2006 ; Bumby et al., 2011).

La série de Pretoria dans le bassin du Transvaal et celle de Segwahwa dans le bassin de Kanye sont équivalentes et présentent une épaisseur comprise entre 6 et 7 kilomètres (Fig.I.24.). Ces séries sont principalement argileuses avec quelques intercalations gréseuses, associées à des niveaux volcaniques inter-stratifiés dans les sédiments (Eriksson et al., 2011 ; Bumby et al., 2011). Cet ensemble s'est mis en place entre 2.31 et 2.05 Ga, dans un contexte de mer péricontinentale, contrôlé par la mise en place de dépôts fluvio-volcaniques. (Buick et al., 2001 ; Dorland et al., 2004 ; Hannahet al.,2004 ; Mapeo et al., 2006).

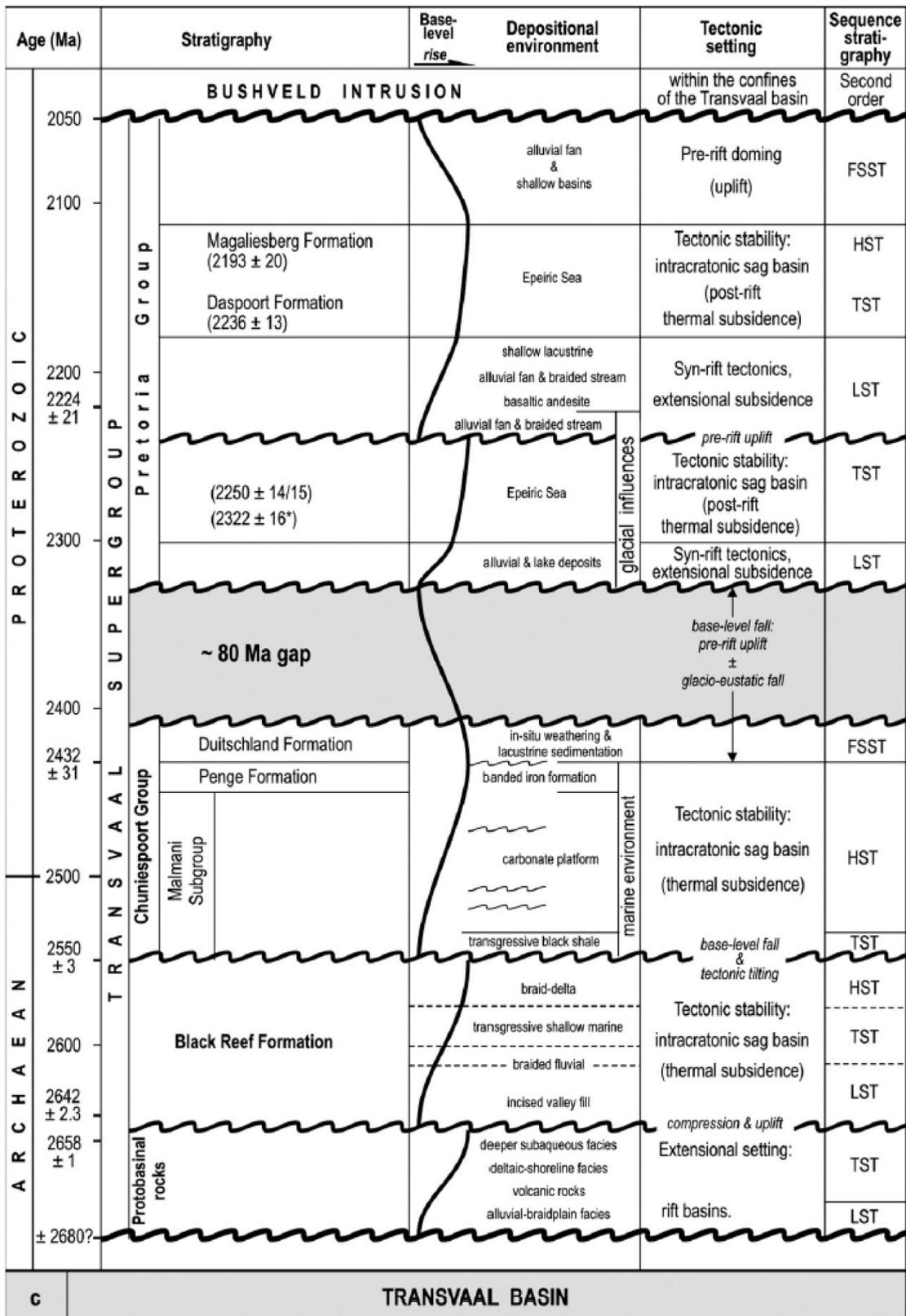


Figure 1-24: Charte stratigraphique et géodynamique du bassin du Transvaal de l'Archéen au Paléoprotérozoïque montrant la succession des unités du protobasinal rocks, du Black Reef, de Chuniespoort, Ghaap Taupone, et de Pretoria (Catuneanu and Eriksson, 1999 ; Hannah et al., 2004).

#### *I.A.2.4 Synthèse sur l'état des connaissances à l'Archéen et au Paléoprotérozoïque*

Dans les orogènes de collisions actuelles, l'épaississement et le désépaississement sont contrôlés par une tectonique induite par l'activation de chevauchements et charriages intracontinentaux. En effet, l'épaississement de la lithosphère au niveau des chaînes de montagnes résulte du développement des chevauchements et de la mise en place des nappes de charriage sous l'effet du raccourcissement horizontal (i.e. forces aux limites). Le désépaississement est par contre contrôlé par les forces verticales de volume induisant le développement de bassins extensifs tardi-orogéniques (England et Houseman, 1989 ; Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Zhao et al., 2002 ; 2004). Cependant, si les forces de volume ne jouent qu'un rôle mineur dans les chaînes de montagnes phanérozoïques, elles sont prépondérantes au Précambrien (Van Derhaeghe et Teysier, 2001). Ainsi, les domaines en dôme-et-bassin de l'Archéen sont principalement contrôlés par les forces de volume (Cagnard, 2005). La période Paléoprotérozoïque, par contre, semble être dominée par des orogènes mettant à la fois en jeu forces de volume et forces aux limites. Elles sont donc soumises à un style tectonique à la fois tangentiel et vertical. A mi-chemin entre les orogènes ultra-haute température de l'Archéen (structures en dôme-et-bassin) et les orogènes dites froides du Phanérozoïques, telles que la chaîne alpine ou l'Himalaya.

Les orogènes Paléoprotérozoïques se rencontrent presque sur tous les continents : nord-Américain (orogène Trans-Hudsonienne, orogène Penokéenne, orogène du Taltson-Thélon, orogène Wopmay dans Fig.I.11, Zhao et al. 2002), Amérique du Sud et en Afrique de l'Ouest (orogènes transamazonienne et éburnéenne), en Afrique du Sud (ceinture du Limpopo ; Fig.I.11 ; Zhao et al., 2002), mais également en Australie (orogènes paléoprotérozoïques du Capricorne et du Kimberley), en Inde (l'orogène centrale), en Chine (l'orogène trans-nord-chinoise) ; en Europe de l'Est (l'orogène Kola-Karelien) ; en Sibérie et au Groenland (les orogènes Akitkan et Nagssugtoquidienne, respectivement ; Fig.I.11 ; Zhao et al., 2002 ; 2004).

En général, les domaines orogéniques Paléoprotérozoïques impliquent des lithosphères peu résistantes et ne sont pas capables de supporter d'importants reliefs et s'étalent sur leur propre poids. Les orogènes paléoprotérozoïques montrent ainsi un épaississement distribué (ou étalé) relativement homogène sur de larges distances (Cagnard, 2005 ; Cagnard et al., 2006 ; Gapais et al., 2009). L'étalement de l'épaississement associé à ces chaînes de montagnes ne permet pas la juxtaposition de roches présentant des degrés métamorphiques très différents comme c'est le cas dans les orogènes actuelles. Les orogènes paléoprotérozoïques sont ainsi souvent le siège d'un métamorphisme homogène haute-température basse-pression (HT-BP ; Cagnard, 2007 ; Gapais et al.,

2009).

La mise en place des orogènes Paléoprotérozoïques s'accompagne de la formation de plusieurs types de bassins sédimentaires qui peuvent se former en contexte de rift (Sengor and Natal'in, 2001), de marge passive (Bradley, 2008), de bassin arrière arc ou des bassin avant-chaînes (Grotzinger et al., 1998 ; Zhao et al., 2004) et les bassins de type greenstones belts qui persistent au Paléoprotérozoïque (Vidal et al., 2009). Toutefois, plusieurs bassins Paléoprotérozoïques, formés entre 2.2 et 1.7 Ga, associés à des gisements métalogéniques de classe mondiale se mettent en place en contexte extension intracratonique (Rill and Grotzinger, 1994). Ces derniers présentent une évolution sédimentaire principalement marquée par des milieux de dépôt fluviatile et marin, qui démontrent l'absence de relief montagneux important. Cette observation apparaît contrôlée par la nature ductile de la lithosphère Paléoprotérozoïque. Lors de la formation des <sup>1</sup>chaînes de montagnes, les rhéologies des croûtes empêchent la formation des reliefs qui s'étalent sous leur propre poids par fluage latéral de la croûte. L'étalement de la croûte est favorisé par un réseaux régionaux de décrochements qui contrôlent l'ouverture et l'extension des bassins intracratoniques (Cagnard et al., 2006 ; Chardon et al., 2011).

Le bassin de Franceville qui s'est formé sur le craton du Congo au cours du Paléoprotérozoïque (2.2 et 2.0 Ga), contemporain de l'Orogénèse Eburnéenne devrait présenter les **caractéristiques structurales et sédimentologiques similaires** des bassins paléoprotérozoïques que nous avons décrits dans ce chapitre. Un tel **contexte structural** a probablement des implications sur la **formation des gisements d'uranium** découverts dans ce bassin.



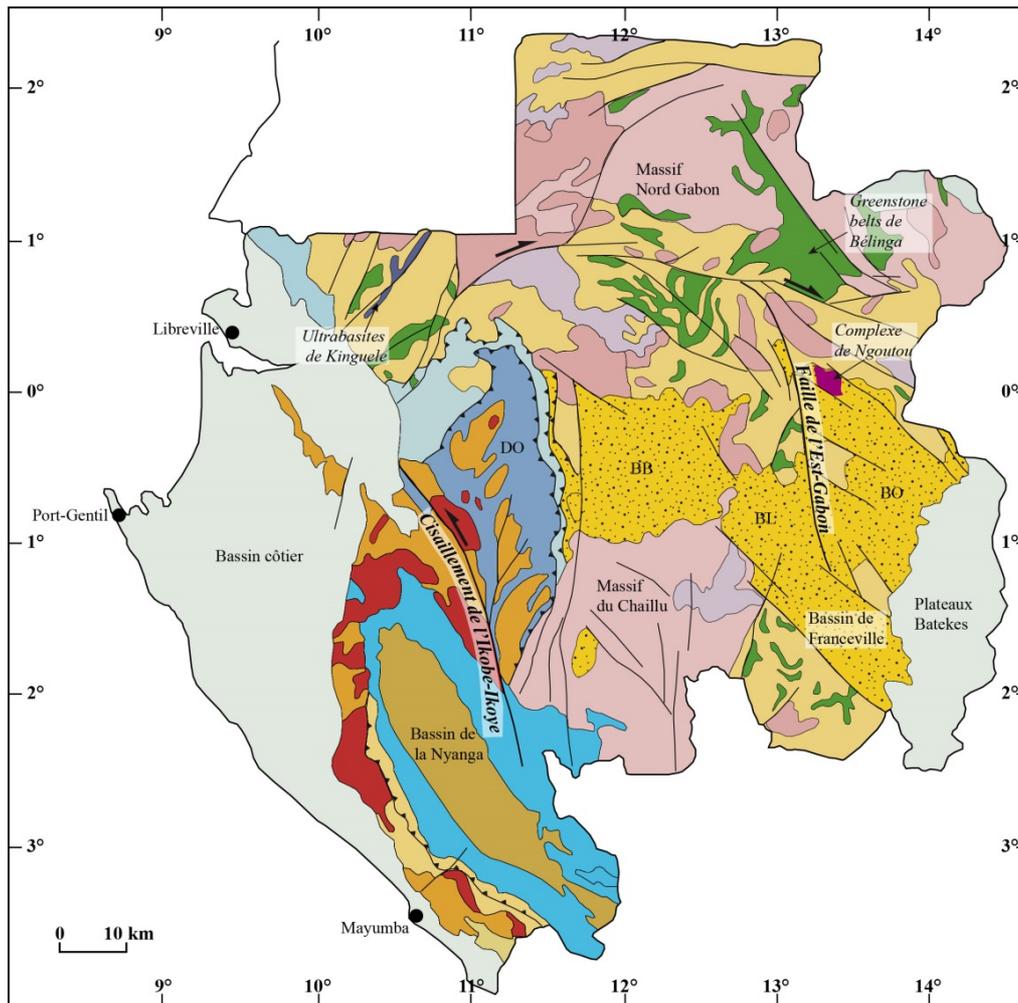
## I.B L'évolution géodynamique de la zone mobile de l'Ogooué et des bassins Francevilliens du Gabon (nature de la croûte et régime paléoprotérozoïque) : état de l'art.

La couverture géologique de la république gabonaise est formée par plusieurs domaines géologiques : Archéen, Paléoprotérozoïque, Néoprotérozoïque et Phanérozoïque. Le domaine Archéen est principalement représenté par les massifs du Chaillu au sud et le massif du nord-Gabon (Fig. I.25). Le domaine Paléoprotérozoïque est généralement associé au domaine métamorphique de l'Ogooué et aux bassins francevilliens de Booué, de Lastourville, d'Okondja et de Franceville (Fig. I.25). Le domaine Néoprotérozoïque est marqué par le massif granitique panafricain du Mayombe et par les dépôts néoprotérozoïques du synclinal de Nyanga (Fig. I.25). Le domaine Phanérozoïque est représenté par le bassin côtier et par les plateaux Batéké.

Les bassins de Franceville, de Booué, de Lastourville et d'Okonja, ainsi que la zone mobile de l'Ogooué constituent l'ensemble du domaine paléoprotérozoïque localisé dans la partie centrale du Gabon suivant une direction Ouest-Est (Fig. I.26). Le domaine paléoprotérozoïque est limité à l'Ouest par les Formations panafricaines de la Nyanga et à l'Est par les sables paléogènes à néogènes des plateaux Batéké. Il repose sur la partie occidentale du craton du Congo, illustré par les massifs archéens nord-Gabon et du Chaillu au sud (Fig. I.26).

### I.B.1 Le domaine archéen

Le domaine archéen est représenté par le massif du Chaillu au sud, et le massif du nord-Gabon (Fig. I-26). La mise en place de ce domaine résulte d'une importante activité magmatique qui a conduit à la formation des unités de gneiss rubanés ainsi qu'un ensemble de TTG datés entre 3185 et 3120 Ma (Caen-Vachette et al., 1988). Les unités de roches vertes supracrustales (*i.e. greenstone belts*) de la série de Belinga datées à 2940 Ma (Guerrot et al., 1994), constituent également l'une des formations caractéristiques de ce domaine (Fig. I-25). Le domaine archéen gabonais est aussi associé à la mise en place d'intrusions granitiques à tonalitiques datées de 2950 et 2850 Ma (Delhal and Ledent, 1975 ; Caen-Vachette et al., 1988), des roches ultrabasiques de Kinguele (2783 Ma et 2777 Ma) et des leucogranites, des syénites, des monzonites et des granites, datés entre 2802 et 2500 Ma (Caen-Vachette et al., 1988 ; Kessi, 1992). Le domaine archéen constitue le socle sur lequel se sont déposées les formations paléoprotérozoïques du Gabon.



### LEGENDE

<b>Phanérozoïque</b>	
Dépôts continentaux et marins	
<b>Néoprotézoïque</b>	
Bassin de la Noya	
<b>Orogène panafricain de l'Ouest-Congo</b>	
Séries détritiques terminales	
Bassin carbonaté de la Nyanga	
Bassin Interne (Mayombe)	
<b>Paléoprotézoïque</b>	
<b>Orogène éburnéen</b>	
Complexe plutonique éburnéen (2808-1950 Ma)	
Avant-pays: Complexe alcalin de Ngoutou (2027 +/-55 Ma)	
Avant-pays: Bassins francevilliens (< 2100 Ma)	
Bassins syn-orogéniques: Ndjolé, Kolissen (< 2100 Ma)	
Bassin anté-orogénique (< 2400 Ma -> 2100 Ma)	
<b>Archéen à Paléoprotézoïque</b>	
<b>Orogène pré-éburnéen</b>	
Domaines gneisso-migmatitiques (2450 Ma)	
<b>Néoarchéen</b>	
<b>Complexe filonien tardi-archéen</b>	
Roches mafiques et ultramafiques	
<b>Orogène néoarchéen</b>	
Suite plutonique ( 2700 Ma)	
Complexes gneisso-migmatitiques ( 2700 Ma)	
<b>Méso à Néoarchéen</b>	
<b>Sillons volcano-sédimentaires et ferrifères</b>	
Groupe de Bélinga (2870-2750 Ma)	
<b>Mésoarchéen</b>	
<b>Craton mésoarchéen</b>	
Complexe gCharnockitique (2820 Ma)	
Complexe granitoïde (3000-2810 Ma)	
<b>Structures</b>	
Failles	
Chevauchements majeurs	
Décrochements majeurs	

Figure I-25: Carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009). (DO) : domaine de l'Ogooué, (BB) : Bassin de Boué, (BL) : Bassin de Lastourville, (BO) : Bassin d'Okondja.

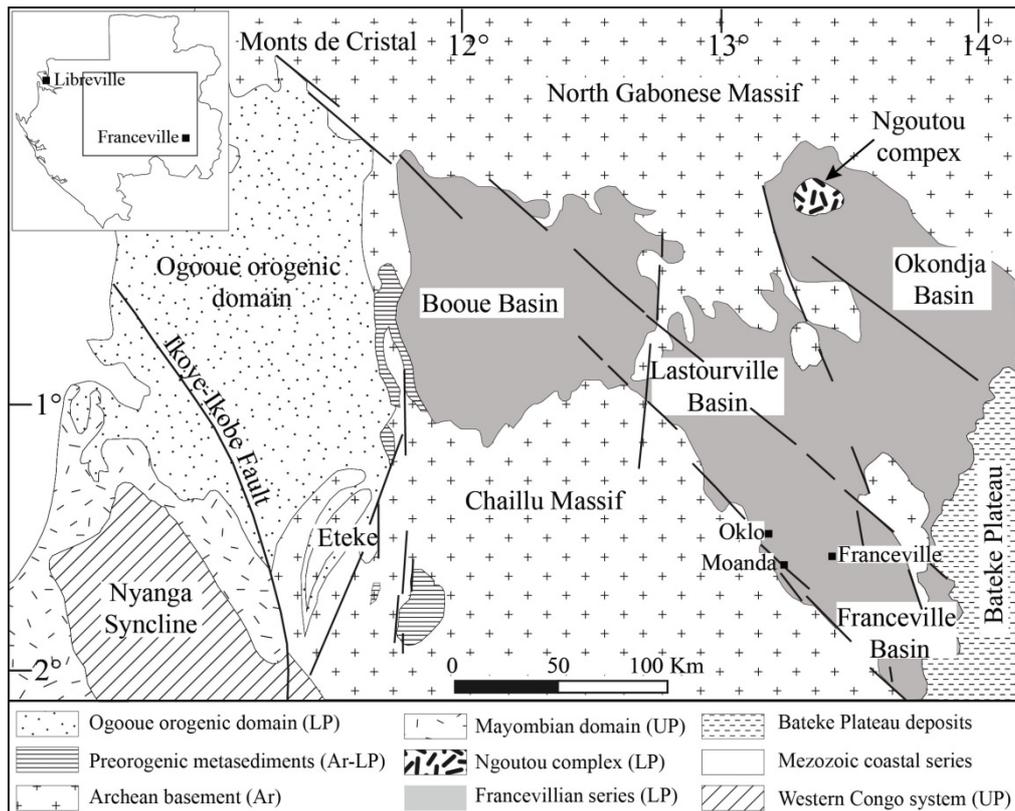


Figure 1-26: Carte géologique synthétique du domaine central du Gabon montrant la répartition du domaine orogénique de l'Ogooué, des bassins francevilliens ainsi que des massifs archéens nord-Gabon et du Chaillu (d'après Prian et al., 1988). (Ar): Socle archéen, (Ar-UP): Métasédiments archéens et paléoprotérozoïque, (UP): Néoprotérozoïque, (LP): Paléoprotérozoïque

## I.B.2 Le domaine paléoprotérozoïque

### I.B.2.1 Le domaine orogénique de l'Ogooué

Le système de l'Ogooué représente l'ensemble des formations métamorphiques qui affleurent au centre du Gabon, entre N'djolé à l'Ouest et la Lopé à l'Est (Choubert, 1934 ; Cosson, 1953). Le système paléoprotérozoïque de l'Ogooué correspond à un domaine orogénique résultant de la collision des cratons du Congo et de Sao Francisco au cours de l'orogène éburnéenne, survenue entre 2.5 et 2.0 Ga (Fig. 1.27; Ledru et al., 1989 et 1994 ; Bouchot et Feybesse, 1996 ; Mayaga Mikolo, 1996 ; Feybesse et al., 1998). Les formations géologiques qui composent ce domaine sont de même âge que les dépôts birrimiens, également formés au cours de l'orogène éburnéenne sur le craton ouest africain (Ledru et al., 1994). Feybesse et al., (1998) décrivent les caractéristiques structurales, magmatiques et métamorphiques de l'orogène paléoprotérozoïque de l'Ogooué aussi appelée *West Central African Belt* (WCAB). Le WCAB est constitué par les unités lithotectoniques de Ndjolé-Nkan-Kolissen, d'Otoumbi-Abamié, d'Ayem et de l'Okanda-Etéké (Fig.1.28 ; Feybesse et al., 1998).

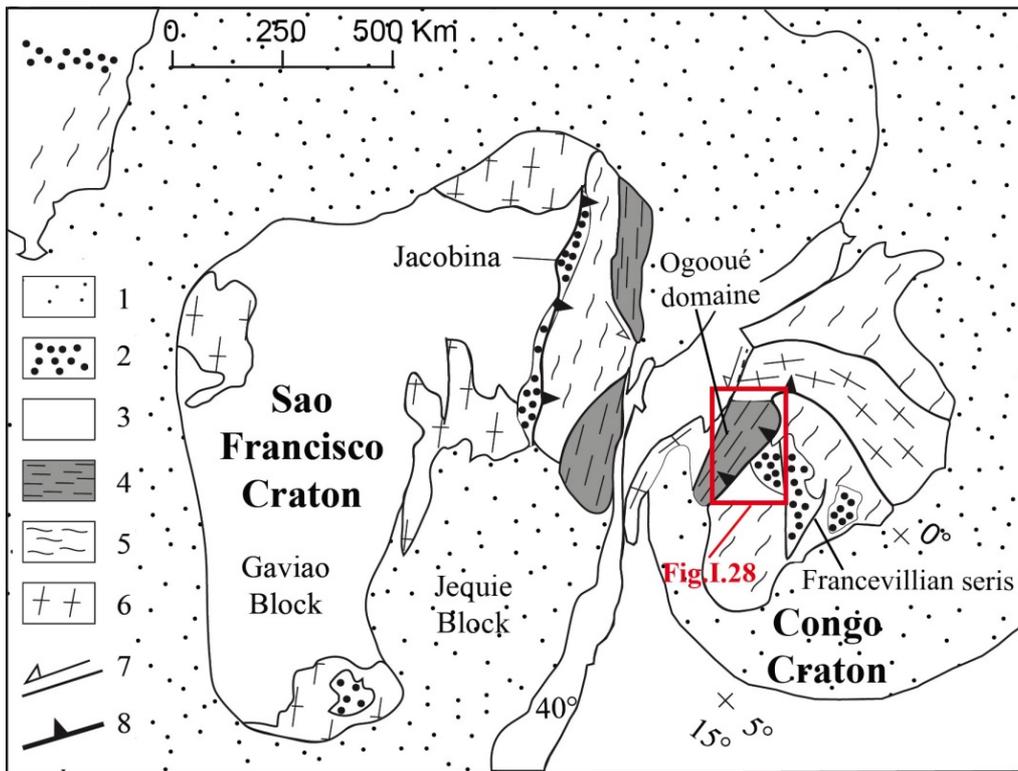


Figure I-27: Evolution des cratons du Congo et de Sao Francisco pendant les orogènes transamazonienne et éburnéenne au Paléoprotérozoïque (d'après Ledru et al., 1994). 1 : Formations post-paléoprotérozoïques ; 2 : Formations fluviodeltaïques d'âge paléoprotérozoïques 3 : Archéen et Paléoprotérozoïque indifférenciés ; 4 : Formations métamorphiques paléoprotérozoïques ; 5 : Granitoïdes archéens 6 : Granites et migmatites archéens ; 7 : Directions structurales majeures de l'orogène paléoprotérozoïque (décrochements) ; 8 : Chevauchements paléoprotérozoïques.

### I.B.2.1.a Description des unités lithotectoniques de l'Ogooué

#### ❖ L'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen

L'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen se compose principalement de roches métasédimentaires et métavolcaniques (Fig. I.29a). Les métasédiments regroupent des conglomérats polygéniques, des grès arkosiques ainsi que des pélites, des siltites et des quartzites. En revanche, les roches métavolcaniques sont principalement des basaltes et des gabbros métamorphisés (Choubert, 1954 ; Kassa-Mombo et al., 1988 ; Feybesse et al., 1998). La partie basale de l'unité se caractérise par la présence des micaschistes mylonitisés d'épaisseur variable traduisant la mise en place d'un chevauchement majeur au contact entre l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen et les monts de cristal situés dans le massif nord-Gabon (Fig. I.28; I.29a, b ; Feybesse et al., 1998).

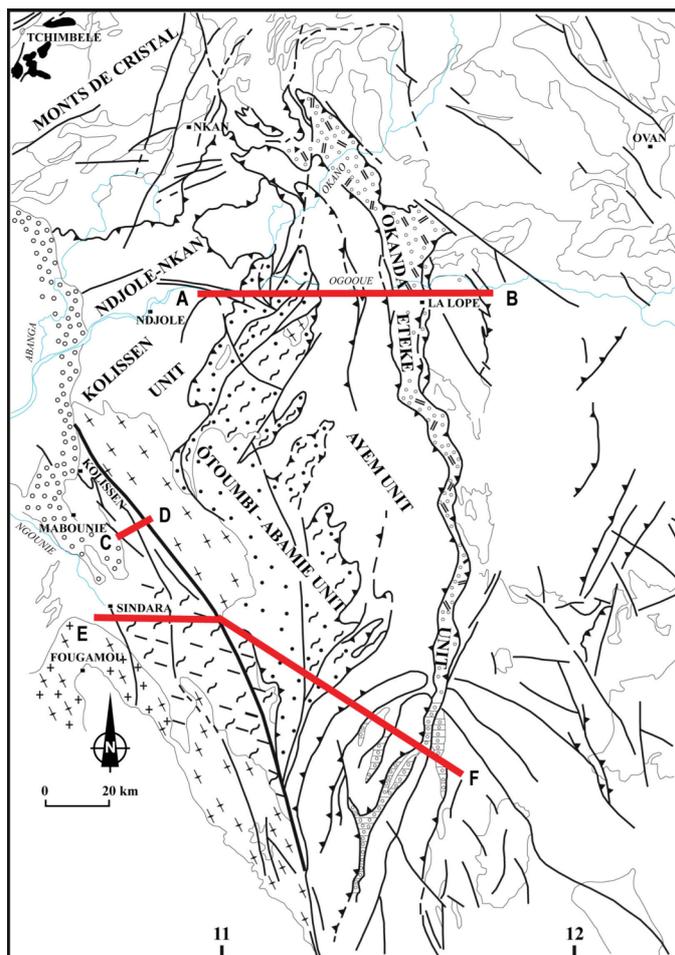


Figure 1-28: Carte structurale détaillée du domaine orogénique de l'Ogooué montrant les unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen d'Otoubi-Abamié, d'Ayem et de l'Okanda-Etéké, les formations francevilliennes ainsi que le massif du Chaillu. Les traits rouges représentent la localisation des coupes régionales AB, CD et EF illustré de la Fig. 1.28, (d'après Feybesse et al., 1998)

### ❖ L'unité Otoubi-Abamié

L'unité d'Otoubi-Abamié est principalement formée de roches métamorphiques et migmatitiques. Elle regroupe des quartzites, des gneiss et des paragneiss mylonitisés, des orthogneiss, des monzonites et des migmatites. La zone de contact entre cette unité et l'unité sous-jacente d'Ayem est marquée par un chevauchement (Feybesse et al., 1998). Le métamorphisme lié à la mise en place de l'unité d'Otoubi-Abamié semble avoir atteint des conditions d'anatexie (Fig. 1.29a).

### ❖ L'unité d'Ayem

L'unité d'Ayem est formée par des schistes sériciteux et des quartzites à la base, surmontés par des micaschistes, des gneiss et par des paragneiss (Fig. 1.29 coupe AB). La mise en place de cette unité est associée à un métamorphisme prograde-rétrograde dont les caractéristiques sont détaillées à la page 84.

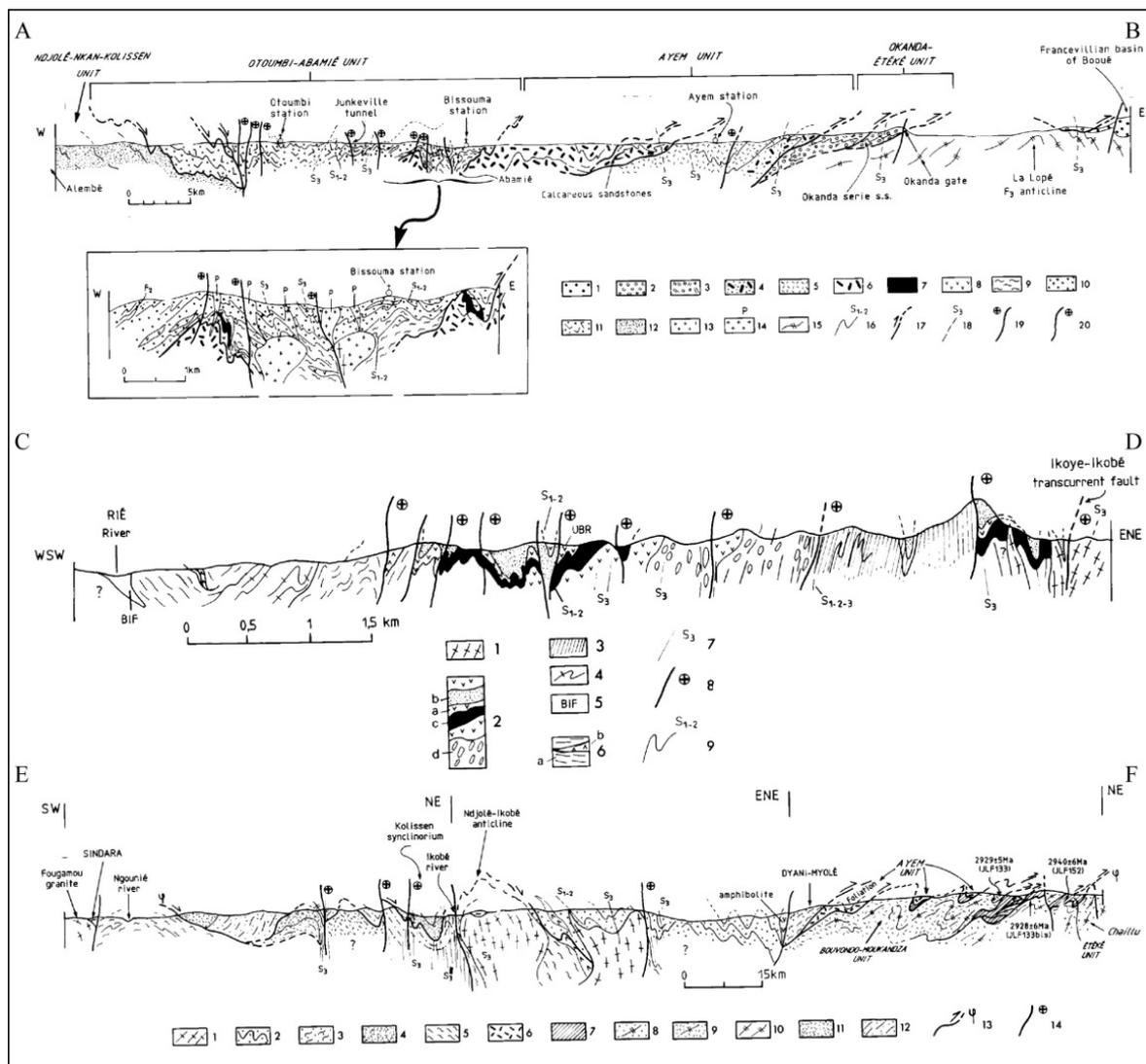


Figure I-29: Coupes régionales du domaine orogénique de l'Ogooué montrant les principales unités litho-tectoniques, les principaux chevauchements et les décrochements (modifié d'après Feybesse et Al., 1998). La coupe schématique AB représente la série de l'Ogooué qui s'étend de N'djolé jusqu'à la Lopé et formée par les unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen, d'Otoumbi-abamié, d'Ayem et d'Okanda-Etéké. (1) : Formations Francevilliennes du bassin de Booué, (2-3) : Grès conglomératiques, schistes et jaspes de l'Unité d'Okanda, (4-6) : micaschistes, métagrès et gneiss de l'Unité d'Ayem, (7-11) : Quartzites, amphibolites, migmatites, paragneiss et micashistes de l'unité d'Otoumbi-Abamié, (12) : Grès, silts et pélites de l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (13-14) : Granulite associé à des veines de pegmatites, (15) : Granite et Tonalites de la Lopé, (16) : foliation, (17) : Chevauchements, (18) : Schistosité, (19-20) : décrochements. La coupe CD est une coupe restreinte de l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen au contact avec la faille de l'Ikoye-Ikobe. (1) : Granites de Lecoue, (2-3) : Unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (4) : Granite et Tonalites (2800 Ma ; 207Pb-206Pb, sur Zircon ; Guerrot, (1992), (5) : Banded Iron Formation, (6) : Gneiss rubanés (Tonalite ; Granodiorite, amphibolite) La coupe EF constitue une coupe synthétique du secteur d'Eteke. (1) : Granites de Fougamou, (2-3) : Micashistes et paragneiss de d'unité d'Otoumbi-Abamié, (4) : l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen, (5) : Migmatite et gneiss protérozoïque et archéen indifférenciés, (6) : l'Unité d'Ayem, (7) : Unité d'Eteke, (8-9) : Métagranites et Tonalites du massif du Chaillu, (10-12) : Métagranites, Tonalites, gneiss rubanés et greenstone belt archéens du massif Nord-Gabon.

## ❖ **L'unité d'Okanda-Etéké**

L'unité d'Okanda-Etéké regroupe la série d'Okanda et la série d'Etéké (Fig. I.29 coupes A et C). La série de l'Okanda est représentée de la base au sommet par des grès arkosiques et conglomératiques, surmontés par des pélites noires, des jaspöides et par des quartzites associés à des intercalations de niveaux manganésifères (Feybesse et al., 1998 ; Cosson, 1953 ; Prian et al., 1988 ; 1990). La série d'Etéké se caractérise par des métavolcanites et des métasédiments incluant des amphibolites, des roches ultrabasiques qui évoluent latéralement vers des quartzites ferrugineuses, des pélites noires, des siltites et des jaspöides (Feybesse et al., 1998).

### **I.B.2.1.b Métamorphisme du domaine de l'Ogooué**

L'étude du métamorphisme dans le domaine orogénique de l'Ogooué montre dans l'ensemble des paragenèses caractéristiques d'un métamorphisme prograde-rétrograde associé à des évolutions horaires ou anti-horaires (Fig. I.30A). Ainsi les analyses thermo-barométriques des différentes unités montrent soit un métamorphisme moyenne-pression haute-température, avec des températures pouvant atteindre les 830°C et des pressions de 9 kbar (Fig. I.30A ; Ledru et Johan, 1987 ; Feybesse et al., 1998), soit des conditions d'un métamorphisme moyenne pression, moyenne température (610°C-7 kbar ; Feybesse et al., 1998), ou encore basse pression, haute température (560°C, 4kbar ; Fig. I.30A ; Ledru et al., 1989 ; Feybesse et al., 1998). Le diagramme de la figure I.30A montre l'évolution du métamorphisme associé à la phase tectonique initiale du domaine de l'Ogooué, dans les unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen, d'Ayem et d'Otoubi-Abamié. Il apparaît que chaque unité se caractérise par une évolution métamorphique antihoraire (Feybesse et al., 1998). Ce type de métamorphisme marqué par un apport considérable de matériel mantellique apparaît similaire au métamorphisme associé aux orogènes sur croûte juvénile de l'Archéen et du Paléoproterozoïque (Cagnard et al., 2006 ; Trap, 2007 ; Gapais et al., 2009).

En reportant les courbes P-T du métamorphisme associé aux unités (1) d'Ayem, (2) d'Otoubi-Abamié et de (3) Ndjolé-Nkan-Kolissen, du domaine de l'Ogooué, et décrites par Feybesse et al., (1998), le diagramme P-T (Fig. 30B), de Cagnard et al., (2006), il apparaît que seule la courbe de l'unité d'Otoubi-Abamié s'écarter des conditions de basse pression hautes températures associées aux orogènes archéennes et paléoproterozoïques définies par Cagnard et al., (2006) et Gapais et al., (2009).

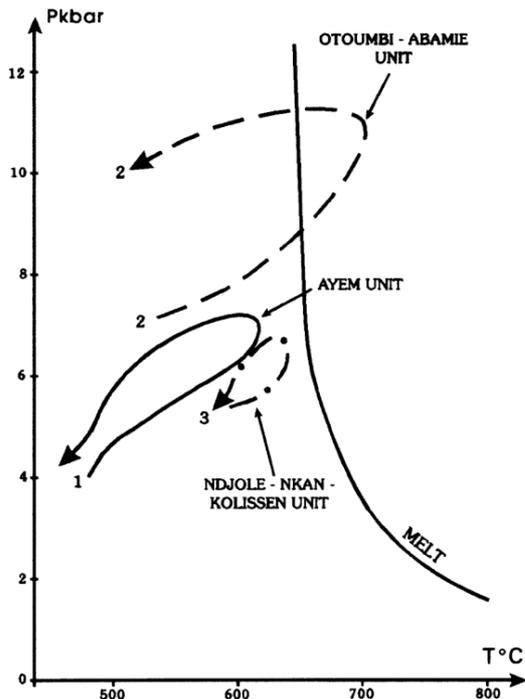


Figure I-30: Diagramme pression-température (P-T) montrant l'évolution du métamorphisme des unités lithotectoniques du domaine de l'Ogooué au cours de l'événement E1, (1) l'unité d'Ayem (2) l'unité d'Otoumbi-Aabamié et (3) l'unité de Ndjolé-Nkan-Kolissen.

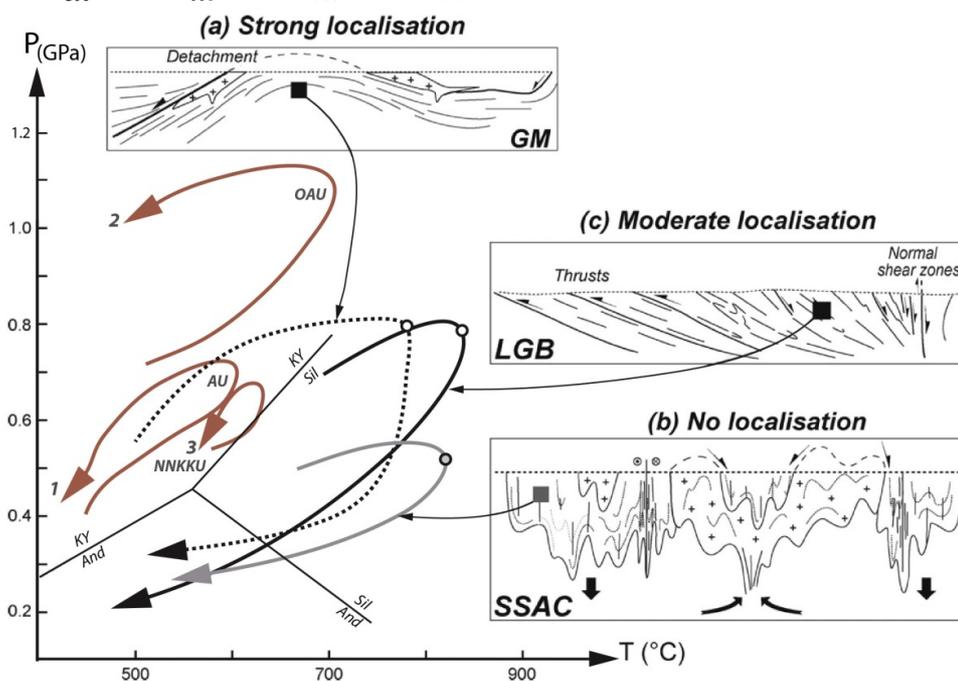


Figure I-31: Evolution PT en fonction du type d'orogène (d'après Gapais et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011). (a) Orologène moderne associée à l'exhumation d'unités profondes et à un fort relief montagneux (exemple du Golfe du Morbihan (GM), orogène Hercynienne en France ; d'après Jones and Brown, 1990 ; Gapais et al., 1993). (b) Orologène d'accrétion (i. e. accretionary type orogen) marquée par un vaste relief de faible amplitude et par des évidences d'exhumation (exemple de la partie septentrionale du domaine orogénique Svécofennien en Finlande (SSAC) ; Cagnard et al., 2007). (c) Orologène Mixte associée à un relief modéré qui contribue à l'exhumation (exemple de la ceinture granulitique de Lapland (LGB). Les courbes (1) Ayem Unit (AU), (2) d'Otoumbi-Abamié Unit (OAU) et (3) Ndjolé-Nkan-Kolissen Unit (NNKKU), représentent l'évolution P-T du métamorphisme dans le domaine orogénique de l'Ogooué décrit par Feybesse et al., (1998).

### I.B.2.1.c Volcanisme et magmatisme associé au domaine de l'Ogooué

De nombreux événements magmatiques accompagnent la formation du domaine orogénique de l'Ogooué. Ces événements sont à l'origine des volcanites, des intrusions magmatiques et des complexes migmatitiques (Fig.I.29).

#### ❖ *Les roches volcaniques et les dômes migmatitiques*

Les roches volcaniques et métavolcaniques associées au système de l'Ogooué sont représentées par les metabasaltes de Kolissen, datés à  $2918 \pm 450$  Ma (Feybesse et al., 1991 ; Mayaga-Mikolo, 1996), les metabasites du domaine de l'Abamié, souvent associés aux dômes migmatitiques (Prian et al., 1988 ; Feybesse et al., 1991) et datés à  $3152 \pm 380$  Ma par Mayaga-Mikolo, (1996). Les méta-ultrabasites de N'kan-Ddjolé sont associées à des ceintures de roches vertes archéennes, datées entre  $2515 \pm 14$  Ma et  $2532 \pm 8$  Ma (Mayaga-Mikolo, 1996). Des dômes migmatitiques caractéristiques d'une fusion partielle en base de croûte suivis d'une exhumation, ont été identifiés dans plusieurs secteurs du domaine de l'Ogooué (Abamié, Diany-Miyolé, Waka Bouvongo). Les migmatites observées dans la rivière Abamié par Prian, (1991) et Feybesse, (1991), sont reliées à plusieurs populations d'âge compris entre  $2494 \pm 49$  Ma et  $1831 \pm 91$  Ma (Mayaga-Mikolo, 1996). L'ensemble des complexes migmatitiques se distribuent en échelon suivant une direction  $N160^\circ E$  et se localisent au cœur d'anticlinoriums d'axes  $N30^\circ E$  (Fig. I .25 ; Ledru, 1989). La mise en place de ces migmatites est souvent associée à un volcanisme pré-orogénique paléoprotérozoïque (Prian, 1989 ; Feybesse, 1991 ; Ledru et al., 1994). Cependant, en se basant sur plusieurs datations issues de ses travaux et des travaux antérieurs, Mayaga-Mikolo, (1996) attribue la formation des dômes migmatitiques à un événement magmatique d'âge archéen. L'existence des dômes migmatitiques associés à des métasédiments (roches vertes), mais également à la manifestation d'un volcanisme d'affinité mantellique conforte cette hypothèse. Les caractéristiques volcaniques et migmatitiques ainsi décrites dans le domaine de l'Ogooué, se rapprochent de celles des structures en dôme-et-bassins décrites sur le craton de Pilbara en Australie (Van Kranendonk et al., 2004 ; 2007), ou sur le craton du Darwar en Inde du sud (Drury et al., 1984 dans Bouhallier, 1995 ; Chardon et al., 1998). Les processus géodynamiques responsables de la formation des cratons de Pilbara et de Darwar pourraient donc être évoqués pour la mise en place des greenstone belts de Bélinga les dômes migmatitiques du domaine de l'Ogooué.

## ❖ ***Les intrusions magmatiques du domaine de l'Ogooué***

Les intrusions magmatiques du domaine de l'Ogooué correspondent principalement à des granites syn à tardi-orogéniques intrudant les unités litho-tectoniques de l'Ogooué. Ces granites syn à tardi-orogéniques sont principalement représentés par les métagranites de Dondo-Mobi, dans le secteur d'Etéké datés à  $1964 \pm 87$  (Prian, 1991) et par les intrusions de pegmatites de l'Abamié datées entre  $1950 \pm 30$  et  $1980 \pm 20$  Ma (Fig. I.29; Caen-vachette, et al., 1988).

### **I.B.2.1.d Evolution tectonique du domaine de l'Ogooué**

En se basant sur une revue bibliographique, deux styles de déformation marquent la formation du domaine orogénique de l'Ogooué : une déformation tangentielle et une déformation verticale (Azzibrouck Azziley, 1982 ; Kassa-Mombo et al., 1984 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Prian et al., 1990 ; Ledru et al., 1989 ; Mayaga-Mikolo, 1996 ; Bouchot et al., 1996 ; Feybesse et al., 1998). Les travaux de Feybesse et al., (1998) décrivent trois événements majeurs (E1, E2 et E3) liés à l'orogène éburnéenne dans le domaine de l'Ogooué.

## ❖ ***L'événement E1 éburnéen***

L'événement tectonique E1 est marqué par des reliques de foliation S1, formant localement des charnières des plis isoclinaux. Ces plis isoclinaux ont été observés dans les unités de l'Ogooué et au niveau des roches du socle archéen (Fig. I.31; Feybesse et al., 1998). Dans l'état des connaissances actuelles, aucun argument structural ne permet de caractériser la géométrie, la cinématique et le style tectonique associés à l'événement E1 (Feybesse et al., 1998). Cependant, le métamorphisme antihoraire associé à cet événement E1 permet de montrer son importance dans la structuration du domaine de l'Ogooué (Feybesse at., 1998). De plus, Feybesse, (1998) envisage la prédominance d'un style de déformation contrôlé par la sagduction au cours de l'événement E1. Ce type de déformation, fréquent à l'Archéen, se caractérise par l'enfoncement des roches supracrustales et par l'exhumation de dômes magmatiques sous l'effet de la gravité, en association avec le développement de cisaillements verticaux à la limite des roches vertes et des dômes (Drury et al., 1984 dans Bouhallier, 1995 ; Chardon et al., 1998 ; Chardon et al., 1998).

## ❖ ***L'événement E2 éburnéen***

L'événement E2 éburnéen constitue le stade de déformation majeur du domaine de l'Ogooué. Cet événement est marqué par la mise en place de la foliation S2, de grands chevauchements et de zones de cisaillement majeures (Fig. I.31b). La foliation S2 est associée à des linéations orientées

N160 à N130 et des plis isoclinaux dont les axes sont globalement parallèles à la foliation S2 (Feybesse et al., 1998). Les chevauchements présentent des orientations N180 ou N160 et sont liés à des zones mylonitisées au contact entre les différentes unités litho-tectoniques du domaine de l'Ogooué. Les zones de cisaillement sont constituées par des décrochements dextre ou senestre, globalement orientés suivant la direction de raccourcissement N180 à N180 (Feybesse et al., 1998 ; Bouchot et al., 1996). L'événement E2 est donc associé à un raccourcissement et à un épaissement crustal responsable de l'édification de la chaîne paléoprotérozoïque de l'Ogooué (*i.e. West Central African Belt*; Feybesse et al., 1998). Cet événement tectonique s'accompagne de la formation des dômes granito-gneissiques de l'Abamié (Ledru et al., 1989), associé à une forte cristallogénèse liée à la cristallisation des minéraux métamorphiques (sillimanite, grenat, disthène ; Mayaga-Mikolo, 1996 ; Feybesse et al., 1998). Deux types de déformation majeure affectent le domaine de l'Ogooué au cours de l'événement E2. Le premier correspond à une déformation tangentielle, associée au développement de chevauchements et le second à une déformation transcurrente (*i.e. transpressive*) liée à l'activation des zones de décrochements (Bouchot et al., 1996 ; Feybesse et al., 1998). La déformation tangentielle se traduit par le développement de plis isoclinaux et par l'activation de plusieurs chevauchements tels que le chevauchement de l'Ogooué mettant en contact les unités d'Ayem et d'Okanda-Eteke (Fig. I.31a). A cette déformation est aussi associée le déversement des séries de l'Ogooué sur le massif du Chaillu et sur les dépôts francevilliens du bassin de Booué (Prian et al., 1990). Les chevauchements sont responsables de la superposition anormale des différentes unités du domaine de l'Ogooué et de la formation de la *West Central African belt* décrite par Feybesse et al., (1998). La déformation décrochante majeure est représentée par l'activation des failles de l'Ikobe-Ikoye et de l'Ogoulou-Offoué (Bouchot et Feybesse, 1996 ; Feybesse et al., 1998). La faille régionale de l'Ikobe-Ikoye, orientée N170°E marque la limite occidentale du domaine de l'Ogooué (Fig. I.28). Ce décrochement régional est associé à la mise en place de mylonites sur une bande de déformation large de cinq kilomètres environ (Mayaga-Mikolo, 1996). L'étude cinématique et radio-chronologique révèle une activité polyphasée de cette structure, avec une activation au cours de l'événement tectonique E2 qui se poursuit en décrochement ductile sénestre pendant l'événement terminal E3 (Fig. I.30b ; Prian et Feybesse, 1991 ; Bouchot et Feybesse, 1996 ; Mayaga-Mikolo, 1996 ; Feybesse et al., 1998). Certains auteurs décrivent aussi une activité tardive pendant l'orogène panafricaine (Boodzoumo, 1988 ; Prian et al., 1991 ; Mayaga-Mikolo, 1996).

## ❖ L' événement E3 éburnéen

L'événement E3 débute avec le désépaississement de la croûte qui s'accompagne d'un métamorphisme rétrograde dans le domaine de l'Ogooué (Fig. 31b ; Feybesse et al., 1998). Cet événement tectonique marque le passage d'une tectonique à dominance tangentielle à une tectonique transpressive (Fig. I. 31b), avec la réactivation des grands décrochements (Ikobe-Ikoye, Offoué-Ogoulou ; Feybesse et al., 1998 ; Bouchot et al., 1996).

Les caractéristiques métamorphiques et magmatiques semblent indiquer que l'évolution structurale du domaine de l'Ogooué montre deux types de déformation. Le premier type tangentiel se traduit par la formation des plis isoclinaux et des chevauchements. Le second type transpressif est lié au fonctionnement de nombreux décrochements (faille de l'Ikoye-Ikobe) qui sont actifs au cours de toutes les phases tectoniques du domaine de l'Ogooué.

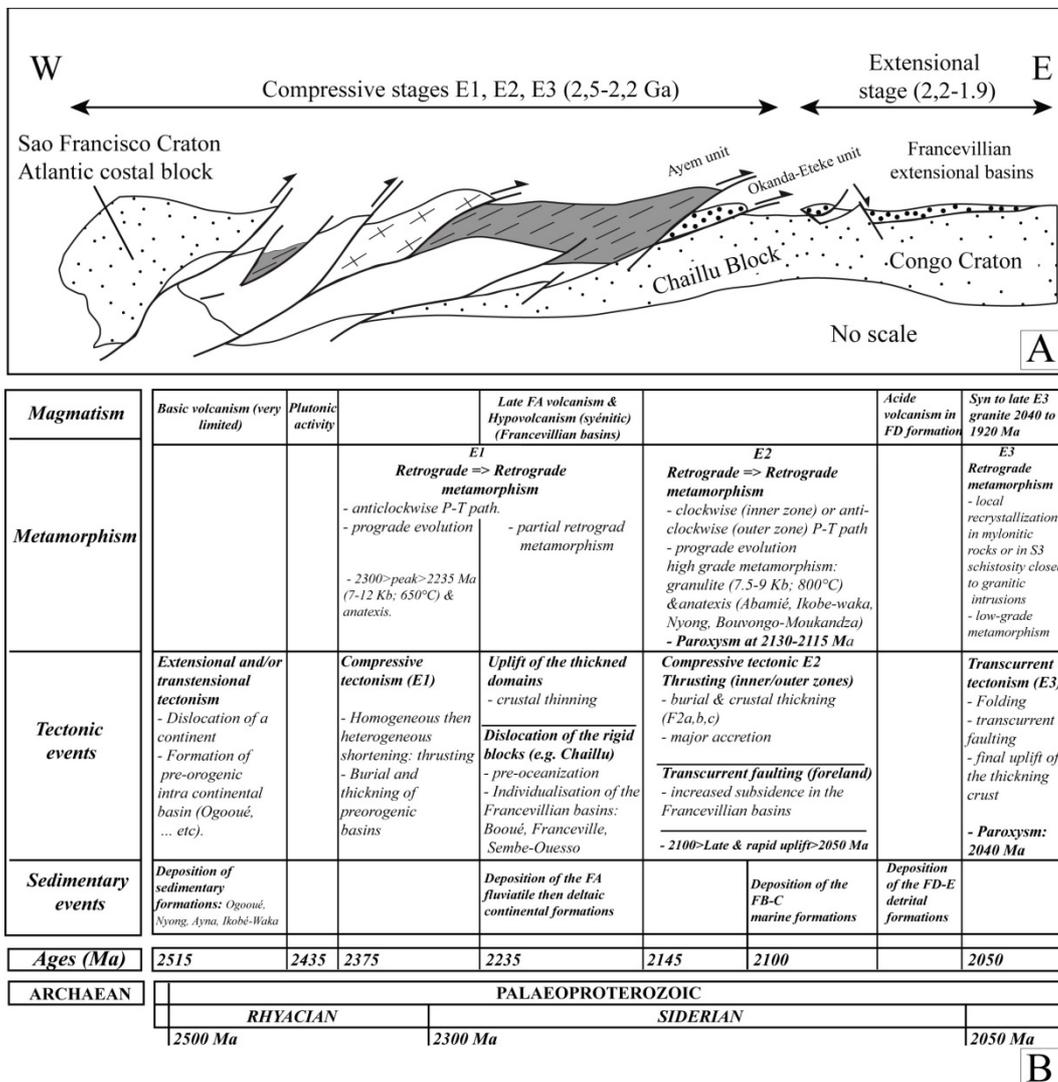


Figure I-32: Succession des événements pré et post-orogéniques ayant conduit à la formation du domaine orogénique éburnéen de l'Ogooué (West Central African Belt) et des bassins francevilliens de Bououé, de Lastourville, de Franceville et d'Okondja (d'après Feybesse et al., 1998).

## ***I.B.2.2 Les dépôts volcanosédimentaires du Francevillien***

Les dépôts peu métamorphisés de la série du Francevillien représentent le second ensemble paléoprotérozoïque gabonais. Contrairement au bloc de l'Ogooué, le domaine francevillien est peu déformé et apparaît marqué par une tectonique extensive liée à l'ouverture intracratonique des bassins de Booué, de Lastourville, d'Okondja et de Franceville (Fig. I.26 ; Weber 1969 ; Bourrel et Pfiffelmann, 1972 ; Gauthier Lafaye, 1986 ; Pambo et al., 2006). Le bassin de Franceville se localise dans la partie sud orientale du Gabon, dans la région du Haut Ogooué (Fig. I.26). Ce bassin paléoprotérozoïque a été daté par plusieurs méthodes géochronologiques, donnant des âges autour de 2 Ga. L'âge de  $2143 \pm 143$  a été obtenu indirectement, par Bonhomme et al., (1982), en utilisant la méthode Rb-Sr, sur roche totale des synérites du complexe de Ngoutou, contemporain des formations FA et FB dans le bassin d'Okonja. Les âges  $2050 \pm 50$  Ma et  $2099 \pm 115$  Ma couramment utilisés dans la littérature ont été respectivement obtenus par la méthode U-Pb sur les minerais du gisement d'uranium d'Oklo (Devilleier et al., 1975 ; Gancz, 1978) et par la méthode Sm-Nd sur les minéraux argileux des ampélites du FB (Bros et al., 1993). La série du Francevillien, décrite par Weber, (1969) se subdivise en cinq unités stratigraphiques FA, FB, FC, FD et FE qui s'organisent en deux cycles de sédimentations (Parize et al., 2013). Le premier cycle comprend les Formations FA à FC, tandis que le second cycle de sédimentation est constitué des Formations FD et FE (Fig. I.32). La mise en place des différentes unités stratigraphiques de la série du Francevillien est communément située entre 2300 et 2050 Ma (Devilleier et al., 1975 ; Bonhomme et al., 1982 ; Bros et al., 1993).

### ***I.B.2.2.a Stratigraphie du bassin de Franceville***

Le Francevillien FA repose en discordance sur le socle archéen et représente la base de la série (Fig. I.32). Cette formation peut atteindre des épaisseurs allant de 100 à 1000 m (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Pambo et al., 2006). FA est constituée par des niveaux de grès grossiers et des conglomérats à dunes 2D et 3D intercalés entre des niveaux pélitiques, interprétés comme des dépôts fluviatiles en tresse (Gauthier-Lafaye 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). La partie supérieure du FA, montre des alternances de grès grossiers à moyens avec de niveaux silto-gréseux associés à des environnements tidaux et deltaïques (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Deynoux et Düringer, 1992 ; Pambo et al., 2006).

Le Francevillien FB est principalement constitué d'ampélites marines et se subdivise en deux unités stratigraphiques FB1 et FB2 (Fig. I.32; Weber, 1969). FB1 est composée d'ampélites (ou black shales), mais montre en bordure de bassin, notamment, dans le secteur d'Oklo, des faciès à olistolites et des brèches polygéniques à la base (Weber, 1969 ; Parize et al, 2013). De plus, des niveaux dolomitiques et de manganèse s'observent dans la partie supérieure de cette sous-unité

(Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Pambo, 2004). FB2 est majoritairement constitué de grès homogènes d'environ une centaine de mètre d'épaisseur, connu sous le nom de grès de Poubara (ou FB2a, Fig. I.32) et d'ampélites (FB2b). Les grès de Poubara et les ampélites ont été récemment interprétés comme des dépôts turbiditiques (Parize et al., 2013).

Le Francevillien FC est représenté par des dolomies massives, des cherts rubanés et des jaspes à stromatolithes (Fig. I.32). Cette formation d'environ 40 mètres d'épaisseur présente des épaisseurs constantes à l'échelle du bassin de Franceville. Elle a été utilisée comme niveau repère pour définir la série stratigraphique du Francevillien (Weber, 1969). FC marque ainsi la fin du premier cycle de sédimentation, avec l'installation progressive d'une sédimentation carbonatée en domaine marin ouvert (Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye et Weber 2003 ; Théblemont et al., 2009 ; Préat et al., 2011 ; Ossa-Ossa et al., 2013).

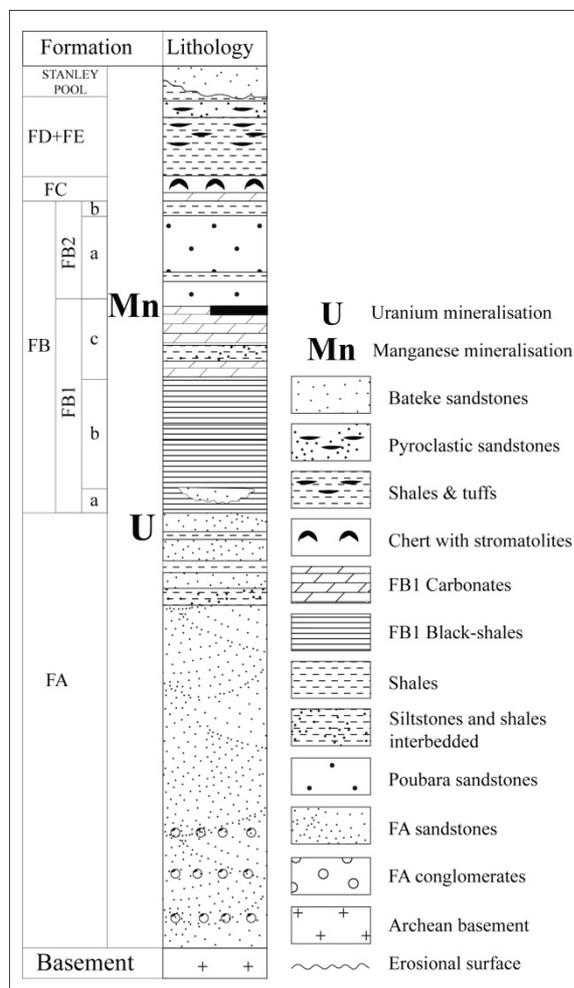


Figure I-33: Colonne stratigraphique de la série volcanosédimentaire du Francevillien décrit dans le bassin de Franceville (d'après Weber, 1969)

Les Formations FD et FE (Francevillien D-E) constituent le second cycle de la sédimentation francevillienne (Fig. I.32; Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye et Weber 2003 ; Théblemont et al., 2009 ; Préat et al., 2011). Bien marquées dans la partie Nord du Bassin de Franceville et dans le Bassin

d'Okondja, ces formations peuvent atteindre 1000 m d'épaisseur (Parize et al., 2013), mais elles demeurent encore peu documentées en terme d'environnement de dépôt. FD et FE sont représentés par des faciès ampélitiques (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989), surmontés par les grès de l'Épaca (Weber, 1969). Ils sont associés à des dépôts volcanosédimentaires intra-FD marquant le volcanisme francevillien décrit par Moussavou et Edou-Minko (2006) et Thiéblemont et al. (2014).

### **I.B.2.2.b Volcanisme dans la série Francevillienne**

Une importante activité volcanique accompagne la mise en place de la série francevillienne. Cette activité est associée à un magmatisme plus restreint, dans le bassin de Franceville et d'Okondja. Ce volcanisme est représenté par la mise en place du complexe annulaire de Ngoutou ( $2027 \pm 55$  Ma), des épanchements de laves sous-marines intercalées dans le FB et par des éruptions de type explosif (éléments pyroclastiques) au cours du FD (Figs. I.25 et I.26; Moussavou and Edou-Minko, 2006; Thiéblemont et al., 2014).

### **I.B.2.2.c Evolution structurale du bassin de Franceville : état des lieux**

La formation des bassins de Franceville, de Booué, de Lastourville et d'Okondja est étroitement liée à l'évolution structurale du domaine orogénique de l'Ogooué. Depuis la découverte du système de l'Ogooué et des bassins francevilliens, les différents auteurs ont tenté d'établir une corrélation entre les deux domaines ou au contraire de réfuter l'existence de toute corrélation. La nature du modèle du bassin de Franceville présenté par les auteurs successifs, dépend donc de la position prise par ces auteurs dans le débat sur l'existence ou non d'une corrélation entre les deux domaines. Ainsi, deux écoles s'affrontent à ce sujet. Il y a d'une part, ceux qui soutiennent l'idée d'une corrélation et d'autre part, ceux qui la réfutent.

Le premier groupe d'auteurs : Gauthier-Lafaye (1996) ; Azzibrouck, Azzilet (1986) et Prian et al. (1988, 1990, 1991), se basent sur les similitudes lithologiques qui existent sur les séries de l'Ogooué et du Francevillien, pour proposer l'existence de deux domaines paléogéographiques pré-orogéniques à contenu sédimentologique variable. Pour eux, il existe au Paléoprotérozoïque un ensemble de bassins contemporains, à contenu sédimentaire variable correspondant au domaine épicontinental de N'djolé et au domaine subsident de l'Ogooué à l'ouest et aux bassins Francevilliens de Booué, Lastourville, Franceville et d'Okondja à l'est. Les domaines de N'dolé et de l'Ogooué sont déformés et métamorphisés au cours de l'orogène Eburnéenne.

Le second groupe d'auteurs : Ledru et al. (1989 et 1994) ; Feybesse et al. (1991 et 1998) ; Bouchot et Feybesse (1996) ; Guerrot et al. (1994) se basent sur des données structurales,

métamorphiques, et géochronologiques pour exclure toute corrélation entre la série de l'Ogooué et celle du Francevillien. Pour ces derniers, le domaine francevillien représente un bassin d'avant-pays qui se développe à la périphérie de la chaîne éburnéenne de l'Ogooué, et dont les sédiments proviennent de l'érosion des reliefs de la *West Central African Belt* (Bouchot et Feybesse, 1996 ; Mayaga-Mikolo, 1996 ; Feybesse et al., 1998). Dans ce modèle, les phases de sédimentation des bassins francevilliens sont reliées aux événements tectoniques E1, E2 et E3 enregistrés dans le domaine de l'Ogooué. Ainsi, l'événement E1 de l'Ogooué est associé à l'ouverture des bassins francevilliens et à la mise en place des dépôts fluviodeltaïques FA (Fig. I.31; Feybesse et al., 1998). L'approfondissement et le comblement des bassins francevilliens, avec l'accumulation des dépôts associés aux formations FB et FC sont reliés à l'événement tectonique E2 du domaine de l'Ogooué (Fig. I.31; Feybesse et al., 1998). L'accumulation des dépôts volcanosédimentaires de FD-FE est favorisée par l'érosion des reliefs de l'Ogooué au cours de la phase tectonique E3 (Bouchot et Feybesse, 1996 ; Mayaga-Mikolo, 1996 ; Feybesse et al., 1998).

Le modèle géodynamique du bassin de Franceville reste encore controversé.

#### **I.B.2.2.d      Modèle géodynamique du bassin de Franceville**

Le bassin de Franceville a fait l'objet de nombreuses études structurales depuis sa découverte (Weber, 1969 ; Bourrel et Pfiffelmann, 1972 ; Gauthier-Lafaye ; 1977 ; Azzibrouck Azziley, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Prian et al., 1988 ; 1990 ; Feybesse et al., 1998 ; Pambo et al., 2006 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Fleuri, 2011). Les travaux de ces différents auteurs ont largement fait évoluer la connaissance et la compréhension du contexte structural du bassin de Franceville. Chacune de ces études s'est focalisée sur un aspect structural particulier du bassin : la structuration régionale du domaine Francevillien, les structures tectoniques du bassin de Franceville et l'analyse microstructurale des gisements d'uranium.

##### **❖      *La structuration régionale du bassin de Franceville.***

L'aspect structural régional du bassin de Franceville, concerne sa relation avec les autres bassins francevilliens (Booué, Lastourville, Okondja), mais également son interaction avec le système métamorphique de l'Ogooué. Les différents auteurs ayant abordé ce sujet ont accepté, ou réfuté l'existence d'une corrélation entre le domaine métamorphique et le domaine sédimentaire du Francevillien, englobant le bassin de Boué, le bassin de Lastourville, le bassin d'Okondja et le bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azzilet, 1986 ; et Prian et al., 1988, 1990, 1991 ; Ledru et al., 1989 et 1994 ; Feybesse et al., 1991 et 1998 ; Bouchot et Feybesse, 1996 et Guerrot et al., 1994). Pour certains auteurs, la compartimentation des bassins francevilliens, ainsi que leur

interaction avec le domaine de l'Ogooué résulte de l'action des grands décrochements subméridiens qui structurent les deux domaines (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Feybesse et al., 1998).

### ❖ ***Description des principales structures tectoniques du bassin de Franceville***

Les études de Gauthier-Lafaye, (1986), Azzibrouck Azziley, (1986) et Pambo et al., (2006) se sont particulièrement intéressées à la description détaillée des différentes failles dans le bassin de Franceville. Ces études ont mis en évidence et décrit les deux grandes familles de failles qui structurent le bassin : les failles subméridiennes N180 et les failles N160 (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azziley, 1986). Les failles subméridiennes sont représentées par la faille d'Ondili sur la bordure Est du bassin, les failles d'Andjogo, de Kaya-kaya-Bangombe et Miyama au centre et de la faille Nord-Leyou-Mounana à l'extrême ouest du bassin de Franceville (Weber, 1989 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azziley, 1986). Les structures subméridiennes sont souvent interprétées comme des décrochements senestres N160°, contemporains de la phase d'extension du bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck, 1986 ; Pambo et al., 2006).

Les failles longitudinales regroupent les failles de Yeye-Kaya-kaya, de Moanda-Lekedi, de Bagombe Mabala, de Mikouloungou ainsi que la faille de Djokaye dans la partie orientale du bassin (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azziley, 1986). Les structures N130 ont été interprétées comme des décrochements à composante verticale, associés à des failles normales N130 à N110, responsables de l'effondrement du bassin de Franceville vers le NE (Gauthier-Lafaye, 1986).

### ❖ ***Les plis dans le bassin de Franceville***

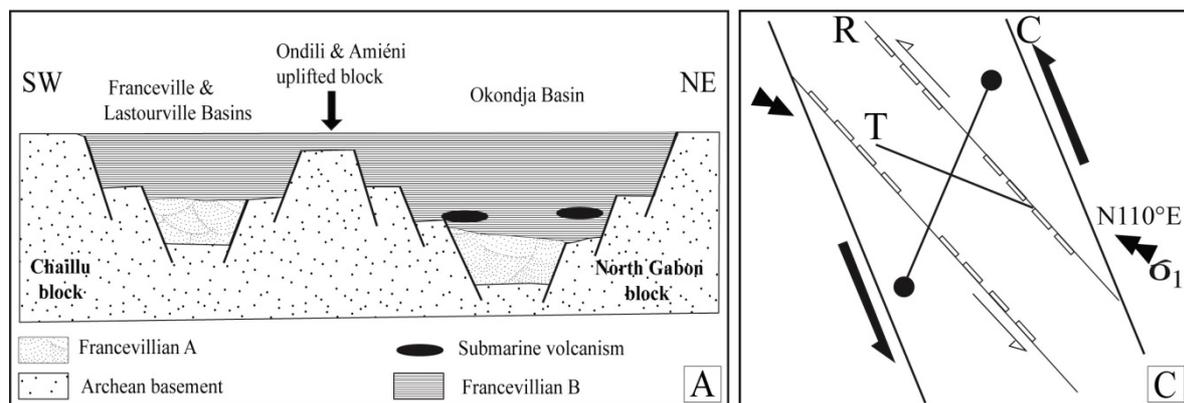
Dans le bassin de Franceville, la déformation plicative est principalement représentée par les structures régionales telles que les synclinaux de M'vengue et de Yeye et par l'anticlinal de Mouyabi (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Pambo et al., 2006). A ces structures régionales s'ajoutent les plis serrés montrant des axes de plongement variables et les plis gravitaires respectivement décrits par Gauthier-Lafaye, (1986) et par Pambo et al., (2006). Hormis les plis gravitaires, l'ensemble de la déformation plicative du bassin de Franceville est toujours associée au fonctionnement des failles N160° (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Feybesse et al., 1998 ; Pambo et al., 2006).

### ❖ ***L'analyse microstructurale des gisements d'uranium***

L'analyse microstructurale effectuée dans certains gisements situés sur la bordure occidentale du bassin de Franceville a permis de décrire des failles normales, ou inverses, des décrochements,

ainsi que des plis d'échelles métriques à pluri-métriques (Gauthier-Lafaye, 1977). Ce type d'étude montre surtout l'influence de la tectonique dans la formation des gisements d'uranium.

Les études structurales réalisées par Gauthier-Lafaye, (1986) et Azzibrouck Azziley, (1986) montrent que le bassin de Franceville est structuré par deux types d'accidents : les structures N180 et les structures N130. En se basant sur les relations entre ces accidents, Gauthier-Lafaye, (1986) et Azzibrouck Azziley, (1986) proposent deux modèles structuraux du bassin de Franceville : le modèle de bassin sur décrochement (modèle de Riedel) et le modèle de rifting continental. Le modèle de bassin sur décrochement associe la mise en place du bassin à la combinaison des décrochements senestres N160° et des failles normales N 90°-N110° (Fig. I.33a ; Gauthier-Lafaye, 1986). Par contre, le modèle de rift continental assimile les bassins de Franceville, de Lastourville et d'Okondja à un ensemble de rifts intracratoniques associé à un possible début d'océanisation dans le bassin d'Okondja (Fig. I.33; Gauthier-Lafaye, 1986).



**Figure I-34: Modèles d'ouverture du bassin de Franceville (A) Modèle de Riedel associant décrochements senestres N160° et failles normales N90-N110.(B) Modèle de rift continental montrant les bassins de Franceville, de Lastourville et d'Okondja ainsi que leur remplissage sédimentaire (d'après Gauthier-Lafaye, 1986).**

### I.B.3 Synthèse sur la géodynamique du bassin de Franceville

Le Bloc métamorphique de l'Ogooué ou domaine orogénique de l'Ogooué résulte de la convergence et de la collision des cratons de Sao-Francisco et du Congo au cours de l'orogène Eburnéenne entre 2.2 et 2.0 Ga (Ledru et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998). Les événements tectoniques E1, E2 et E3 décrits par Feybesse et al., (1998) sont à l'origine de la formation et la superposition des unités de Ndjolé-Nkan-Kolissen, d'Otoubi-Abamié, d'Ayem et de l'Okanda-Etéké au niveau du bloc de l'Ogooué (Figs.I.28 ; I.30). Les unités litho-tectoniques du domaine de l'Ogooué sont globalement formées par des métasédiments, des métavolcanites, des intrusions granitiques et des intrusions migmatitiques.

Ces roches sont associées à un métamorphisme variable en fonction des unités litho-tectoniques et des événements tectoniques. Les différents auteurs ont ainsi décrit : (1) un métamorphisme haute température moyenne-pression (HT-MP, 830°C-9 kbar ; Ledru et Johan, 1987 ; Feybesse et al., 1998) ; (2) un métamorphisme moyenne température-moyenne pression (MT-MP, 610°C-7 kbar ; Feybesse et al., 1998), (3) et un métamorphisme haute température-basse pression (BP-HT 560°C, 4kbar ; Ledru et al., 1989 ; Feybesse et al., 1998).

Contrairement à l'événement tectonique E2, marqué par un raccourcissement et un épaissement dans le domaine de l'Ogooué, l'événement tectonique E3 est dominé par une déformation transpressive contrôlé par un réseau de décrochements lithosphériques (i.e. Failles de l'Ikoye-Ikobe). Le rôle de ces décrochements a souvent été sous-estimé dans la structuration du domaine de l'Ogooué et du bassin de Franceville. Cependant, il semble que les décrochements lithosphériques, actifs au cours des trois événements tectoniques décrits par Feybesse et al., (1998), jouent un rôle précoce dans l'édification du domaine de l'Ogooué, mais également un rôle tardif dans l'ouverture et l'évolution du bassin de Franceville.

A ce stade, il convient de rappeler les deux modèles qui s'opposent actuellement au sujet des orogènes paléoprotérozoïques. Un premier modèle concerne les orogènes « chaudes » ou « molles » (i.e. *juvenile accretionary-type orogen*), mettant en jeu des croûtes juvéniles associées à une déformation transpressive (i.e. *horizontal crustal flow*) et une faible topographie (Gapais et al., 2009 ; Chardon et al., 2009 ; Cagnard et al., 2011). Un deuxième modèle relie les orogènes paléoprotérozoïques aux orogènes modernes (i.e. *continental subduction orogen-type*), associées à la collision de croûtes rigides « froides ». Ce dernier modèle se caractérise par une subduction continentale responsable de l'épaississement crustal sous l'effet de la compression, mais également par la formation de bassins tardi-orogéniques sous l'action des forces de volume lors de la phase de désépaississement (Feybesse et al., 1998). Ce type d'orogène est caractéristique des chaînes de montagne phanérozoïques telles que l'Himalaya.

Toutes les études structurales menées sur le domaine de l'Ogooué et sur le bassin de Franceville ont privilégié le modèle orogénique moderne, associé à la collision de croûte rigides (ou froides), pour tenter d'expliquer les déformations complexes affectant ces domaines. C'est le cas des travaux précurseurs et absolument pionniers de Ledru et al., (1994) et de Feybesse et al., (1998), dans l'analyse de l'Eburnéen au Gabon. En dépit de toutes ces études, conduites dans le domaine de l'Ogooué et de Franceville, **plusieurs interrogations subsistent**. Par exemple, les **différents modèles proposés ne parviennent pas à expliquer** les conditions d'établissement d'un **bassin sédimentaire fortement subsident en contexte orogénique**, ainsi que les facteurs contrôlant le **développement**,

**en domaine orogénique, d'une sédimentation majoritairement marine** au détriment de la sédimentation continentale typique des bassins tardi-orogéniques.

La synthèse des orogènes archéennes et paléoprotozoïques présentée au début de ce manuscrit (Chapitre I.A.), montre que les interrogations soulevées sur la zone de l'Ogooué et les bassins francevilliens sont communes aux domaines orogéniques précambriens. En effet, les différentes orogènes sont souvent liées à l'étalement gravitaire de la croûte-lithosphère accommodé par des décrochements lithosphériques qui contrôlent la formation de bassins intracratoniques. C'est le cas par exemple des orogènes nord-américaines, avec les bassins du Thelon (1845-1720 Ma, Rainbird et al., 2003). Et de l'Athabasca (1.75Ga, Ramaekers et al., 2007), ou encore de l'orogène transamazonienne avec le bassin de Minas-Itakomi (2584 -1.714 Ga ; Alkmim & Marshak 1998 ; Jefferson et al., 2007 ; Hajnal et al., 2010 ; Alkmim et al., 2012). Les travaux menés sur les orogènes précambriennes, ces dernières années tendent à réfuter les théories uniformisant les modes de déformations lithosphériques au cours des temps géologiques (Cagnard, 2005 ; Cagnard et al., 2006 ; Gapais et al., 2009). Ces travaux ont montré que les **lithosphères « chaudes », comme les domaines juvéniles très fréquents au Précambrien, ont un comportement très différent** lors de la **formation des chaînes de montagnes**. Ainsi, les zones de collision y sont caractérisées par (1) l'absence de grands chevauchements ou détachements extensifs post-épaississement, (2) des conditions PT très monotones en liaison avec des isogrades restant globalement subhorizontaux malgré les déformations subies, et (3) par la coexistence de domaines à foliations subhorizontales et de zones transpressives subverticales (Pelletier et al., 2002 ; Cagnard et al., 2004, 2006 ; Cagnard, 2005 ; Gapais et al., 2005). Ces résultats montrent également que la compression de lithosphères chaudes induit des déformations distribuées, et que l'épaississement s'accompagne d'un fluage latéral de la croûte ductile sous son propre poids (Cagnard et al., 2004, 2006 ; Cagnard, 2005 ; Gapais et al., 2005). L'étalement latéral de la croûte est alors accommodé par un réseau de décrochements transpressifs contrôlant l'ouverture de bassins intracratoniques (Chardon et al., 2008 ; 2011).

Le contexte structural et géodynamique des bassins Francevilliens et du domaine orogénique de l'Ogooué reste encore controversé. Des études plus approfondies devront être menées sur ces problématiques particulières. Toutefois, dans le chapitre II suivant, consacré à l'étude tectonique et sédimentaire du bassin de Franceville, nous essaierons d'apporter quelques éléments de réponse aux questions soulevées au sujet du contexte tectonique et géodynamique des bassins paléoprotozoïques en général et du bassin de Franceville en particulier.

**Chapitre II**  
**ÉTUDE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN**  
**DE FRANCEVILLE**



## Introduction

Après avoir présenté le cadre géologique et le contexte paléoprotérozoïque du bassin de Franceville, une étude tectonique et sédimentologique multi-échelle est présentée dans ce chapitre. Cette étude intègre plusieurs méthodes d'analyse structurale, modèles et concepts de la géologie structurale (modèle de Riedel, bandes de déformation S-C ...), de sédimentologie (Miall, 1977 ; Postma, 1990 ; Allen, 1980 etc.) et de stratigraphie séquentielle. Elle prend également en compte, les concepts intégrant les relations entre les déformations tectoniques, les processus sédimentaires et la circulation des fluides (Knipe, 1986).

Cette approche vise dans un premier stade à décrire les principales directions des failles qui structurent le bassin de Franceville, grâce à l'analyse cartographique et la description des affleurements.

Dans un deuxième stade, l'analyse microstructurale dans plusieurs secteurs du bassin, aboutit à la proposition d'un modèle et d'un schéma structural actualisé du bassin.

Dans un troisième stade, l'analyse sédimentologique détaillée de plusieurs affleurements et carottes du bassin précisera la distribution spatiale et verticale des environnements de dépôt. Ceci permettra, ainsi, de proposer une évolution des cortèges sédimentaires à l'échelle du bassin de Franceville. Les problèmes de déformations synsédimentaires à postlithification au cours de l'évolution du bassin sont aussi abordés dans la troisième partie de ce chapitre, constituée par l'article : *Surficial fluid-pressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon), (Precambrian Research en cours de révision)*. Un accent est mis sur les processus de fracturation hydraulique, et de circulation de fluide, grâce à l'étude macroscopique et microscopique de plusieurs affleurements et de sondages carottés.



## II.A Étude tectonique du bassin de Franceville

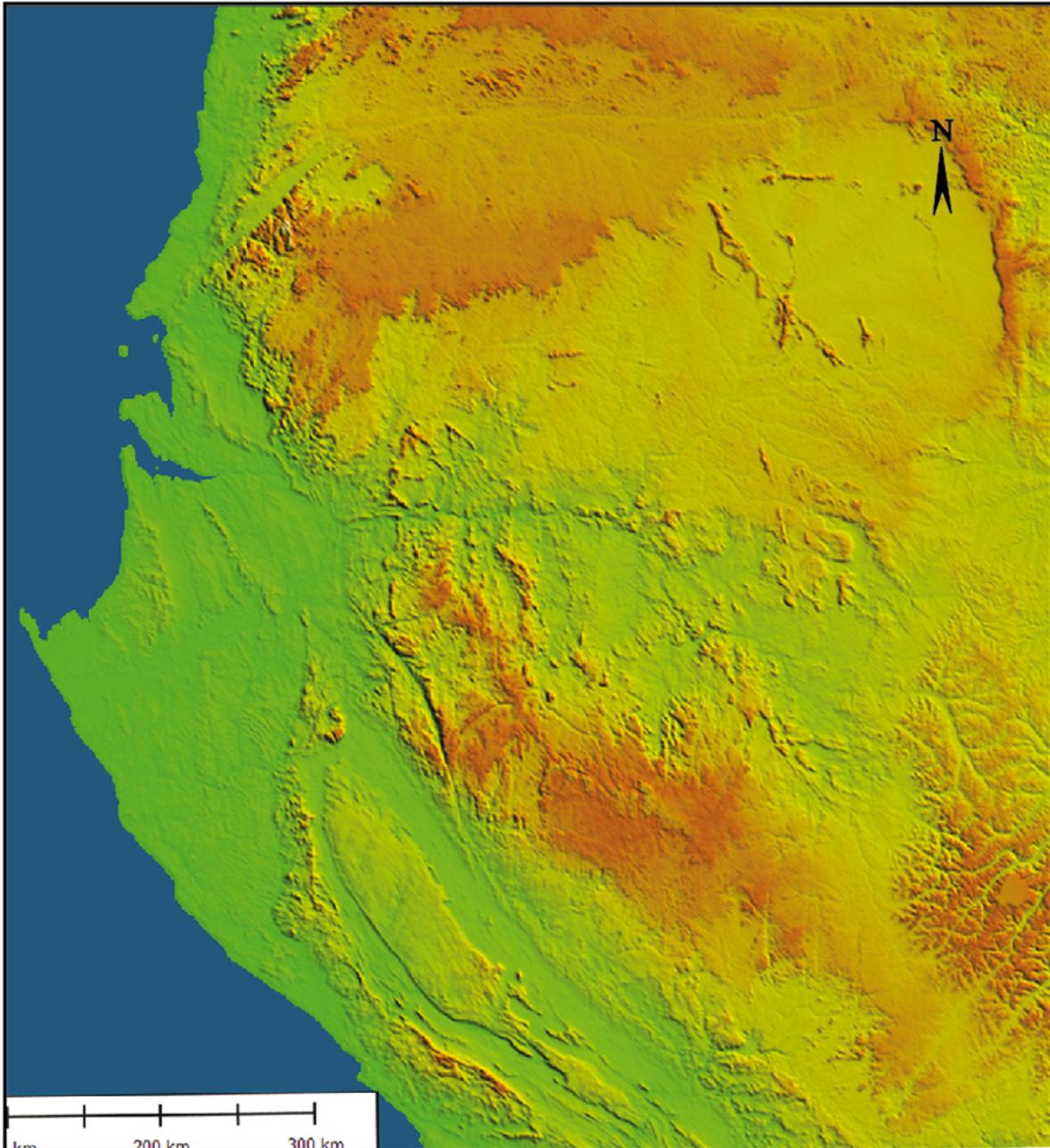
Le bassin de Franceville a fait l'objet de nombreuses études structurales, depuis les travaux pionniers de Weber, (1969), à ceux de Pambo et al., (2006), de Thiéblemont et al., (2009) ou encore de Fleury (2011). L'ensemble de ces travaux a largement fait évoluer la connaissance et la compréhension du contexte structural du bassin de Franceville. Chacune des études menées s'est focalisée sur un aspect structural particulier du bassin : la structuration régionale du domaine Francevillien, les structures tectoniques du bassin de Franceville et l'analyse microstructurale des gisements d'uranium. (Weber, 1969 ; Bourrel et Pfiffelmann, 1972 ; Gauthier-Lafaye ; 1977 ; Azzibrouck Azziley, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Prian et al., 1988 ; 1990 ; Guerrot et al., 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Pambo et al., 2006 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Fleury, 2011).

L'aspect structural régional du bassin de Franceville, concerne sa relation tectonique avec le domaine orogénique de l'Ogooué et avec les autres bassins francevilliens de Booué, de Lastourville et d'Okondja. Cet aspect structural a été largement abordé dans le chapitre I.B de ce manuscrit consacré à l'état des lieux du contexte géologique régionale des bassins Francevilliens et du domaine de l'Ogooué.

En se basant sur la carte topographique, sur la carte géologique et sur la carte de l'anomalie magnétique du Gabon (Fig. II.1, 2, 3), voici un bref rappel des grands domaines géologiques qui forment le sous-sol gabonais, ainsi que les structures tectoniques majeures associées.

La couverture géologique est formée par les domaines Archéen, Paléoprotérozoïque, Néoprotérozoïque et Phanérozoïque. Le domaine Archéen est principalement représenté par les massifs du Chaillu au sud et le massif du nord-Gabon (Fig. II.2). Le domaine Paléoprotérozoïque est constitué par la zone métamorphique de l'Ogooué et par les bassins francevilliens de Booué, de Lastourville, d'Okondja et de Franceville (Fig. II.2). Le domaine Néoprotérozoïque s'organise autour du massif granitique panafricain du Mayombe et des dépôts néoprotérozoïques du synclinal de la Nyanga (Fig. II.2). Le domaine Phanérozoïque se rattache au bassin côtier et aux plateaux Batéké, dans l'extrême est-Gabon (Fig. II.2).

Les différents domaines géologiques du Gabon sont affectés par des structures tectoniques majeures telles que les failles de Tchibélé, de Nikan-Mekogo, d'Ikoye-Ikobe et de l'Est-Gabon (Fig. II.2). La faille Ikoye-Ikobé, dans la partie centrale du pays, s'exprime par un important linéament et par un relief morphotectonique visible sur la carte topographique (Fig. II.1). A l'Est, la faille Est-Gabon, se caractérise aussi par un linéament majeur et par sa morphostructure, identifiable sur la topographie (Fig. II.1).



*Figure II-1: Carte topographique du Gabon mettant en évidence la localisation des principales structures morphotectoniques (topographie à partir de la base de données etopo30).*

La figure II.3 présente la superposition de la carte de l'anomalie du champ magnétique sur la carte géologique du Gabon (Thiéblemont et al., 2009). Sur la carte de l'anomalie du champ magnétique (airmag), les couleurs froides, (bleue-violet), représentent des anomalies faibles, mais les couleurs chaudes (jaune-rouge), marquent des fortes anomalies du champ magnétique (Fig. II.3). L'observation de cette carte montre plusieurs formations et structures géologiques associées à de fortes anomalies du champ magnétique. C'est le cas de la faille Ikoye-Ikobé qui s'exprime par une importante anomalie du champ magnétique dans la partie occidentale du domaine de l'Ogooué, ainsi que des failles Nikan-Mekogo, dans le massif Nord-Gabon et la faille de l'Est Gabon (Fig. II.2 et 3). Les

bassins archéens de type greenstone belt à BIF, (Banded Iron Formation), associés au gisement de fer de Bélinga, correspondent aussi à de fortes anomalies du champ magnétique (Fig. II.3).

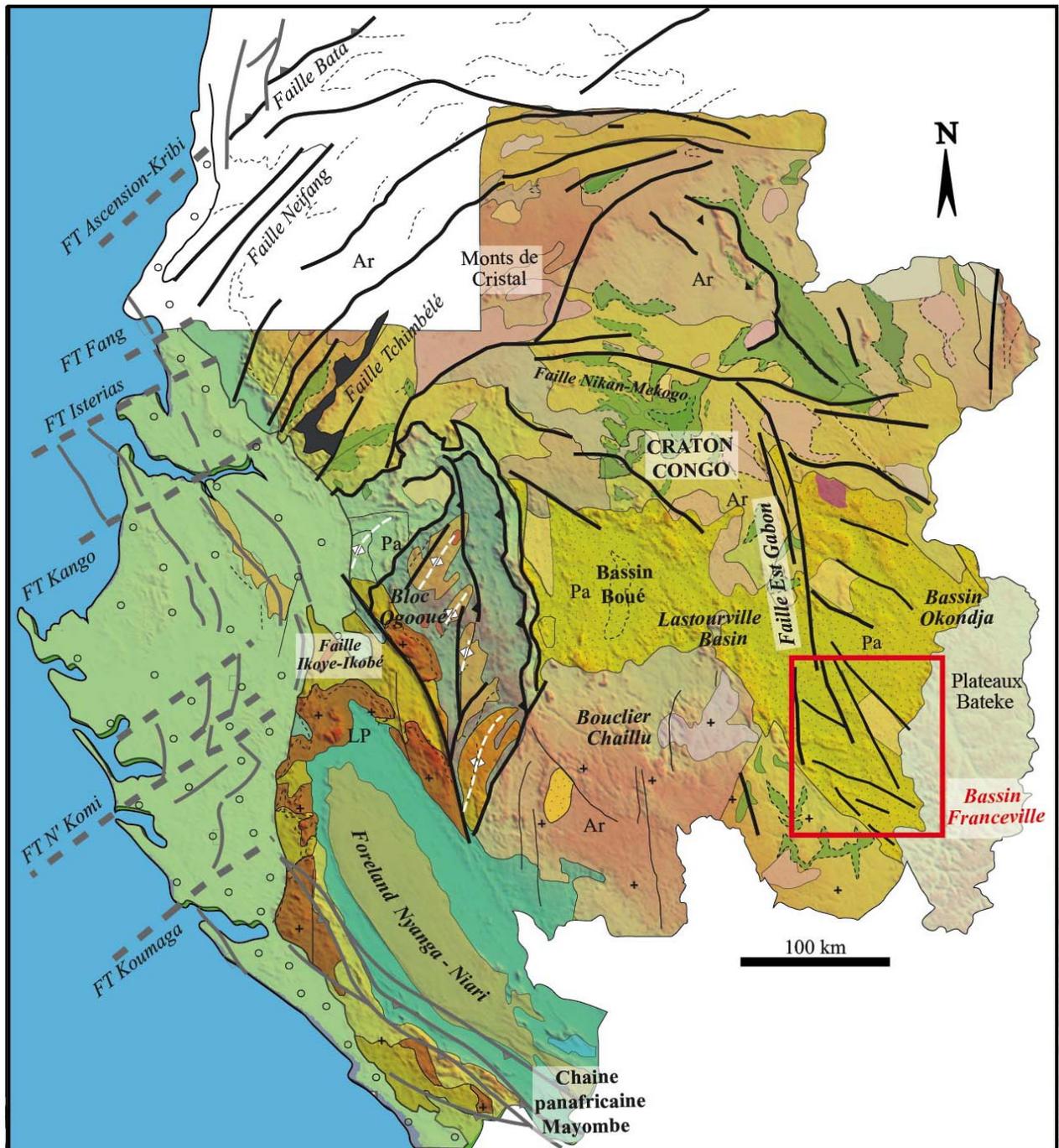
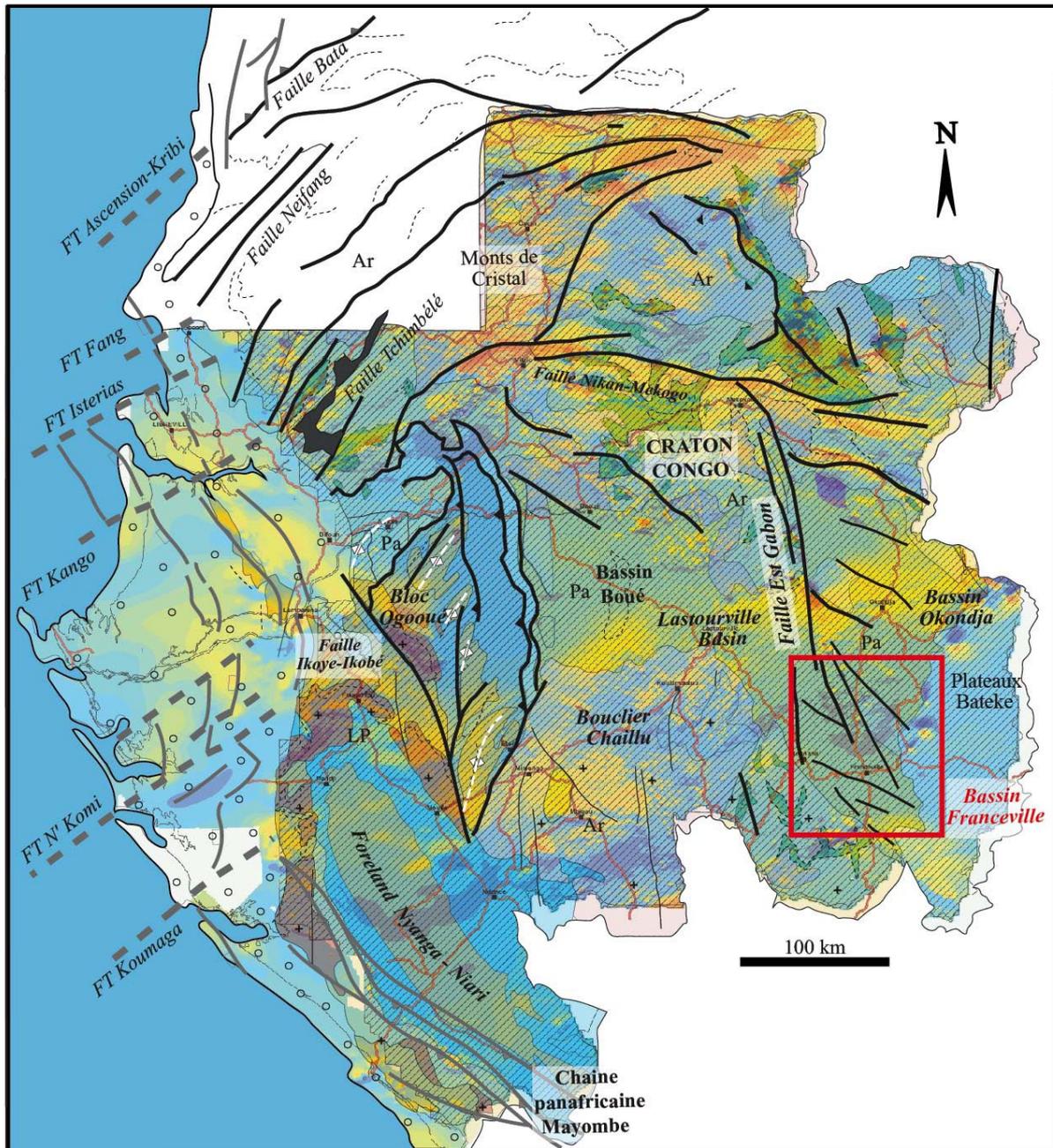


Figure II-2: Comparaison des principales unités et structures du Gabon Carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009), avec la base de données topographiques (Figure II.1 A).

La superposition des données topographique, magnétiques avec la carte géologique de la république gabonaise (Thiéblemont et al., 2009), permet de réaliser le schéma structural du bassin de Franceville.



*Figure II-3: Comparaison des principales unités et structures du Gabon à partir de la carte de l'anomalie du champ magnétique (nt) domaine du socle du Gabon carte géophysique (Sysmin 1983), et la carte géologique et ressources minérales de la République Gabonaise au 1/1000000 (d'après Thiéblemont et al., 2009).*

La description spécifique des principales structures tectoniques du bassin de Franceville a été abordée par les travaux de Gauthier-Lafaye, (1986), Azzibrouck Azziley, (1986) et Pambo et al., (2006). Ces études ont mis en évidence l'existence des failles subméridiennes de direction N180 et

de failles N145 dans le bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azziley, 1986). Les failles subméridiennes N180 sont principalement représentées par la faille d'Ondili, la faille d'Andjogo, la faille de Kaya-kaya-Bangombe, et la faille Mounana-Nord-Leyou. Ces failles représentent le prolongement au Sud du Gabon, du système des failles Est Gabon illustrées dans les figures II.1, 2 et 3. Certaines études se sont également intéressées aux structures plissées du bassin de Franceville qui sont principalement représentées par les synclinaux de M'vengue (Y.S.) et le synclinal de Yéyé (M.S.; Fig. II.4; Gauthier-Lafaye, 1986). A ces structures régionales s'ajoutent les plis associés aux failles normales Gauthier-Lafaye, (1986) et les plis gravitaires décrits par Pambo et al., (2006).

Dans cette étude nous nous focaliserons sur l'analyse structurale et microstructurale de plusieurs affleurements situés dans les secteurs d'Oklo-Magna et de Bagombe-Franceville (Fig. II.4). Ainsi, nous utiliserons les données cartographiques et les coupes régionales, issues de la littérature pour dégager les grandes tendances, les photographies interprétées des structures tectoniques et les mesures microstructurales pour affiner nos observations. L'interprétation de l'ensemble de ces données permettra de proposer un modèle tectonique et une carte structurale actualisée du bassin de Franceville.

### **II.A.1 Rappel de quelques concepts pour l'étude structurale.**

L'étude structurale se focalise sur la caractérisation de deux principales directions de failles N-S à N170-180 et N 110-120 qui structurent le bassin de Franceville. Les relations entre les failles normales et les plis sont examinées à l'aide du modèle de faille normale décrit par Withjack, (2002), tandis que les interactions entre structures héritées et failles néoformées, à l'échelle régionale, seront décrites suivant le modèle de twist zone (Colletta et al., 1988). En se basant sur plusieurs méthodes structurales nous essayerons, dans ce chapitre, de préciser les directions d'allongement associées à la déformation du bassin de Franceville. L'analyse structurale des déformations observées au niveau de plusieurs affleurements permet de décrire la géométrie, la cinématique des failles normales, des failles inverses et des décrochements suivant le modèle cisaillement de Riedel. L'étude microstructurale à l'aide à l'aide du report des pôles des failles normales synlithification et des fentes de tension, sur stéréogramme, permet de déterminer les directions d'allongement horizontal associées au bassin de Franceville.

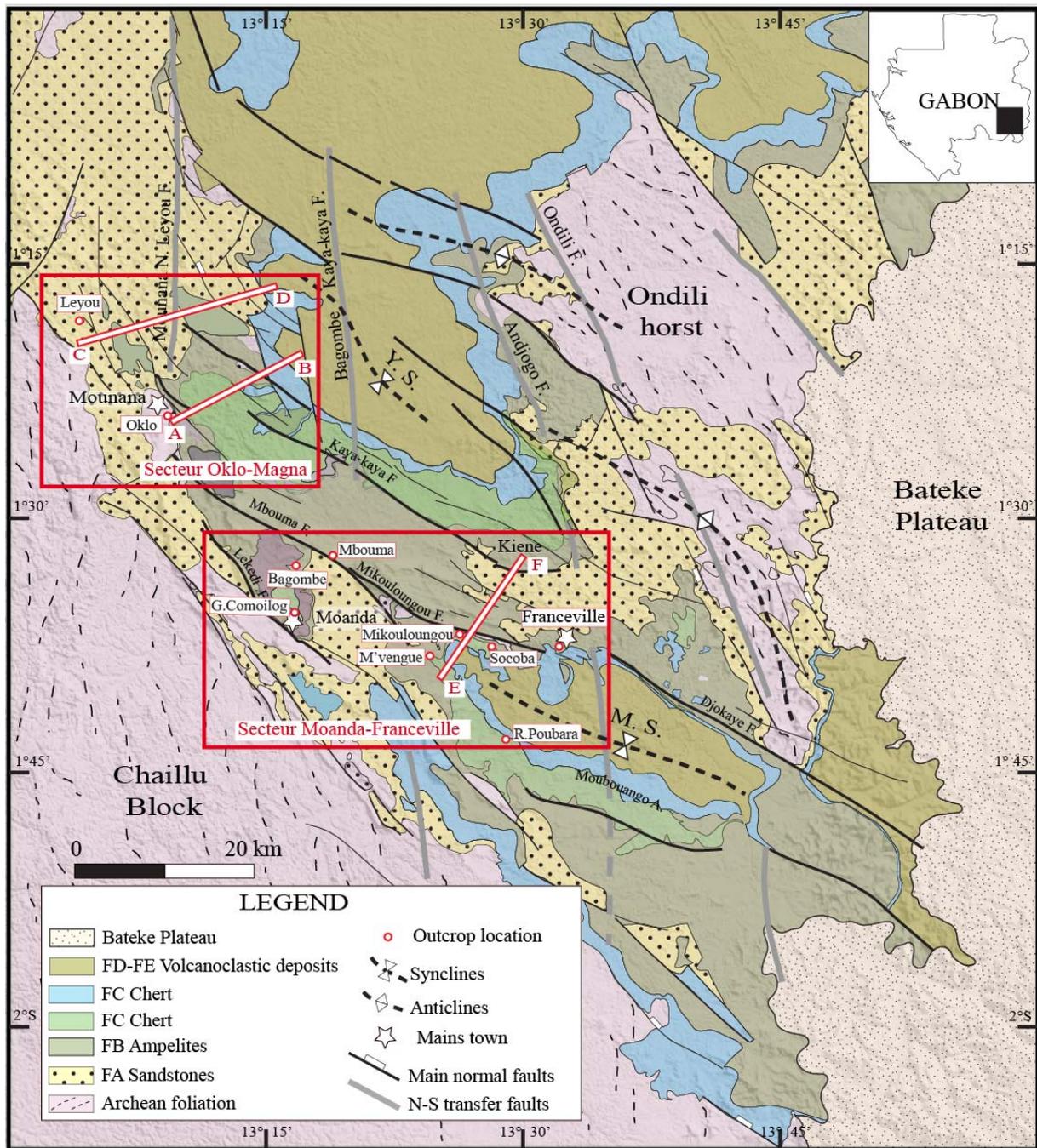
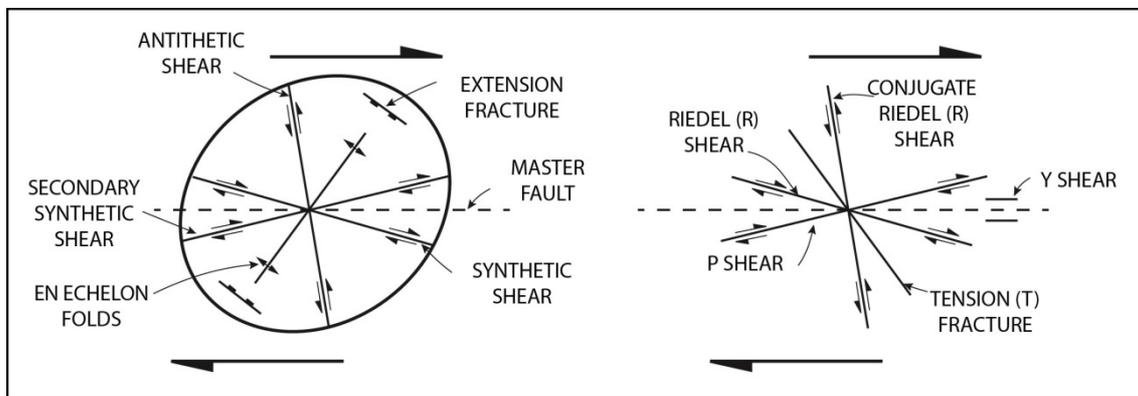


Figure II-4: Carte structurale du bassin de Franceville (Modifiée d'après Bouton et al., 2009).

### II.A.1.1 Modèle de fractures fragiles sur cisaillement de Riedel

Sur le terrain, un décrochement fragile de socle s'exprime sur la couverture sédimentaire par un ensemble de structures fragiles qui accommodent un déplacement global décrochant (Richard, 1990). Les structures associées à un décrochement s'organisent généralement le long d'une bande étroite, suivant la direction principale d'étirement et par rapport à un angle interne  $\theta$  (Richard, 1990). Il est communément admis que 5 types de fractures apparaissent au cours de l'évolution d'une bande de déformation fragile décrochante : les cisaillements R et R' de Riedel, les cisaillements

P, les fractures T et les cisaillements Y (Fig. II.5; Christie-Blick and Biddle, 1985 ; Sylvester, 1988). La figure II.5 présente les 5 types de structures qui se forment sur la couverture sédimentaire au cours de l'évolution d'une bande de déformation fragile décrochante dextre.



*Figure II-5: Relations angulaires entre les structures caractéristiques susceptibles de se développer dans la couverture sédimentaire au-dessus d'un décrochement de socle (d'après Christie-Blick et Biddle, 1985).*

**1°) les cisaillements R de Riedel** sont des structures synthétiques et se développent suivant l'angle  $-\phi/2$  de la direction principale du cisaillement (Fig. II.6A). Ces cisaillements sont les premiers à apparaître lors du fonctionnement d'un décrochement (Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970).

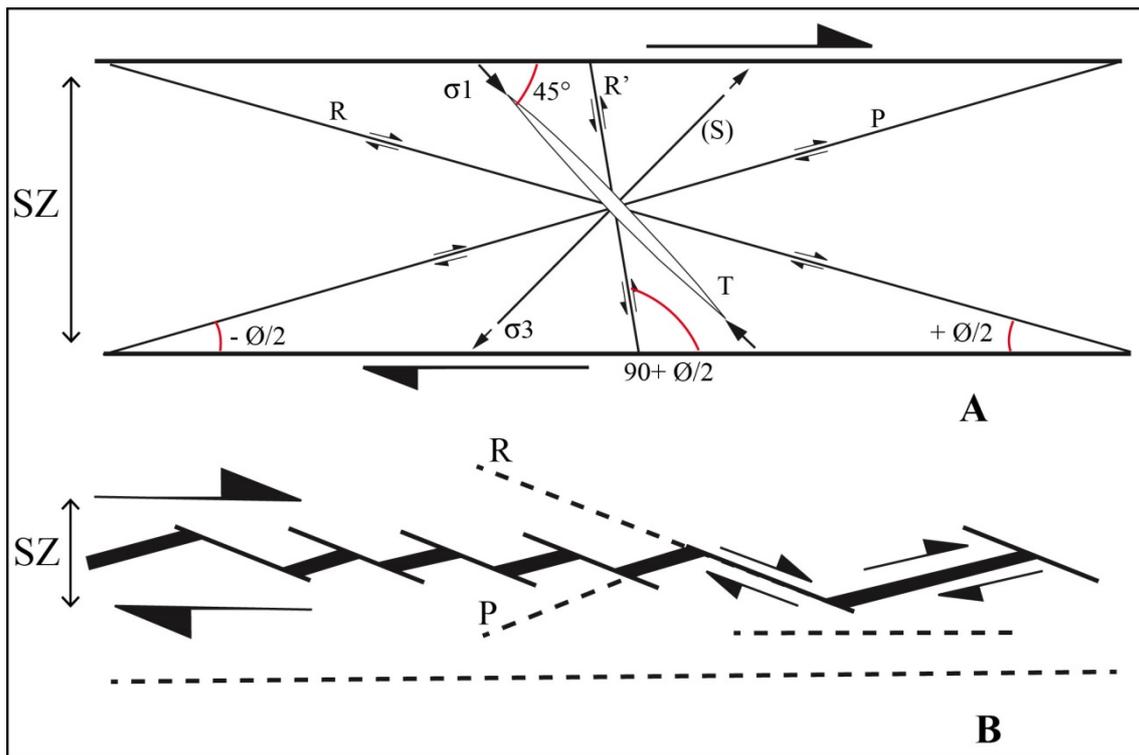
**2°) les cisaillements conjugués de Riedel (R1 ou R')** sont des fractures antithétiques qui se développent suivant un angle de  $90 + \phi/2$  par rapport à la direction principale du cisaillement. Elles se forment préférentiellement entre deux cisaillements de Riedel parallèles (Fig. II.6A ; Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970).

**3°) les cisaillements synthétiques secondaires P (ou P Shears)** apparaissent suivant un angle  $+\phi/2$ , par rapport à la direction principale du décrochement (Fig. II.6A ; Riedel, 1929 ; Tchalenko, 1970). Ils correspondent à un stade avancé du développement du décrochement et permettent la liaison des failles R et R'. Les failles P sont responsables de l'aspect anastomosé des fractures associées aux zones de cisaillement (Fig. II.6B ; Richard, 1990).

**4°) les fractures T de Tchalenko et Ambraseys** sont des fentes de tension qui se développent selon un angle de  $-45^\circ$  par rapport au plan de cisaillement principal. Elles sont globalement parallèles à l'axe de contrainte maximale  $\sigma_1$  et ont été décrites par Tchalenko et Ambraseys, (1970). Leur apparition n'est pas systématique mais elles sont fréquentes dans les zones de divergence (Fig. II.6A ; Tchalenko et Ambraseys, 1970 ; Richard, 1990).

**5° les cisaillements Y (ou Y Shears)** sont parallèles à la zone de cisaillement (Fig. II.5). Elles ont été décrites par Skempton, (1966) et Barlett et al., (1981) et apparaissent tardivement dans l'histoire de la zone de cisaillement (Richard, 1990).

L'ensemble de ces structures tectoniques décrit l'expression en surface, sur la couverture sédimentaire, d'un décrochement aveugle qui affecte le socle en profondeur. Elles servent de critère de reconnaissance des décrochements sur le terrain et permettent de caractériser leurs cinématiques dans les bassins sédimentaires.

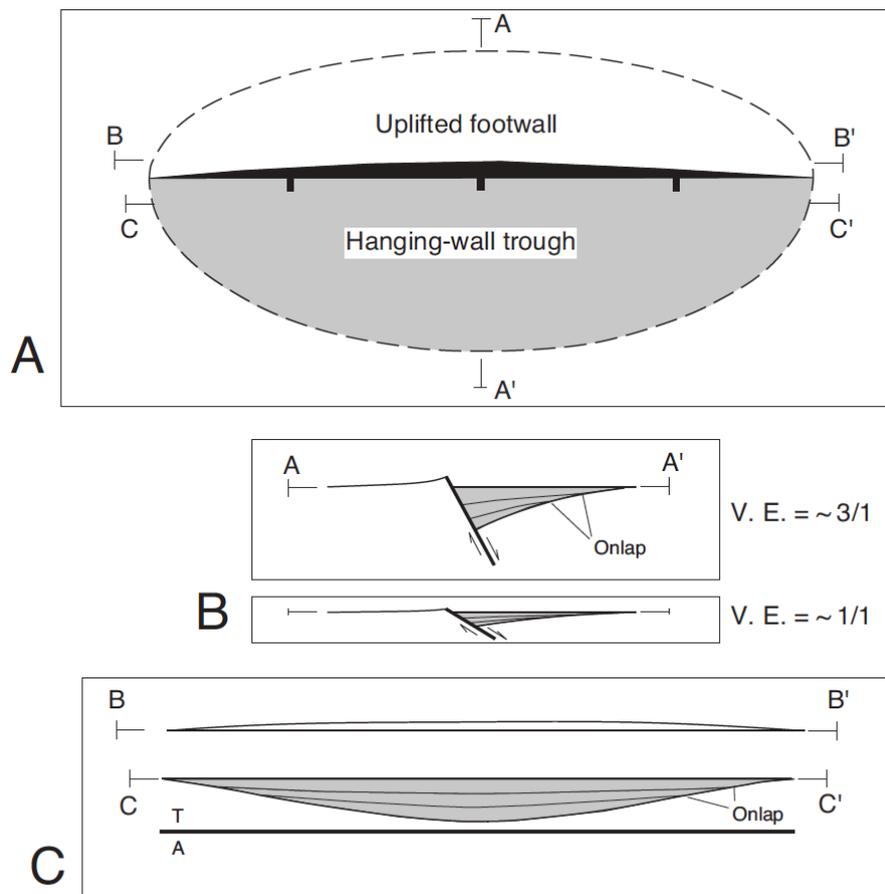


*Figure II-6: (A) répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement R et R' fractures de Riedel, P : cisaillements synthétiques secondaires, T : fente de tension de Tchalenko et Ambraseys, S : schistosité. (B) schéma synthétique montrant les relations géométriques entre les cisaillements de Riedel R et les cisaillements synthétiques secondaires P.*

### **II.A.1.2 Géométrie et cinématique des failles normales selon Withjack**

Les structures plissées sont généralement associées aux régimes tectoniques compressifs ou décrochants. Mais certains auteurs ont décrit des plis étroitement liés aux failles normales dans les bassins extensifs (Schlische, 1995 ; Withjack et al., 2002). Les failles normales sont décrites comme des cisaillements permettant le glissement de deux compartiments rocheux l'un par rapport à l'autre. Le compartiment inférieur (*i.e. footwall*) est situé sous la faille et le compartiment supérieur (*i.e. hangingwall*) est situé au-dessus de la faille (Fig. II.7A et B).

La formation des bassins extensifs se fait grâce à la coalescence de plusieurs segments de faille normales (Withjack et al., 2002 ; Khalil et al., 2001). Withjack et al. (2002) observent que le long d'un segment de faille normale, le rejet vertical est maximal au milieu de la faille et diminue progressivement vers les extrémités (Fig. II.7C). Le compartiment inférieur de la faille décrit alors une structure antiforme ou anticlinal de mur (Fig. II.7B ; *i.e. footwall anticline*). À l'opposé, le compartiment supérieur décrit une structure synforme ou synclinal de toit (Fig. II.7C ; *i.e. hangingwall syncline*).

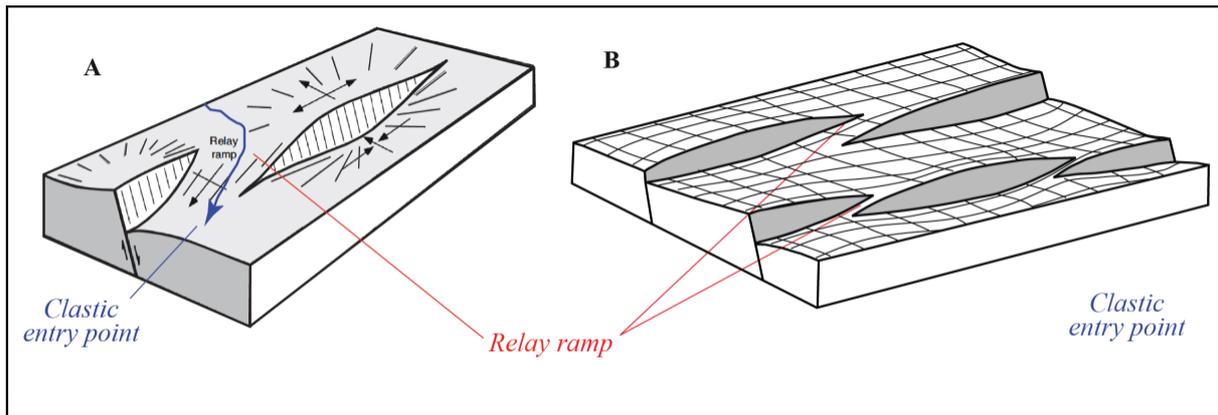


**Figure II-7 :** (A) vue de dessus d'un segment de faille normale. Le plan de faille est représenté en noir, le compartiment supérieur en grisé et le compartiment inférieur en blanc. (B) Coupes transverses de la faille A-A' au niveau de la zone de déplacement maximum et B-B' aux extrémités. (C) Section C-C': coupes longitudinales montrant la subsidence du toit et le soulèvement du mur. (d'après Withjack et al., 2002).

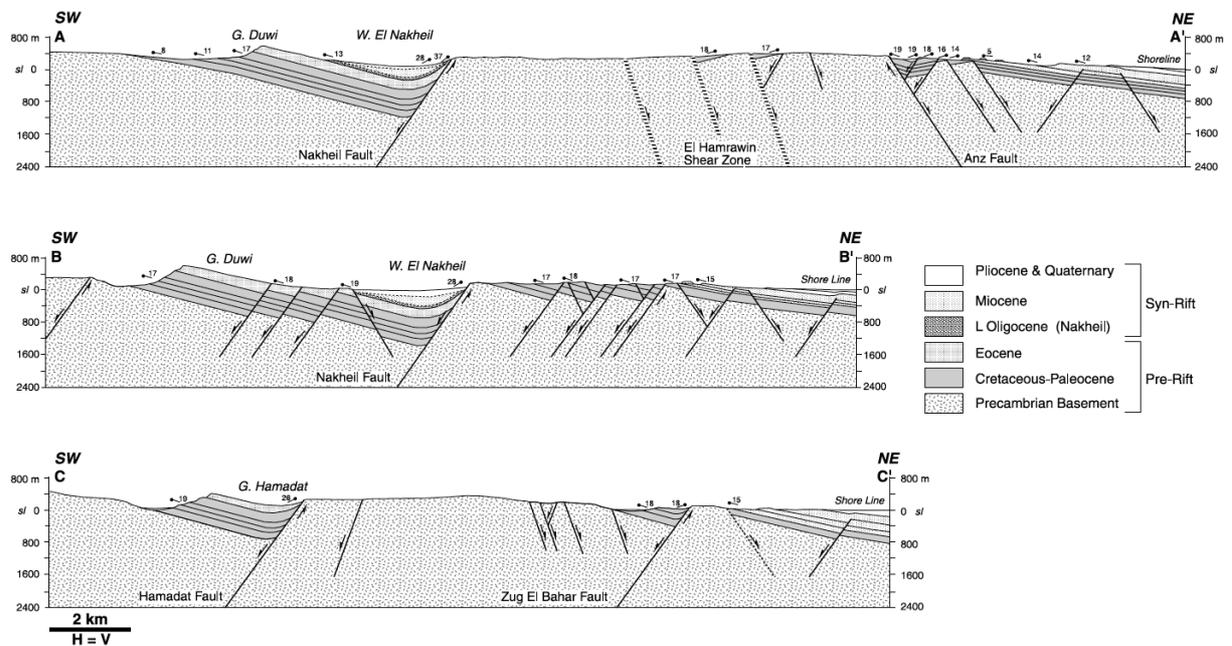
Ainsi, dans les bassins extensifs les anticlinaux de mur constituent des hauts fonds alors que les synclinaux de toit correspondent à des bassins d'accumulation (Fig. II.8A). La propagation des failles normales, au cours des phases initiales des bassins extensifs est à l'origine de formation de plusieurs anticlinaux de mur et des synclinaux de toit le long des segments de failles normales en

échelons (Fig. II.8B ; Withjack et al., 2002). Ce mécanisme est souvent relié à la mise en place des zones de relai au niveau des extrémités des segments de failles (Fig. II.8A et B).

Les micro-bassins ainsi formés au niveau des compartiments supérieurs des failles normales constituent des bassins synclinaux (Fig. II.9). Dans certains cas, le fonctionnement synsédimentaire des failles normales dans les bassins synclinaux peut engendrer un basculement progressif des couches sédimentaires au contact du miroir de faille. Les couches se déposent ainsi en discordance progressive (ou en onlap divergent) dans les bassins (Fig. II. 9).



**Figure II-8: Blocs diagrammes montrant des anticlinaux associés aux segments de failles normales dans les bassins extensifs. (A) Bloc diagramme montrant une rampe de relai entre deux segments de failles (i. e. zone d'apport sédimentaire privilégiée). (B) Bloc diagramme montrant un réseau de plusieurs failles normales, les rampes de relai, les anticlinaux et les synclinaux associés (d'après Withjack et al., 2002).**



**Figure II-9: Exemple de bassins synclinaux associés aux failles normales, dans le rift de Suez (d'après Moustapha et al., 2002).**

### II.A.1.3 Twist-zone (I. e. faille de transfert) dans les bassins extensifs

Les failles transverses sont des structures héritées d'anciennes phases tectoniques et qui constituent des couloirs d'étirement préférentiels lors de la formation des bassins extensifs (Colletta et al., 1988). Ces failles contrôlent l'orientation et les directions d'étirement des failles normales néoformées (Fig. II.10). Les structures héritées en traits rouges contrôlent la répartition des failles normales néoformées en traits noirs (Fig. II.10). Le bassin ainsi formé est segmenté en plusieurs sous bassins extensifs, séparés par les failles de transfert héritées (Fig. II.10). Ce type de structuration, décrit par Colletta et al., (1988), dans le rift de Suez est connue sous le nom de **Twist-Zone**. Les « twist zones » se forment lorsque les directions d'étirements relatifs sont opposées de part et d'autre d'une faille de transfert. Les failles normales de mêmes orientations situées de chaque côté de la faille transverse plongent dans des directions opposées (Fig. II.11). Les « twist zones » favorisent la compartimentation des bassins extensifs en plusieurs petits bassins à vergence variable, comme dans le rift de Suez (Fig. II.11; Colletta et al., 1988).

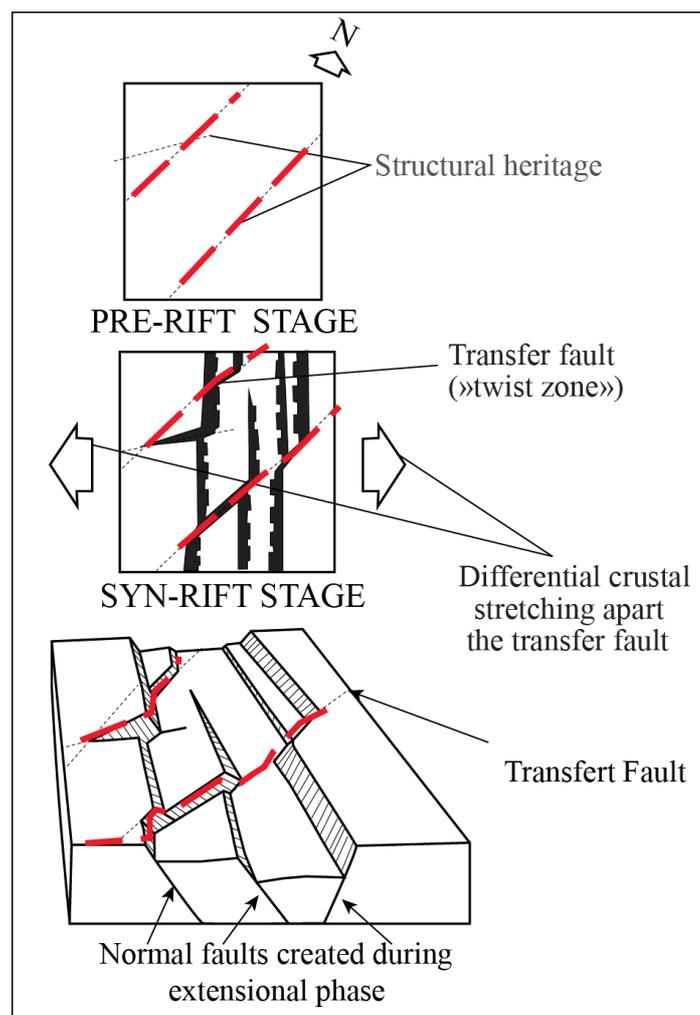


Figure II-10: Schéma illustrant le rôle des failles héritées sur la compartimentation des bassins sédimentaires (d'après Colletta et al., 1988).

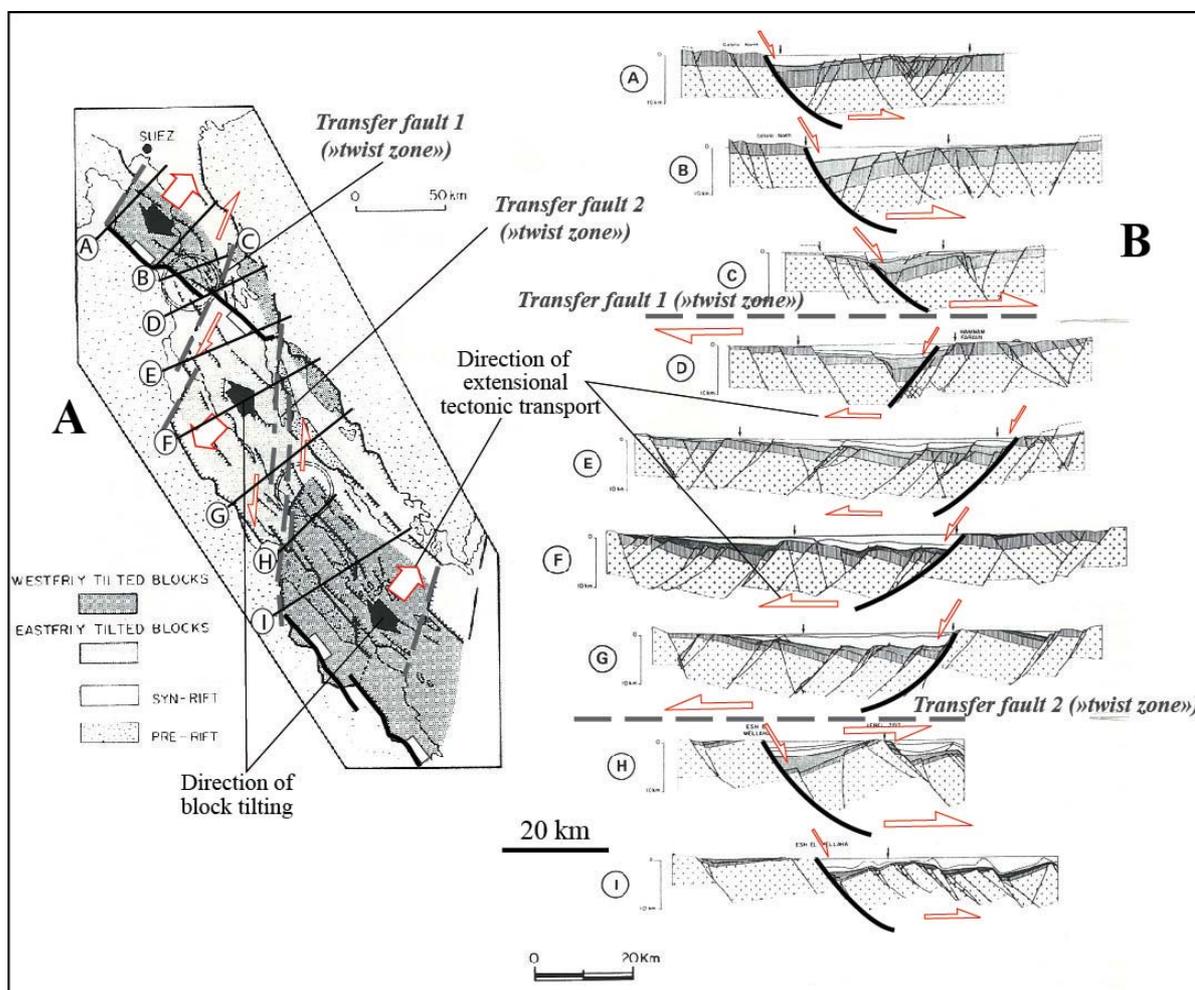


Figure II-11: (A) Carte structurale du rift de Suez montrant trois sous-bassins asymétriques limités par des failles de transfert. (B) Série de coupes réalisées dans le rift de Suez montrant des "twist zones" (d'après Colleta et al. 1988).

Un autre exemple du contrôle de l'héritage structural sur la structuration des bassins extensifs est proposé par Mbina Mouguegui et Guiraud, (2009). Ces derniers identifient le rôle des zones de cisaillement d'âge Panafricain au cours de l'ouverture du bassin côtier gabonais (Fig. II.12). Les failles transverses de KOMI, de N'KANGO, d'ISTERIAS, et de FANG compartimentent le bassin côtier du Gabon en plusieurs sous bassins caractérisés par des failles normales à pendages opposés de part et d'autre de certaines failles transverses (Fig. II.12).

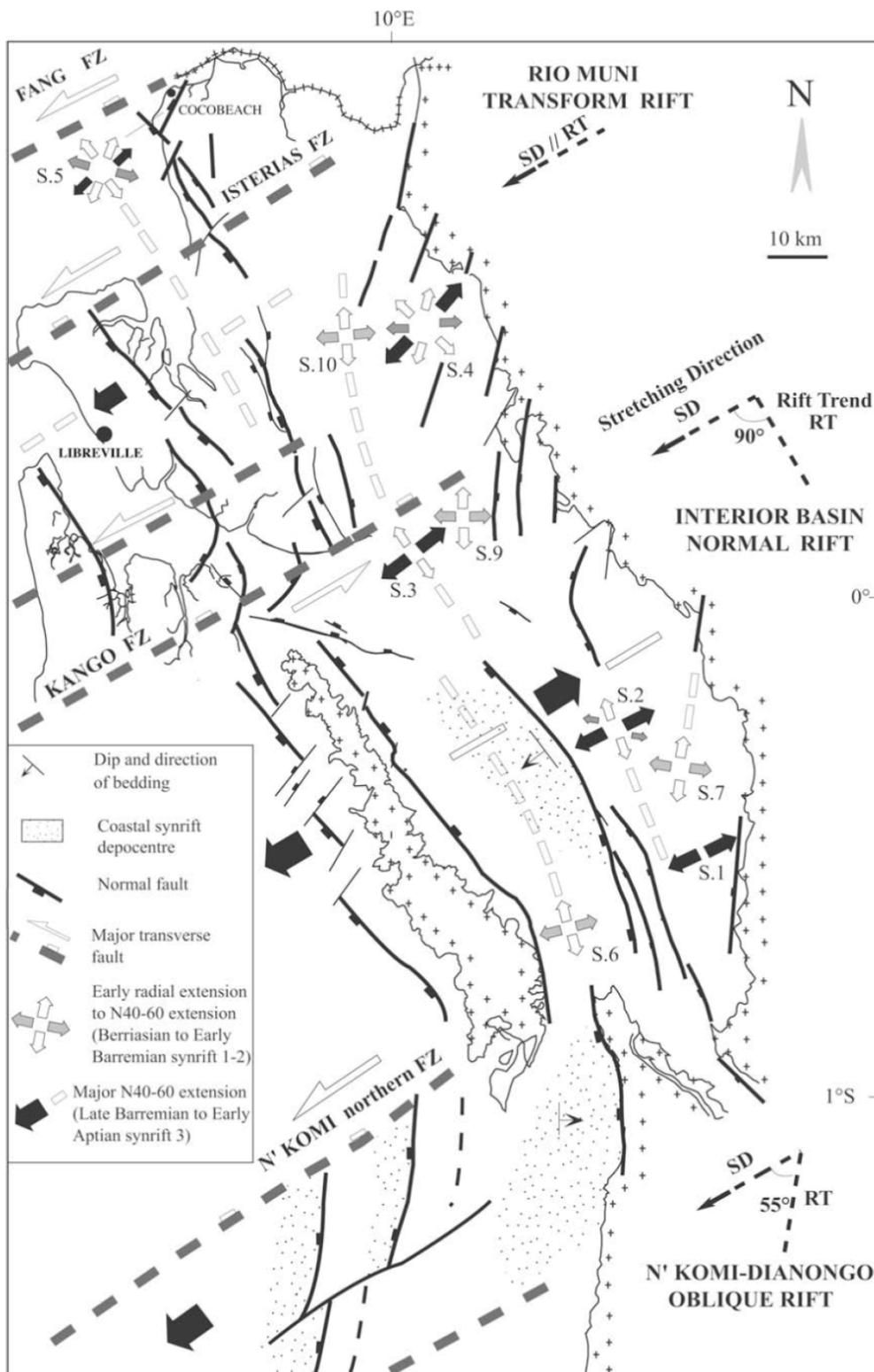


Figure II-12: Carte structurale du bassin côtier Nord-Gabon montrant le rôle de l'héritage structural et des failles transverse sur la structuration des bassins extensifs (d'après Mbina MOUNGUENGUI et GUIRAUD, 2009).

## II.A.2 Analyse structurale et microstructurale du bassin de Franceville

L'analyse structurale du bassin de Franceville a été réalisée à l'aide d'une approche intégrée consistant :

- tout d'abord à analyser les coupes régionales,
- à décrire et interpréter les photos d'affleurements et
- dans un dernier stade à réaliser des analyses microstructurales dans plusieurs secteurs du bassin. Nous présentons ici les principaux résultats obtenus dans les secteurs d'Oklo-Magna et de Moanda-Franceville (Fig. II.13).

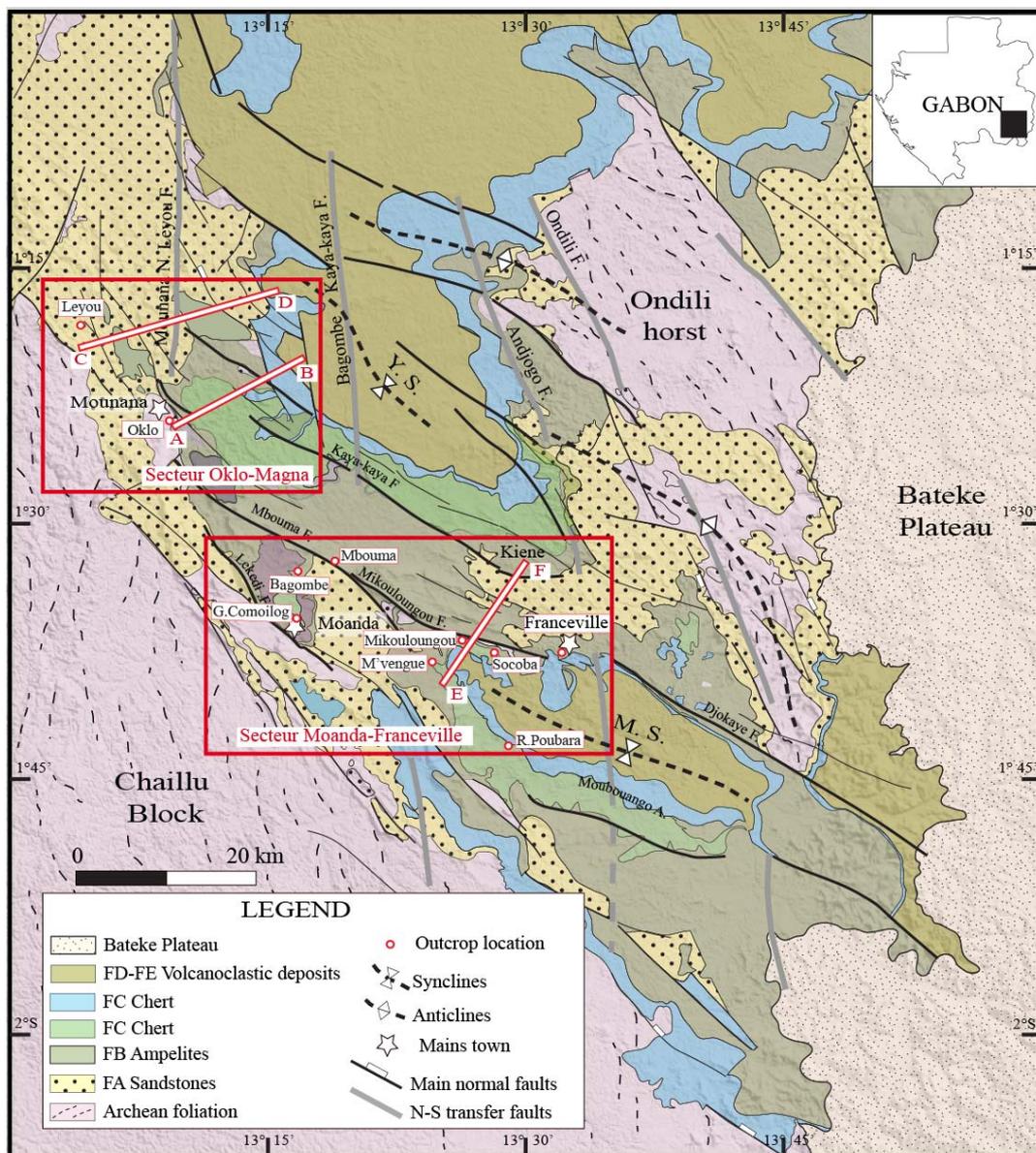


Figure II-13: Carte géologique du bassin de Franceville montrant la localisation des secteurs d'étude (Oklo magna et Moanda-Franceville) ainsi que la localisation des affleurements étudiés et des coupes régionales.

### *II.A.2.1 Secteurs d'Oklo-Magna*

#### ❖ *Analyse des coupes régionales*

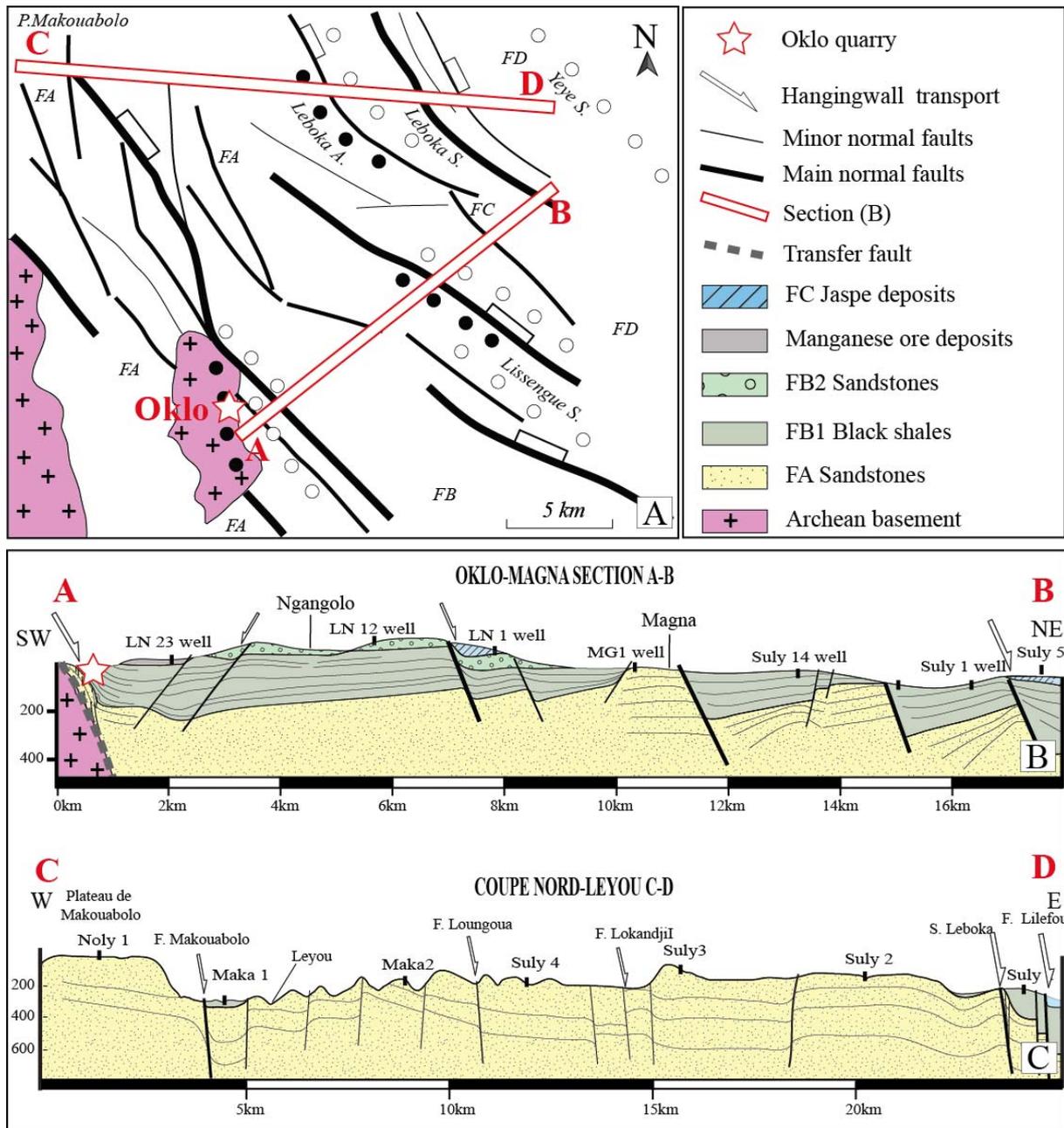
Le secteur Oklo-Magna se localise dans la partie occidentale du bassin de Franceville, vers la ville de Mounana (Fig. II.13). Les nombreux sondages réalisés par la COGEMA (Compagnie Générale des Matières Atomiques), dans ce secteur ont permis de construire les coupes régionales AB et CD (Fig. II. 13, 14A).

**La coupe Oklo-Magna** (Fig. II.13, 14A) s'étend sur environ 20 kilomètres, de la carrière d'Oklo au secteur N-Leyou en passant par le dôme de Magna et la carrière de la Ngangolo. Cette coupe présente les formations du FA, du FB et du FC et plusieurs failles majeures (Fig. II.14A). Elle montre que le secteur Oklo-Magna est affecté par un réseau de failles normales qui structurent le bassin en plusieurs demi-grabens de tailles variables (Fig. II.14B). En dehors de quelques failles antithétiques, toutes les failles principales, notamment les failles de Mounana de Leboka ou de Lissengue, présentent un pendage vers le NE. Ces failles longitudinales d'orientation N120 à N130° sont responsables de l'approfondissement du bassin vers le NE (Fig. II.14B). Dans la zone d'Oklo la structuration résulte de la combinaison de la faille de Mounana –Nord Leyou et de plusieurs failles longitudinales. Cette structuration est responsable du basculement vers l'Est des couches sédimentaires le long de la boutonnière de Mounana (Fig. II.14B). La combinaison des deux directions de failles (N180 et N120) est associée au redressement à plus de 60° des couches des formations FA et FB observées dans la carrière d'Oklo (Fig. II.14B).

**La coupe Nord Leyou** s'étend du plateau de Makouabolo au secteur de Yéyé, dans la zone Nord-Leyou (Fig. II.14A). Cette coupe traverse principalement les grès du FA mais aussi les formations FB et FC dans le secteur de Yéyé (Fig. II.12C). Les structures majeures correspondent aux failles de Makouabolo, de Leboka et de Lilefou (Fig. II.14C). La faille de Makouabolo de direction N140° présentant un pendage vers l'Est, est à l'origine de la dépression de Leyou (Fig. II.14C). Dans le secteur de Yéyé, les failles normales de Leboka et de Lilefou, structurent le bassin en blocs extensifs et favorisent son approfondissement vers l'Est, avec la mise en place des formations du FB et du FC au niveau du synclinal de Yéyé (Fig. II.14C).

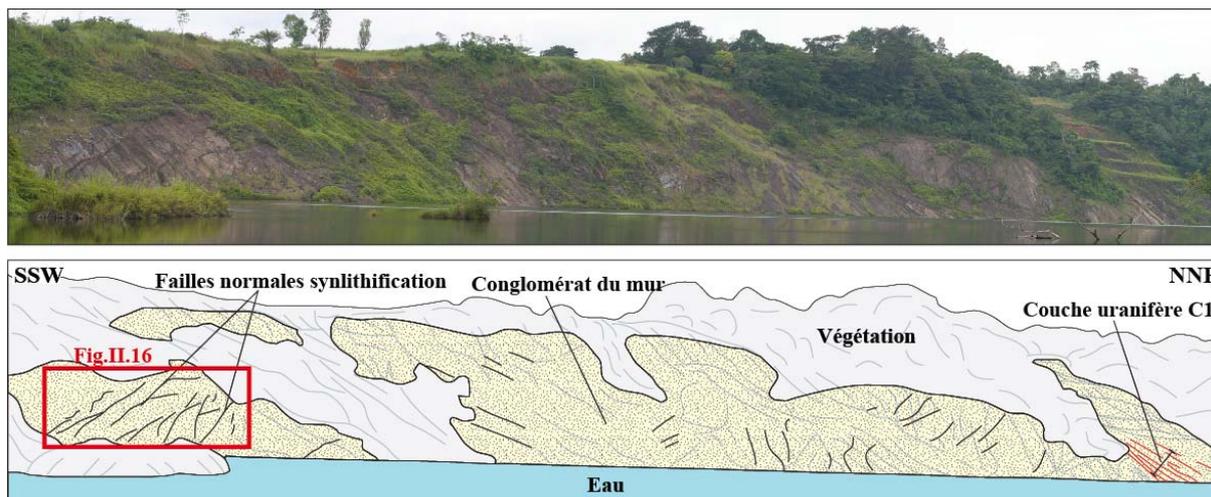
#### ❖ *Analyse structurale carrière d'Oklo*

La carrière à ciel ouvert d'Oklo a été exploitée par la COMUF (Compagnie des Mines d'Uranium de Franceville) pendant plusieurs années, les réacteurs nucléaires naturels d'Oklo y ont été découverts. Aujourd'hui cette carrière réhabilitée est couverte de végétation et forme un lac profond. Toutefois, quelques spots d'affleurement sont accessibles sur les berges du lac.



**Figure II-14: (A) Carte détaillée du secteur Oklo-Magna montrant la position des coupes régionales AB et CD du secteur Oklo-Magna, et de la localisation de la carrière d'Oklo (étoile rouge). (B) coupe régionale Oklo-magna, (C) coupe régionale Nord-Leyou.**

La figure II.15 présente une photo du paravent de la carrière d'Oklo, où affleurent la dalle conglomératique de la carrière d'Oklo (conglomérat du mur). Cette dalle micro-conglomératique est composée de galet et de granules associés à une matrice gréseuse. Elle est surmontée par la couche minéralisée C1, visible à l'extrême droite sur la figure II.15.



**Figure II-15: Panneau Ouest de la carrière d'Oklo illustrant le conglomérat du mur en jaune, la couche C1 (représentée par des traits rouges à l'extrême droite du panneau) et les failles normales synlithification d'Oklo (Fig.II.14).**

La dalle d'Oklo est affectée par un ensemble de failles normales synlithification d'échelle métrique à décimétrique globalement orientées N130 (Fig. II.15, 16). Le conglomérat du mur de la carrière d'Oklo ainsi que la couche C1 sont fortement basculés avec une variation de pendage de 60° à 30° vers le NE (Fig. II.16). Ces formations montrent globalement un transport tectonique gravitaire vers le NE.

Les failles de la carrière d'Oklo ont été décrites par Marchal et al., (2003). Selon ces analyses, ces failles se caractérisent par : des tracées ondulés, par des rejets verticaux qui s'amortissent rapidement vers les extrémités (Fig.II.17). Ces failles sont connectées les unes aux autres au niveau des rampes de relais, pour former des failles plus grandes et sinueuses (Fig.II.17). Pour Marchal et al., (2003), les caractéristiques ainsi décrites sont associés à la nucléation et à la connexion des failles normales synlithification. (Fig.II.17).

#### ❖ **Analyse microstructurale du secteur Oklo-Magna**

L'étude microstructurale du secteur Oklo-Magna a été réalisée à partir des mesures des plans de faille et fractures effectuées au niveau des stations de mesures du Nord-Leyou et de la carrière de Mikouloungou (Fig. II.18C).

Les mesures macrostructurales effectuées sur la station Nord-Leyou montrent que les failles sont orientées selon deux directions principales. La projection des plans de failles sur le canevas de Schmidt montre d'une part des directions comprises entre N60 et N110, et d'autre part une direction globalement N170 (Fig. II.18A). Le report des pôles des plans de failles normales synlithification sur le

canevas de Schmidt, montrent un allongement horizontal majeur X1 N60°E et un allongement horizontal secondaire X2 N160 (Fig. II.18A).

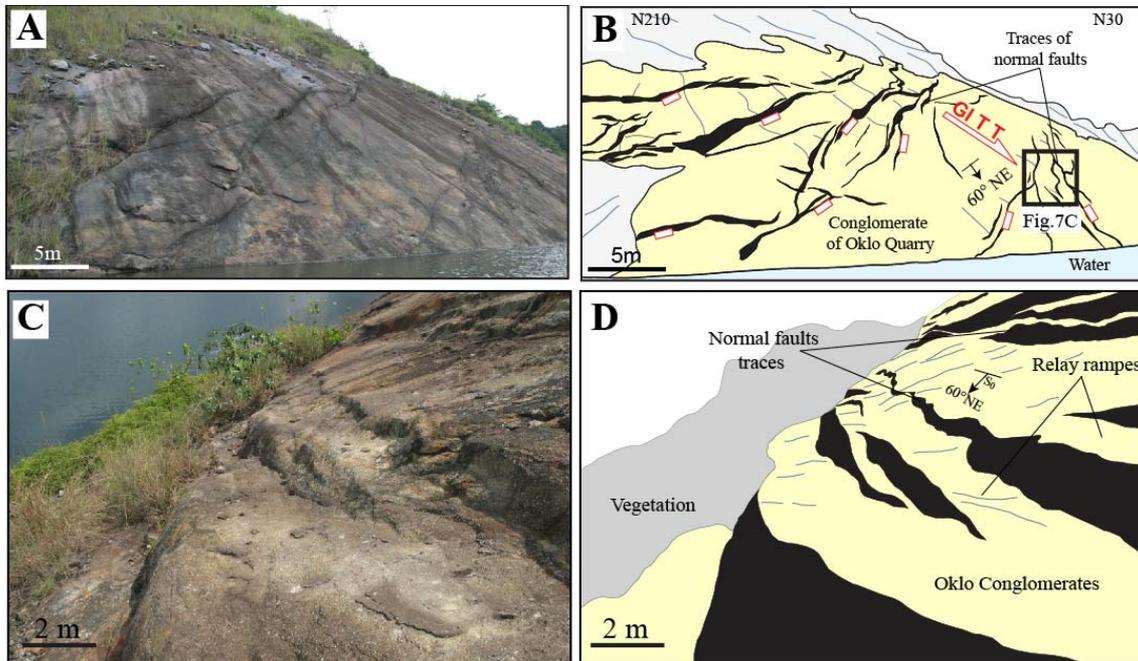


Figure II-16: . (A-C) Photographie de la carrière d'Oklo montrant des failles normales synlithification (B-D) interprétation des photos A et C. GITT : Transport tectonique d'origine gravitaire.

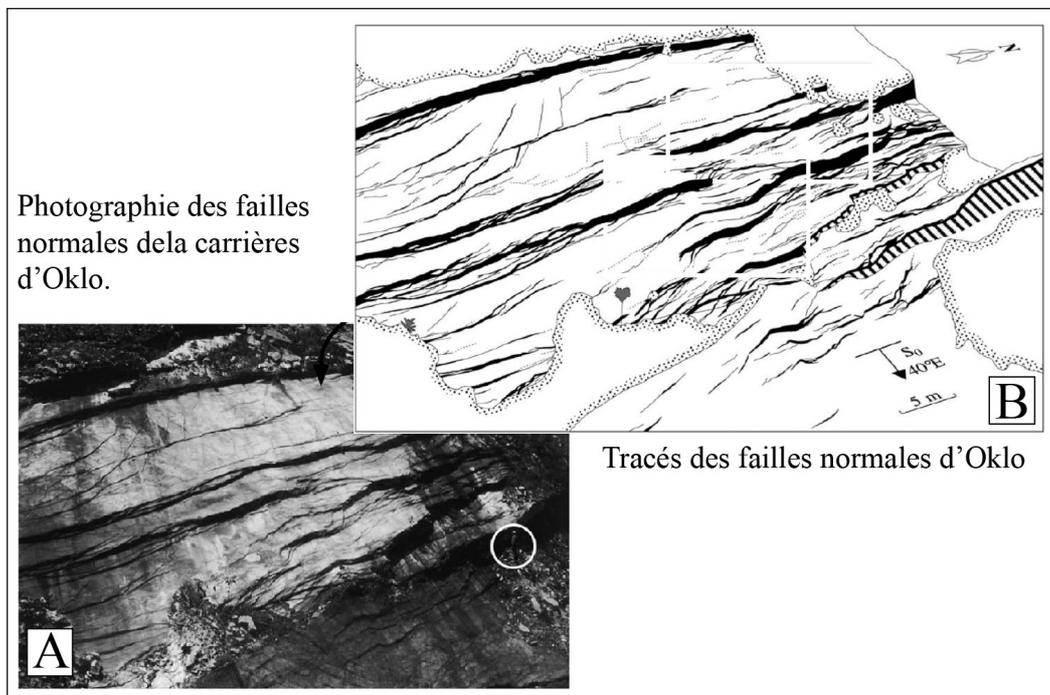
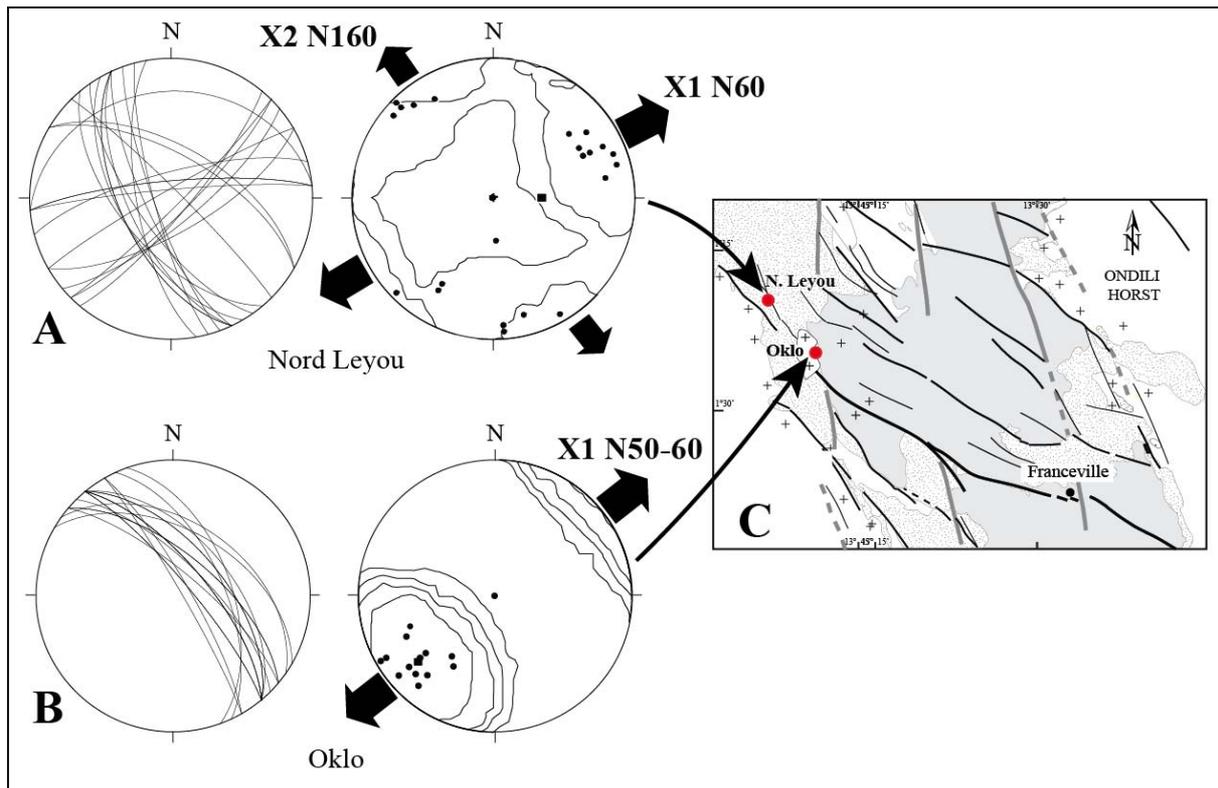


Figure II-17: Tracés des failles normales de la carrière d'Oklo. (A) Photographie du panneau ouest de la carrières d'Oklo montrant les failles normales synlithification. (B) Interprétation de la photographie des failles normales (d'après Marchal et al., 2003).



**Figure II-18:** Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Nord-Leyou (A) et d'Oklo (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures Nord-leyou et Oklo. Les directions d'allongement X1 et X2 sont représentées par les flèches noires.

L'existence des deux directions d'allongement X1 et X2 est associée à un régime extensif de déformation des dépôts FA, contemporain de la lithification et marqué par deux directions d'allongement horizontaux N 60 et N 160 (Fig. II.18A, B).-Par contre, les mesures effectuées dans la carrière d'Oklo montrent des failles globalement orientées N145, associées à un allongement N50-60°E (Fig. II.18.B). Ces résultats traduisent le fonctionnement des failles normales pendant la phase extensive à allongement X1 N50°E (Fig. II.18.B).

L'étude combinée des coupes régionales du secteur Oklo-Magna, l'analyse structurale de la carrière d'Oklo, ainsi que l'étude microstructurale des stations de mesures Nord-Leyou et Oklo montrent que le domaine occidental du bassin de Franceville présente une structuration en demi-gabens et blocs extensifs, principalement contrôlée par les failles longitudinales N145°, mais également par des structures globalement orientées N170 qui indiquent probablement l'activation de la faille subméridienne de Mounana-Nord-Leyou. Le fonctionnement syngénétique des failles N145 et probablement leur interaction avec la faille profonde de Mounana-Nord-Leyou sont responsables du basculement des formations FA et FB et de la mise en place des structures gravitaires décrites dans la carrière d'Oklo.

## II.A.2.2 Analyse structurale du secteur Moanda-Franceville

Le domaine de Moanda-Franceville englobe les secteurs de Moanda-Bagombe, de Mikouloungou Kiéné et de M'vengue Franceville. L'analyse structurale dans ce secteur a été réalisée à partir de la coupe régionale de Mikouloungou-Kiééné, de la description de plusieurs affleurements et des mesures microstructurales effectuées dans le secteur Moanda-Bagombe, à Mikouloungou, dans la carrière de Socoba, sur la route de Poubara et dans la ville de Franceville (Figs. II.13 et 19).

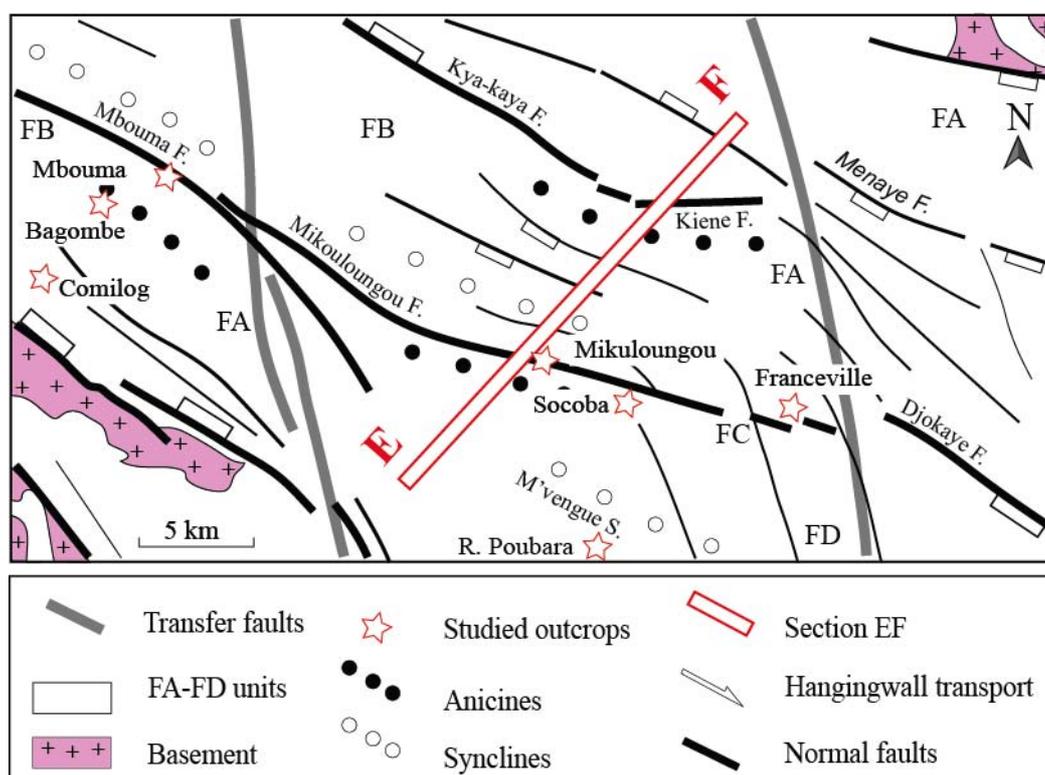


Figure II-19: Carte détaillée du secteur Moanda-Franceville indiquant la localisation de la coupe EB, la localisation des affleurements de Bagombe, de Mbouma, de la gare de comilog, de Mikouloungou, de Socoba, de R. Poubara et de Franceville.

### ❖ Analyse structurale du secteur de Bagombe

Le secteur de Bagombe regroupe de la dalle de Bagombe, les affleurements situés au niveau de la faille de Mbouma et de la gare de Comilog, au nord de la ville de Moanda (Fig. II.19). L'analyse structurale de ce secteur a été réalisée par l'interprétation des photographies de la dalle de Bagombe et de la gare de Comilog et par des mesures microstructurales au niveau de la dalle de Bagombe et de la zone de Mbouma.

La dalle de Bagombe est un affleurement de la partie supérieure de la formation FA. Cet affleurement présente des grès grossiers de couleur rouge fortement fracturés. Les structures qui affectent cette dalle sont multiples. Une analyse détaillée des relations entre les microstructures

laisse apparaître l'existence des failles normales synlithification et un ensemble de microstructures associé à des jeux décrochants.

Les failles normales synlithification sont globalement orientées N120 à N130. Elles présentent des extensions métriques et sont associées à des rejets de l'ordre de quelques dizaines de centimètres qui s'amortissent très rapidement vers les extrémités des segments de failles. Les segments de failles sont reliés les uns aux autres par des zones de relais qui sont souvent affectées par des microstructures décrochantes (Fig. II.20.A, B). Ces microstructures s'organisent en deux familles de décrochements conjugués fragiles. Ces deux familles de failles de décrochement tardives, sont associées à deux directions de raccourcissement globalement Z1 NS et Z2 EW (Fig. II.20.A, B).

La gare de Comilog présente un affleurement d'ampélites du FB1, sur une trentaine de mètres, souvent perturbé par des niveaux de grès fins et grès grossiers. Une étude sédimentologique de cet affleurement est présentée dans la deuxième partie de ce chapitre. Nous nous contentons ici, de décrire les failles observées. Sur l'affleurement de la gare de Comilog, les ampélites sont affectées par des failles normales synsédimentaires de direction N130-120 à pendage 60°NE et 60°SW (Fig. II.21A et B).

Les mesures microstructurales au niveau de la dalle de Bagombe et de Mbouma montrent deux principales directions des failles et des fractures : N160-170 et N50. Le report des pôles des plans de failles normales synlithification illustre un allongement horizontal majeur X1 N70°E et un allongement horizontal secondaire X2 N150 (Fig. II.22A et B). Au niveau de la gare de Comilog, la projection des pôles des failles normales synlithification marque l'existence d'une direction d'allongement majeure X1 N50 (Fig. III.22C).

Les deux directions d'allongement X1 et X2 associées à la déformation dans le secteur de Moanda, traduisent le fonctionnement combiné des deux directions de failles subméridiennes et longitudinales dans la structuration du secteur de Moanda-Bagombe (Fig. III.22C). La direction d'allongement majeure X1 est associée au régime extensif marqué par un allongement horizontal N 70 probablement relié à l'activation de la faille de Mbouma. La direction d'allongement secondaire X2 N150, se rattache probablement à une extension locale liée au fonctionnement des failles de transfert N 180.

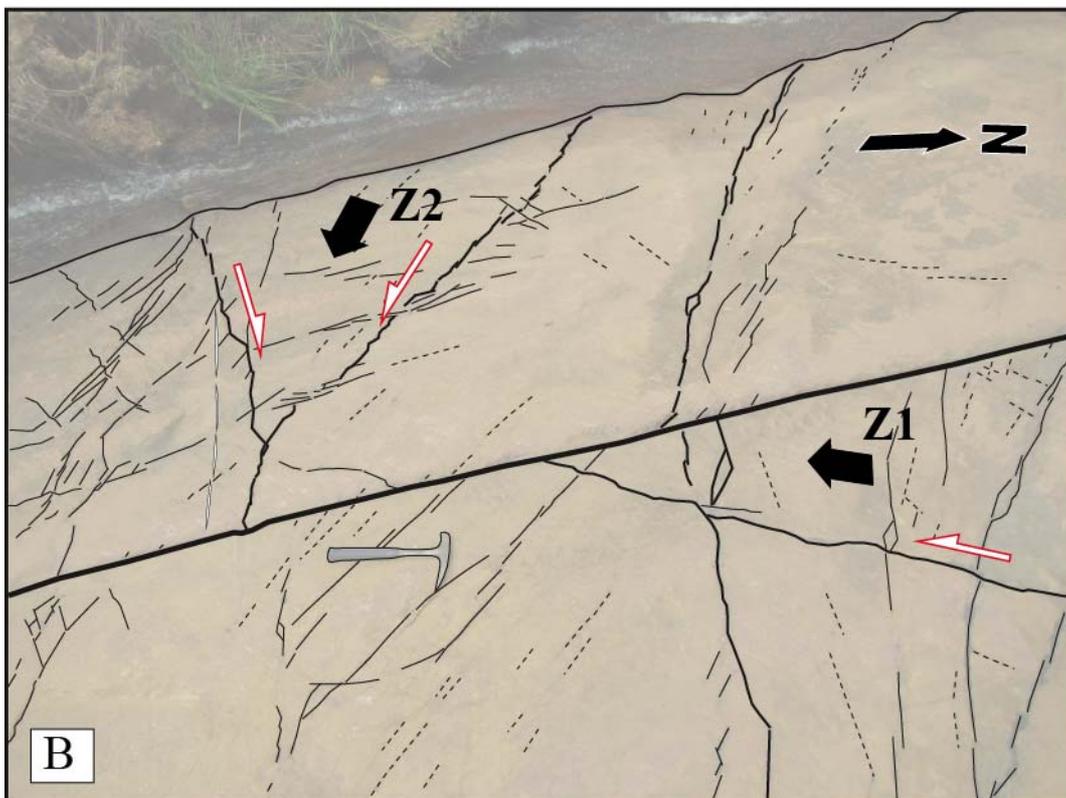


Figure II-20: (A) Photographie des microstructures de la dalle de Bagombe. (B) Interprétation de la photographie décrivant les microfractures. Z1 et Z2 représentent les directions de raccourcissements associés aux deux familles de failles.

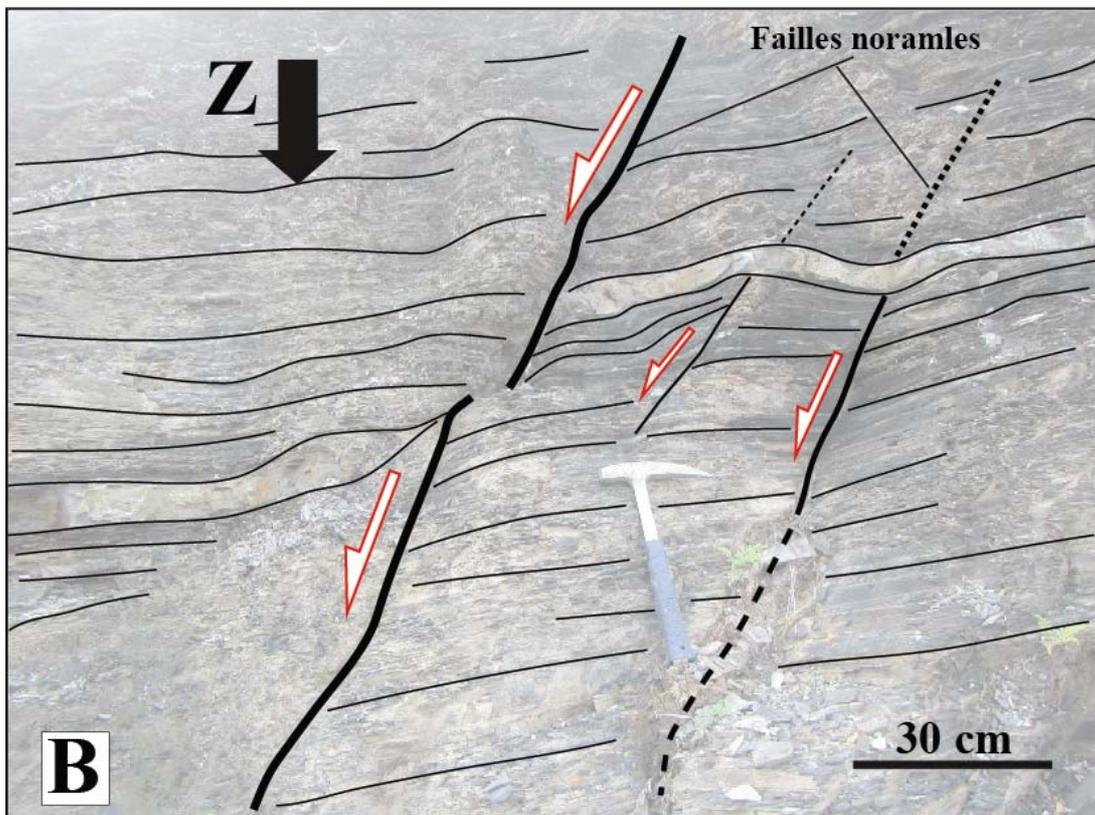
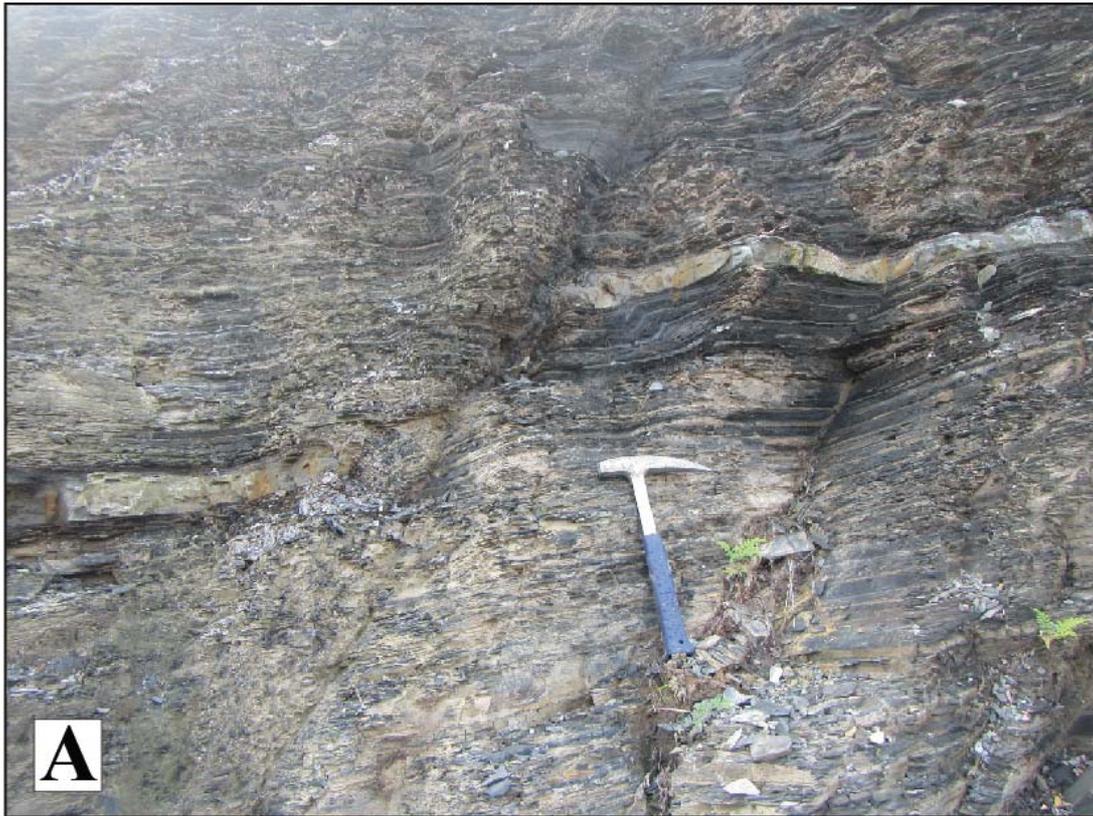


Figure II-21: (A) Photographie des failles normales synsédimentaires sur l’affleurement de la gare de Comilog. (B) interprétation de la photographie montrant le jeu des failles et le raccourcissement Z vertical.

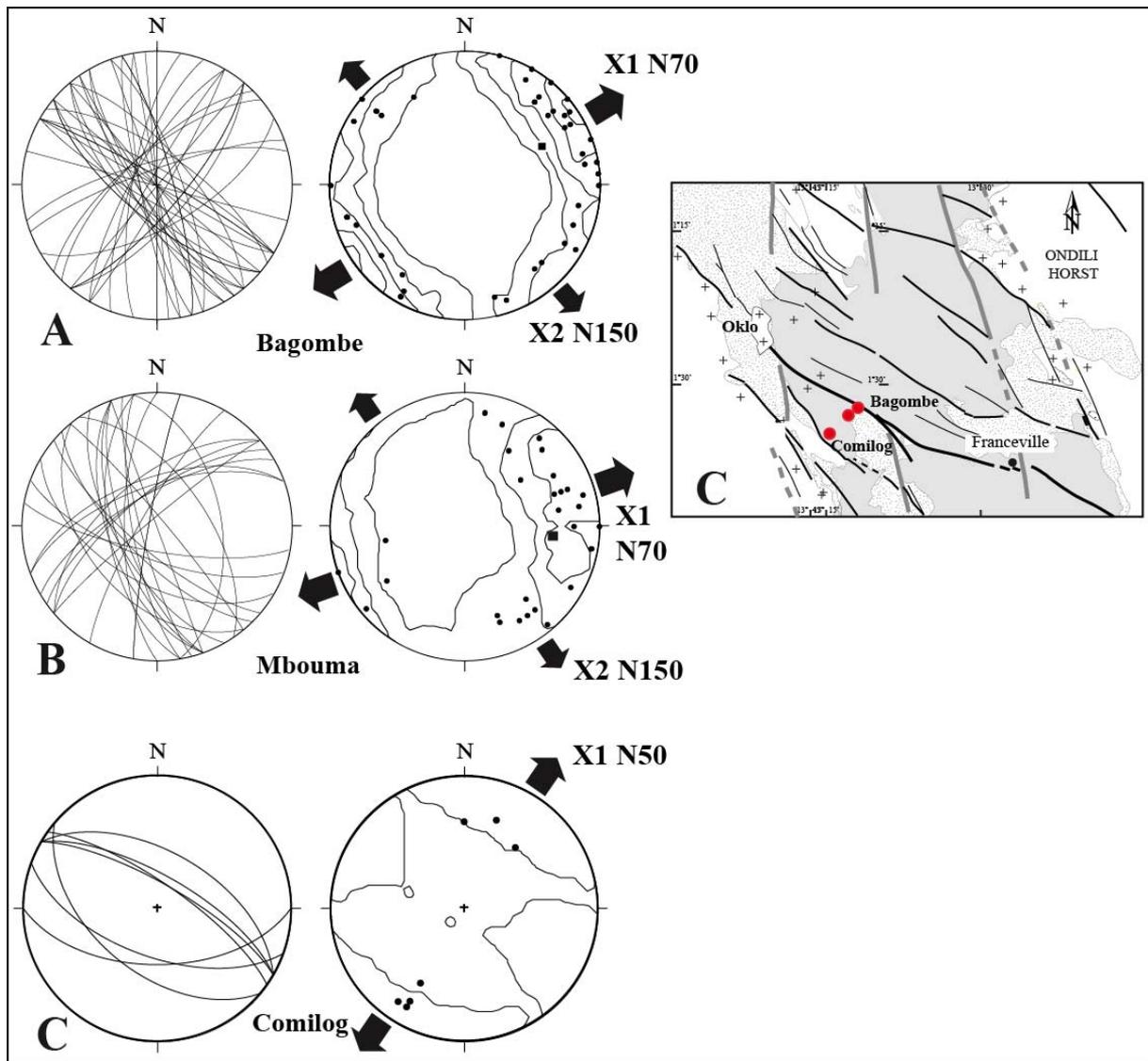
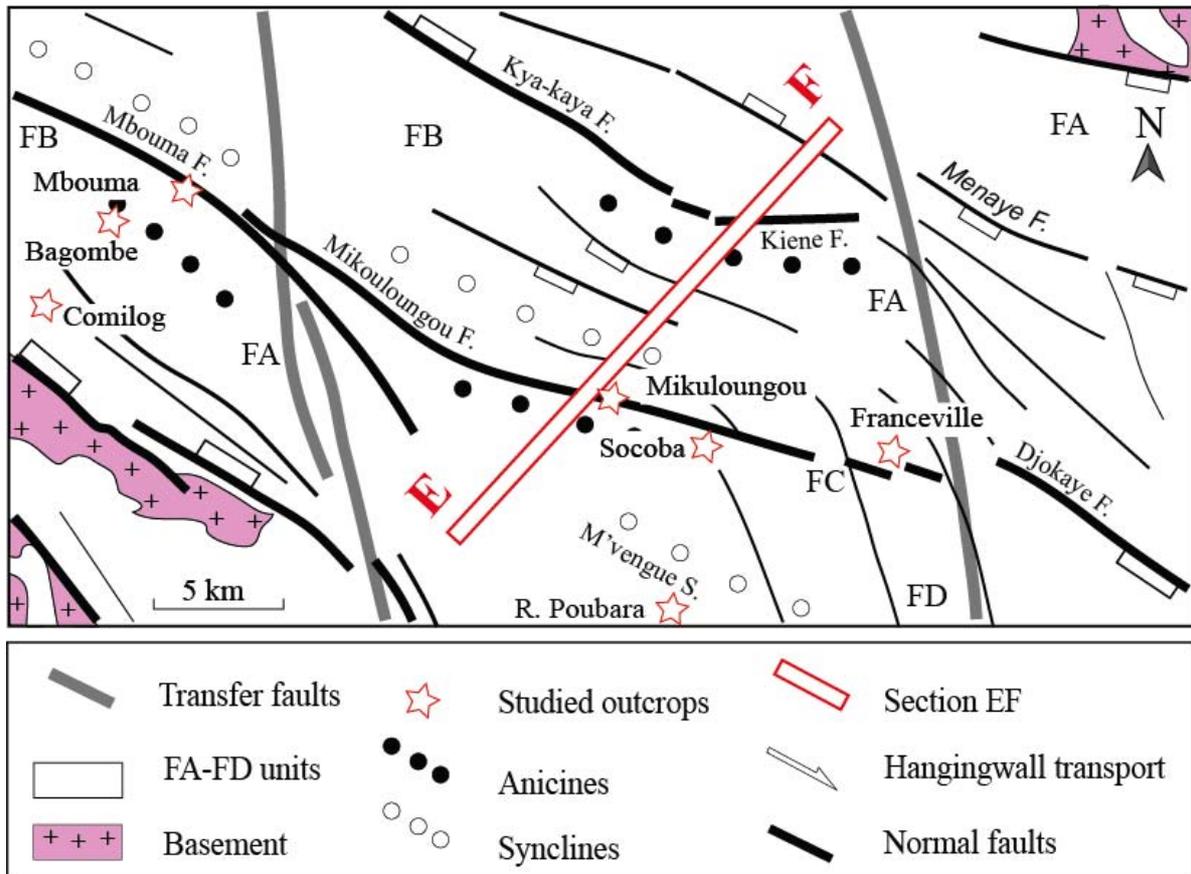


Figure II-22: Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Bagombe (A) et de Mbouma (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures Bagombe et Mbouma. X1 et X2 représentent respectivement les directions d'allongement majeur et secondaire.

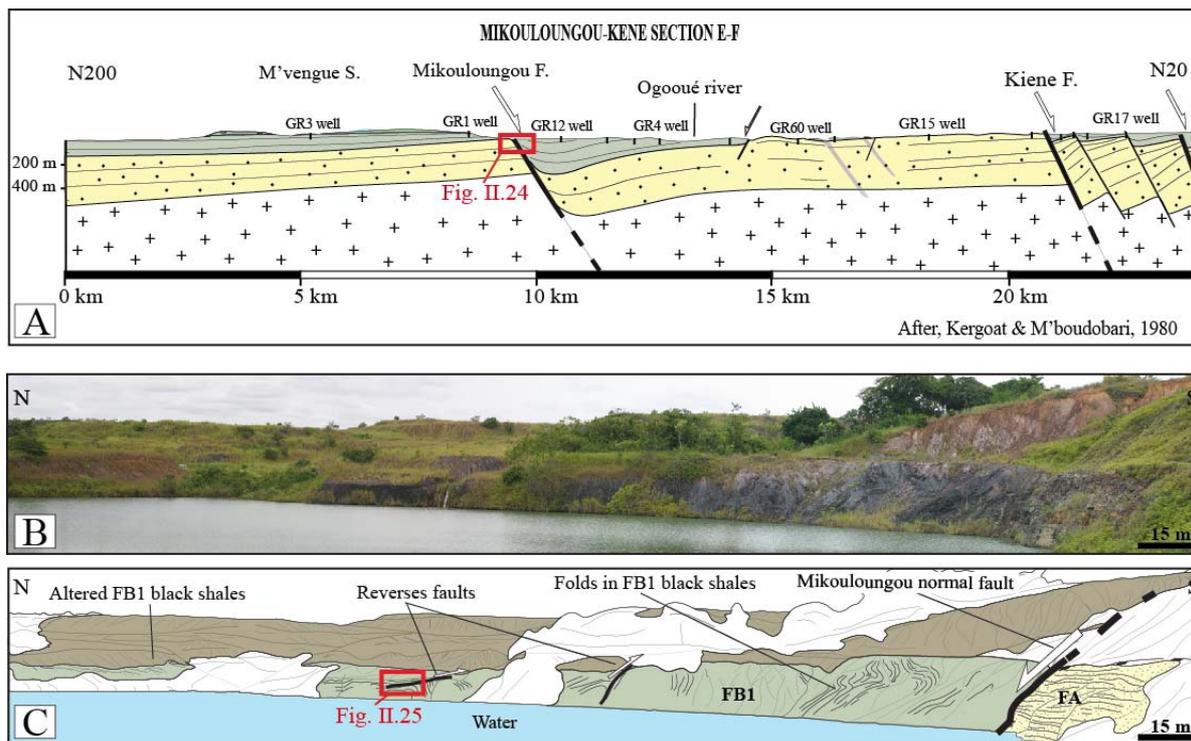
#### ❖ **Analyse du secteur Mikouloungou-Kiééné**

L'étude structurale du secteur de Mikouloungou-Kiééné a été réalisée grâce à la coupe régionale de Mikouloungou-Kiééné, et à l'analyse structurale des plans de failles et des microfractures effectuées dans la carrière de Mikouloungou et de Socoba (Fig. II.23).



*Figure II-23: Carte détaillée du secteur Moanda-Franceville indiquant la localisation de la coupe EB, la localisation des affleurements Bagombe, Mbouma, gare de comilog, Mikouloungou, Socoba, R. Poubara et de Franceville.*

La coupe de Mikouloungou-Kiééné (EF) a été redessinée à partir des rapports des campagnes Grandes Reconnaissances (GR) effectuée par la COGEMA en 1980. Cette coupe traverse le secteur Mikouloungou-Kiééné selon une orientation NNE-SSW (Fig. II.24A). Les formations FA, FB, FC sont affectées par de nombreuses failles normales à pendage nord. Ce secteur est principalement structuré par les failles de Mikouloungou et de Kiéné (Fig. II.24A), qui présentent des pendages vers le NNE. Les failles de Mikouloungou et de Kiéné sont associées à de nombreuses failles antithétiques et synthétiques (Fig. II.24A). Au sud de la faille de Mikouloungou, le socle et les formations FA-FB sont légèrement basculés vers le SW tandis qu'au nord, ces formations s'approfondissent brusquement au voisinage du synclinal de toit de Mikouloungou (Fig. II.24A). Au niveau de ce synclinal, les ampélites du FB peuvent atteindre des épaisseurs de l'ordre de 500 mètres (Fig. II.24A). Les formations FA et FB situées entre les failles de Mikouloungou et de Kiéné présentent un basculement général vers le SSW (Fig. II.24A). La faille de Kiéné et les failles synthétiques associées s'organisent en blocs extensifs qui contribuent à l'approfondissement du bassin vers le NNE, sous le synclinal de Yéyé (Fig. II.24A).



**Figure II-24: (A) Coupe régionale Mikouloungou-Kiééné montrant le socle, les formations FA et FB ainsi que les failles majeures de Mikouloungou et de Kiééné. (B) Panneau oriental de la carrière de Mikouloungou montrant la faille de Mikouloungou mettant en contact les grès du FA (en jaune) et les ampélites du FB (en vert). Plis et les failles inverses de direction N110 affectant les sédiments FB à Mikouloungou figure II.21).**

Les figures II.24B et C présentent la partie orientale de la carrière de Mikouloungou montrant la grande faille normale de Mikouloungou, les failles inverses et les plis décrits dans les ampélites du FB1. La faille de Mikouloungou (N110/70°NE) met en contact tectonique les grès FA et les ampélites FB1 (Fig. II.24B). Sur le flanc occidental de la carrière, les ampélites du FB1 situées dans le compartiment supérieur (synclinal de toit) de la faille de Mikouloungou montre une discordance progressive des plans de stratification  $S_0$  fortement basculés vers le NE (Ndongo et al., en cours de révision). Les déformations gravitaires associées à ces structures sont décrites dans la troisième partie de ce chapitre (Fig. 6, de l'article Ndongo et al.,). Plusieurs plis et failles inverses sont visibles dans la carrière de Mikouloungou (Fig. II.25A et B). Ces plis et failles inverses sont globalement orientés N110 et présentent donc la même direction que la faille N 110 de Mikouloungou. La figure II.25B, présente un pli dont la charnière et les flancs sont déformés par des failles inverses. La géométrie du pli et des failles inverses indique que le transport tectonique s'effectue vers le sud, à l'opposé du pendage de la faille majeure de Mikouloungou (Fig. II.25B).

L'étude microstructurale réalisée dans la carrière de Mikouloungou confirme l'orientation majeure des plans de failles normales synlithification selon la direction N110 parallèle à la direction la faille régionale de Mikouloungou (Fig. 26A). Le report des pôles des microfailles normales définit

un allongement horizontal N10 relié au régime extensif régional contrôlant la cinématique du bassin de Franceville.

Une étude tectonique détaillée de la carrière de Mikouloungou, (cf. Chap. II.C., Ndongo et al., en cours de révision) montre que l'ensemble des structures décrites dans cette carrière est relié à deux stades tectoniques : le premier stade tectonique, majeur, correspond au stade extensif associé à l'ouverture du bassin de Franceville. Ce stade est marqué par l'activation de la faille normale de Mikouloungou, par la mise en place d'une discordance progressive et par le développement des structures gravitaires au niveau des ampélites du FB (Ndongo et al., en cours de révision). Le second stade compressif postlithification et de faible amplitude est documenté par les failles inverses (Fig. 6 de l'article, Ndongo et al., en cours de révision).

La carrière de Socoba présente un affleurement des grès de Poubara de couleur grise foncée à noir et très silicifiés (FB2a), surmontés par des ampélites du FB2b (cf. Chap. II.C., Ndongo et al., en cours de révision). Les mesures microstructurales réalisées dans cette carrière montrent deux familles de microfailles normales respectivement de direction N110-130 (i.e. failles longitudinales du bassin ici peu représentées, Figure II.26.B) et de direction N170 (i.e. failles transverses du bassin ici bien représentées). Le report des pôles des microfailles normales synlithification met en évidence un allongement horizontal X1 N60 associé aux failles transverses N170 (Figure II.26.B).

Cette carrière est marquée par la présence d'épaisses fentes de tension associées à des méga-stylolites dont la description et les processus de formation sont discutés dans la troisième partie de ce chapitre, consacrée à l'étude des structures de surpression fluide.

### ❖ ***Secteur de M'vengue-Franceville***

L'étude structurale du secteur de M'vengue-Franceville a été réalisée à partir de la description de plusieurs affleurements sur la route de Poubara et dans la ville de Franceville. Nous nous contenterons de présenter les résultats obtenus sur un affleurement situé à 13 kilomètres de l'aéroport de M'vengue en direction de Poubara (Fig. II.27A, B) et sur l'affleurement de la place de l'Indépendance de Franceville (Fig. II.16).

La station de microtectonique de la Route de Poubara, présente un affleurement de grès moyens à fins à ciment argileux et très peu silicifié. Stratigraphiquement, ces grès sont associés à la formation des grès de Poubara (Parize et al., 2013). Les grès de la Route de Poubara sont affectés par plusieurs microfailles synlithification, caractérisées par des géométries onduleuses, par des variations brutales des déplacements, et par une absence de recristallisation de quartz et striations sur les miroirs. Les failles synlithification présentent une direction NS et sont associées à deux familles

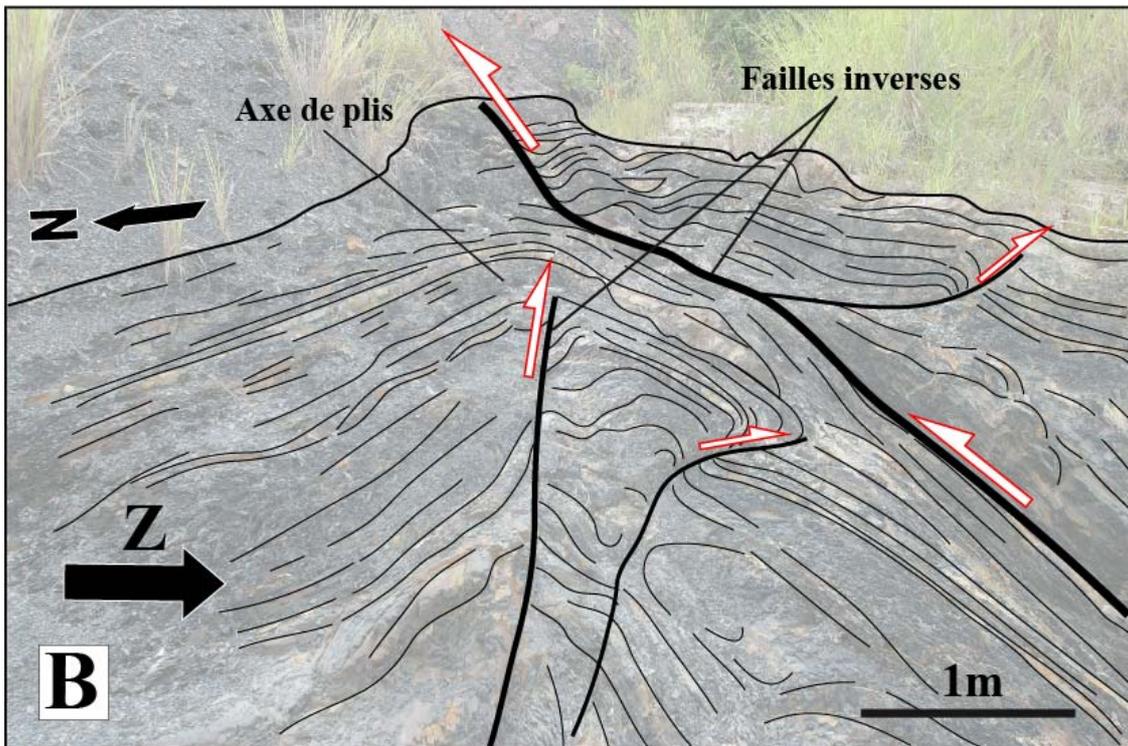
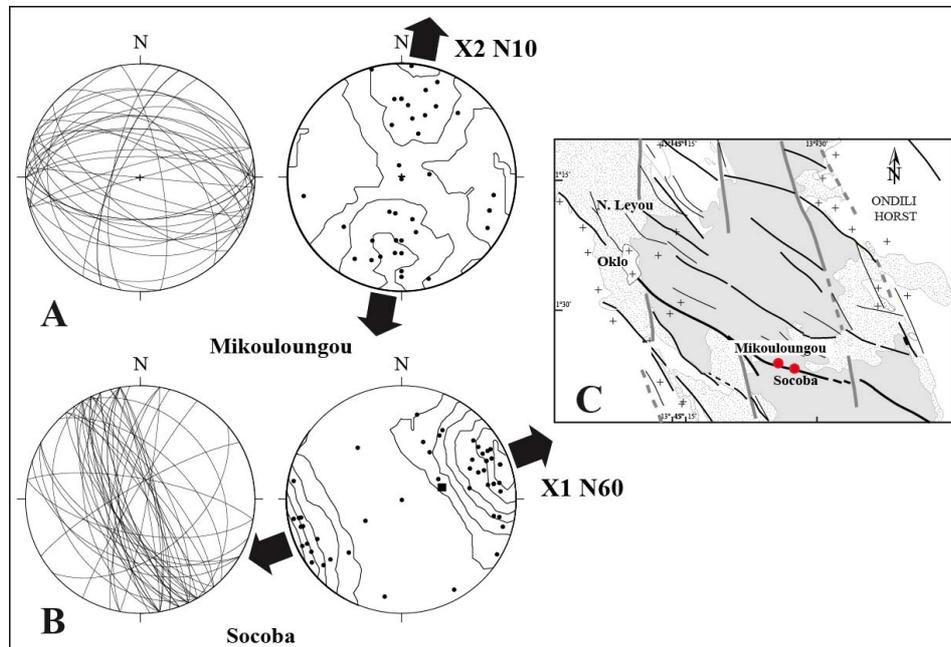


Figure II-25: (A) Photographie d'une charnière de pli déformée par des failles inverses dans la carrière Mikouloungou. (B) Interprétation de la photographie montrant la géométrie et cinématique des failles ainsi que la direction de raccourcissement.

principales de fentes de tensions remplies de quartz (Fig. II.27A et B). La première famille est formée par des fentes de tension parallèles à subparallèles, globalement orientées N90 à N110 (Fig. II.27A et B). La seconde famille de fentes de tension lenticulaires, disposées en échelon s'organise suivant la direction N170 (Fig. II.27A et B).



*Figure II-26: Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de mesures de Mikouloungou (A) et de Socoba (B). Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles et des directions d'allongements (à droite). (C) localisation des stations de mesures de Mikouloungou et de Socoba. X1 et X2 sont les directions d'allongement majeur et secondaire.*

L'analyse de la géométrie et de l'orientation des fentes de tension et des microfractures selon les critères de reconnaissance de Riedel indique que les fentes de tension en échelon s'organisent suivant un cisaillement senestre globalement orienté N170 (Fig. II.27B). Par contre les fentes de tension parallèles ne permettent pas de définir une direction de cisaillement particulière à l'aide des critères de Riedel. Toutefois, ces dernières fentes de tension apparaissent parallèles à la direction N110 de la faille de Mikouloungou et des filons de dolérites décrits par plusieurs auteurs dans le bassin de Franceville.

Les mesures microstructurales effectuées sur l'affleurement de la Route de Poubara montrent des fractures globalement N170-180 et N90-110, suivant les orientations respectives des deux familles de fentes de tension (Fig. II.27A). Les directions d'allongement respectives sont X1 N70 et X2 N170.

L'étude structurale au niveau de l'affleurement de la Route de Poubara montre que les fentes de tension N170 peuvent être associées au fonctionnement d'un décrochement senestre profond situé

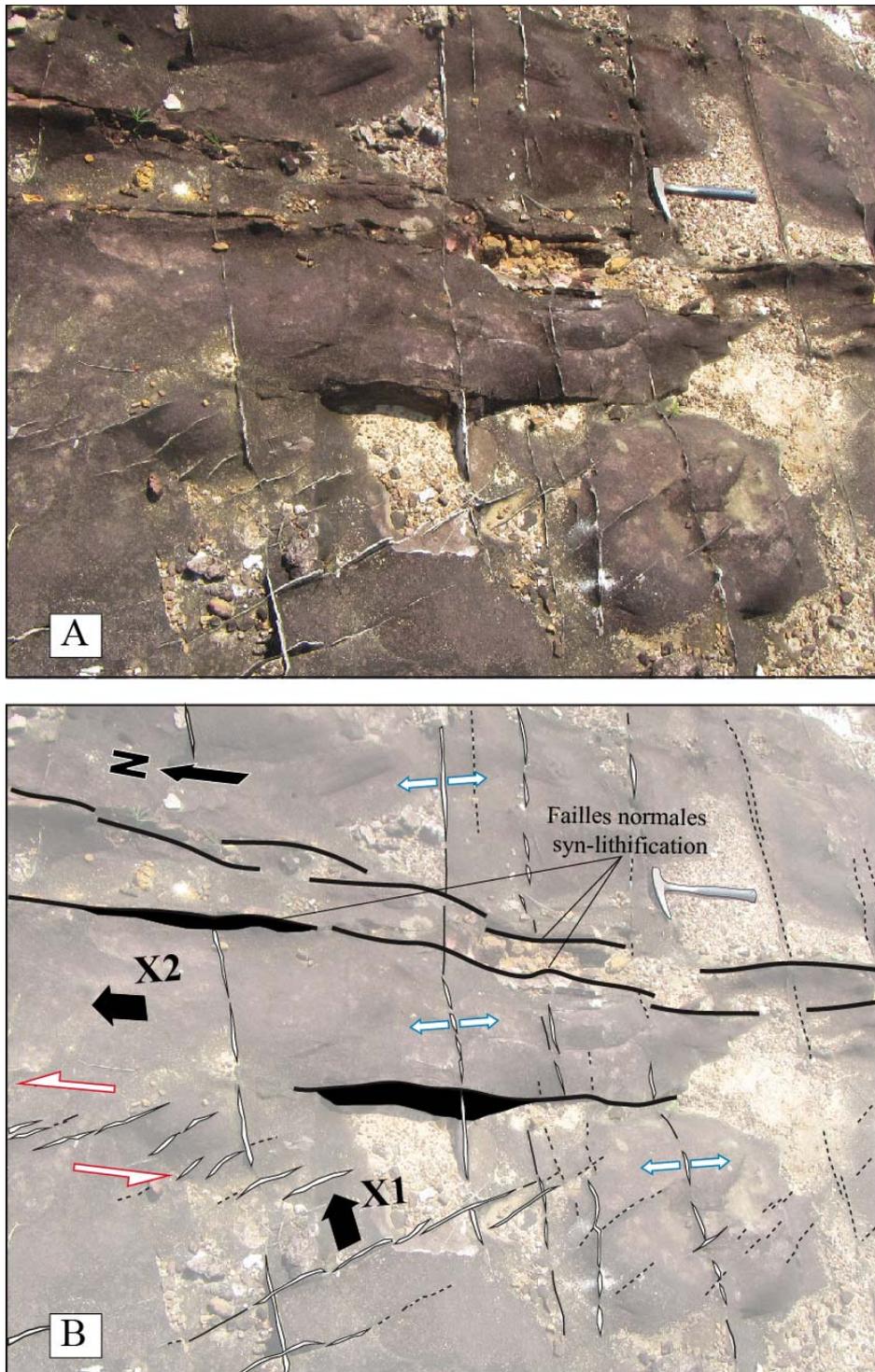
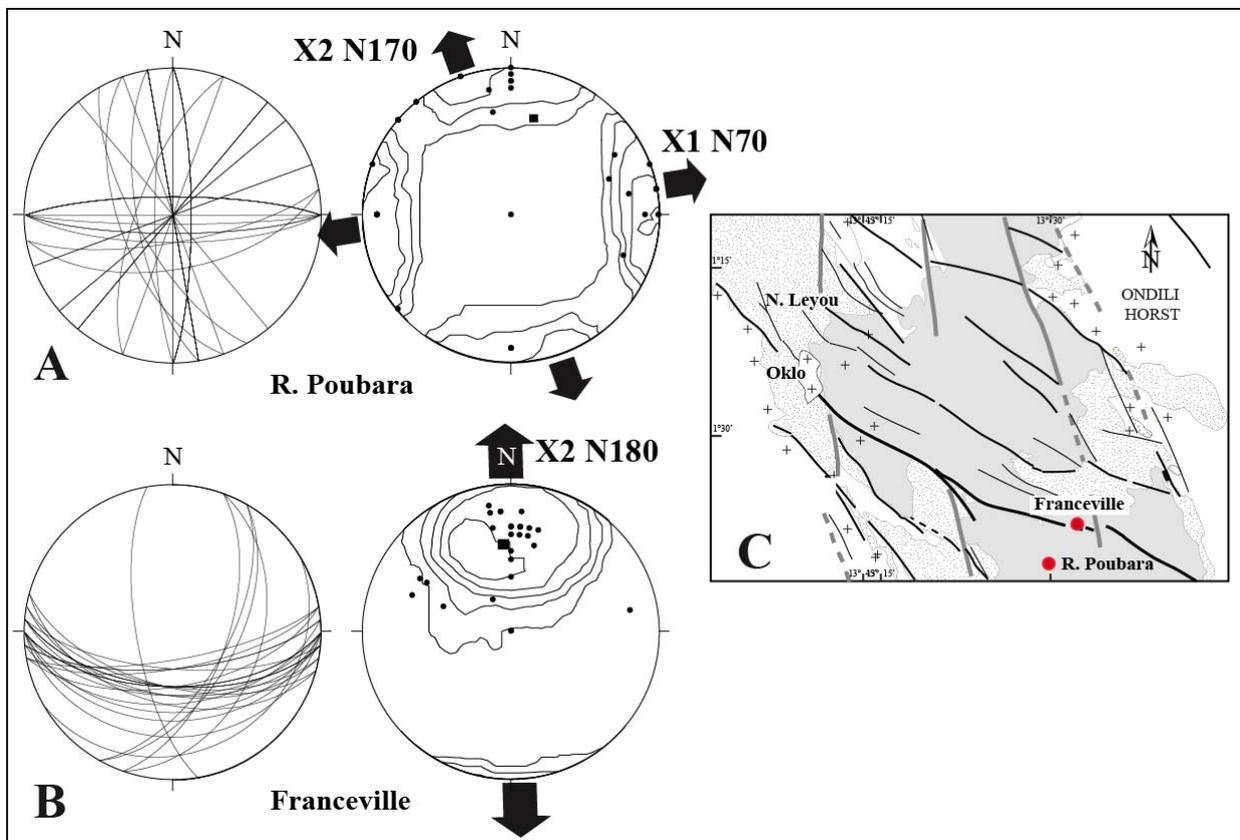


Figure II-27: (A) Photographie des microfailles normales synlithification et des fentes de tension de la route de Poubara. (B) interprétation de la photographie montrant les directions des deux familles de fentes de tension, en bleu et en rouge, les microfailles synlithification reliées à deux directions d'allongement horizontales X1 N70 et X2 N170.

dans le secteur de M'vengue-Franceville, probablement la faille d'Andjogo (Fig. II.13). Les fentes de tension parallèles N90-110 peuvent être reliées à la phase extensive responsable de l'activation de la faille de Mikouloungou ou de l'évènement tardif associé à la mise en place des filons de dolérites (Thieblemont et al., 2009). L'affleurement de Franceville est principalement constitué par des ampélites du FB1 qui sont structurées par quelques failles et dykes orientées N170 à pendage 70°W et par de nombreuses microfailles et failles normales orientées N100-N110 à pendage 50°S (Fig. II.28B). Le régime de déformation associé indique que la structuration au niveau de l'affleurement de Franceville se fait suivant une direction d'allongement horizontal X2 N180 (Fig. II.28B). Cet allongement nord-sud est relié aux déformations extensives locales traduisant le jeu des failles transverses NS (i.e. héritage archéen).



*Figure II-28: Schéma montrant les résultats de l'analyse microstructurale des stations de Route de Poubara et de mesures de Franceville (B) Projection sur un canevas de Schmidt des plans de failles (à gauche) et représentation des pôles des failles (à droite). (C) localisation des stations de mesures de Route Poubara et Franceville. X1 et X2 représentent les directions d'allongement majeur et secondaire du bassin.*

### *II.A.2.3 Schéma structural paléoprotérozoïque du bassin de Franceville : déformations et cinématique*

L'étude structurale de différents secteurs du bassin de Franceville met en évidence deux directions majeures structurant le bassin, représentées par les failles subméridiennes orientées N170-180 et par les failles longitudinales N110 à N130. L'analyse des coupes régionales montre que la partie occidentale du bassin est structurée par des failles normales longitudinales N110 à N130, qui sont à l'origine de la déformation en blocs extensifs du bassin de Franceville et de son approfondissement vers le NE. Les demi-grabens sont segmentés par les failles transverses nord-sud qui correspondent à la réactivation de la déformation héritée archéenne (système de failles Est Gabon, Figures II.1, 2, 3 II.13) La prépondérance de ces deux types de faille au cours de l'évolution du bassin de Franceville est confirmée par la description des affleurements dans plusieurs secteurs du bassin (Oklo, Bagombe, Mikouloungou, Route Poubara, Figs. II.16, 20, 24, 29). L'analyse structurale et microtectonique met en évidence—des failles normales synsédimentaires à synlithification dans la carrière de Mikouloungou et au niveau de la gare de Comilog (Figure II.22C, 26A), mais également de nombreuses microfailles et fractures qui semblent être liées au jeu des failles transverses nord-sud dans les secteurs de Moanda-Bagombe et de M'vengue-Franceville.

Grâce aux analyses microstructurales effectuées au niveau des affleurements de Nord-Leyou, Oklo, de Bagombe, de Mbouma, de Mikouloungou, ou encore de R. Poubara, de Socoba et de Franceville, il est possible de caractériser les régimes de déformation extensifs responsables de l'activation des failles transverses N170-N180 ainsi que de l'initiation et de l'évolution des failles normales longitudinales N110-130 (Fig. II.29). La mise en place des failles normales longitudinales est reliée à un étirement globalement orienté N50-70°E, responsable de la phase d'ouverture du bassin de Franceville. Par contre l'activation des failles transverses nord-sud est marquée par un régime extensif à l'allongement N170-180 (Fig. II.29). La figure II.30 présente une synthèse du schéma structural montrant les régimes de déformation des différents secteurs étudiés. Le régime extensif régional lié à l'allongement N50-70 contrôle le déplacement normal des failles longitudinales N110-130 structurant le bassin de Franceville. Par contre, les régimes extensifs à allongement N170-180 sont plus locaux, en relation avec les déplacements extensifs au niveau des zones de transfert, associée aux failles transverses nord-sud segmentant le bassin (Fig. II.30).

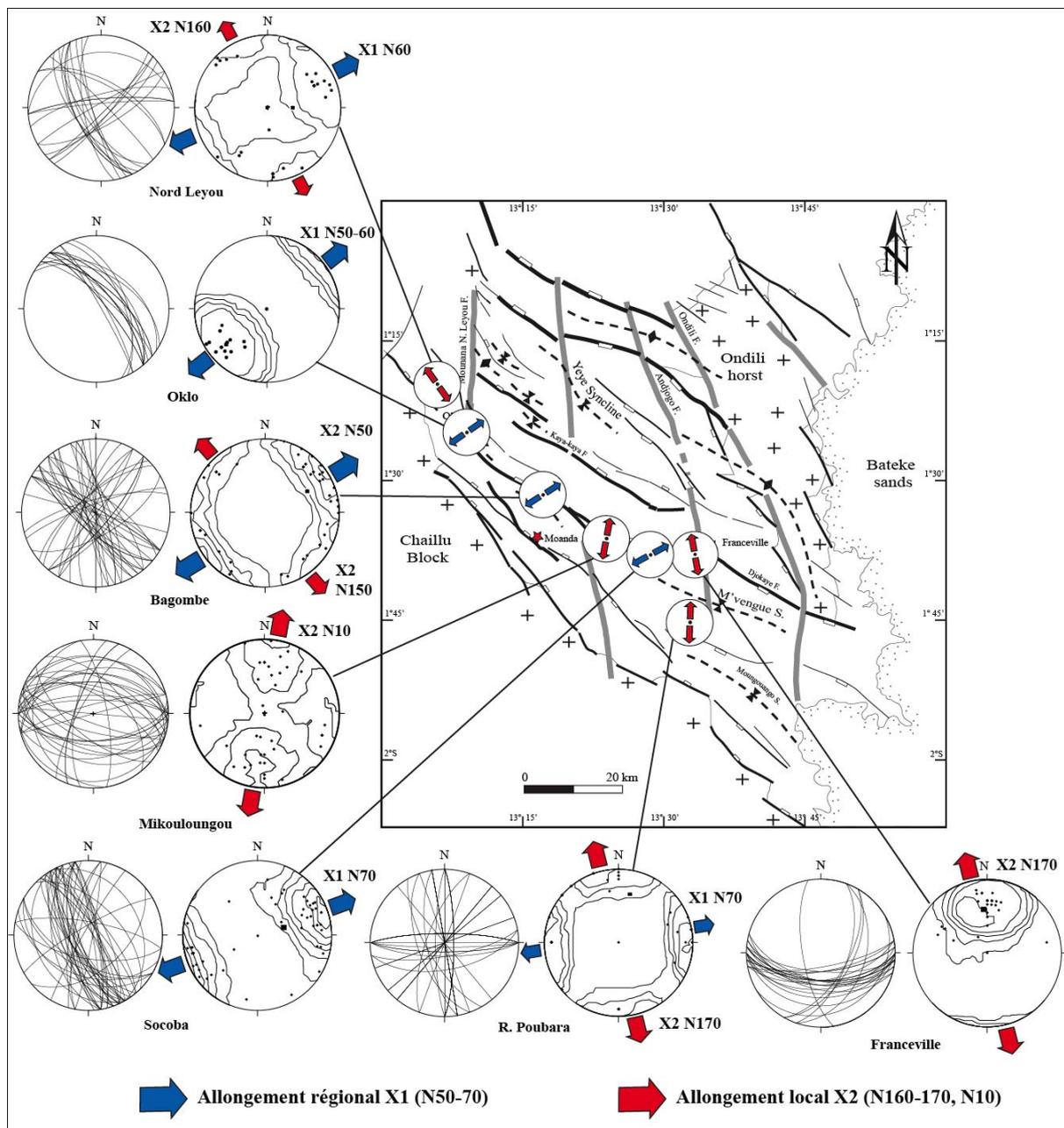


Figure II-29: Synthèse de l'étude microstructurale du bassin montrant les stéréogrammes et les régimes de déformation associés.

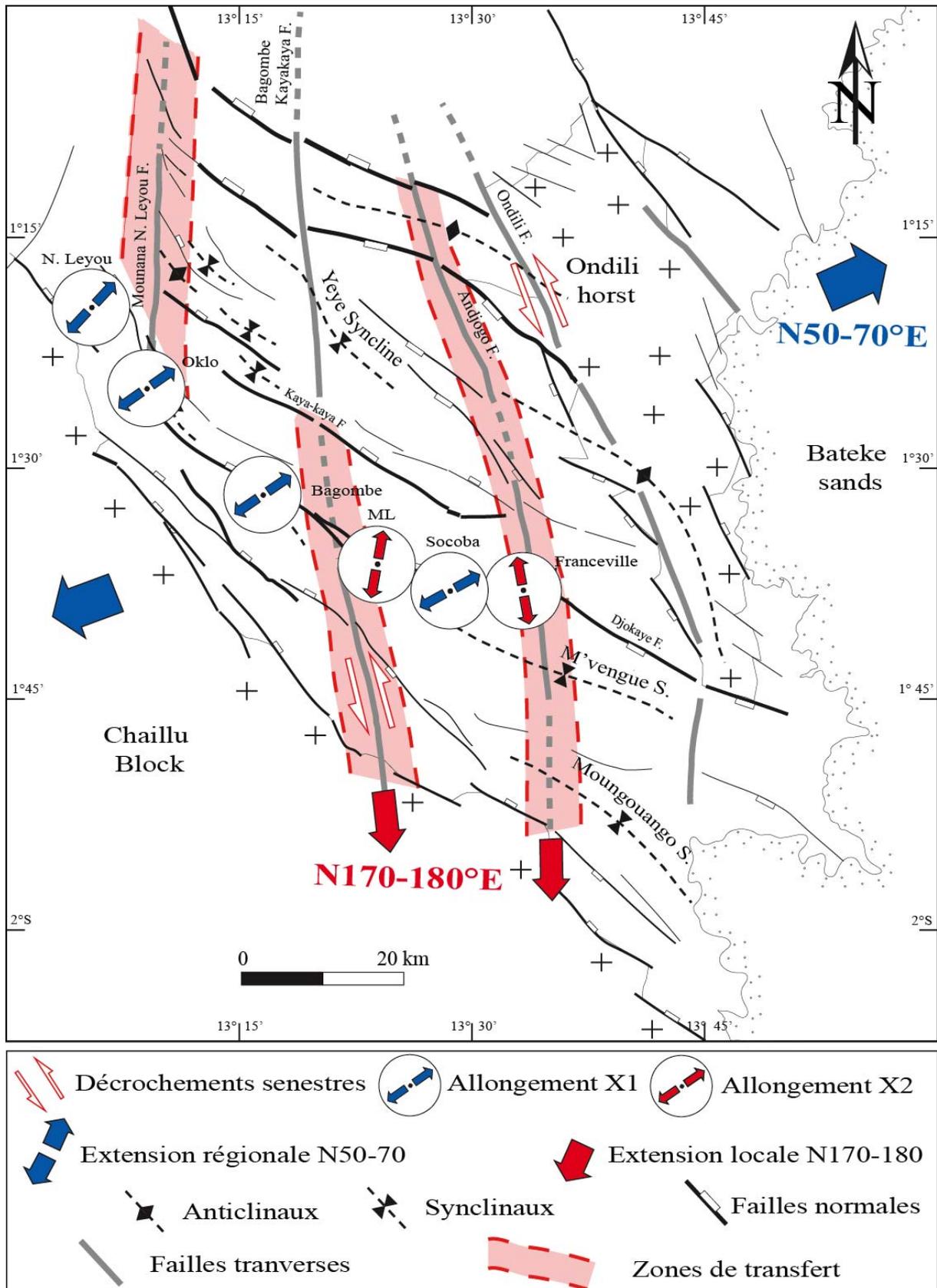


Figure II-30: Schéma structural montrant les subméridiennes N170-N180, failles normales longitudinales N110-N120, les directions d'étirements associées à la mise en place des failles normales longitudinales N110-120 et des failles transverses nord-sud structurant au paléoprotérozoïque le bassin de Franceville.

### II.A.2.4 Carte structurale actualisée du bassin de Franceville

La compilation des résultats obtenus au cours de cette thèse, les données cartographiques et géophysiques préexistantes, permet de proposer une carte structurale actualisée du bassin de Franceville et de réinterpréter les interactions entre les failles transverses N170-180 et les failles en échelons N45 associées et les failles normales longitudinales N110-120.

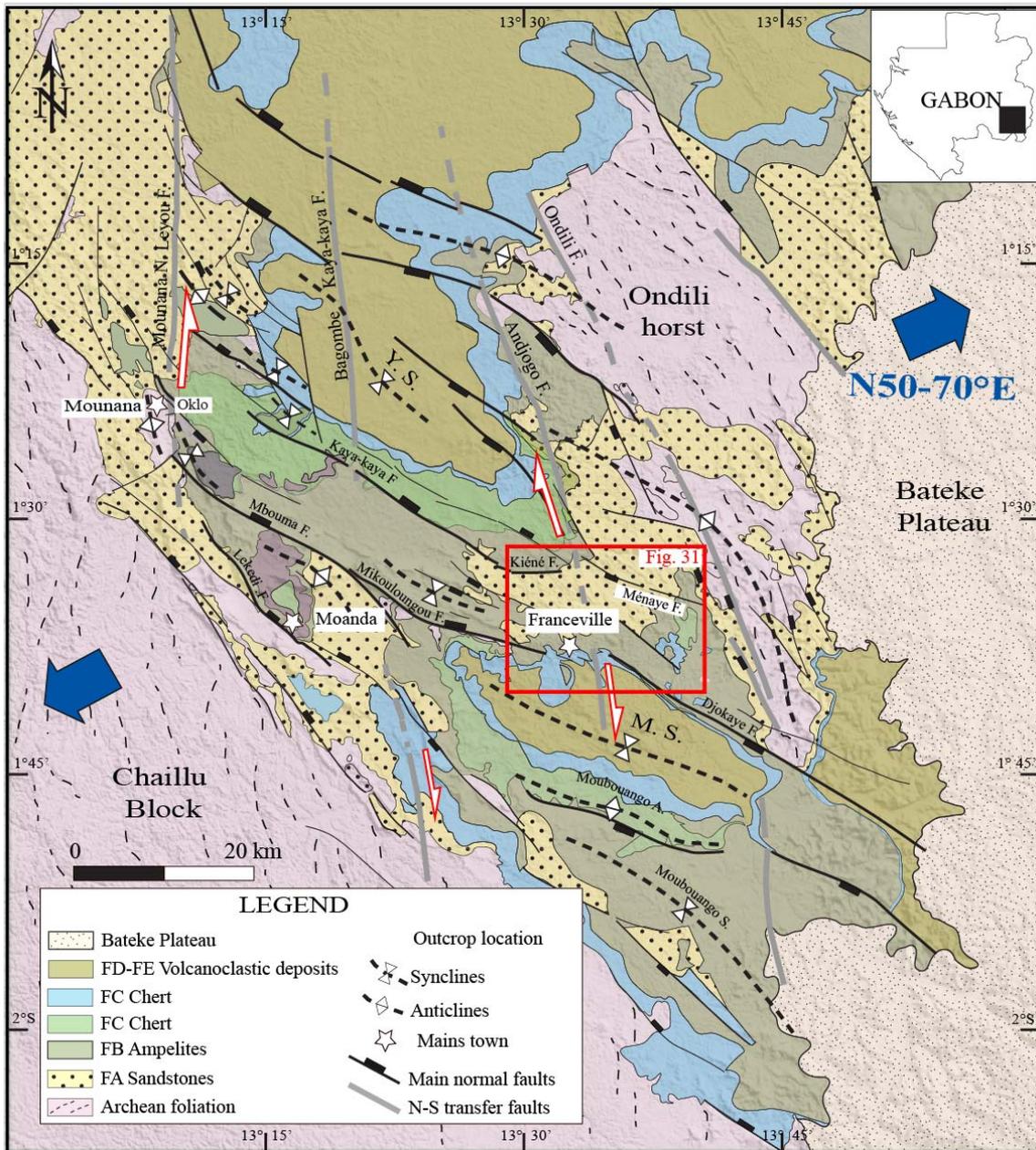


Figure II-31: Carte structurale du bassin de Franceville (Modifiée d'après Bouton et al., 2009), montrant les principales unités géologiques du bassin de Franceville, les failles de transfert N170-180, les failles longitudinales N110-120, les anticlinaux de mur et les synclinaux de toit. Elle présente aussi la direction d'allongement majeure du bassin (N50-70°E et les directions d'éirement associées aux failles transverses.

### ❖ **Les failles subméridiennes N170-N180**

Les failles subméridiennes décrites dans le bassin de Franceville sont représentées par la faille d'Ondili, la faille d'Andjogo, la faille de Kaya-kaya-Bangombe, et la faille Mounana-Nord-Leyou (Fig. II.31).

**La faille d'Ondili** traverse du nord au sud la bordure orientale du bassin, au niveau du horst d'Ondili. Cette faille profonde, visible grâce aux données airmag (Fig. II.1B) est marquée en surface par un ensemble de failles normales en échelon, d'orientation globale N145 à N160/SE. Les failles normales en échelon liées à la grande faille d'Ondili s'observent particulièrement bien dans le secteur de Menaye-Djokaye (Fig. II.31).

**La faille d'Andjogo** semble être associée à un mouvement vertical dans les secteurs de Kiéne et d'Andjogo, où elle s'associe à des failles normales en échelon pour provoquer l'effondrement de la partie nord du bassin, au niveau du synclinal de Yéyé (Fig. II.31). Au sud du bassin de Franceville, la faille d'Andjogo contrôle un changement de pendage entre la faille de Mikouloungou à pendage nord et la faille de Djokaye à pendage sud (Fig. II.31). Plus au sud, la faille d'Andjogo s'amortit sous le synclinal de M'vengue (Fig. II.31).

**La faille de Kaya-Kaya-Bangombe** passe sous le synclinal de Yéyé au nord, traverse la zone de Kaya-kaya pour arriver au niveau du secteur de Bangombe au niveau de la zone de relai entre les failles de Mbouma et de Mikouloungou (Fig. II.31). Elle se prolonge ensuite sous la zone de SUCAF avant de s'enfoncer dans le socle granitique du massif du Chaillu (Fig. II.31). Son contrôle sur les formations superficielles (FC - FD), dans le secteur de Kaya-kaya est difficile à observer. Par contre, cette structure semble jouer un rôle dans la zone de relai des failles de Mbouma et de Mikouloungou.

**La faille de Mounana-Nord-Leyou** est située sur la bordure occidentale du bassin de Franceville (Fig. II.31). Comme la faille d'Ondili, cette faille est marquée en surface par un réseau de failles normales en échelon, d'orientation N145/NE (Fig. II.31). Au nord du bassin, la faille de Mounana-Nord-Leyou contrôle l'effondrement et l'approfondissement vers l'est du bassin dans le secteur Yéyé (Fig. II.31). Vers le sud, dans le secteur Mounana-Lekedi, elle s'associe aux failles longitudinales pour engendrer un redressement de l'ordre de 40 à 60° degrés, vers l'Est des formations (FA et FB) et favorise la mise en place du synclinal Mounana-Lekedi (Fig. II.31).

Les failles N145-150 n'existent qu'au voisinage des failles transverses. Ces failles apparaissent aussi au centre du bassin, notamment sur le synclinal de M'vengue et le secteur Mikouloungou-Kiéne-Franceville, où elles présentent parfois une direction rotationnelle à proximité de la faille subméridienne d'Andjogo (Fig. II.31). La distribution des failles normales en échelon se superpose

très bien avec la direction des grandes failles subméridiennes d'Ondili, d'Andjogo ou de Mounana-Nord-Leyou (Fig. II.31). Il semble donc que la formation des failles en échelon constitue une des manifestations superficielles des failles de transfert N170-N180.

### ❖ ***Faille subméridienne et héritage structural***

Dans le bassin de Franceville, les failles subméridiennes sont associées à des accidents archéens profonds qui déforment la couverture sédimentaire en surface. A l'échelle régionale, l'ensemble de ces failles se rattache à la grande faille Est Gabon décrite par Thiéblemont et al. (2009, Fig. II.1, 2 et 3). Cette faille majeure est située au nord du bassin de Lastourville et constitue la bordure occidentale du bassin d'Okondja (Fig. II.1, 2, et 3). Tout comme les failles subméridiennes du bassin de Franceville, la faille Est-Gabon s'enracine dans le socle archéen et se connecte au grand décrochement archéen de Nikang-Mekogo qui structure le massif Nord-Gabon (Fig. II.1, 2 et 3). La faille Nikang-Mékogo est une structure profonde du socle archéen du massif Nord-Gabon qui est donc associée à la structuration archéenne et paléoprotérozoïque du domaine orogénique de l'Ogooué (Feybesse et al., 1998). Plusieurs études menées sur le domaine orogénique de l'Ogooué et sur les massifs granitiques archéens du Chaillu et Nord-Gabon, prouvent l'existence d'une tectonique archéenne associée à des décrochements, et réactivée pendant les orogènes Eburnéenne et pré-Eburnéenne (Feybesse et al., 1998 ; Mayaga-Mikolo, 1997; Thiéblemont et al., 2009). Les failles N170-N180 du bassin de Franceville sont des structures héritées archéennes qui sont réactivées en faille de transfert pendant l'ouverture et l'évolution du bassin de Franceville.

### ❖ ***Les failles longitudinales N110-120.***

Les failles normales longitudinales sont globalement orientées suivant la direction majeure N110-120 du bassin de Franceville (Fig. II.31). Elles peuvent être réparties en deux familles principales, en fonction de la valeur du rejet vertical, de la taille relative des failles et de leur importance dans la structuration du bassin. Il y a d'une part les failles bordières et d'autre part, les failles intra-bassin.

Les failles bordières apparaissent au niveau des bordures du bassin, sur le socle du massif du Chaillu à l'ouest et sur le horst d'Ondili à l'est (Fig. II.31). Ces failles présentent des orientations comprises entre N100° à N140° et sont associées à de faibles rejets verticaux (Fig. II.27). Du fait de leurs faibles rejets verticaux, les failles bordières délimitent des petites dépressions remplies par des dépôts du FA (Fig. II. 31).

Le deuxième groupe de failles est représenté par les failles longitudinales intra-bassins. Il s'agit des grandes failles normales de direction N110-120—à pendages NE ou SW. Ces failles sont

généralement associées à des anticlinaux de mur et à des synclinaux de toit synsédimentaire dont les axes sont parallèles à la direction des failles normales associées (Fig. II.31). Ces failles sont par exemple représentées par la faille de Yéyé-Kaya-kaya, par les failles de Mbouma, de Mikouloungou, de Lékédi ou encore par la faille de Djokaye (Fig. II.31).

**La faille de Yéyé-Kaya-kaya** s'étend du secteur Sud-Leyou à la zone de Kiéné. Cette faille normale d'orientation N120 à pendage NE présente un rejet vertical de l'ordre de 800 mètres (Gauthier-Lafaye, 1986) et met en contact les grès du FA aux ampélites du FB. Cette faille est associée à un anticlinal de mur et à un probable synclinal de toit (Fig. II.31). La faille de Yéyé-kaya-kaya est en partie responsable de la formation du grand graben qui contient le synclinal de Yéyé (Fig. II.31).

**Les failles de Mbouma et de Mikouloungou** sont deux grandes failles en relais qui traversent le bassin de Franceville d'Ouest en Est, sur une cinquantaine de kilomètres (Fig. II.31). Elles sont orientées N110 à pendage 50-70NE et présentent respectivement des rejets verticaux de l'ordre de 800 mètres et 600 mètres (Gauthier-Lafaye, 1986). Les anticlinaux de mur associés à ces deux failles sont représentés par l'anticlinal de Bangombe pour la première et l'anticlinal de Mikouloungou pour la seconde (Fig. II.31). Les deux failles sont associées à un large synclinal de toit, représenté par la dépression qui sépare les secteurs de Bagombe et Mikouloungou des secteurs de Yéyé-Kaya-kaya et de Kiéné (Fig. II.31).

**La faille de Lekedi** est une faille normale d'orientation N130/à pendage NE située sur la bordure occidentale du bassin de Franceville (Fig. II.31). Elle constitue la limite occidentale du plateau manganésifère de Bangombe (Fig. II.31). Cette faille est probablement, en partie responsable du basculement vers le SW du secteur de Moanda et de la formation de l'anticlinal de Bagombe (Fig. II.31).

**La faille de Djokaye** montre une orientation N120 et un pendage au SW, donc opposé au pendage général de toutes les failles intra-bassins décrites précédemment. La faille de Djokaye met en contact structural la formation du FB et le socle archéen du horst d'Ondili. Comme les autres failles intra-bassins, la faille de Djokaye est également associée à l'existence d'un anticlinal de mur (voussure de Djokaye, Gauthier-Lafaye, 1986) et d'un synclinal de toit représenté par le synclinal de M'vengue (Fig. II.31).

### ❖ ***Plis et failles normales dans le bassin de Franceville***

L'analyse structurale du bassin de Franceville montre que les failles longitudinales N110-120 sont souvent associées à des anticlinaux de mur et des synclinaux de toit. Ceci s'observe

particulièrement bien le long des grandes failles intra-bassins de Mboouma, de Mikouloungou, dans la zone de Kiéné et le long de la faille de Djokaye (Fig. II.31). Les failles de Mboouma et de Mikouloungou sont respectivement reliées à l'anticlinal de Bagombe et au mont Mikouloungou. Elles s'associent pour former un large synclinal de toit entre le secteur de Bagombe-Mikouloungou et les secteurs de Yéyé-Kaya-kaya et de Kiéné (Fig. II.31). Les failles de Kiéné et de Kaya-kaya sont reliées à l'anticlinal de Kiéné et au synclinal de Yéyé tandis que la faille de Djokaye est associée au synclinal de M'vengue (Fig. II. 31).

La formation de ces structures plissées a souvent été reliée à l'activité des décrochements sénestres des failles méridiennes ce qui est faux (Gauthier-Lafaye, 1977 ; Azzibrouck, 1986), ou à une compression tardive N 50°E, survenue dans le bassin après la phase d'ouverture initiale (ce qui est faux aussi Pambo, 2006). Cependant, plusieurs études menées dans les bassins sédimentaires mettent en évidence des structures plissées associées à la propagation des failles normales (Schlische, 1995 ; Withjack et al., 2002 ; Khalil et al., 2002). L'ensemble de ces études montre que la propagation des failles normales sous la couverture sédimentaire est à l'origine du développement des structures anticlinales au niveau du compartiment inférieur des failles normales et des bassins synclinaux ou synclinaux de toit au niveau des compartiments supérieurs des failles normales. La mise en place des structures plissées du bassin de Franceville peut donc être rattachée au fonctionnement syn-sédimentaire des failles normales intra-bassins.

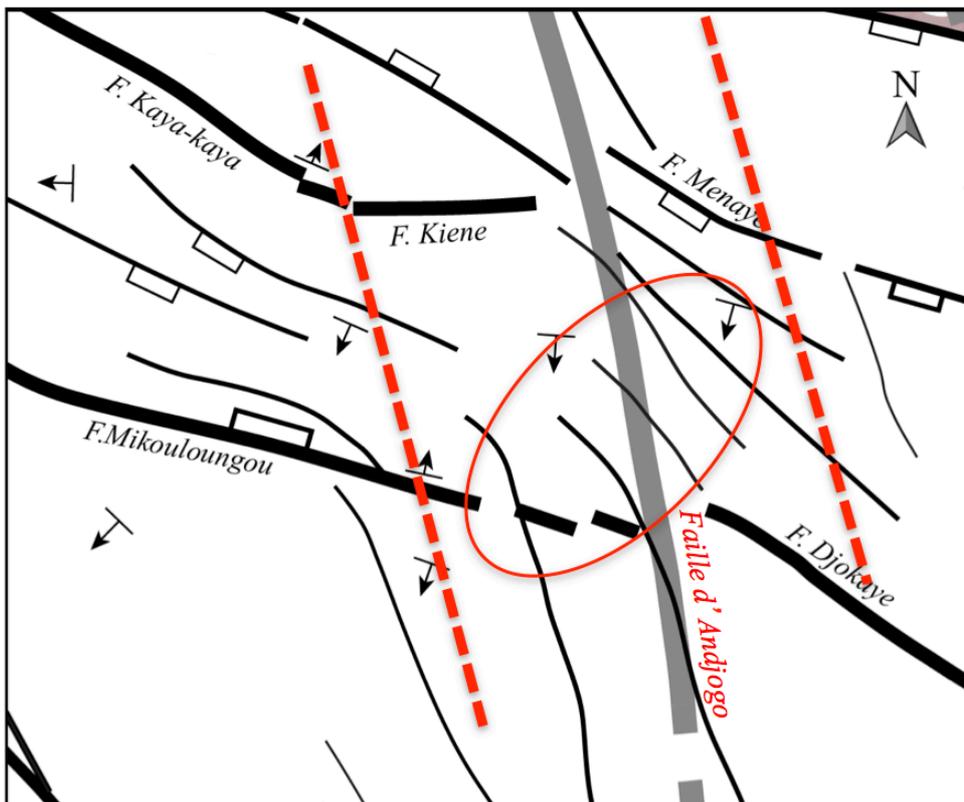
#### ❖ ***Déformation rotationnelle et twist zone***

L'analyse des interactions entre les failles subméridiennes et les failles longitudinales du bassin de Franceville révèle des variations de pendages des failles normales, dans plusieurs secteurs du bassin (Fig. II.31).

Dans le secteur de Franceville, les pendages des failles de Mikouloungou N110 à pendage 70NE et de la faille de Djokaye N130 à pendage vers le SW sont opposés de part et d'autre de la faille subméridienne d'Andjogo (Fig. II.32). Les variations de pendage se localisent essentiellement au niveau des intersections entre les failles normales intra-bassins et les failles de transfert N170-180 (i.e. twist zones ; Fig. II.32). Ce type de structuration est comparable aux twist zones décrites par Colletta et al. (1988), dans le rift de Suez (Fig. II.11) et qui résultent du transfert et de la segmentation de la déformation extensive des failles normales par les failles de transfert.

### II.A.3 Synthèse sur la structuration du bassin de Franceville

L'étude structurale montre que le bassin de Franceville se caractérise par deux familles de failles : les failles subméridiennes N170-N180 et les failles longitudinales N110-120. Les failles subméridiennes sont des structures héritées archéennes, décrites dans le domaine orogénique de l'Ogooué et dans le massif Nord-Gabon (Figs II.1, 2, et 3). Ces failles N170-180 profondément enracinées dans le socle archéen sont réactivées en failles de transfert au cours de l'ouverture du bassin de Franceville et s'expriment en surface par un réseau de microfailles et microfractures au niveau des affleurements de Bagombe et de R. Poubara. Les failles subméridiennes jouent le rôle de failles de transfert en contrôlant la compartimentation du bassin de Franceville en plusieurs zones montrant des failles normales à pendages opposés (i.e. twist zones).



*Figure II-32: Faille transverse N170 (i.e. Twist-zone) marquée par la mise en place de failles normales N150 (réactivation de la fabrique archéenne) se raccordant aux failles normales longitudinales N110-120 de Mikouloungou, Kiéné, Menaye et Djokaye les failles longitudinales au niveau des (secteurs de Franceville et de Kiéné, localisation dans Figure 30).*

Les failles normales longitudinales N110-120 structurent le bassin de Franceville en blocs extensifs. Ces failles sont généralement associées à des anticlinaux de mur au niveau des compartiments inférieurs de faille et à des synclinaux de toit au niveau des compartiments

supérieurs. Leur fonctionnement syn-sédimentaire est à l'origine de la mise en place de discordances progressives marquant l'architecture des formations FA-FB au niveau des bassins synclinaux. L'initiation et l'évolution des failles normales longitudinales est reliée à une phase extensive régionale marquée par un allongement horizontal N50-70 responsable de l'ouverture du bassin de Franceville et de son approfondissement vers le NE. Il faut également noter l'existence d'une compression tardive mineure illustrée par la formation des failles inverses décrites dans la carrière de Mikouloungou.

La structuration du bassin de Franceville résulte de l'interaction des failles N170-180 -N180 et des failles longitudinales N110-120. Ces deux familles de failles interagissent au niveau des zones de relais avec la mise en place de twists zones. L'activité synchrone conjointe de ces deux systèmes de failles est responsable de la compartimentation du bassin en plusieurs sous-bassins à subsidence variables.

## II.B Etude sédimentologique du bassin de Franceville

Cette partie s'intéresse aux modalités de remplissage du bassin de Franceville, par une étude sédimentologique et par la détermination des environnements de dépôts associés aux formations de la série francevillienne. La colonne stratigraphique du bassin de Franceville a été établie par Weber (1969). Elle est constituée de cinq unités stratigraphiques communément appelées FA, FB, FC, FD, FE (Fig. II.33). Plusieurs études menées dans ce bassin décrivent la sédimentation de ces unités stratigraphiques (Weber, 1969 ; Haubensack, 1981 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azziley, 1986 ; Gauthier Lafaye et Weber, 1989 ; Denoux, 1992-1993 ; Pambo, 2004 ; Pambo et al., 2006 ; Ossa Ossa, 2010 ; Préa et al., 2011 ; Parize et al., 2013).

Ces études montrent que l'unité basale du FA, repose en discordance sur le socle et est principalement composée de conglomérats, de grès et de pélites attribués à des environnements fluviatiles deltaïque, tidal et marin (Weber, 1969; Haubensack, 1981; Gauthier-Lafaye, 1986, Azzibrouck Azziley, 1986 ; Gauthier Lafaye et Weber, 1989 ; Denoux, 1992-1993 ; Pambo et al., 2006 ; Ossa Ossa, 2010). Le FB est majoritairement formé d'ampélites (FB1) et de grès moyen à fin (FB2). Ces dépôts ont été souvent associés à des environnements marins de *shoreface*, d'*offshore* et à des turbidites proximales ou distales (Azzibrouck Azziley, 1986 ; Pambo, 2004 ; Pambo et al., 2006 ; Ossa Ossa, 2010 ; Préa et al., 2011 ; Parize et al., 2013). Le FC est formé de jaspes, de dolomies et de cherts à stromatolites (Weber, 1969). Cette unité est interprétée comme un environnement subtidal à supratidal (Préa et al., 2011), indiquant le comblement du bassin de Franceville avant la mise en place des formations FD et FE. Les formations FD et FE sont respectivement composées d'ampélite et de grès fins associés à du matériel volcanosédimentaire (Weber, 1969 ; Moussavou and Edou-Minko, 2006; Thiéblemont et al., 2014). Ces dernières unités sont très peu connues en termes d'environnement de dépôts.

L'étude sédimentologique effectuée au cours de cette thèse a pour but de caractériser les environnements de dépôt du bassin de Franceville, à partir de l'analyse détaillée des affleurements du FA, de la transition FA-FB et du FB. La détermination des environnements de dépôts se base sur les critères de reconnaissance des faciès sédimentaires. Les lithofaciès de Miall, (1977) servent à la caractérisation des environnements fluviatiles. L'analyse des dépôts deltaïques et tidaux se fait sur la base des travaux d'Allen (1980 ; 1991) et de Postma (1990). La caractérisation des dépôts marins de *shoreface* et d'*offshore* se fait selon les travaux de Rousselles (1998). Celle des dépôts turbiditiques est faite sur la base du modèle de Bouma (1962). L'analyse des relations entre les environnements de dépôts et l'évolution stratigraphique sont examinées suivant certains concepts de stratigraphie génétique (Catuneanu, 2006),

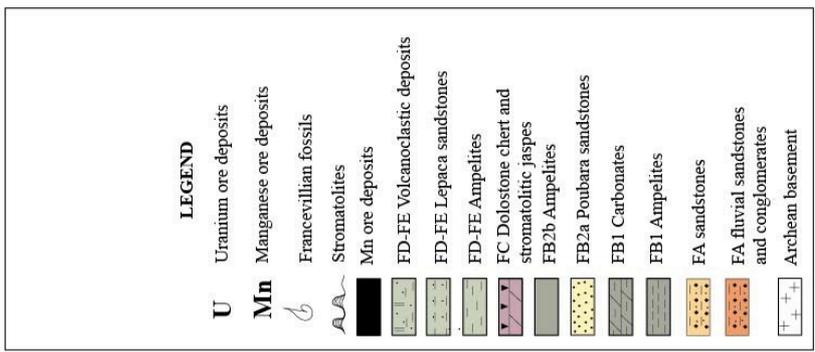
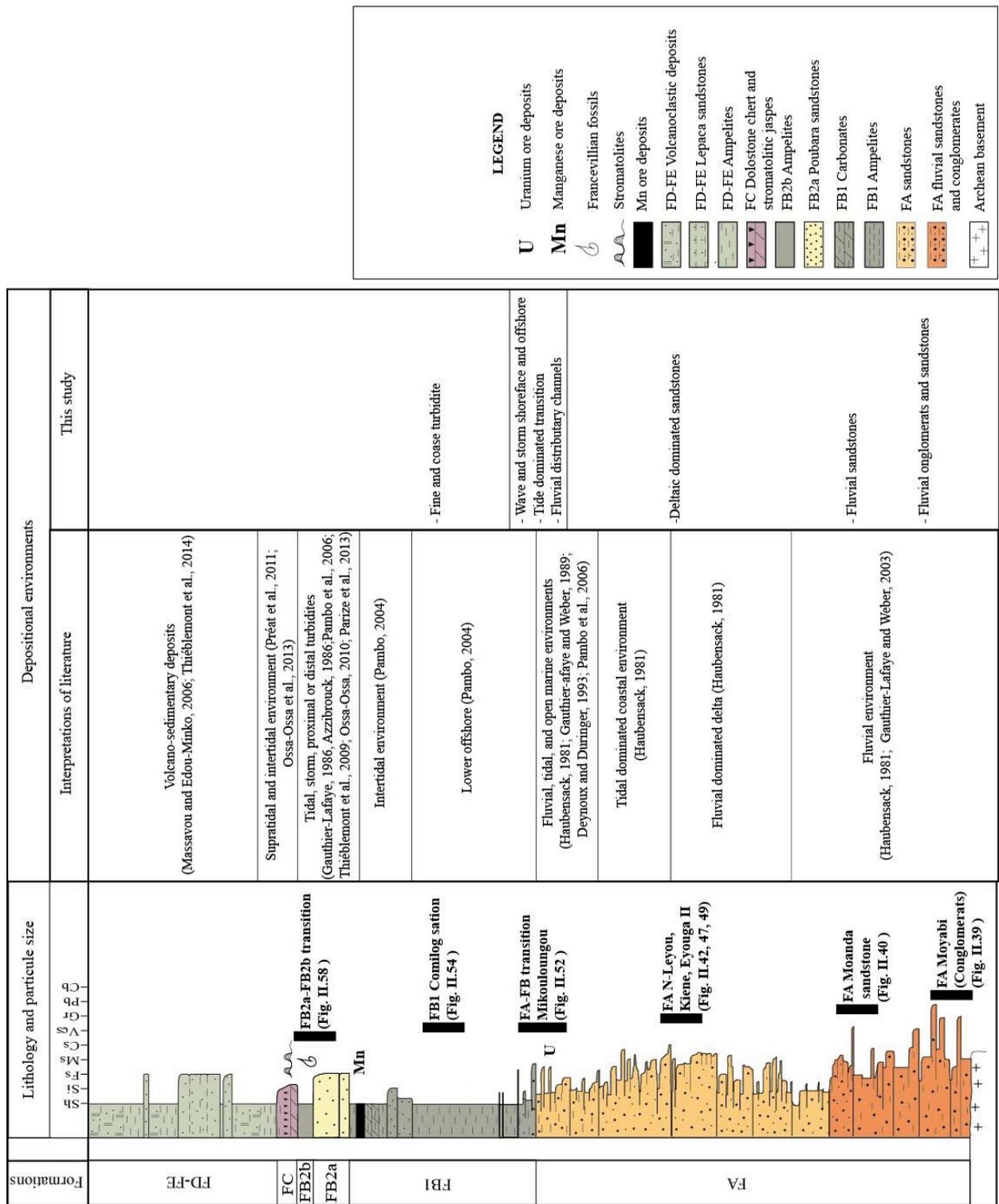


Figure II-33: Log stratigraphique synthétique et composite de la série Francevillienne dans le bassin de Franceville et synthèse des environnements de dépôt issus de cette étude et de la bibliographie. Localisation stratigraphique des affleurements étudiés.

Le tableau II.1 présente une synthèse des faciès sédimentaires définis au cours de cette étude et les environnements de dépôt auxquels ils sont généralement attribués.

<b>Faciès</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Structures sédimentaires</b>	<b>Interprétation</b>	<b>Auteurs</b>
Ch	Grès grossiers à fins	Corps gréseux concaves et érosifs	Chenaux fluviaux ou deltaïques	Miall (1977), Postma (1990)
Gt	Conglomérats et grès grossiers	Structures en auge ( <i>Trough cross beds</i> )	Chenaux ou dune fluviaux	Miall (1977),
St	Grès moyens à très grossiers, parfois granuleux	Structures en auge ( <i>Trough cross beds</i> )	Dunes de bas régime d'écoulement ( <i>lower flow regim dunes</i> )	Miall (1977), Postma (1990)
Sp	Grès moyens à très grossiers, parfois granuleux	Litages parallèles plans ( <i>Planar cross beds</i> )	Barres gréseuses de bas régime ( <i>lower flow regim bars sand waves</i> )	Miall (1977), Postma (1990)
Sr	Grès fins à grossiers	Rides des courants ( <i>Ripples marks</i> )	Rides de bas régime d'écoulement ( <i>lower flow regim</i> )	Miall (1977), Postma (1990)
Sh	Grès fins à grossiers, parfois granuleux	Litages horizontaux plans ( <i>horizontal laminations</i> )	Litages horizontaux de bas ou de haut régime d'écoulement ( <i>low and upper flow regim</i> )	Miall (1977), Postma (1990)
Sl	Grès fin	Litages obliques faible angle ( <i>low angle cross beds</i> ) ( <i>scour fills, crevasse splays, antidunes</i> )	Remplissages de crevasses et antidunes	Miall (1977)
Sb	Grès fins à très grossiers	Litages bidirectionnels	tidal et Faisceaux tidaux	Allen (1980)
Fls	Grès fins, silts et argiles	Structures en flaser et lenticulaire et drapage argileux	Barres tidales	Allen (1991)
Fl	Silts et argiles	Laminés et petites rides ( <i>laminated and small ripples</i> ) ( <i>overbank or waning flood deposits</i> )	Dépôts de plaine d'inondation, ou de débordement	Miall (1977), Postma (1990)

**Tableau II-1: Récapitulatif des structures sédimentaires utilisées au cours de cette étude, et leur interprétation dans la littérature (Miall, 1977, Allen, 1980, Postma, 1990, Allen, 1991).**

## II.B.1 Analyse sédimentologique du bassin de Franceville

L'analyse sédimentologique présentée dans cette partie se base sur les observations sédimentologiques effectuées sur plusieurs affleurements (Moyabi ; SUCAF ; N. Leyou ; Moanda ; Eyouga II, Kélé et Comilog) et carottes du bassin de Franceville (ML 013-2-Mikouloungou (Fig. II.34).

### II.B.1.1 Analyse sédimentologique dans le FA

L'étude sédimentologique du FA se base sur l'analyse de plusieurs affleurements de Moyabi, de SUCAF (Sucrerie Africaine du Gabon), de Moanda, de Nord-Leyou, d'Eyouga II et de Kélé (Fig. II.34).

#### ❖ **Affleurement de Moyabi et de SUCAF**

Les affleurements de Moyabi et de SUCAF se situent au Sud-Ouest du bassin de Franceville (Fig. II.34). L'affleurement de Moyabi est directement situé au contact avec le socle Archéen. Cet

affleurement est constitué par un conglomérat massif montrant des galets dont la taille peut atteindre 5 cm (Fig. II.35A). Ces galets bien arrondis sont emballés dans une matrice gréseuse. L'affleurement de SUCAF présente une alternance entre des faciès micro-conglomératiques et gréseux très grossiers (Fig. II.35B). Les niveaux micro-conglomératiques présentent des galets de taille infra-centimétriques, compris entre 5 et 30 mm, associés à des faciès de grès grossiers marqués par la présence des structures en auge (St ; Fig. II.35C). Les dépôts conglomératiques et grésoconglomératiques décrits au niveau des affleurements de Moyabi et de SUCAF sont interprétés comme des dépôts fluviatiles décrits par Miall (1977). Ces faciès sont considérés comme équivalents aux conglomérats et aux grès fluviatiles de la partie inférieure du FA identifié par Weber (1969).

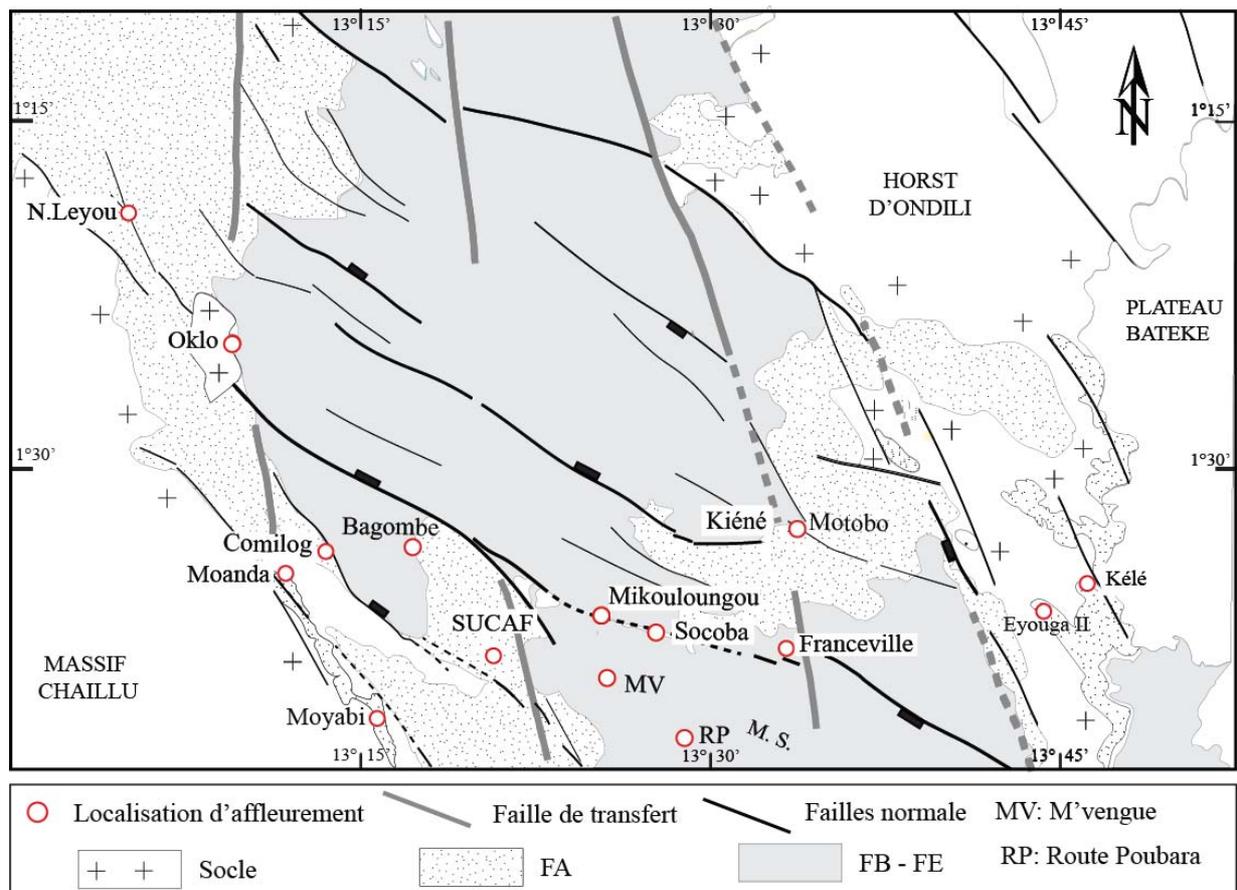
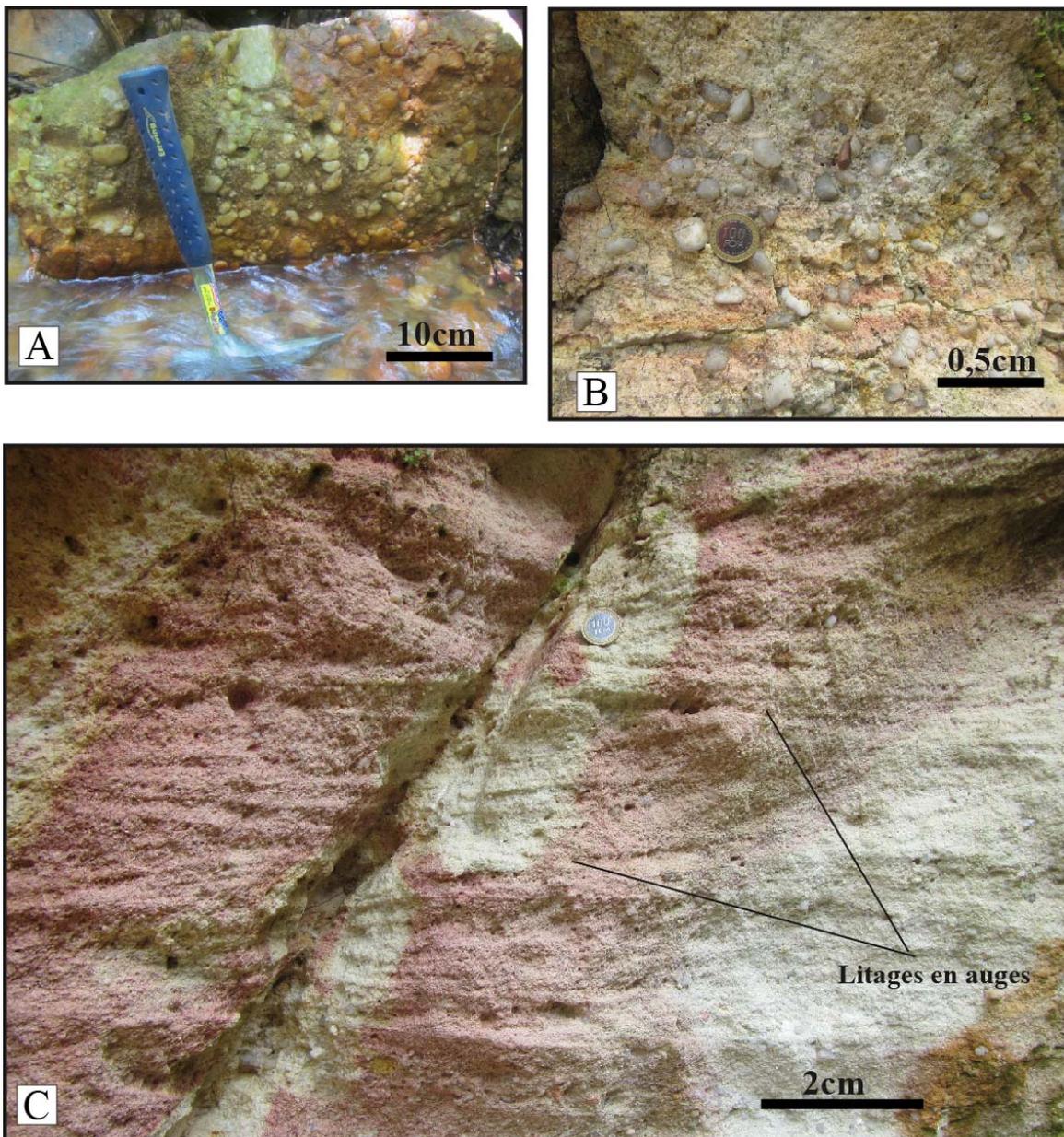


Figure II-34: Carte de localisation des affleurements étudiés

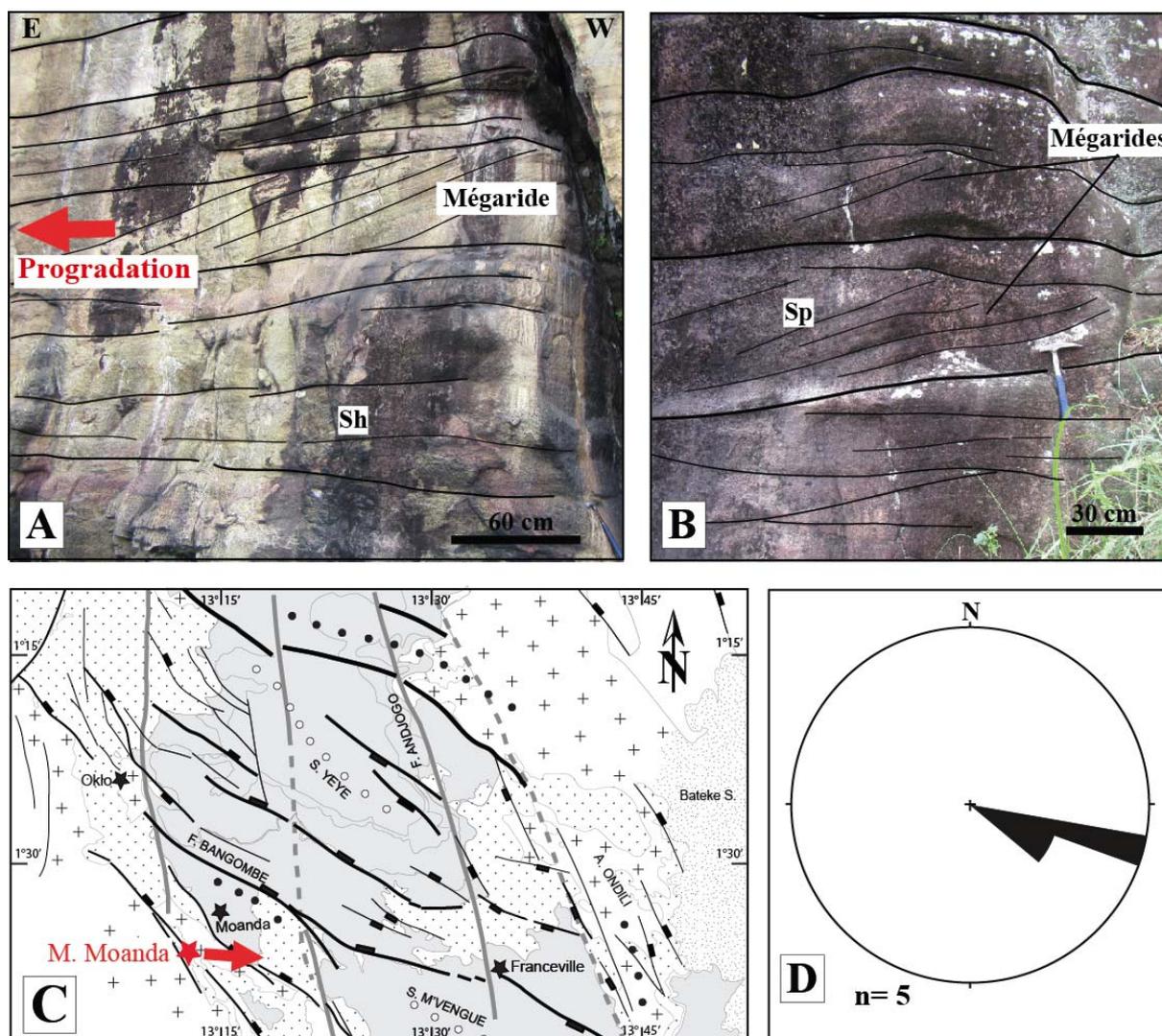
### ❖ L'affleurement de Moanda

L'affleurement de Moanda se dresse sur environ une centaine de m d'épaisseur à un km de la ville de Moanda en direction de Bakoumba (Fig. II.34). Du fait de l'escarpement et des difficultés d'accès, les observations n'ont pu être faites que sur une dizaine de m à la base de la falaise. L'analyse sédimentologique de cet affleurement montre une succession de bancs de grès très grossiers souvent conglomératiques dont les épaisseurs varient entre 0,5 et 1 m (Fig. II.35A). Dans le

détail, certains bancs de couleur verdâtre qui présentent une argilosité plus forte sont plus vulnérables à l'altération donnant à la falaise son aspect dentelé (Fig. II.35A, B). Les structures sédimentaires décrites sont essentiellement des litages horizontaux (Sh) et obliques plans (Sp), associés à des mégarides (Fig. II.35A, B). Le sens de migration des mégarides et les mesures des paléocourants indiquent un transport unidirectionnel, globalement orienté vers le Sud Est (Fig. II.35C, D). La présence des litages obliques (Sp) et horizontaux (Sh, Miall, 1977), mais surtout, l'existence d'un transport unidirectionnel au niveau des grès de l'affleurement de Moanda, permet d'attribuer ces dépôts à des barres fluviales.



**Figure II-35: . Faciès fluviaux : (A, B) Conglomérats de Moyabi et de SUCAF ; (C) Grès à structures en auges au niveau de SUCAF (localisation dans la figure II.34).**



**Figure II-36: Grès FA de l'affleurement de Moanda : (A, B) Grès FA à litages obliques et horizontaux de Moanda ; (C) Carte de localisation des grès FA de Moanda. La flèche rouge indique le sens de migration des paléo-courants liés à la formation FA. (D) Rosace des paléo-courants FA.**

Nos observations s'accordent avec les études antérieures de Weber (1969) qui décrivent des dépôts fluviatiles FA dans le bassin de Franceville. Aubensack, (1981) décrit également des dépôts fluviatiles sur les sondages carottés du secteur de Kiéné, dans la partie centrale du bassin (Fig. II.37). De plus, plusieurs rapports des campagnes de sondages de la COGEMA décrivent dans le secteur Nord-Leyou pour le FA inférieur, des grès et des conglomérats fluviatiles. Les conglomérats et les grès des affleurements de Moyabi, de SUCAF et de Moanda peuvent donc être attribués à des dépôts de chenaux et de barres fluviatiles associées à la partie basale du FA.

Notre étude et la synthèse de travaux antérieurs montrent que le remplissage du bassin de Franceville débute par la mise en place d'un système fluviatile que l'on retrouve aussi bien au niveau des bordures du bassin que dans les parties centrales du bassin (Fig. II.37).

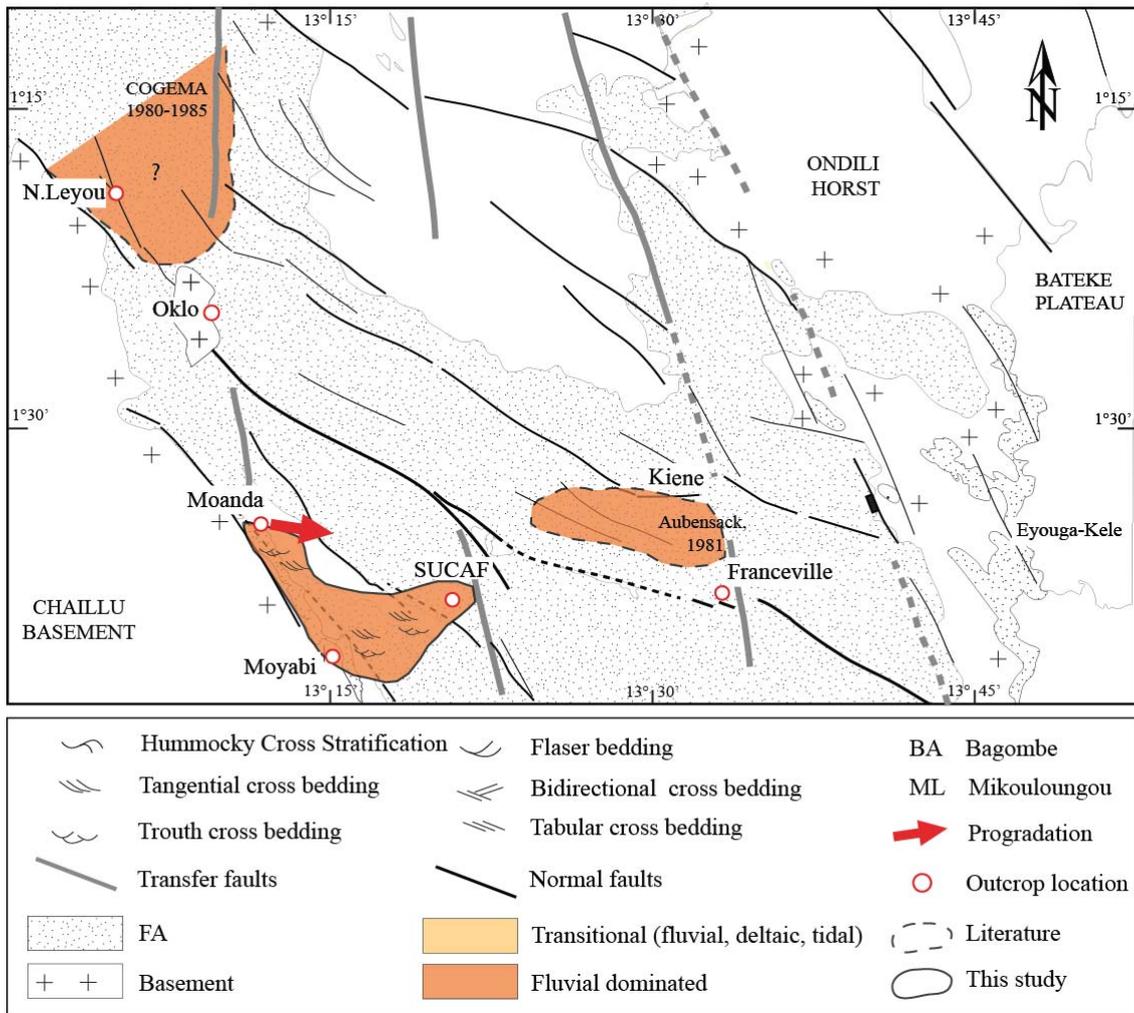
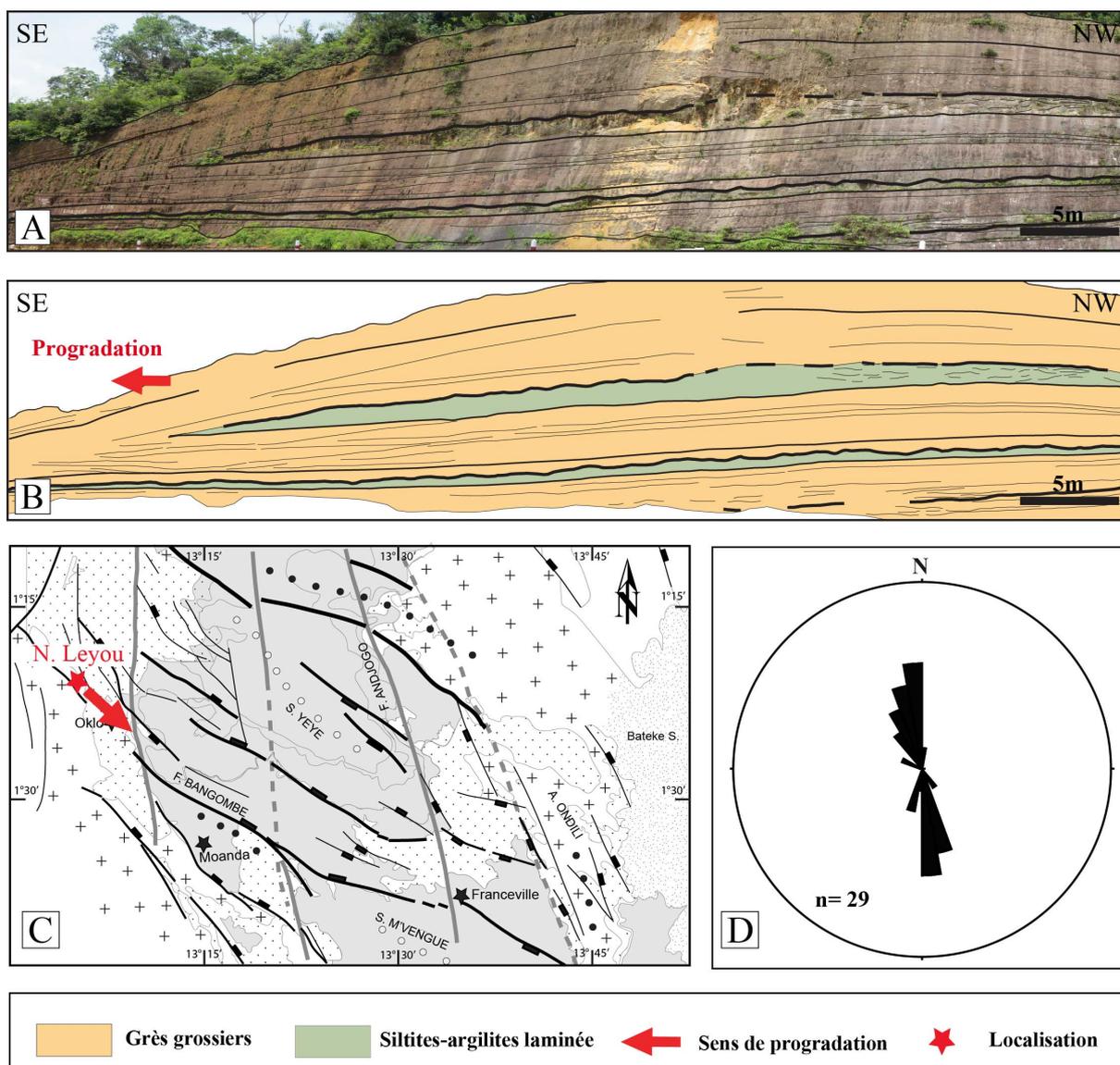


Figure II-37: Carte du bassin de Franceville montrant la distribution spatiale des dépôts fluviaux.

### ❖ Affleurement de Nord-Leyou

L'affleurement de Nord-Leyou se situe sur la bordure occidentale du bassin de Franceville, à environ 10 km de l'ancienne ville minière de Mounana. Cet affleurement de bordure de route s'expose sur environ 150 m de long et sur une hauteur de près de 25 m. L'affleurement s'organise en cliniforme, montrant une succession de bancs gréseux de tailles variables (entre 1 et 3 mètres) intercalés par des niveaux de grès fins à silto-argileux contenant des lentilles gréseuses plus grossières (Fig. II.38A, B).

Les bancs gréseux sont formés par des grès grossiers à très grossiers, souvent granuleux rougeâtres à blanchâtres qui présentent parfois des chenaux à bases érosives sur les niveaux fins (Fig. II.39A). Les niveaux fins qui séparent les bancs gréseux sont constitués par une alternance de grès très fins, de silt et d'argiles (Fig. II.39B). Ils sont marqués par la présence de lamines planes et obliques (Fl) et par de petites rides de courant et des rides grimpantes associées à des faciès silto-argileux (Fig. II.39D). Des lentilles gréseuses apparaissent parfois à l'intérieur des niveaux fins.



**Figure II-38:** (A, B) Panorama de l’affleurement de Nord-Leyou montrant les bancs de grès grossiers et les niveaux fins. (C) Carte de la localisation de l’affleurement de Nord-Leyou et le sens de progradation du delta. (D) Rosace des paléo-courants.

Les niveaux gréseux sont marqués par la présence des structures en auge (St), par des litages obliques plans (Sp), souvent visibles à l’intérieur des chenaux, et par des rides symétriques (Sr) qui s’observent au niveau de surfaces supérieures des corps gréseux (Fig. II.39A, C). Les structures sédimentaires caractéristiques des bancs gréseux sont surtout des litages bidirectionnels (Sb) et des surfaces de réactivation (Fig. II.39E). Les litages bidirectionnels sont notamment représentés sur la figure II.40, qui montre deux familles de faisceaux tidaux orientées dans des directions opposées et séparées par une surface de réactivation (Fig. II.40A). Les faisceaux tidaux sont souvent associés à des drapages argileux, le long de la surface de réactivation (Fig. II.40B, C). La figure II.41A présente plusieurs familles de faisceaux tidaux situées de chaque côté d’une surface de réactivation. L’analyse

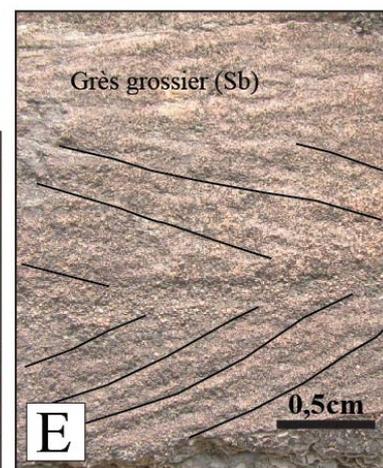
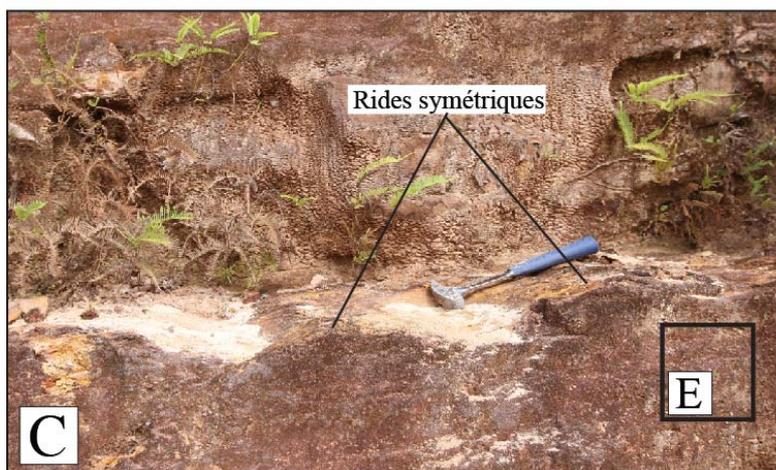
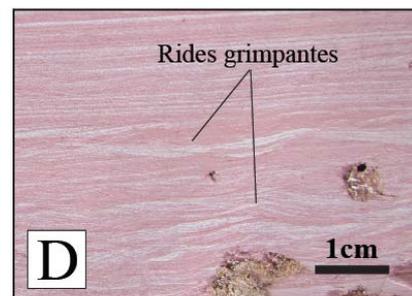
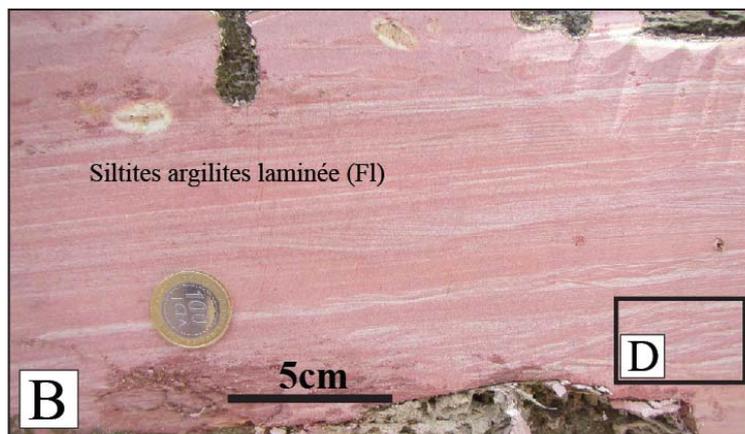
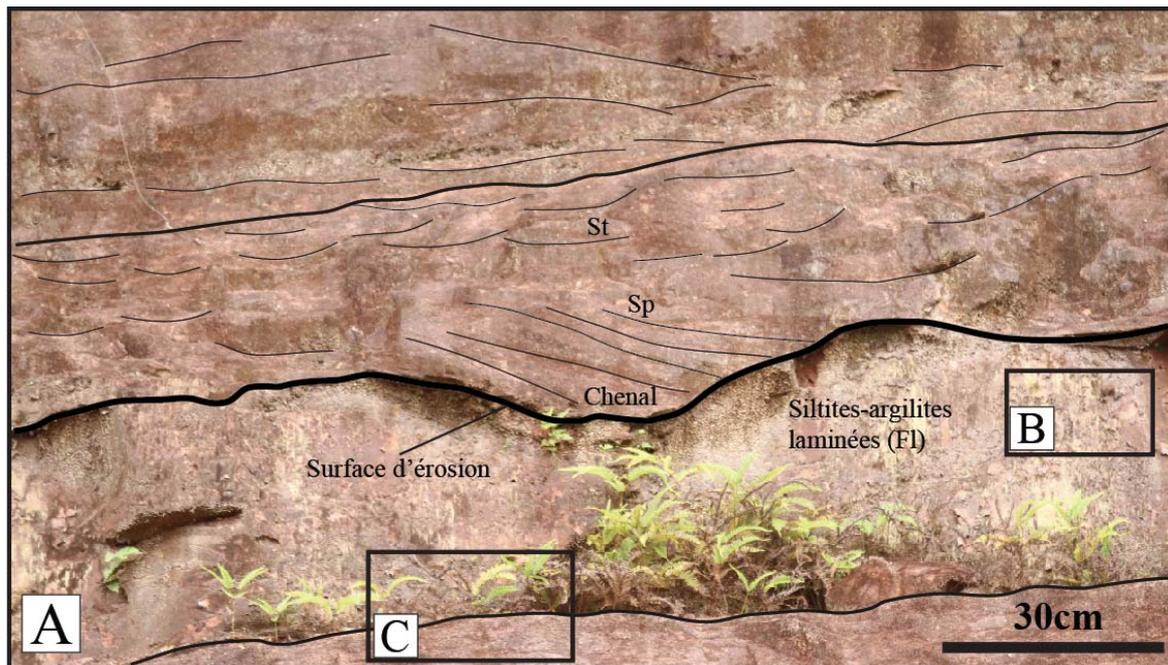
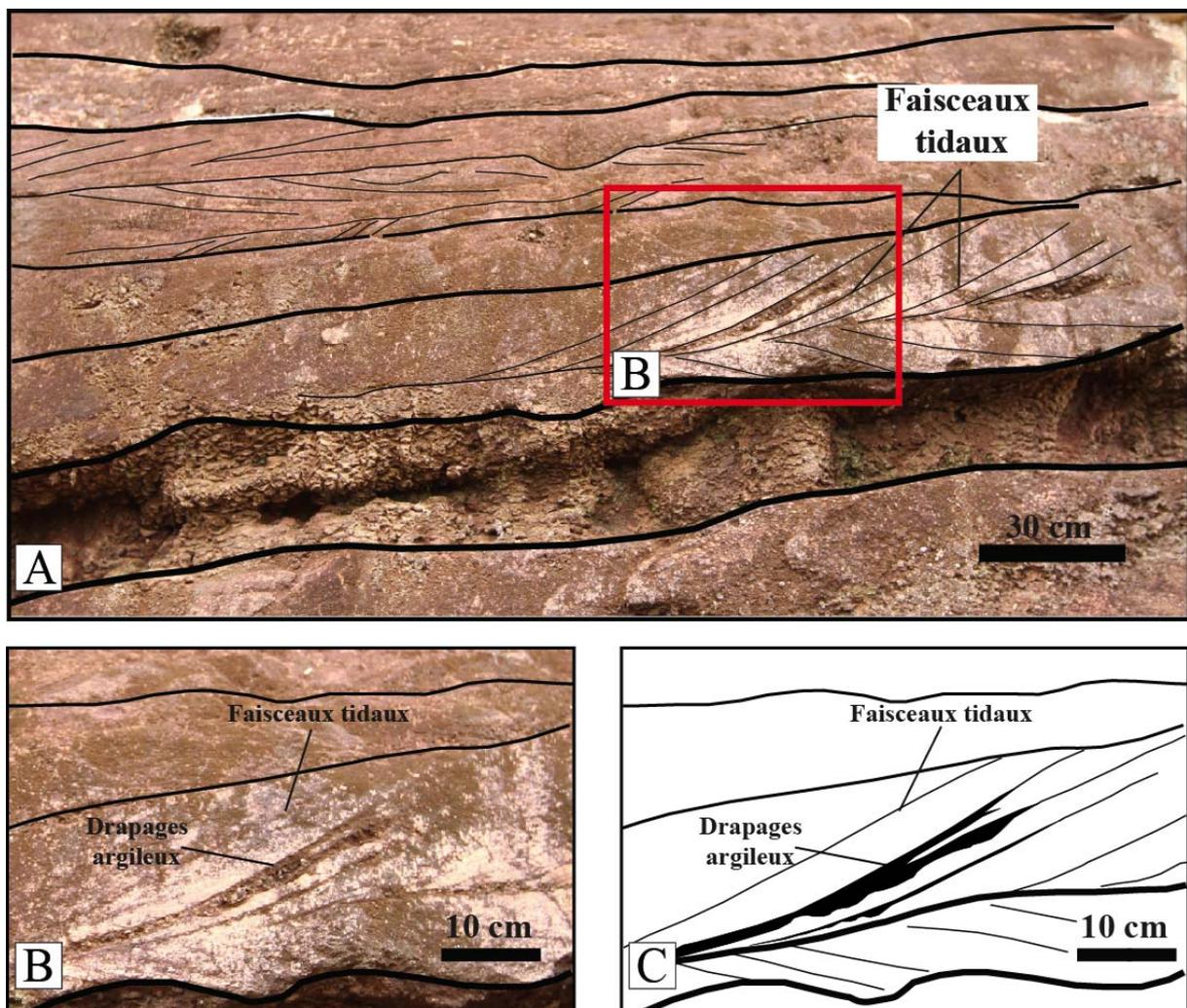


Figure II-39: (A) Corps gréseux chenalisés à structures en auge (St) et litages obliques (Sp) qui érodent des faciès silto-argileux. (B) Silts argileux montrant des lamines planes, des petites rides et des rides grimpantes. (C) Rides de courants symétriques. (D) silt argileux montrant des rides grimpantes. (E) Grès grossiers montrant des litages bidirectionnels. Formation du FA sur l’affleurement Nord-Leyou, (localisation figure II.34).

du sens de migration des faisceaux permet de définir l'existence de deux directions principales d'écoulement, confirmant les mesures de paléo-courants qui montrent deux directions d'écoulement opposées (Fig. II.41A, B), orientées vers le NW et vers le SE. Ces deux directions d'écoulement sont probablement liées à l'oscillation des courants de marée (Fig. II.38D). Les faisceaux tidaux et les mesures de paléo-courant ne permettent pas forcément de déterminer le sens de migration du courant dominant. Toutefois, la direction d'écoulement orientée vers le SE, suivant le sens de propagation de l'ensemble des clinofformes, constitue probablement la direction du courant dominant.

Au niveau de l'affleurement de Nord-Leyou, l'évolution des milieux de dépôt montre une succession de plusieurs séquences granodécroissantes avec à la base, les chenaux tidaux, surmontés par des barres tidaux, suivit par des niveaux fins de plaine deltaïque (Fig. II.42).



*Figure II-40: Grès grossier du FA, au niveau de l'affleurement Nord-Leyou, montrant des litages obliques et des faisceaux tidaux. (B, C) détail de l'affleurement présentant des faisceaux tidaux associés à des drapages argileux (localisation figure II.34).*

La configuration en cliniforme des corps gréseux est souvent associée dans la littérature à des systèmes deltaïques (Postma, 1990, 1995). De plus, Postma (1990) et Allen (1988) montrent que les systèmes deltaïques peuvent être associés à des chenaux, des structures en auge (St) des litages obliques (Sp). Ces arguments permettent d'associer les dépôts de l'affleurement de Nord-Leyou à un système deltaïque en progradation vers le SE. La présence des rides symétriques, des litages bidirectionnels (Sb), des Faisceaux tidaux et des surfaces de réactivation traduit l'influence des courants tidaux lors de la mise en place du delta (Allen, 1991).

Les niveaux fins silto-gréseux apparaissent généralement par-dessus des rides de vague (Sr), et sont souvent perturbés par des lentilles gréseuses. Ces caractéristiques peuvent être associées à un environnement plutôt calme, favorable à la décantation de particules fines, au niveau d'une plaine deltaïque (Allen, 1988 ; Postma, 1991).

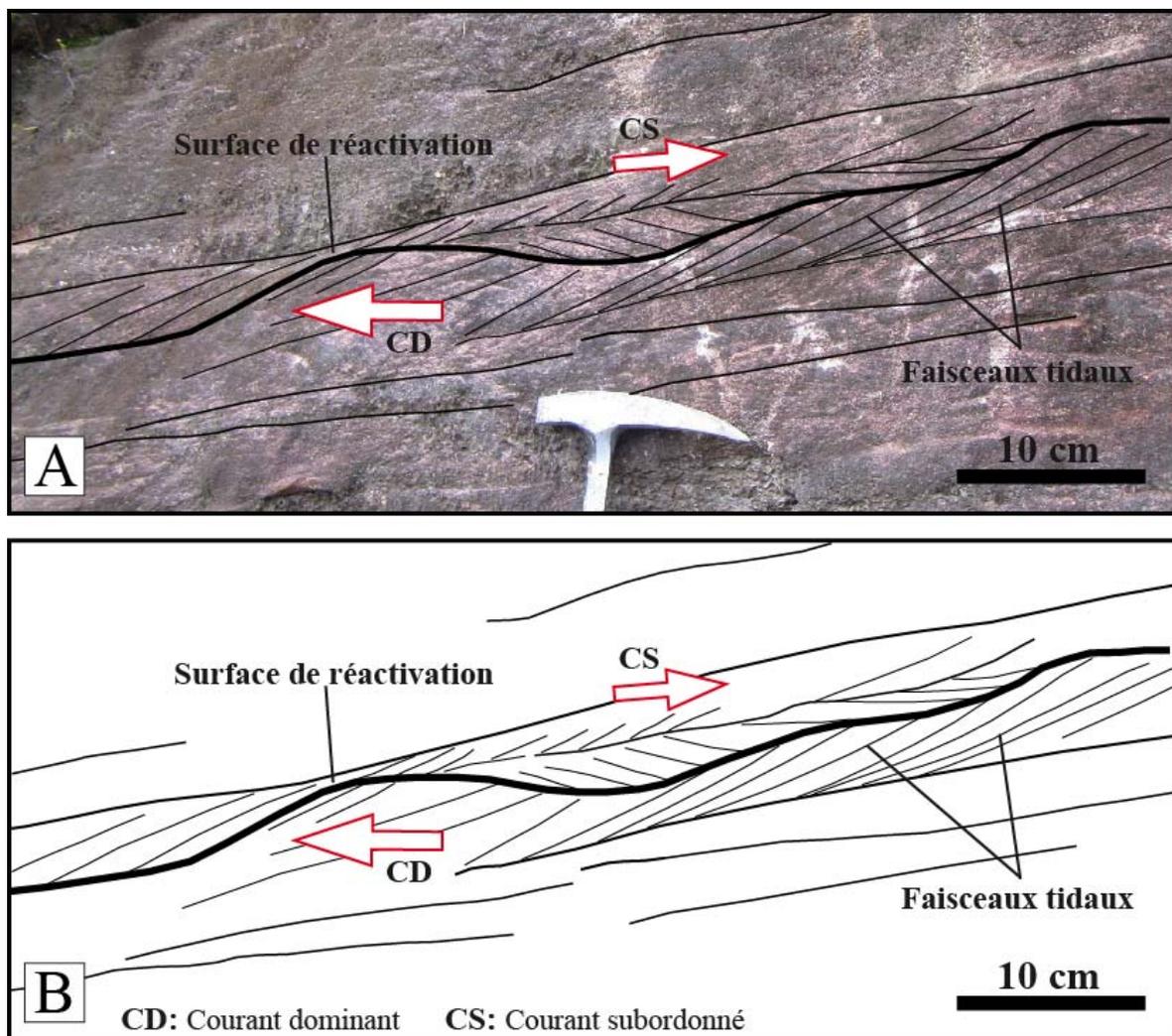
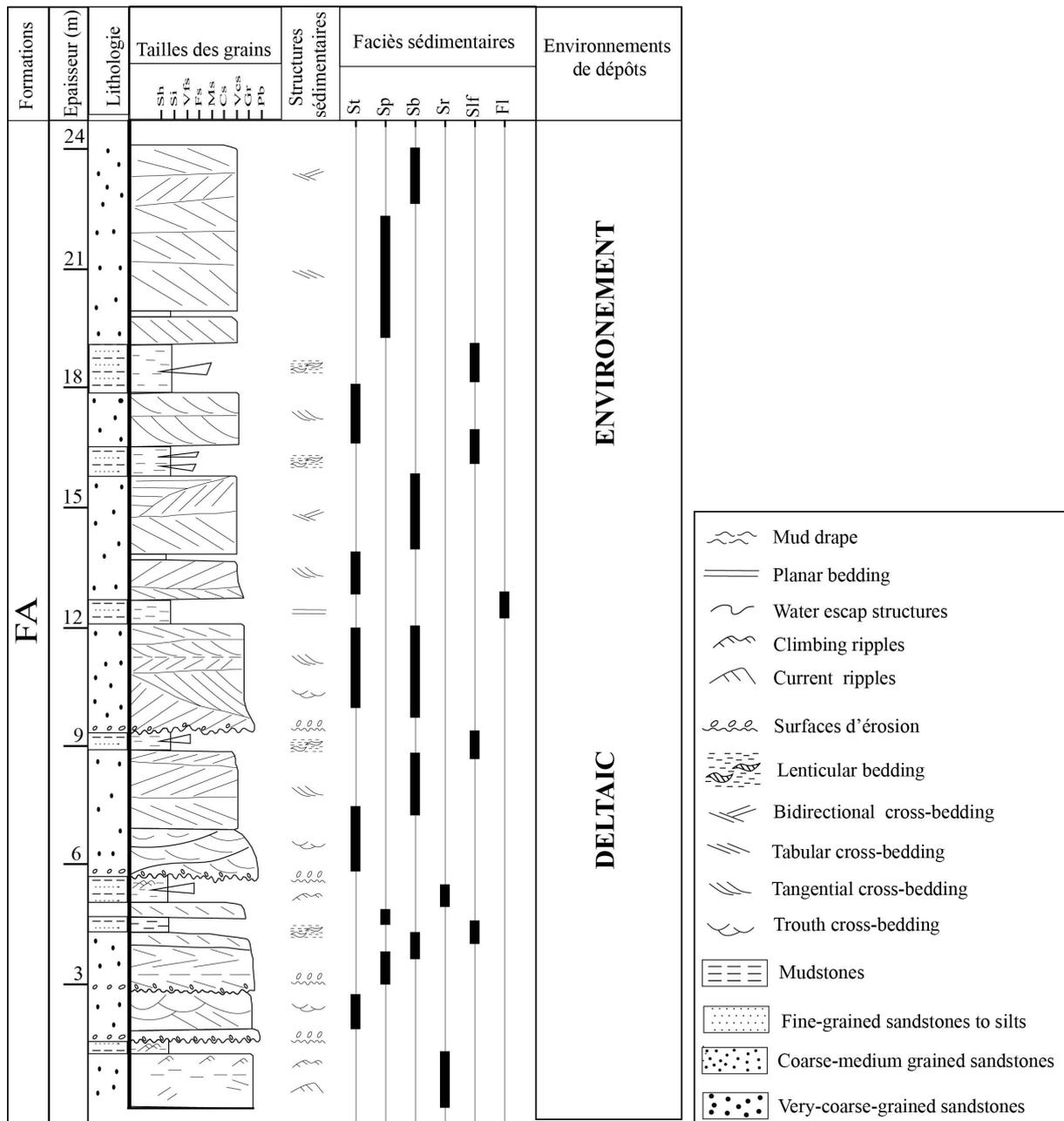


Figure II-41: Banc gréseux du FA, au niveau de Nord-Leyou, montrant des faisceaux tidaux situés de part et d'autre d'une surface de réactivation, avec l'indication des paléo-directions de courant dominant (CD) et subordonné (CS) (localisation figure II.34).



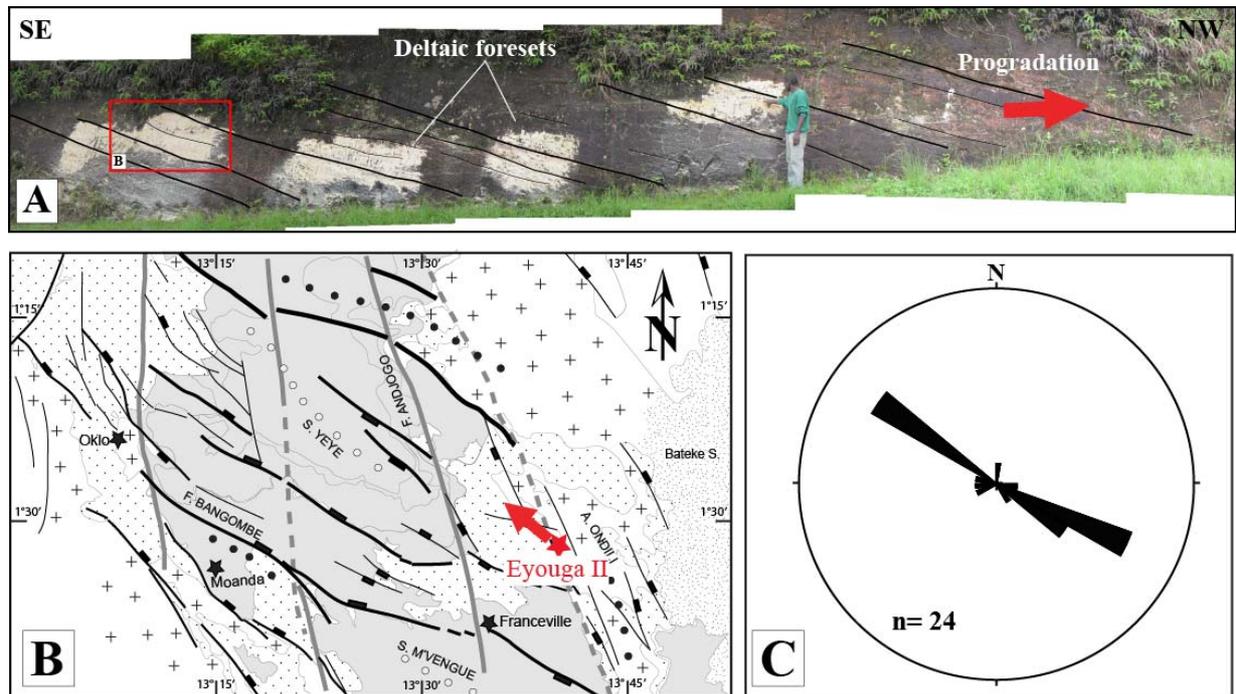
*Figure II-42: Log sédimentaire de Nord-Leyou présentant la distribution des faciès sédimentaires, et l'évolution des environnements de dépôts.*

### ❖ **Affleurement d'Eyouga II et de Kélé**

Les affleurements d'Eyouga II et Kélé se localisent sur la bordure orientale du bassin de Franceville, au niveau du horst d'Ondili (Fig. II. 34). Ces affleurements de bordure de route sont situés respectivement à 14 et à 17 km de Franceville, sur la N3 en direction de Lekoni.

L'affleurement d'Eyouga II se dresse sur 2 à 5 m d'épaisseur. Il est essentiellement constitué par des grès grossiers à très grossiers souvent granuleux de teinte blanchâtre à verdâtre (Fig. II.43A). Ces grès se caractérisent par des litages obliques plans (Sp), des litages bidirectionnels (Sb) et des

surfaces de réactivation (Fig. II.44A, B). Les litages bidirectionnels se présentent sous la forme de faisceaux tidaux associés à des surfaces de réactivation (Fig. II.44A, B).



**Figure II-43: Photographie interprétée de l'affleurement d'Eyouga montrant les limites des corps gréseux cliniformes FA et le sens de progradation. (B) Carte de localisation et sens de progradation du delta FA (flèche rouge). (C) Rosace des paléo-courants.**

L'affleurement de Kélé est formé par un empilement de bancs gréseux s'organisant en cliniformes et visibles sur une épaisseur d'environ 30 m et sur une distance d'environ 150 m (Fig. II.45A, B). Il est composé par des grès grossiers à très grossiers souvent granuleux, et parfois conglomératiques à la base des cliniformes. L'analyse sédimentologique montre l'existence des structures en auges (St), des litages obliques (Sp), des litages bidirectionnels (Sb), s'organisant en faisceaux tidaux, associés à des surfaces de réactivation et à de rares drapages argileux (Fig. II.47).

Dans le détail, ces deux affleurements présentent des caractéristiques similaires. La figure II.48 présente un détail de l'affleurement d'Eyouga II, montrant plusieurs familles de faisceaux tidaux associées à des surfaces de réactivations. Les surfaces de réactivation sont par endroit, associées à des drapages argileux (Fig. 46). Ce type de structure sédimentaire s'observe également au niveau de l'affleurement de Kélé. L'analyse du sens de migration des faisceaux tidaux, révèle l'existence de deux directions d'écoulement des courants à Eyouga et à Kélé (Fig. II. 44). Ce qui confirme les résultats des mesures de paléo-courants, effectuées sur ces deux affleurements. Au niveau de l'affleurement d'Eyouga II, la rosace des paléo-courants indique une direction d'écoulement orientée vers le NW et une seconde vers le SE (Fig. II.43C). Dans la zone de Kélé, la rosace des paléo-courants

FA montre deux directions d'écoulement respectivement orientées vers le NE et vers le SW (Fig. II.45D). En se basant

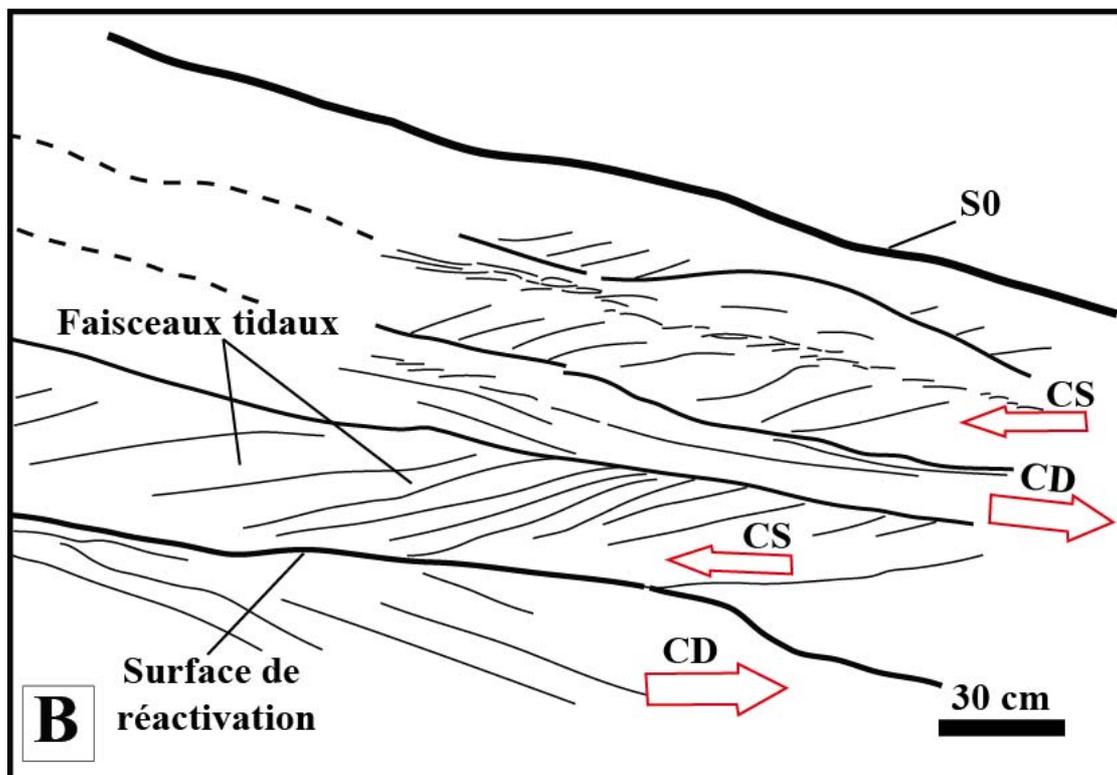
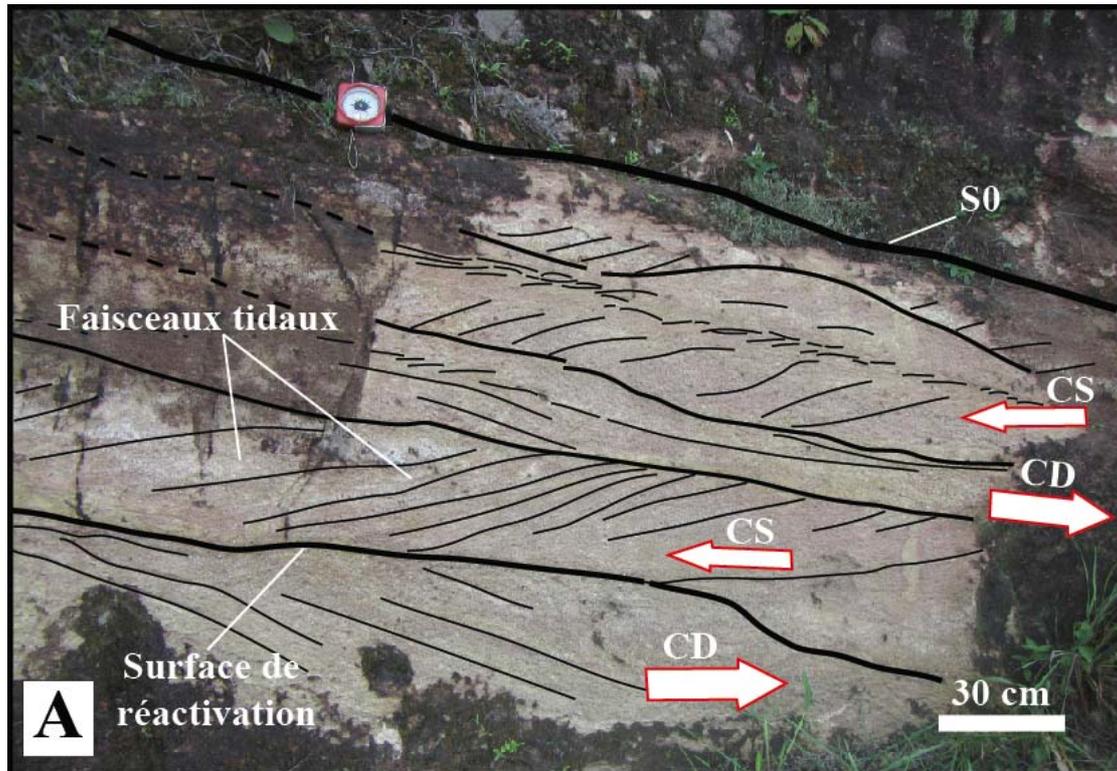


Figure II-44: Détail de l'affleurement Eyouga II, présentant une photographie interprétée des surfaces de réactivation et des faisceaux tidaux. Les flèches montrent le sens des paléo-courants dominants (CD) et subordonnés (CS).

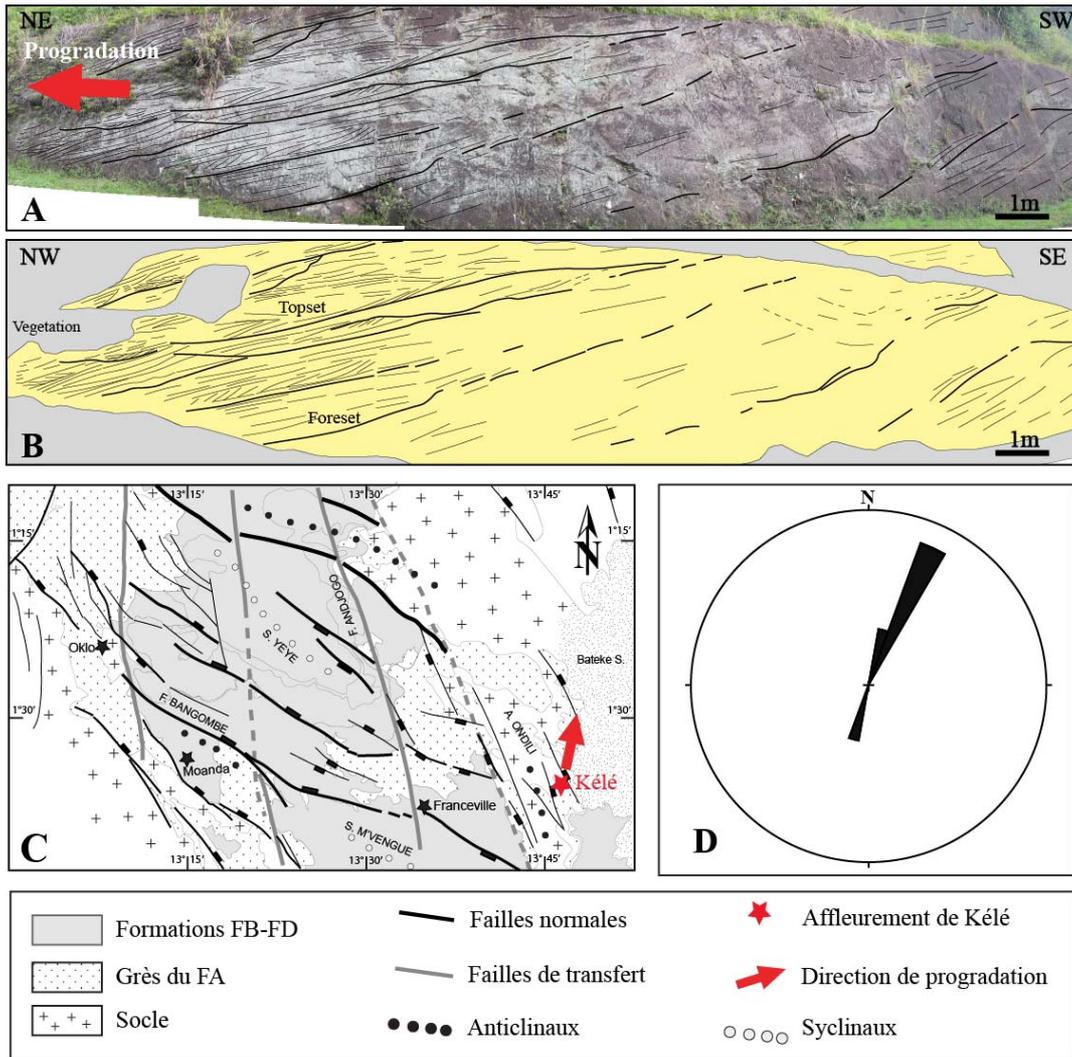


Figure II-45: (A, B) Photographie interprétée des corps gréseux cliniformes de l'affleurement de Kélé. (C) Localisation et sens de progradation général (D) Rosace des paléo-courants.

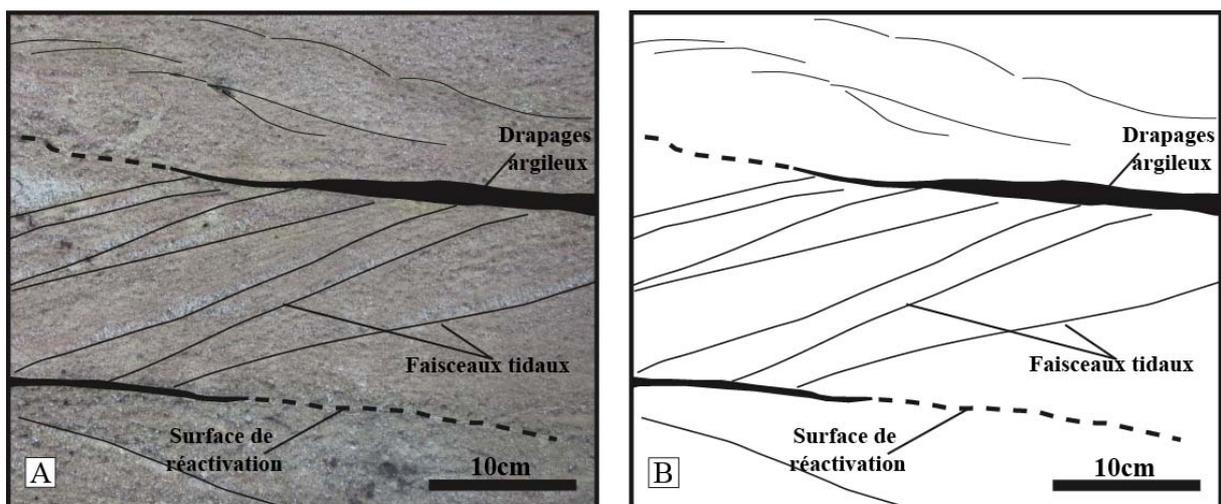


Figure II-46: Surfaces de réactivation, faisceaux tidaux et drapages argileux sur les grès du FA au niveau de l'affleurement d'Eyoga II. (Localisation figure 34)

sur la forme, la taille et le sens de migration des faisceaux tidaux, il semble que le courant dominant soit orienté vers le NW, en direction du bassin de Franceville, au niveau de l’affleurement d’Eyouga II (Fig. II.43B). Par contre au niveau de Kélé, le courant dominant semble être orienté vers le NE (Fig. II.45C).

Le log sédimentaire de l’affleurement de Kélé montre une succession de grès très grossiers à structures en auge (St), litages obliques plans (Sp) et bidirectionnels (Sb). La base des corps gréseux est souvent conglomératique et érosive sur les faciès subjacents tandis que les niveaux argileux sont très rares (Fig. II.47).

L’étude sédimentologique des affleurements de Nord-Leyou, d’Eyouga II et de Kélé, montre l’existence de plusieurs systèmes deltaïques fortement influencés par des courants de marées, au cours de l’évolution du bassin de Franceville. Les résultats de notre étude sédimentologique au niveau de l’affleurement de Kélé ne sont pas en adéquation avec l’interprétation suggérée par Ossa Ossa (2010), qui attribue les grès décrits sur cet affleurement à des dépôts fluviatiles. A l’échelle du bassin, notre travail confirme les travaux d’Haubensack (1981), qui décrit des dépôts deltaïques de la série d’Otobo, à partir des sondages carottés du secteur de Kiéné, dans la partie centrale du bassin. Ils corroborent également les travaux de Gauthier Lafaye (1986) qui décrivent des dépôts deltaïques dans le secteur d’Oklo. Pour Haubensack (1981) et Gauthier-Lafaye (1986), les dépôts deltaïques du secteur d’Oklo et de Kiéné (série d’Otobo), se situent au-dessus du FA fluvatile (ou FA inférieur) et sont assimilés au FA moyen, le long de la colonne stratigraphique de Weber (1969). Nous attribuons les dépôts deltaïques en progradation, influencés par des forts courants de marées au cours du FA moyen.

### ***II.B.1.2 Analyse sédimentologique à la transition FA-FB à Mikouloungou et Bagombe***

L’étude sédimentologique de la transition FA-FB a été principalement réalisée dans la carrière de Mikouloungou (MI), où affleure le contact stratigraphique des unités FA et FB (Fig. II. 34). La description sédimentologique et la détermination des environnements de dépôt dans la carrière de Mikouloungou ont ensuite servi de modèle pour la description des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts sur les sondages carottés de Mikouloungou et de Bagombe.

#### ***❖ Etude sédimentologique de Mikouloungou et de Bagombe***

L’étude sédimentologique de la carrière de Mikouloungou a permis de définir trois environnements de dépôts distincts : un environnement fluvatile, un environnement tidal et un

environnement marin influencé par les tempêtes (Fig. II.48). L'environnement fluviale est marqué par

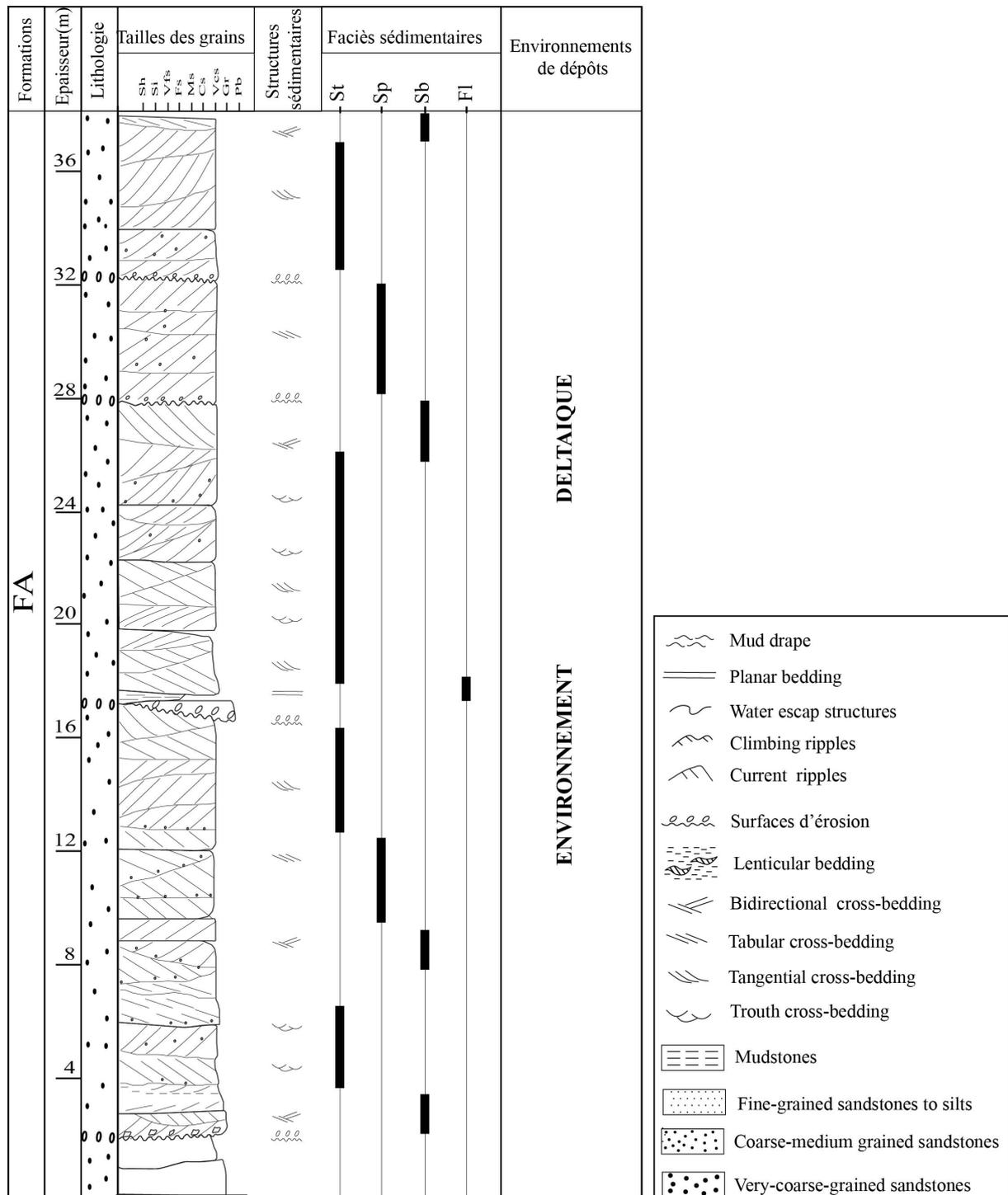


Figure II-47: Log sédimentaire de Kélé montrant la distribution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts de la formation FA.

la présence de grès grossiers montrant des chenaux à la base, associés à des structures en auge (St), des litages obliques plans et tangentiels (Sp) et des argilites massives (Fm). Cet environnement est relié à un système de chenaux de distribution en domaine deltaïque (Ndongo et al., soumis). L'environnement tidal se caractérise par des grès grossiers à moyens montrant des litages bidirectionnels (Sb), des rides de courant (Sr) et des structures en *flaser* (Slf). Cet environnement est interprété comme des barres tidales au niveau des embouchures des fleuves Francevilliens (Ndongo et al., soumis). L'environnement marin est marqué par des alternances de bancs gréseux fins et d'argilites laminées montrant des HCS et SCS, caractéristiques des environnements de *shoreface* et d'*offshore* influencés par les tempêtes (Ndongo et al., soumis). L'analyse sédimentologique complète est présentée dans la troisième partie de ce chapitre et dans l'article : *Surficial fluid-pressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon)*, (*Precambrian Research en cours de révision*).

La description des carottes au niveau de Mikouloungou et Bagombe montre que la succession des environnements de dépôts à la transition de FA-FB présente des faciès tidaux (Fig. II.48). Les dépôts tidaux sont ensuite surmontés et érodés par des grès grossiers à très grossiers associés à des barres et des chenaux fluviaux (Fig. II.48). Dans la partie supérieure des logs, les faciès fluviaux font place à des dépôts marins, caractérisés par des tempêtes, appartenant à la formation du FB (Fig. II.48). L'empilement des séquences de dépôts révèle l'existence de deux surfaces remarquables majeures : une surface d'érosion entre les faciès tidaux et les faciès fluviaux et une surface transgressive entre les dépôts fluviaux et marins (Fig. II.48). Selon Cross et al. (1993), Catuneanu, (2006), Hamon (2004), la surface d'érosion marque une chute du niveau de base, tandis que la surface transgressive (Transgressive surface), est une surface d'ennoiement qui indique une montée importante du niveau de base, et donc un approfondissement du bassin (Hamon, 2004). Nous montrons ainsi que la transition FA-FB, se caractérise d'une part, par une chute abrupte du niveau de base marquée par l'arrivée des dépôts fluviaux sur des faciès tidaux, et la mise en place d'une limite de séquence (surface d'érosion) et d'autre part, par une remontée rapide du niveau de base qui se traduit par l'installation rapide des faciès marins sur des faciès fluviaux et la mise en place de la surface transgressive.

Nos observations confirment les études de Denoux, (1992 ; 1993) Pambo et al., (2006), qui identifient des dépôts tidaux, dans le FA supérieur, au niveau de la carrière d'Oklo. Les travaux d'Haubensack (1981) sur des sondages carottés du secteur de Kiéné montrent également que la transition FA-FB dans ce secteur du bassin, est marquée par le passage des dépôts tidaux vers des faciès fluviaux avant la mise en place des dépôts marins du FB. Il semble donc que la chute et la remontée rapide du niveau de base, observée dans la carrière de Mikouloungou, s'observent à

l'échelle du bassin de Franceville. Nous avons montré grâce à l'étude tectonique l'existence des failles normales intra-bassins qui sont actives lors de la transition FA-FB. Les variations rapides du niveau de base sont probablement associées à une augmentation du taux de subsidence pouvant être mise en relation avec une importante activité des failles normales intra-bassins, à la fin du FA et au début du FB. Notre interprétation rejoint celle de Gauthier-Lafaye (1986) qui préconise un effondrement du bassin Franceville, lié à l'activité des failles régionales, au cours de la transition FA-FB.

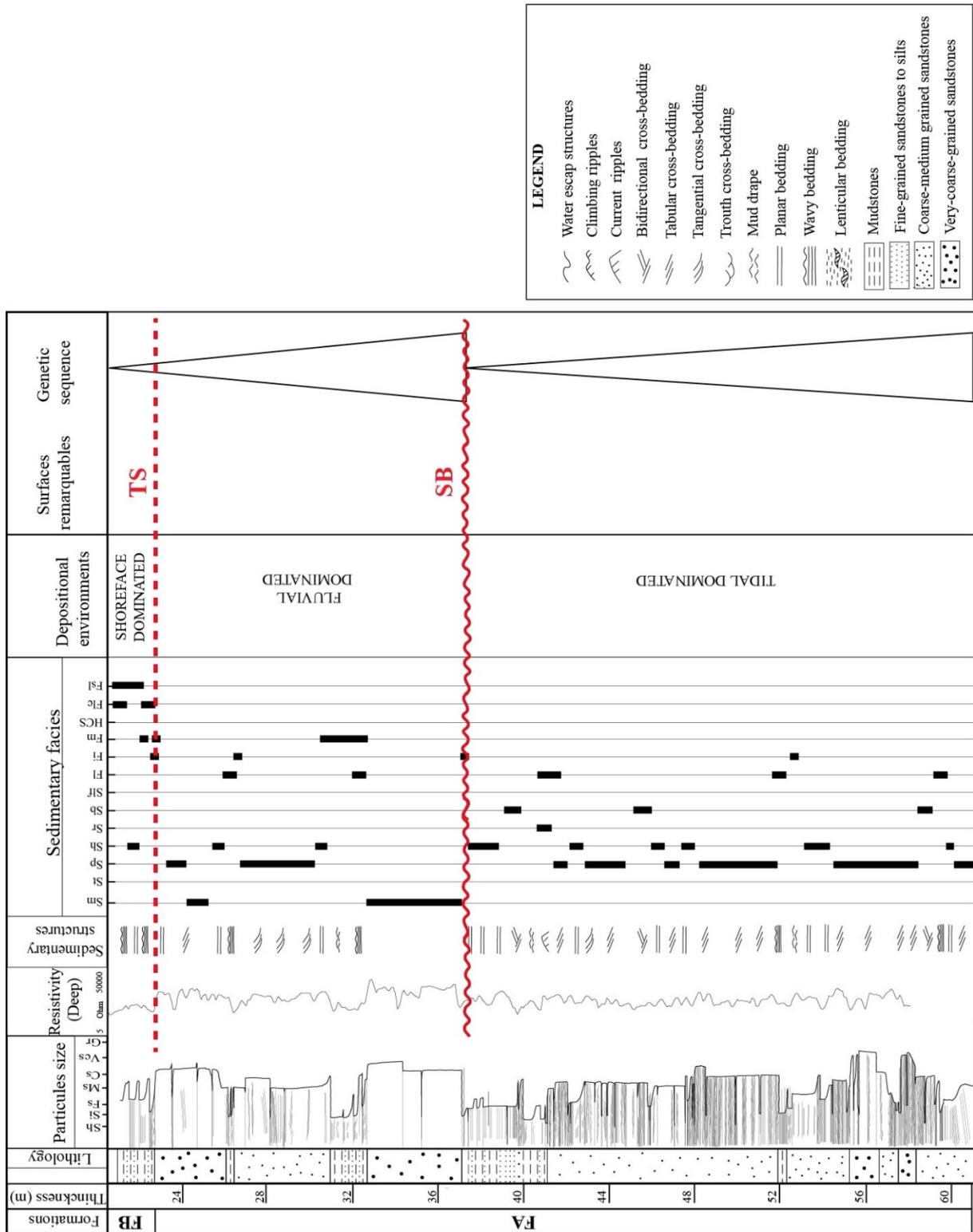


Figure II-48: Log sédimentaire de Mikouloungou (carotte ML013-2) présentant l'évolution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts. Illustration de l'empilement des séquences de dépôt et les surfaces remarquables à la transition FA-FB.

### *II.B.1.3 Synthèse des environnements de dépôt du FA*

L'analyse sédimentologique du FA et de la transition FA-FB permet de définir, trois grands types d'environnements de dépôt, regroupant : un environnement fluvial associé au FA inférieur, un environnement deltaïque considéré comme le FA moyen et un environnement tidal marquant le FA supérieur (en jaune ; Fig. II.49).

Les dépôts fluviaux sont directement en contact avec le socle archéen. Ils se répartissent sur la bordure occidentale du bassin, dans les secteurs de Moanda, de Moyabi et de SUCAF (Fig. II. 37). Ces dépôts se caractérisent par la présence des conglomérats fluviaux de Moyabi, par les grès conglomératiques (microconglomérats) de SUCAF, ainsi que par les grès grossiers de Moanda. Les dépôts fluviaux sont interprétés comme des chenaux et des barres de migration formées dans un système fluvial.

Les dépôts deltaïques et tidaux se répartissent suivant une direction NW-SE, le long des failles normales intra-bassins (Fig. II.53). Les dépôts deltaïques s'observent sur les bordures occidentales et orientales du bassin, dans le secteur de Nord-Leyou, d'Eyouga II et de Kélé (Fig. II.49). Ces dépôts correspondent à la mise en place de cliniformes gréseux, associés à des fronts de progradation deltaïques qui sont reprises par des litages bidirectionnels, des surfaces de réactivation et des faisceaux tidaux. Nous avons montré que ces systèmes deltaïques sont fortement influencés par les courants tidaux dont les courants dominants étaient orientés suivant le sens de progradation de deltas (Fig. II.49). Les systèmes deltaïques que nous avons identifiés progradent en direction du bassin de Franceville, au niveau de Nord-Leyou et d'Eyouga II, et en direction du bassin d'Okondja, au niveau de Kélé (Fig. II.53). Les dépôts tidaux sont décrits au niveau de la transition stratigraphique entre le FA et le FB, dans la carrière de Mikouloungou et sur les carottes de Mikouloungou et de Bagombe (Fig. II.48).

Les dépôts tidaux sont ensuite érodés par des faciès fluviaux qui indiquent une baisse du niveau de base marqué par une importante surface d'érosion. Cette surface est ensuite recouverte de grès fins et d'ampélites marines du FB qui correspondent à un ennoisement du bassin (Fig. II.48).

La figure II. 48 montre que les dépôts fluviaux et transitionnels (tidaux et deltaïques) se trouvent à la périphérie du bassin, au niveau des blocs inférieurs des failles de bordure et sur les domaines sud des failles transverses. Ces dépôts se forment sur des zones hautes marquées par une accommodation tectonique faible à modérée.

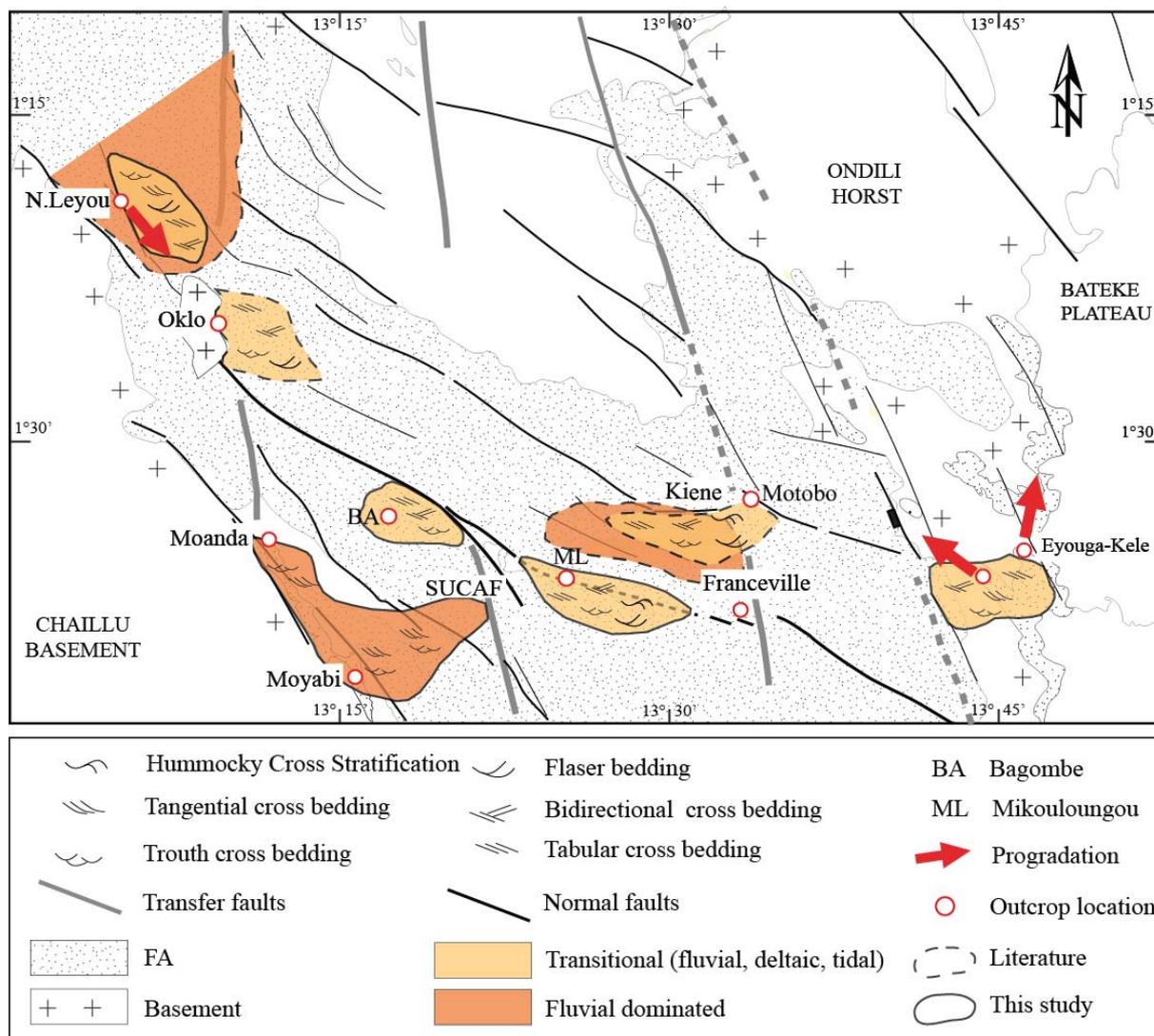


Figure II-49: Carte du bassin de Franceville montrant la distribution spatiale des environnements de dépôts fluviaux, deltaïques et tidaux.

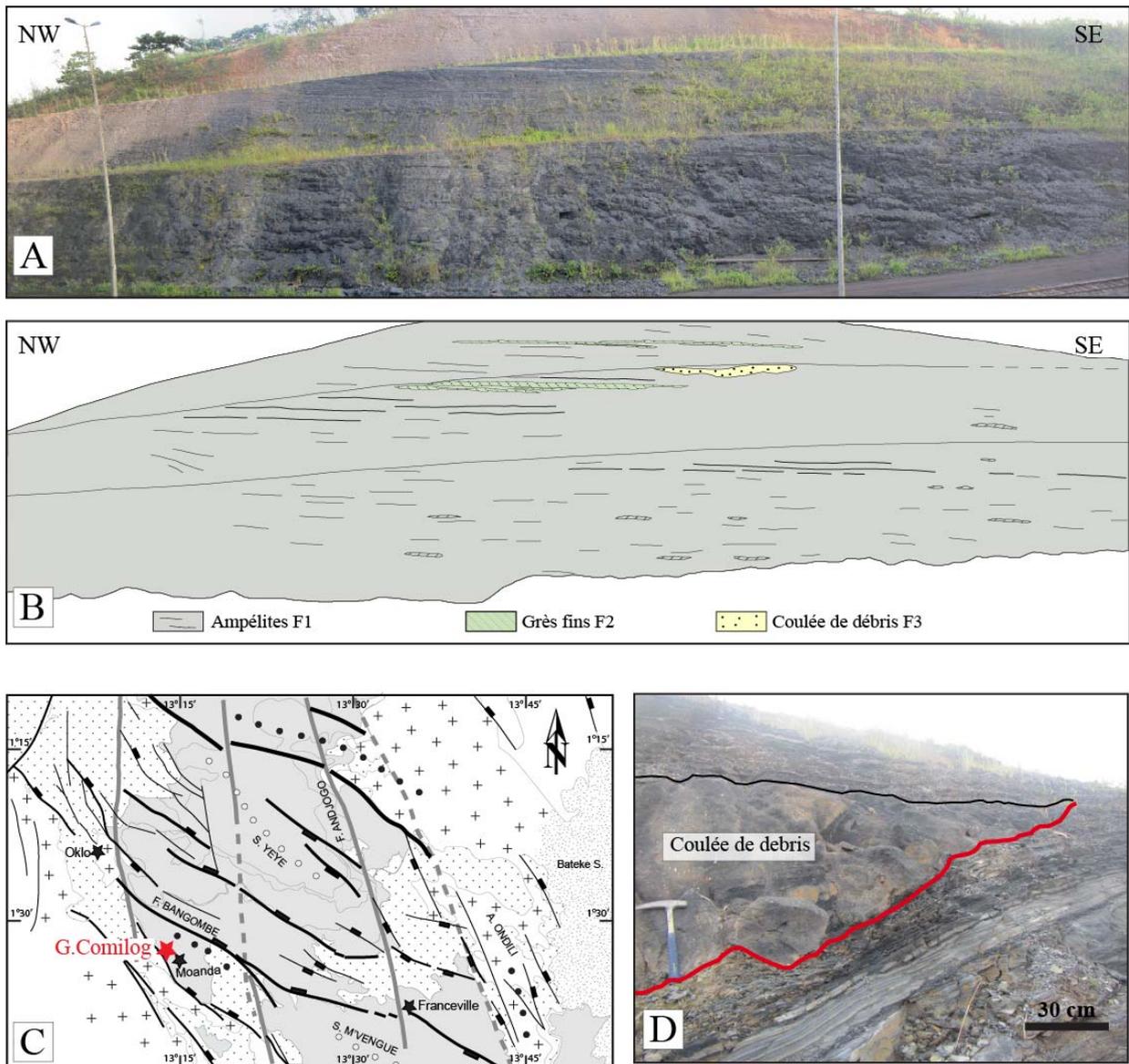
#### II.B.1.4 Analyse sédimentologique du FB

L'étude sédimentologique du FB se base sur les analyses faites à la transition FA-FB, au niveau de Mikouloungou et sur l'étude de l'affleurement de la gare de Comilog (Fig. II.34). Ce travail permet de caractériser les faciès sédimentaires associés au FB inférieur, connus dans la littérature sous l'appellation FB1.

##### ❖ Etude du FB inférieur à la transition FA-FB

Les faciès sédimentaires à la base du FB sont marqués par des alternances entre les ampélites laminées et les grès fins associés à des HCS, que l'on associe à des dépôts de *shoreface* et d'*offshore*, influencés par les tempêtes (Fig. II.48 cf. Chapitre II.C). Le passage du FA au FB, montre une tendance à l'approfondissement des environnements de dépôts, passant de façon abrupt d'un environnement

fluviatile à un environnement marin profond. Ce passage des faciès proximaux, vers des faciès de plus en plus distaux, indique une augmentation rapide de l'espace d'accommodation, probablement lié à l'activité syn-sédimentaire des failles normales intra-bassins. En effet, le chapitre II.A montre que les failles normales intra-bassin sont actives au cours de la sédimentation du FA et du FB. Selon Gauthier-Lafaye (1986), une période d'effondrement du bassin, contrôlée par le fonctionnement des failles régionales caractériserait la fin du FA et le début du FB. Ainsi, l'approfondissement du bassin, se serait traduit par un changement du style sédimentaire, avec l'installation en bordure du bassin, d'une activité gravitaire et d'une sédimentation fine au centre du bassin.



**Figure II-50:** (A, B) Photographie interprétée de l'affleurement FB de Comilog. (C) localisation de l'affleurement FB sur la carte de Franceville. (D) Coulée de débris (faciès F3) déformant les faciès sous-jacents.

❖ **Affleurement de la Gare de COMILOG**

L'affleurement de la gare de Comilog se localise à la périphérie de la ville minière de Moanda (localisation dans la figure II.38). Il expose en bordure du chemin de fer, une quarantaine de mètres de FB (Fig. II.55A, B). Le FB est principalement constitué par les ampélites riches en matière organiques du FB1 surmontés par les grès de Poubara et les ampélites du FB2 (Weber, 1969). Au niveau de la gare de Comilog le FB1 est représenté par trois faciès sédimentaires différents : F1, F2 et F3 (Fig. II.50A, B).

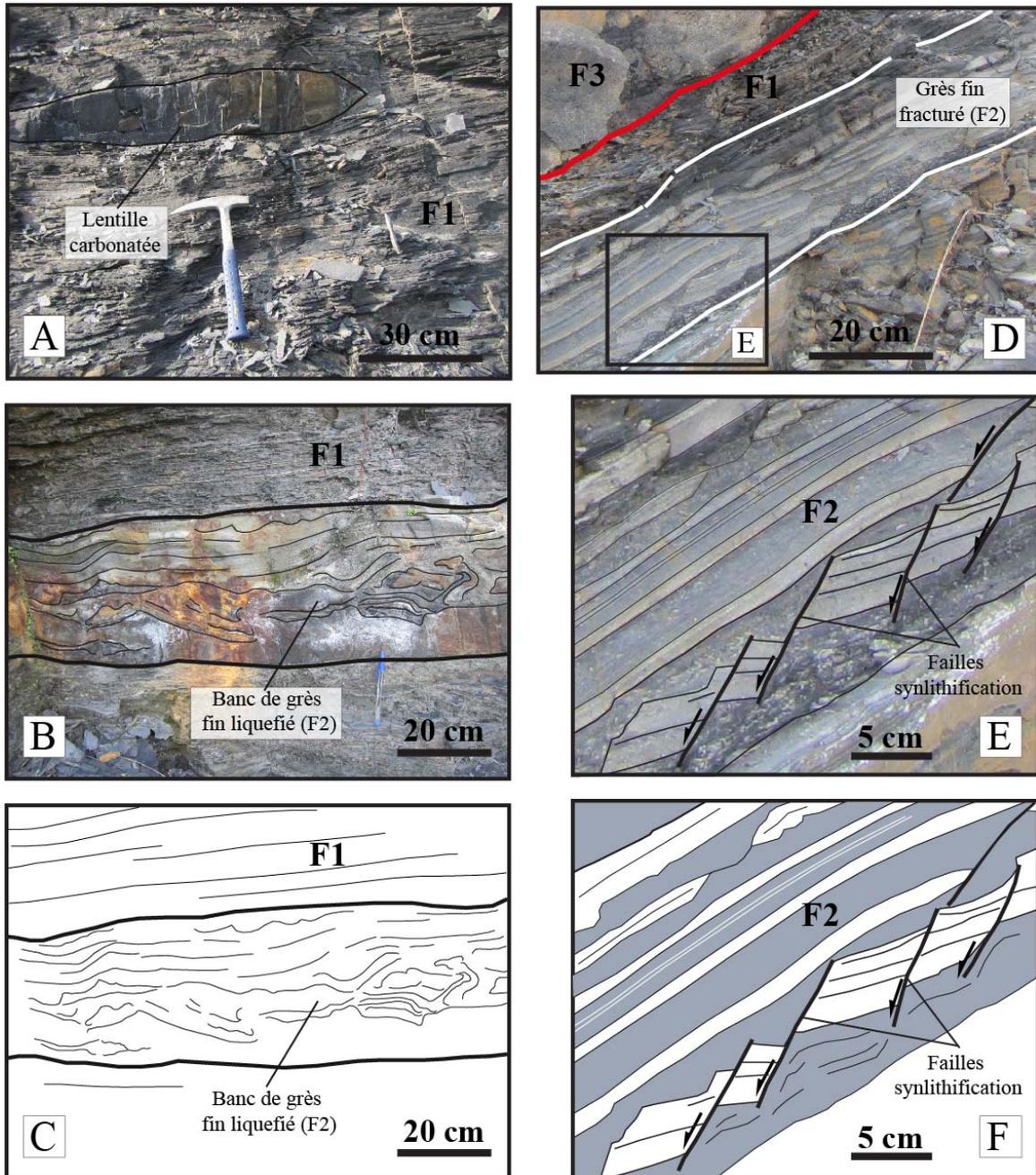
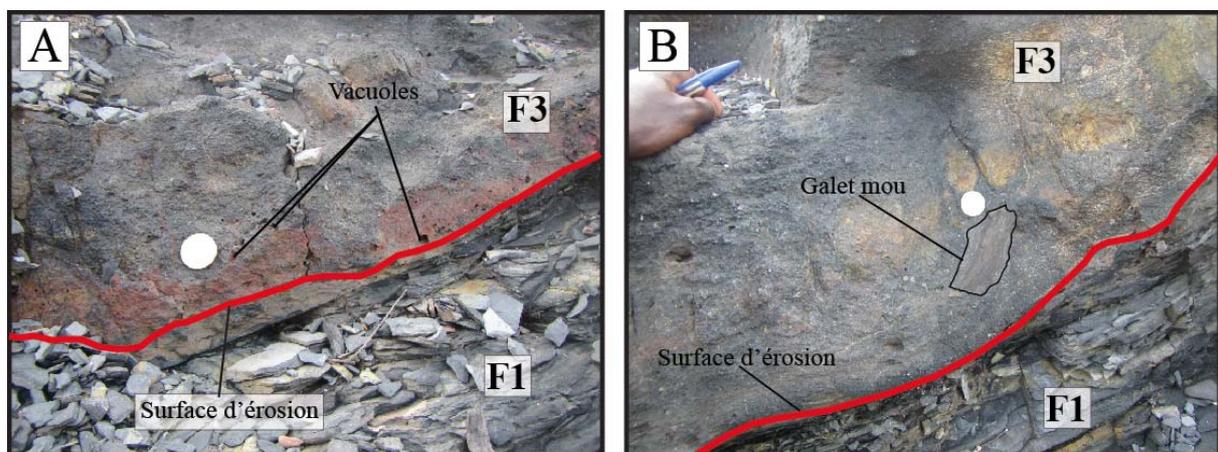


Figure II-51: (A) Argilites laminées du faciès F1 associées à une lentille carbonatée. Grès fin du faciès F2, liquéfié (B, C) et déformé par des failles synlithification (D, E, F).

Le faciès F1 occupe la quasi-totalité de l’affleurement et se compose d’argilites noires massives ou laminées (Fig. II.51A). Ce faciès est localement recoupé par des structures carbonatées de forme lenticulaire qui se disposent parallèlement à la stratigraphie et se cantonnent à la partie inférieure de l’affleurement (Fig. II.51A).

Le faciès F2 est formé par des niveaux de grès fins gris à bariolés et peu épais, de plus en plus abondants vers le sommet de l’affleurement (Fig. II.50A, B). F2 présente des lamines planes contenant des cristaux de pyrite. F2 est également affecté par un ensemble de structures de déformation ductile et fragile. Les structures ductiles sont représentées par la **liquéfaction** (Lowe, 1975) de certains bancs de grès fins (Fig. II.51B, C). Toutefois, les structures sont essentiellement des **failles normales synlithification** (Hugen et al., 2001), qui affectent les grès fins situés immédiatement sous le faciès F3 (Fig. II.51D, E, F). Les notions de liquéfaction et de failles normales synlithification sont largement abordées dans le chapitre II.C.

Le faciès F3 est constitué par un corps gréseux chenalisé, composé de grès très grossiers à granuleux, vacuolaires et renfermant des galets mous provenant du faciès F1 (Fig. II.52A, B). Le chenal présente une base érosive qui ravine et déforme les faciès de grès fins (F2) d’ampélites (F1) sous-jacents (Fig. II.52A, B).



*Figure II-52: Coulée de débris du faciès F3 érodant les argilites laminées du faciès F1 et présentant des vacuoles et des galets mous.*

Le faciès F1 présente les caractéristiques d’une sédimentation marine profonde marquée par la décantation des particules fines dans le bassin profond (Bouma, 1962 ; Low, 1982). Les lentilles de carbonates croissent en écartant les lamines du faciès F1 (Fig. II.51A). Des structures similaires sont décrites par Rodrigues et al. (2009), dans des argilites riches en matière organique (roche mère) du bassin de Neuquén en Argentine. Ces derniers attribuent la formation des lentilles carbonatées à des processus de surpression fluide. Il semble donc que les lentilles carbonatées de l’affleurement de

Comilog se soient formées sous l'effet des surpressions fluides au cours de l'enfouissement du bassin de Franceville.

F2 marque le passage vers un environnement plus hydrodynamique, avec des apports réguliers des grès fins, probablement apportés par des turbidites fines au niveau des parties distales du bassin (Walker, 1984). F3 est marqué par la présence des vacuoles indiquant des processus d'échappements d'eau et par la présence des galets mous qui peuvent être reliés aux processus d'érosion lors d'une coulée de débris. Ce faciès peut donc être associé à une turbidite grossière ou à une coulée de débris, dont la mise en place est probablement reliée à un écoulement gravitaire sous-marin (Walker, 1984).

L'évolution sédimentologique au niveau de l'affleurement de Comilog commence par la mise en place des argilites laminées et massives (F1) en domaine marin profond suivi par des apports progressifs des turbidites fines (F2) et de la coulée de débris (F3) en domaine plus proximal (Fig. II.53). Les lentilles carbonatées se forment tardivement au cours de la diagenèse. Ainsi, l'évolution des faciès sédimentaires au niveau de la gare de Comilog, montre un passage des argilites laminées, associées à un environnement profond vers des faciès turbiditiques de plus en plus grossières et abondantes et des coulées de débris. L'augmentation de la fréquence des turbidites de plus en plus grossières pourrait être reliée à une intensification des processus gravitaires ou une émergence du bassin, permettant de passer des dépôts distaux vers des dépôts proximaux. Dans ce dernier cas, l'étude de l'affleurement de Comilog permettrait de caractériser la transgression du bassin de Franceville, au cours du FB1.

### ***II.B.1.5 Synthèse des environnements de dépôts du FB et du FC***

#### **❖ *Environnements de dépôts du FB***

L'étude sédimentologique du FB1, effectuée à la carrière de Mikouloungou, montre une tendance à l'approfondissement du bassin, marquée par le passage rapide d'un environnement fluviatile, proximal, à un environnement marin profond, plus distal (Fig. II.48 ; 53). Ce processus traduit une augmentation de l'espace d'accommodation et une tendance à l'approfondissement du bassin qui s'inverse ensuite comme le montre l'affleurement de la gare de Comilog avec une transition d'un environnement distal, de type bassin profond, vers un environnement plus hydrodynamique et plus proximal (Fig. II.53). La figure II.58 présente une carte de synthèse de la répartition des environnements de dépôts du FB1, issue de notre étude et des travaux antérieurs. Le FB1 se compose essentiellement des ampélites formées en domaine d'*offshore*, associées à des turbidites et à des dépôts gravitaires, identifiés dans plusieurs secteurs du bassin de Franceville

(Azzibrouck Azziley, 1986 ; Bouton et al., 2009), et qui se répartissent au niveau des compartiments supérieurs des failles normales intra-bassins (Fig. II.54).

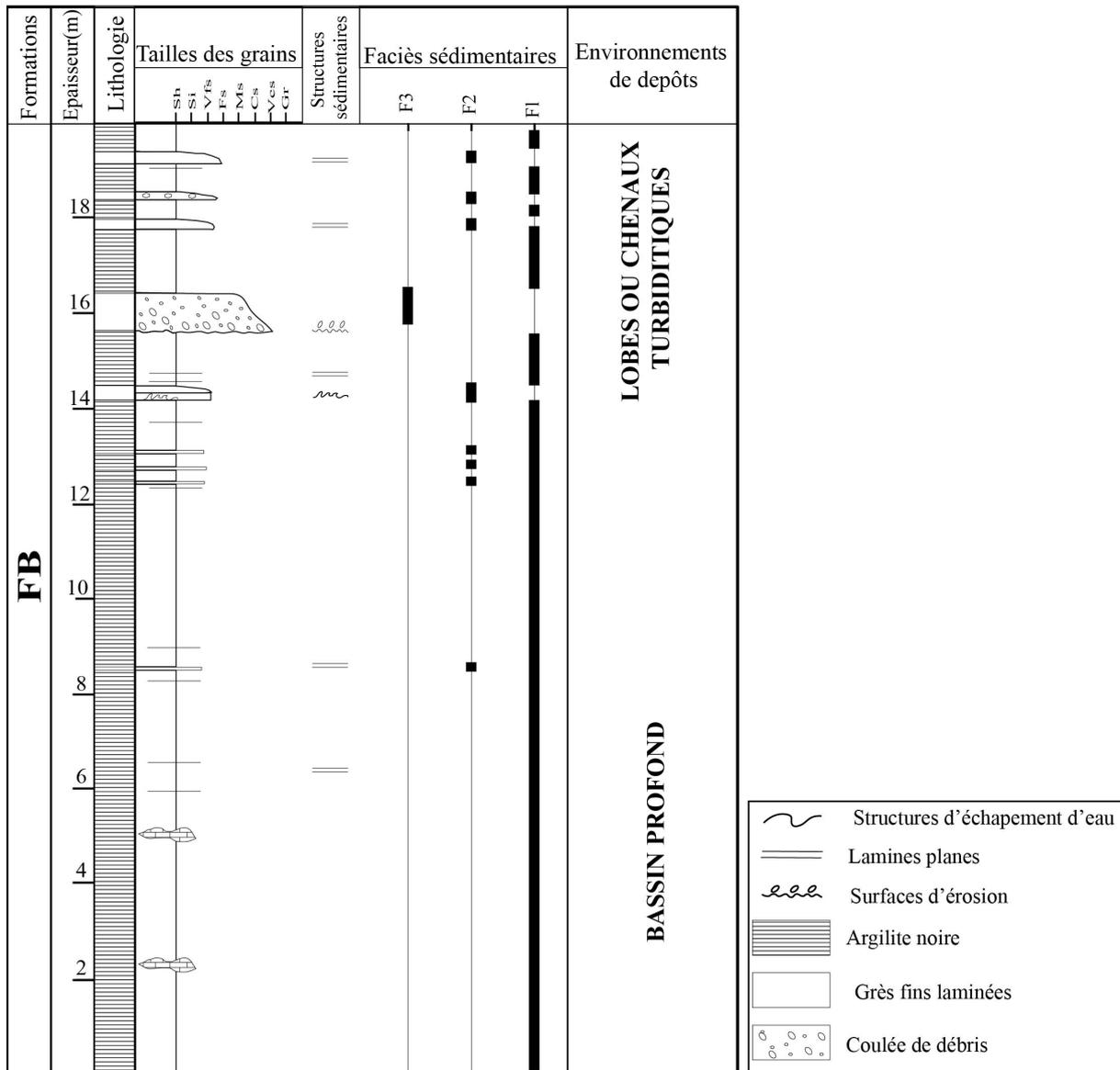


Figure II-53: Log sédimentaire de la gare de Comilog illustrant l'évolution des faciès sédimentaires et des environnements de dépôts (localisation dans la figure II.34).

Les grès de Poubara (FB2a) et les ampélites du FB2b associées constituent la partie supérieure de la formation du FB (Weber, 1969). Ces faciès ont fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques, donnant lieu à plusieurs interprétations. Face à la multitude d'interprétations, il devient difficile de comprendre l'évolution stratigraphique du bassin. Même si ces dépôts n'ont pas fait l'objet d'une étude sédimentologique détaillée dans notre travail, pour mieux appréhender les environnements de dépôts du FB2a, nous proposons une discussion à partir des interprétations de la littérature et de l'évolution stratigraphique globale.

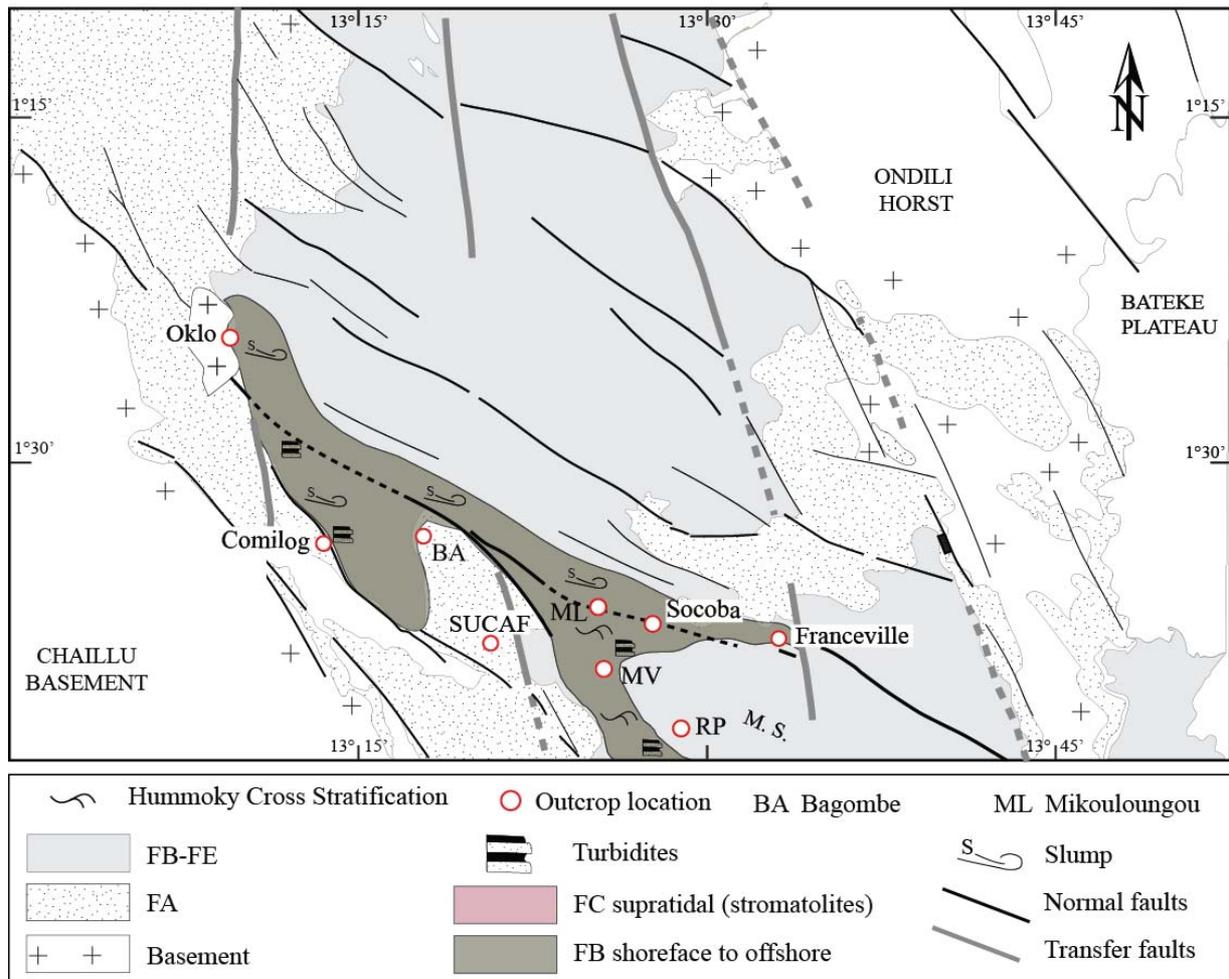


Figure II-54: Carte de la répartition spatiale des environnements de dépôts du FB, dans la partie occidentale du bassin de Franceville.

### ❖ Environnements de dépôts du FC

Le FC se répartie au niveau des bordures et des parties centrales du bassin, dans le secteur de SUCAF et au niveau des synclinaux de Yeye et de M'vengue (Fig. II.55). Il se compose de dolomie, de jaspes et de chert à stromatolites (Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye, 1986). Le FC a été utilisée comme niveau repère pour établir la colonne stratigraphique du bassin de Franceville, du fait de la constance de son épaisseur (10 à 50 m) à l'échelle du bassin (Weber, 1969). La description des environnements de dépôts a été réalisée en se basant sur les travaux de Prétat et al. (2011) qui indiquent que les carbonates du FC étaient probablement associés à des faciès d'évaporites. Le FC correspond à un environnement marin peu profond de type estran ou de type lagon de plate-forme interne, soumis à un climat chaud et sec (Prétat et al., 2011).

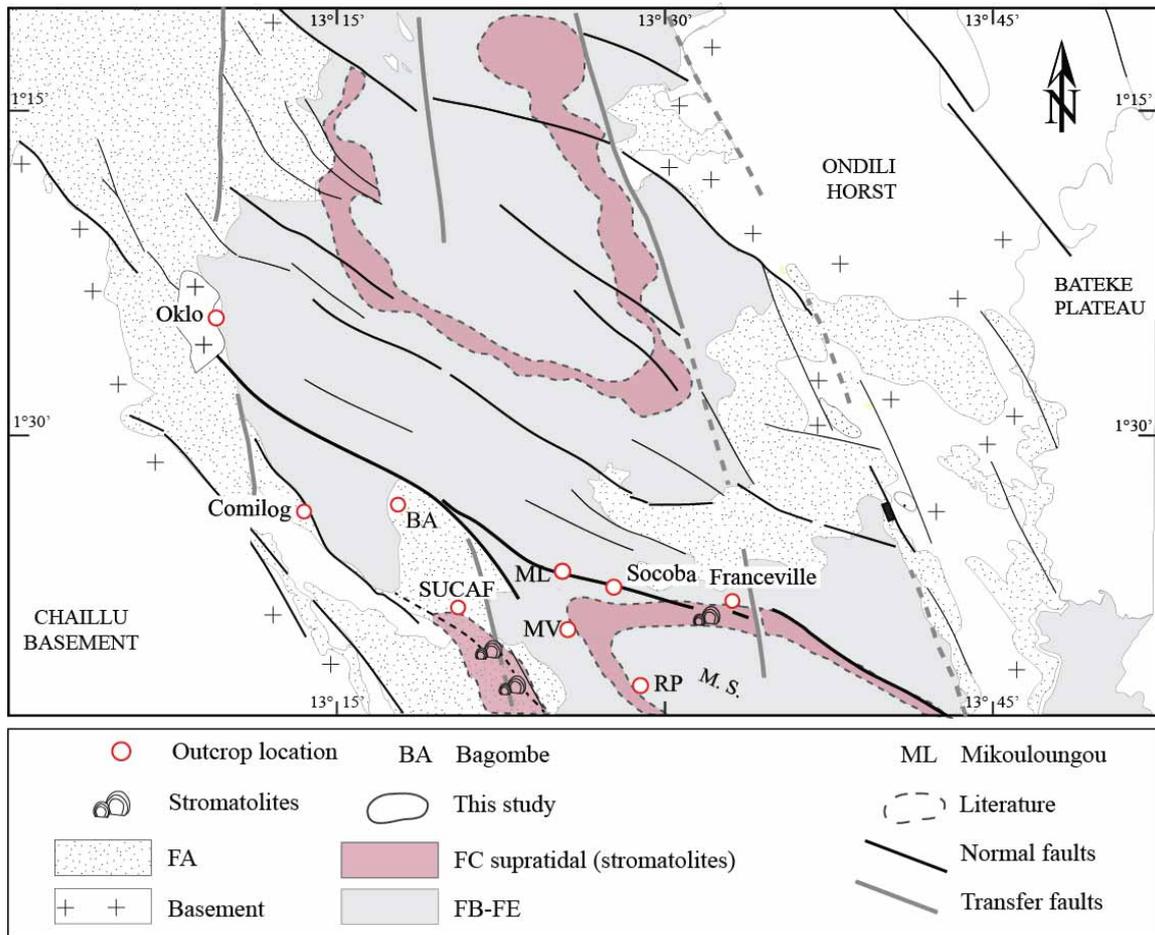


Figure II-55: Carte de la distribution spatiale de la formation du FC dans bassin de Franceville

## II.B.2 Evolution stratigraphique synthétique du bassin de Franceville et interprétation de la transition FB-FC.

Les grès de Poubara affleurent dans la partie supérieure du FB. Ils forment des corps gréseux massifs, de couleur grise à noire, pouvant atteindre des épaisseurs comprises entre 50 et 150 m (Weber, 1969 ; Parize et al., 2013). Ils sont essentiellement composés des grains de quartz isogranulaires et de rares feldspaths (Weber, 1969 ; Parize et al., 2013). Les grès de Poubara sont associés aux faciès ampélitiques du FB2b intercalés entre les bancs gréseux et au-dessus de ces derniers (Weber, 1969 ; Parize et al., 2013).

Les environnements de dépôt associés à la mise en place des grès de Poubara sont encore très débattus. Plusieurs types d'environnements ont été évoqués : tempestites (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck, 1986 ; Pambo et al., 2006 ; Thiéblemont et al., 2009), turbidites distales (Parize et al., 2013), et dépôts tidaux en domaine deltaïque (El Albani et al., 2010 ; Ossa-Ossa, 2010). Les ampélites du FB2b sont souvent interprétées comme des dépôts fins de prodelta (El Albani et al., 2010 ; Ossa-Ossa, 2010) ou encore attribuées à des dépôts fins de turbidites distales (Parize et al., 2013).

Afin de proposer une évolution cohérente des cortèges sédimentaires du bassin de Franceville et de discuter des milieux de dépôts des grès de Poubara, voici un récapitulatif des différents environnements de dépôts décrits au cours de cette étude.

L'analyse sédimentologique du FA a permis d'identifier trois grands types d'environnements de dépôts : (1) un environnement fluvial, (2) un environnement deltaïque, et (3) un environnement tidal (Fig. II.60). La transition FA-FB étant marquée par un bref retour au fluvial avant l'arrivée du FB1 (Fig. II.48; 56).

Le FB montre à sa base, une tendance à l'approfondissement du bassin, marquée par la transition brusque des dépôts fluviaux vers des faciès marins de *shoreface* et d'*offshore* (Fig. II.53; 56). Dans la partie supérieure du FB1, les faciès sédimentaires montrent une tendance à la diminution de l'espace d'accommodation, caractérisée par le passage progressif, d'un environnement marin profond de type *offshore*, associé à des dépôts de décantation fine, vers des environnements marins plus proximaux influencés par l'accroissement de la fréquence des turbidites (Fig. II.53).

Les grès de Poubara et les ampélites associées, qui forment le FB2, peuvent être interprétés selon deux hypothèses : (1) si on considère l'interprétation de Parize et al. (2013) qui associe les grès de Poubara à des turbidites distales, formées à des profondeurs de l'ordre de 200 m. (2) si on considère les interprétations issues de plusieurs travaux qui interprètent les grès de Poubara comme des dépôts tidaux ou comme des tempestites en domaine proximal (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Azzibrouck, 1986 ; Pambo et al., 2006 ; Thiéblemont et al., 2009 ; El Albani et al., 2010 ; Ossa-Ossa, 2010).

### ❖ **Hypothèse 1**

Si les grès de Poubara sont considérés comme des turbidites, deux interprétations peuvent être envisagées en terme de variation de l'espace d'accommodation (Fig. II.57). Dans le premier cas, les grès de Poubara se sont déposés en période de bas niveau marin et dans le second, ils se sont formés en période de haut niveau marin (Fig. 57A, B).

Les turbidites peuvent se déposer en période de bas niveau marin (Fig. 57A) : les études menées en stratigraphie séquentielle (Menard, 1955 ; Mutti and Normark, 1987, 1991 ; Stelling et al., 2000), montrent que l'installation des prismes de bas niveaux marins, peut être associée à la mise en place d'un système turbiditique dans le bassin profond. En suivant cette hypothèse, dans le bassin de Franceville, les grès de Poubara sont directement situés au-dessus des ampélites du FB1, qui selon toute vraisemblance, sont des dépôts de haut niveau marin. De plus, les grès de Poubara sont

surmontés par les carbonates et les évaporites du FC, interprétés comme des faciès supratidaux de comblement du bassin (Fig. II.55; Prétat et al., 2011). Ainsi, pour valider cette hypothèse qui associerait les grès de Poubara à un prisme turbiditique de bas niveau marin, il faudrait identifier une surface d'érosion majeure qui marquerait la chute du niveau de base entre les dépôts de haut niveau marin du FB1 et les grès de Poubara. Il faudrait également une discontinuité majeure marquant la remontée rapide du niveau marin qui permettrait d'expliquer la transition entre les turbidites de bas niveau marin (grès de Poubara) à des dépôts de haut niveau marin constituant le FC.

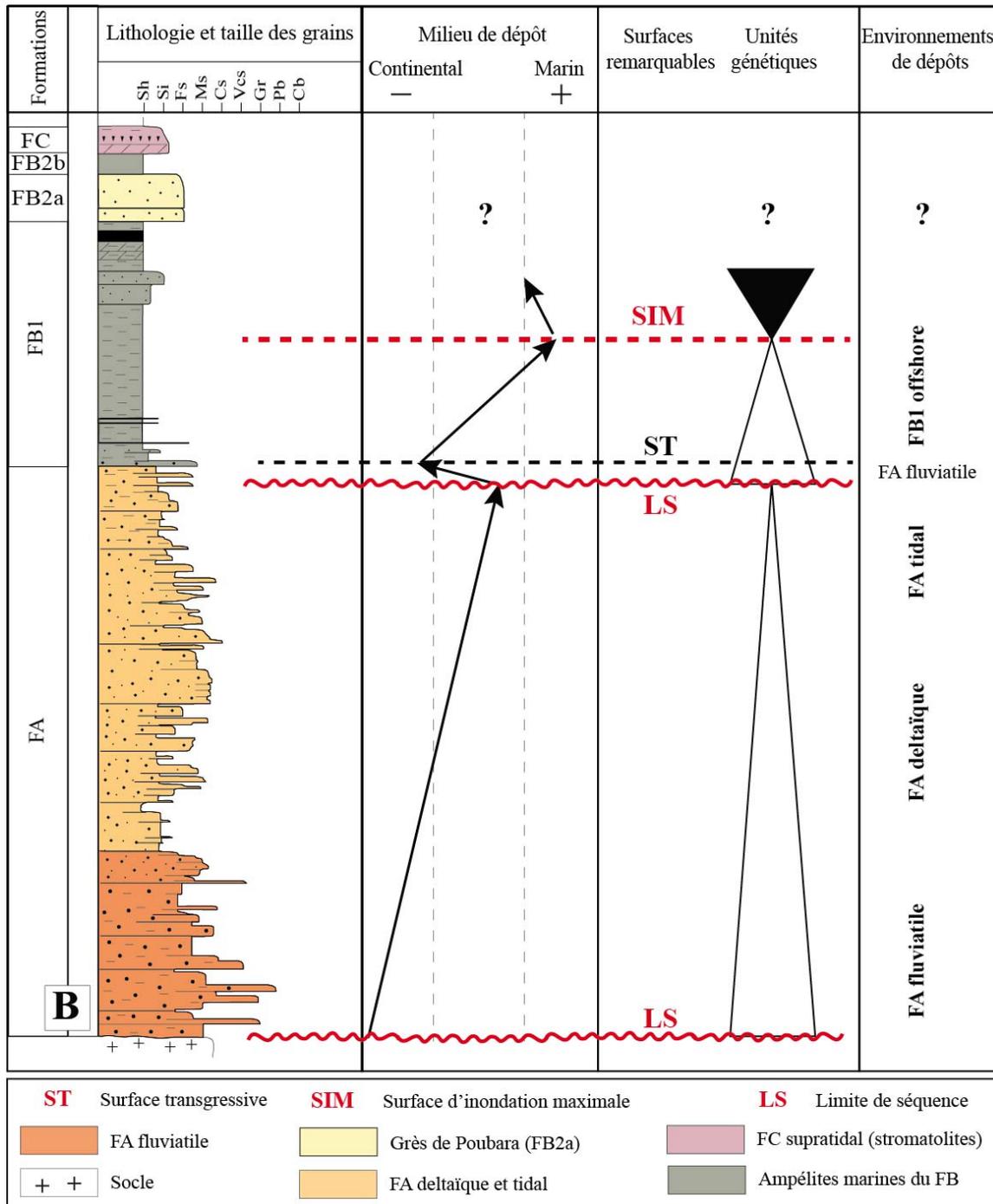


Figure II-56: Synthèse des environnements de dépôts du FA et du FB1.

Les turbidites peuvent se déposer en période de haut niveau marin (Fig. 57B) : dans ce second cas, plusieurs travaux sur les systèmes turbiditiques actuels (Amazone, Bengale, Mississippi, Danube, Rhône, Zaïre, Var, ...etc.), montrent que les systèmes turbiditiques qui fonctionnent en période de haut niveau marin, sont liés à des remobilisations sédimentaires causées par des phénomènes catastrophiques tels que les tempêtes, ou sont liés à un flux sédimentaire importants, qui déposent directement les lobes turbiditiques dans le bassin (Khripounoff et al., 2003; Canals et al., 2006; Palanques et al., 2006; Dennielou et al., 2009;). Par conséquent, si les grès de Poubara sont des turbidites de haut niveau marin, leur accumulation serait liée à des processus de remobilisation des dépôts de plate-forme par des tempêtes ou serait associée à un flux sédimentaire important. Cette hypothèse résout le problème de la remontée rapide du niveau marin, mais pour qu'elle soit admise, il faudrait identifier une discontinuité majeure (limite de séquence), qui marquerait la transition entre les grès de Poubara et le FC carbonaté.

## ❖ ***Hypothèse 2***

La seconde hypothèse assimile les grès de Poubara à des dépôts tidaux ou à des tempestites proximales (Fig. II.58). Dans ce cas, lors d'une phase transgressive, la distribution des cortèges sédimentaires évoluent progressivement des faciès profonds vers des faciès de plate-forme, puis vers des dépôts marins peu profonds et des dépôts de plaine côtière (Naish et al., 2005). On aurait une évolution progressive des ampélites marines du FB1, vers les faciès tidaux des grès du Poubara (FB2a) avant l'installation des carbonates et évaporites côtiers du FC. Cette évolution marquerait une tendance au comblement progressif du bassin, ce que semble confirmer les observations sédimentologiques que nous avons réalisées dans cette étude, et celles décrites dans la littérature (Azzibrouck, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Pambo et al., 2006 ; Thiéblemont et al., 2009 ; El Albani et al., 2010 ; Ossa-Ossa, 2010).

Ainsi, sur la base de cette discussion et dans l'état des connaissances actuelles, l'hypothèse d'une transgression classique avec les grès du FB2a comme dépôts tidaux, pouvant être remobilisés par des courant de tempêtes, nous semble être la plus probable. Et par conséquent, la tendance à la diminution de l'accommodation du bassin de Franceville, amorcée au cours du FB1 s'achève par le comblement du bassin avec l'installation des dépôts carbonatés et évaporitiques peu profonds du FC.

## GRES DE POUBARA COMME TUBIDITES

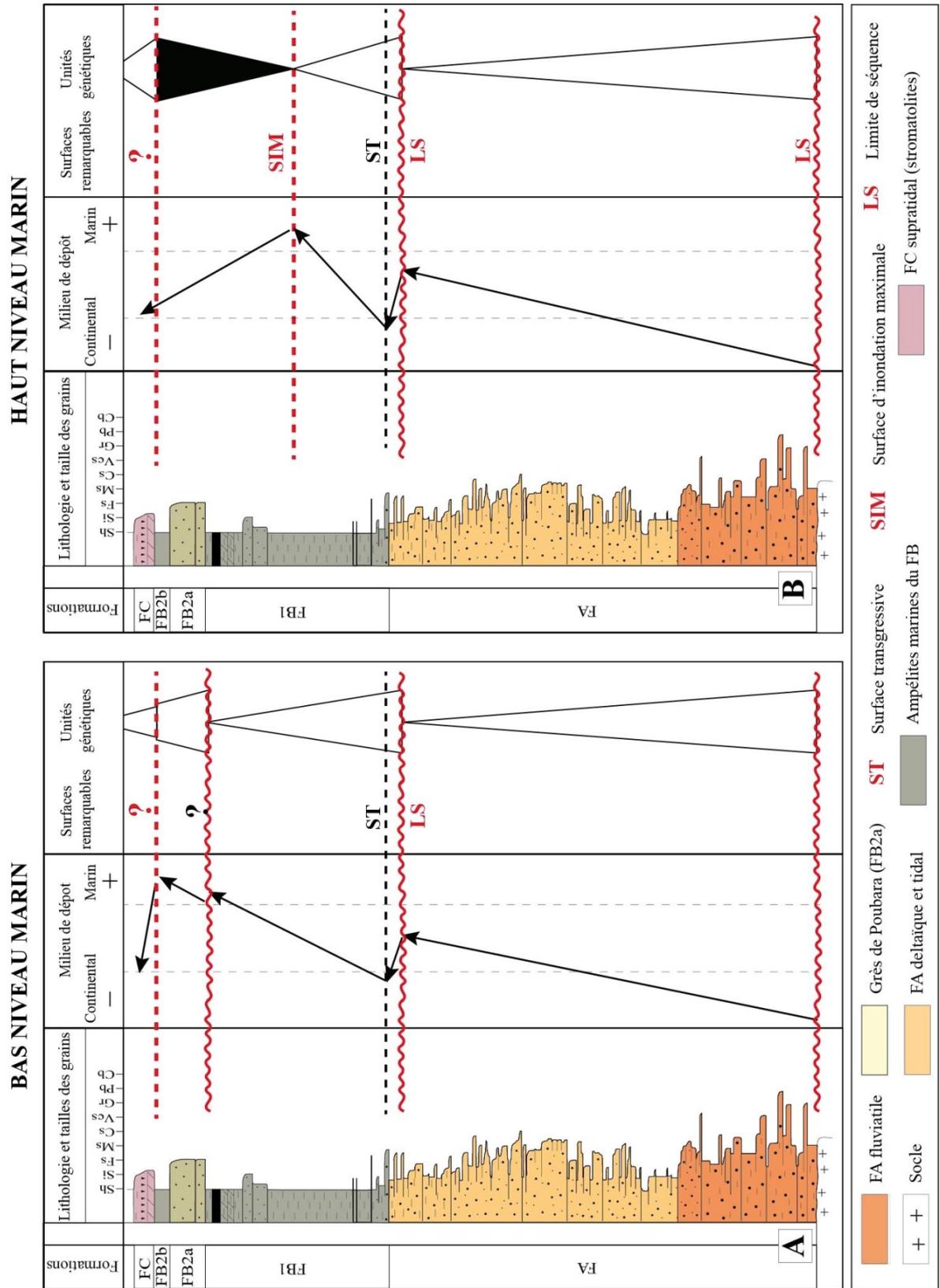


Figure II-57: Colonne stratigraphique du bassin de Franceville montrant l'évolution des environnements de dépôts et des unités génétiques. L'évolution des unités génétiques permet de discuter l'hypothèse considérant les grès de Poubara comme des turbidites suivant deux cas de figure : en période de bas niveau marin (A) et en période de haut niveau marin (B).

### GRES DE POUBARA COMME DEPOTS TIDAUX

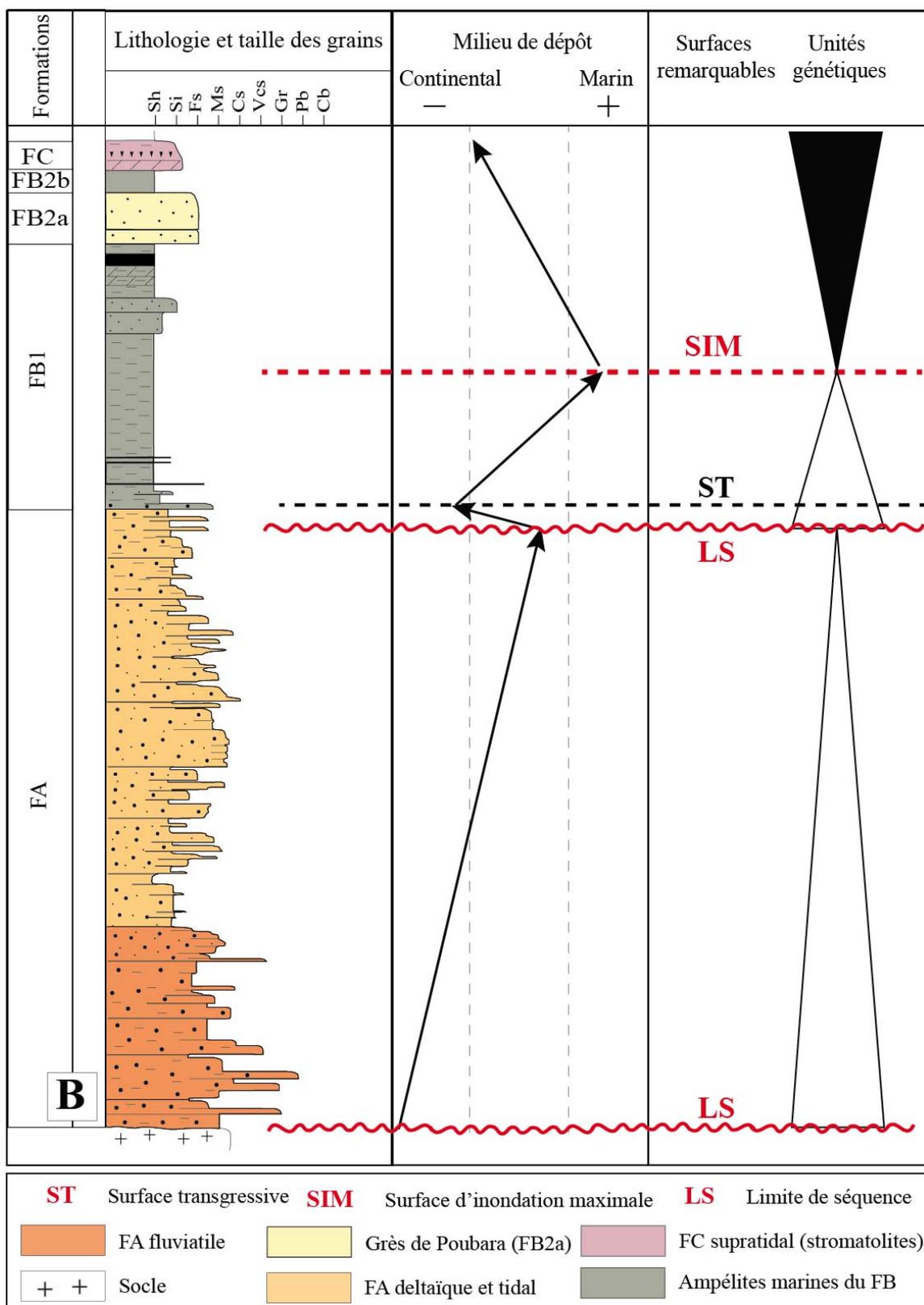


Figure II-58: Colonne stratigraphique du bassin de Franceville montrant l'évolution des environnements de dépôts et des unités en considérant les grès de Poubara comme des dépôts tidaux.

### II.B.3 Synthèse de l'évolution des environnements de dépôts du bassin de Franceville

L'étude sédimentologique du bassin de Franceville permet de décrire quatre grands types d'environnement de dépôts : fluviatile, deltaïque, tidal et marin.

Le domaine fluviatile est caractérisé par les dépôts des conglomérats fluviatiles FA de Moyabi et de SUCAF et les barres fluviatiles de Moanda. Ces dépôts se répartissent sur la bordure occidentale du bassin et constituent la première phase du remplissage du bassin de Franceville. Le domaine deltaïque est représenté par les deltas décrits au niveau de Nord-Leyou, d'Eyouga II et de Kélé. L'environnement à influence tidal est marqué par les faciès grés-argileux décrits au niveau de la carrière de Mikouloungou et dans le secteur de Bagombe. Le domaine marin est caractérisé par la mise en place des argilites marines (FB1 ; offshore), des turbidites en domaine distal ainsi que les argilites et les grès de *shoreface* (FB2) et des carbonates à stromatolites supratidales du FC (Fig. II.58).

Les environnements fluviatiles, tidaux et deltaïques marquent la première phase de transgression du bassin de Franceville, tandis que l'environnement marin FB est associé à une seconde phase transgressive du bassin (Fig. II.59). Cette étude permet de proposer l'organisation sédimentaire selon deux séquences de dépôt (Fig. II.59). La première séquence montre au cours de la phase de transgression, la mise en place des faciès fluviatiles, deltaïques, tidaux, et probablement marins dans les parties profondes du bassin (Fig. II.59A). La phase régressive de cette séquence correspond à la mise en place de faciès fluviatiles au toit du FA. La seconde séquence montre la mise en place au cours de la transgression d'environnements de dépôts marins distaux (ampélites, turbidites). Le comblement de l'espace d'accommodation de cette seconde séquence correspond à la mise en place de faciès marins proximaux, dépôts de grès littoraux (FB2a), surmontés par des carbonates à stromatolites et des évaporites (Fig. II.59B).

### II.B.4 Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Franceville.

Les études tectoniques et sédimentaires permettent de proposer un modèle d'évolution tectono-sédimentaire, globale en trois grandes phases : (1) **une phase d'extension initiale**, (2) **une phase d'activation régionale des failles normales** et (3) **une phase post-extension**.

#### ***II.B.4.1 Phase d'extension initiale***

La phase d'extension initiale marque le début de l'ouverture du bassin de Franceville. Cette phase se caractérise par l'initiation des failles normales sur le massif Archéen du craton du Congo (Fig. II.64). Au cours de cette phase, les failles normales longitudinales sont encore marquées par une faible activité et permettent seulement l'accumulation des conglomérats et des grès fluviatiles du FA inférieur (Fig. II.64).

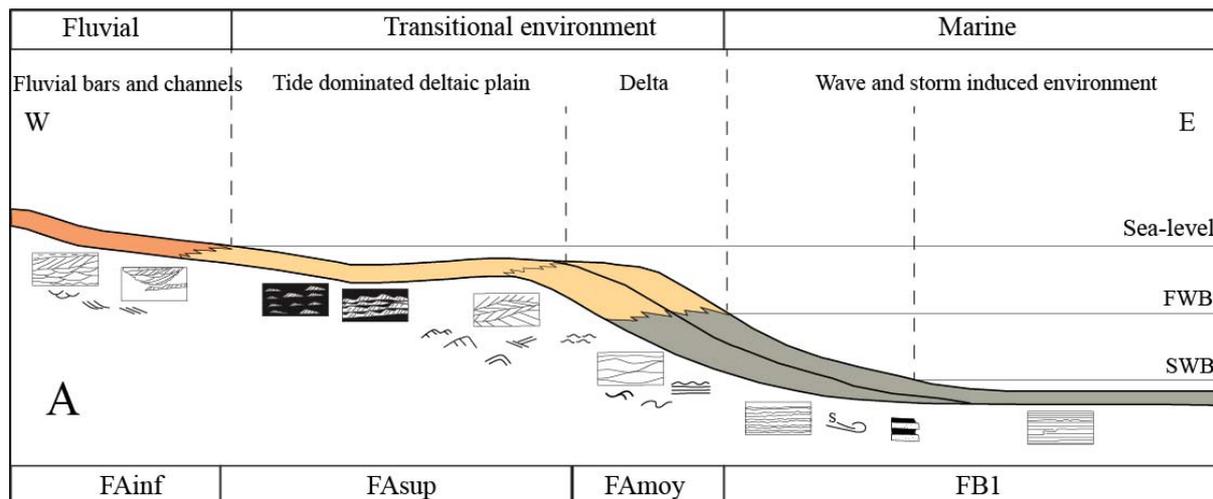
#### ***II.B.4.2 Phase d'activation régionale des failles normales***

La phase d'activation régionale des failles normales (ou *rift climax*) se caractérise par une importante activité des failles normales qui provoque la subsidence du bassin. Cette phase est marquée par la progradation du système deltaïque formant les grès du FA moyen et des dépôts tidaux du FA supérieur (Fig. II.60). La mise en place de ces dépôts sédimentaires favorise la réduction de l'accommodation à la fin du FA supérieur et s'accompagne d'une chute du niveau de base (Fig. II.60). Cette dernière entraîne l'érosion et le dépôt des chenaux fluviatiles décrits à la transition FA-FB. Cette phase tectonique explique également la seconde phase transgressive du bassin illustrée par l'approfondissement du bassin, avec l'accumulation des ampélites marines du FB (Fig. II.60). Au cours de cette phase, l'activité syn-sédimentaire des failles normales intra-bassins favorise le développement des anticlinaux de mur et des synclinaux de toit, associés à la mise en place des discordances progressives et au basculement des couches vers le NE (Fig. II.60). Cette structuration synsédimentaire a pour conséquence le développement d'une importante activité gravitaire dans le bassin.

#### ***II.B.4.3 Phase post extension***

La phase post-extension est marquée par l'arrêt de l'activité des failles normales et de la subsidence tectonique (Fig. II.60). Elle se traduit par le comblement du bassin, avec la mise en place, des faciès subtidaux et intertidaux, représentés par les grès et les ampélites du FB2. Le comblement du bassin de Franceville s'achève avec l'installation des carbonates à stromatolites et des évaporites en domaine supratidal (FC).

FISRT TRANSGRESSIVE STAGE OF FRANCEVILLE BASIN



SECOND TRANSGRESSIVE STAGE OF FRANCEVILLE BASIN

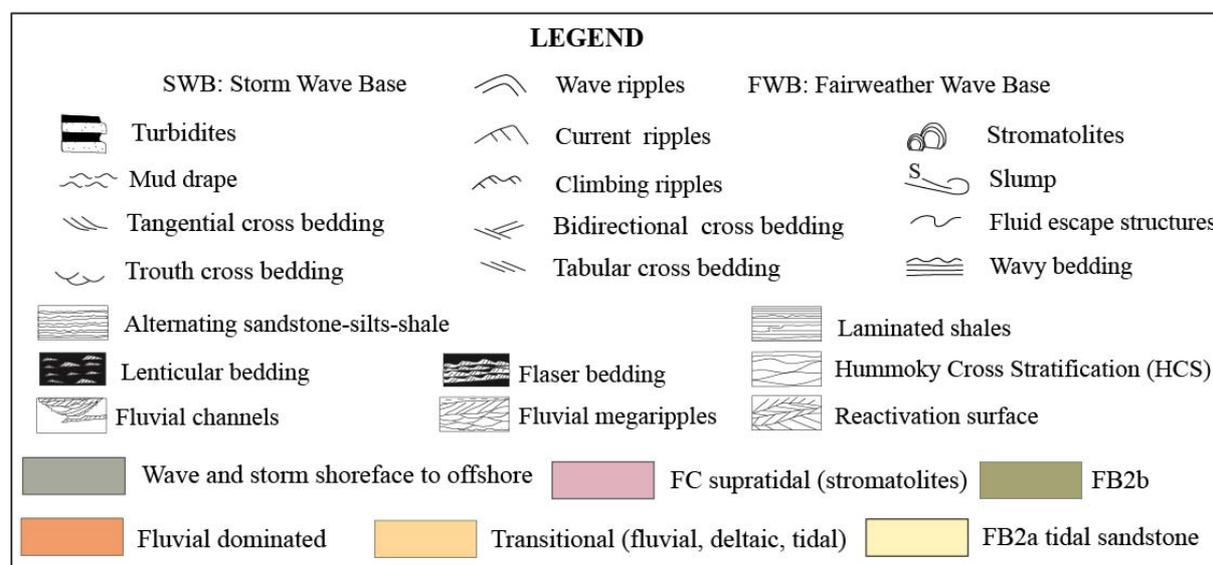
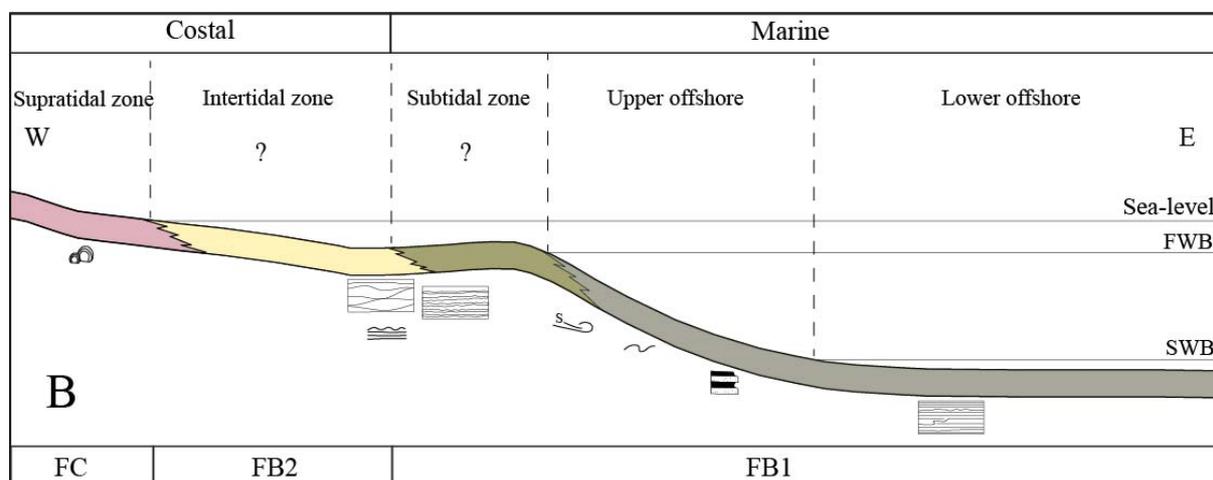


Figure II-59: Distributions proximales, distales, des environnements de dépôts du bassin de Franceville. (A) dépôts fluviatiles, deltaïques et tidaux du FA au FB inférieur. (B) dépôts marins profonds, subtidaux à supratidaux du FB au FC.

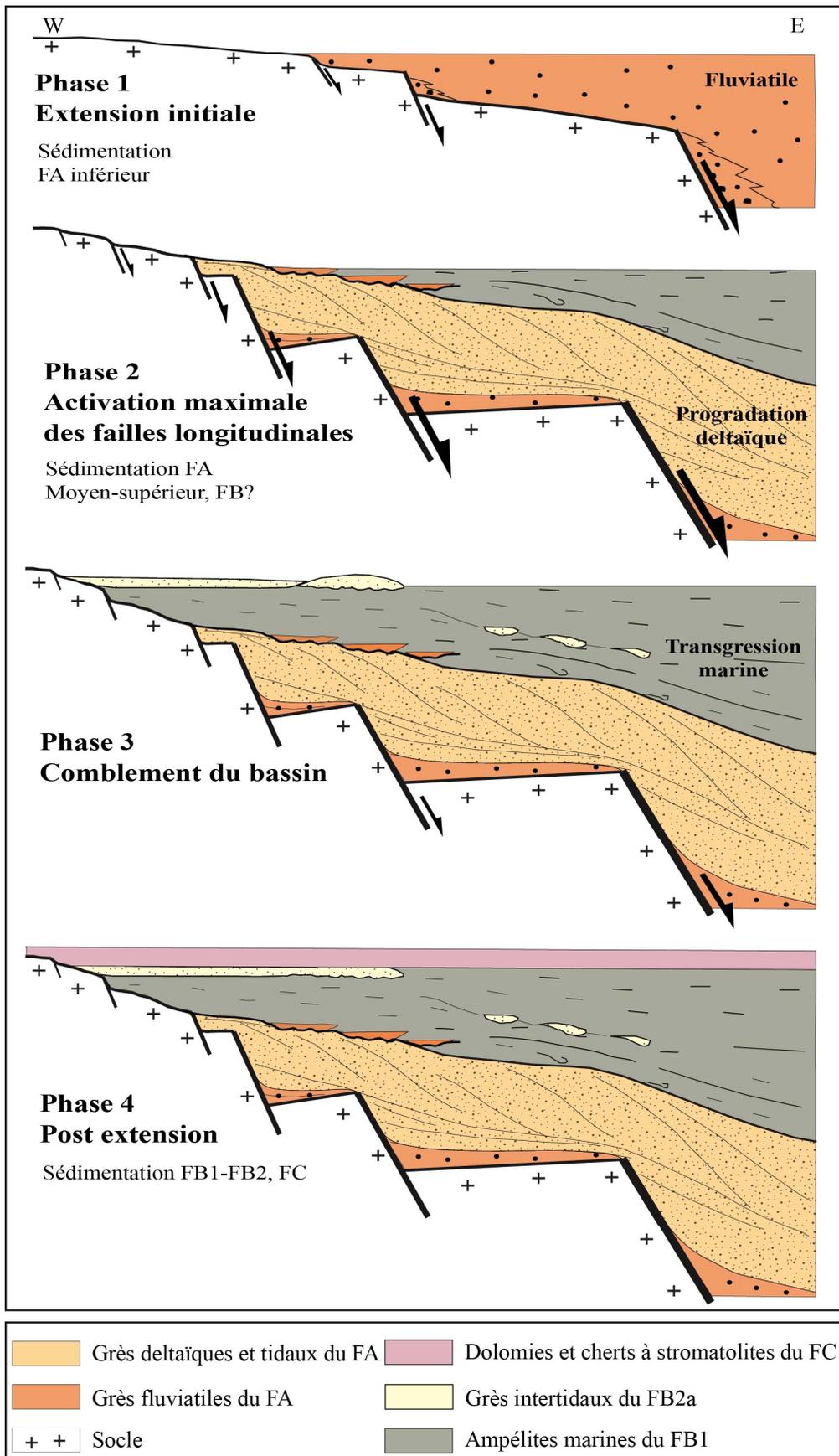


Figure II-60: Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Franceville montrant les quatre phases tectoniques et le remplissage sédimentaire correspondant.



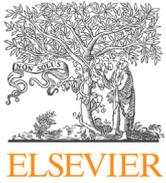
## **II.C Article : Surficial fluid-pressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon)**

### ***Résumé de l'article***

Le bassin de Franceville (2.2 Ga) a largement été étudié du fait des gisements uranifères qu'il renferme. Ces gisements d'uranium se localisent essentiellement au voisinage des grandes failles structurant le bassin et à la transition des Formations FA gréseuses –FB ampélique. Ces formations correspondent à une série volcanosédimentaire d'âge Francevillien. Les travaux antérieurs ont montré que les gisements uranifères du bassin de Franceville sont reliés à d'anciens systèmes pétroliers, mais aussi qu'ils sont étroitement associés aux processus de fracturation hydraulique mise en évidence par l'existence de fractures et brèches hydrauliques. Cette étude a permis d'identifier les anticlinaux de mur et les synclinaux de toit associés aux failles normales longitudinales d'orientation NW-SE. Elle a également contribué à la mise en évidence de deux types de barrières de perméabilité MPB (Main Permeability Barrier) and SPB (Secondary Permeability Barrier), situées au voisinage des transitions stratigraphiques FA-FB et FB2a-FB2b. L'analyse multi échelle des échantillons à l'affleurement a permis de décrire deux types de structures de surpression fluide ; les structures synlithification et les structures post-lithifications : (1) Les structures synlithification sont représentées par les failles synlithification dans la carrière d'Oklo, et par des dykes (i.e. injectites) et sills à M'vengue. (2) Les structures postlithification sont des fentes de tension et des stylolites observés dans la carrière de Socoba. Dans les secteur d'Oklo et Mikouloungou, au voisinage des failles synsédimentaires, la mise en évidence de brèches intraformationnelles reprenant des structures extensives postlithification (i.e. fentes de tension et stylolites) nous permet de proposer un modèle de déformation postlithification proche de la surface (i.e. chemical compaction).

Enfin, l'ensemble de ces structures de surpression fluide montre une spatialisation et une stratigraphie particulière. Elles se localisent dans les anticlinaux de mur (i.e. pièges pétroliers), et elles sont associés aux failles longitudinales et se situent au voisinage des barrières de perméabilité MPB et SPB au niveau des transitions FA-FB et FB2a-FB2b. Nous avons ainsi défini une distribution spatiale et stratigraphique des structures de surpression fluide.





# Control of fluid–pressure on early deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon)

Alexis Ndongo<sup>a</sup>, Michel Guiraud<sup>a,\*</sup>, Emmanuelle Vennin<sup>a</sup>, Michel Mbina<sup>b</sup>, Jean-François Buoncristiani<sup>a</sup>, Christophe Thomazo<sup>a</sup>, Nicolas Flotté<sup>c</sup>

<sup>a</sup> UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France

<sup>b</sup> Université des Sciences et Techniques de Masuku, B.P. 943, Franceville, Gabon

<sup>c</sup> AREVA Mining Business Group Tour AREVA, 1 place Jean Millier, 92084 Paris La Défense, France

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 21 May 2015

Received in revised form 7 December 2015

Accepted 12 February 2016

Available online 24 February 2016

### Keywords:

Franceville Basin

Forced footwall anticline permeability barriers

Fluid–pressure

Hydraulic fracturing

Uranium deposits

## ABSTRACT

The Franceville Basin (2100–2000 Ma) has been widely studied for its uranium deposits most of which are located close to the major faults at the transition from the FA to FB (FB1, FB2a and FB2b) Formations. These formations deposited during the Paleoproterozoic and represents volcano–sedimentary series. Well–preserved outcrops may be found in quarries (i.e. Oklo, Mikouloungou and Socoba) and along roads and railways' track (i.e. M'vengue). Our study identifies footwall anticlines and hangingwall forced synsedimentary synclines (i.e. progressive unconformities) associated with a NW–SE trending longitudinal normal faults. It also contributes to the identification of main (MPB) and secondary permeability barriers (SPB) promoting fluid–pressure at the FA–FB1 and FB2a–FB2b stratigraphic transitions. Multiscale and multidisciplinary approaches of outcrop studies allowed to describe synlithification and postlithification fluid–pressure related structures. Synlithification faults in Oklo quarry and sand injectites at M'vengue underlined the former structuration, while quartz veins and stylolites observed in Socoba quarry are associated with a postlithification stage. The observation from outcrop to centimeter scales of intraformational breccia reworked during postlithification extensional episodes (i.e. quartz veins and stylolites) close to synsedimentary faults at Oklo and Mikouloungou suggest a near–surface postlithification deformation model (i.e. chemical compaction). We propose a possible reconstruction model of fluid–pressure structuration at the basin scale. Solid bitumen and associated uranium ores are restricted to fluid–pressure structures related to hydraulic fracturing induced by oil migration. They are spatially restricted by permeability barriers within footwall forced anticlines.

© 2016 Published by Elsevier B.V.

## 1. Introduction

The Franceville Basin has been extensively studied because of the discovery and exploitation of worldclass manganese resources (Pambo, 2004) and uranium deposits from 1961 to 1999 by the French company CEA then COGEMA (Bourrel and Weber, 1965; Gauthier-Lafaye, 1977). Most of the known uranium deposits are found close to major basin faults. These deposits are commonly located at the interface between the sandstones and conglomerates Formation (FA) and the ampelites (FB1), Poubara sandstones (FB2a) and organic-rich ampelites (FB2b) of the FB Formation (Fig. 3) (Weber, 1969; Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989). Since the discovery of the first deposits in 1961 numerous

metallogenic, geological, and geochemical studies of this basin have been performed (Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye et al., 1996; Mossman et al., 2001; Mathieu et al., 2001). Those studies have typified the uranium ore (Gauthier-Lafaye, 1986) and tentatively described the geochemical nature of the uranium mobilizing oxidizing fluids and precipitating reducing fluids (Mossman et al., 2001; Mathieu et al., 2001). Gauthier-Lafaye and Weber (1981, 1989) and Gauthier-Lafaye et al. (1996) suggested that the uranium ore deposits of the Francevilian basin are related to old petroleum traps and uranium mineralization occurred when oxidized bearing fluids met reducing conditions in the hydrocarbon accumulation. Petrological observations made on the FA Formation showed that uranium bearing minerals were closely associated with migrated hydrocarbons (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003). Moreover, high-grade uranium ore is consistently associated with hydraulic fractures and hydraulic breccias (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Gauthier-Lafaye et al., 1996; Mossman et al., 2001).

\* Corresponding author. Tel.: +33 637572550.

E-mail address: [michel.guiraud@u-bourgogne.fr](mailto:michel.guiraud@u-bourgogne.fr) (M. Guiraud).

Those studies demonstrated that fluid-pressure and the associated deformation processes are of prime importance in the build up of the ore at the basin scale (Gauthier-Lafaye and Weber, 1981, 1989; Gauthier-Lafaye et al., 1996; Cortial et al., 1990; Mossman et al., 2001, 2005). Nevertheless, basin's fluid-pressure structures characterization has been poorly investigated in the available literature.

This study describes in detail fluid-pressure deformation structures and attempts to understand their spatial and stratigraphic distribution in the Franceville Basin by integrating tectonic, sedimentological, and petrographic analyses. Conditions and mechanisms leading to these features are discussed in order to put further insights on the processes leading to the formation of petroleum-type structural traps in the Francevillian Basin.

## 2. Structural and stratigraphic setting of the Franceville Basin

### 2.1. Outline of the geology of Gabon

The emplacement of various geological domains of Gabon is associated with the Precambrian history of the Congo Craton. Four major geological domains are identified:

- *The Archean domain* is represented by the Chaillu massif in southern Gabon and the Monts de Cristal in the north (Fig. 1). This domain was emplaced by extensive magmatic activity leading to the formation of banded gneiss units and tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) suites dated using U/Pb between 3185 and 3120 Ma (Caen-Vachette et al., 1988), supracrustal units (greenstone belts of the Belinga group) emplaced after 2868 Ma (Thiéblemont et al., 2009), tonalitic granite intrusions dated using U/Pb between 2950 and 2850 Ma (Caen-Vachette et al., 1988), ultrabasic rocks of Kinguele (between 2783 Ma and 2777 Ma, Caen-Vachette et al., 1988) together with leucogranites, syenites, monzonites, and granites dated between 2802 and 2500 Ma (Caen-Vachette et al., 1988; Késsi, 1992).
- *The Palaeoproterozoic domain* is made up of two sub-domains: (Sub-domain 1) The metamorphic Ogooué block (Fig. 1) is characterized by compressive tectonism related to the collision of the Sao-Francisco and Congo cratons during the Eburnean orogeny between 2200 and 2000 Ma (Feybesse et al., 1998). The tectonic events of this orogeny identified by Chevallier et al. (2002), Feybesse et al. (1998) gave rise to a series of synform units (i.e. metasediments dated <2500 Ma by Feybesse et al., 1998) along the major sinistral transcurrent Ikobe-Ikoye fault (Fig. 1). These are the Okanda-Etéké unit, composed mostly of metasandstones and metapelites, black metashales, siltstones, and carbonates; the Ayem and Otoumbi-Abamie units, composed of quartzites and sericite schists, micaschists, metapelites, gneiss, and migmatites; and the Ndjolé-Nkan-Kolissen unit with its metasandstones, metapelites, and polygenic conglomerates, associated locally with graphitic intervals and ultrabasic rocks (Feybesse et al., 1998). These lithostratigraphic units were overthrust with limited transport over the Chaillu massif and are marked by prograde and retrograde metamorphism associated with maximum pressures reaching 7–12 kbar and maximum temperatures of about 600–800 °C, the intensity of which declined eastwards away from the orogenic domain (Feybesse et al., 1998). Two models currently have been used to explain the Paleoproterozoic orogenies. The first argues for high-temperature (or juvenile accretionary-type) orogenies, involving young crust associated with transpressional deformation (or horizontal crustal flow) low-relief topography (Gapais et al., 2009; Chardon et al., 2009; Cagnard et al., 2011). The second model relates the

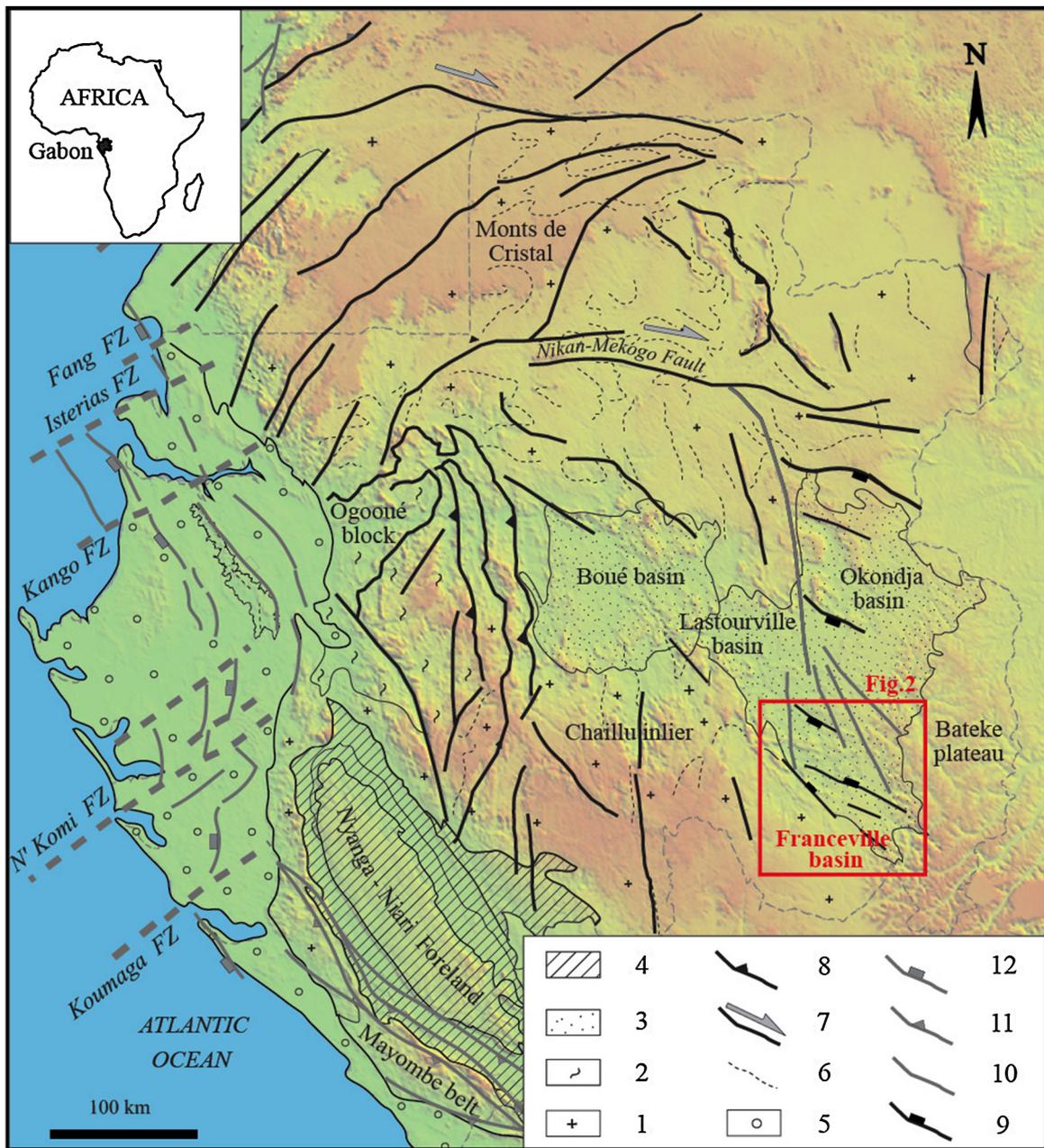
Paleoproterozoic orogenies to modern orogenies, associated with the collision of rigid crust and the emplacement of continental subduction and thickening-induced gravitational collapse (Feybesse et al., 1998; Gapais et al., 2009). This type of orogeny is characteristic of high-relief Phanerozoic mountain ranges of Himalayan type (Gapais et al., 2009). The Francevillian Basin was interpreted as a foreland basin (Chevallier et al., 2002). Thiéblemont et al. (2014) evidenced a transition from an alkaline to a calc-alkaline volcanism that they considered to reflect the evolution of the Francevillian Basin from a diverging to a converging setting, in response to the onset of converging movements in the Eburnean Belt of Central Africa (Sub-domain 2). The slightly or even metamorphosed deposits of the Francevillian series define the second Paleoproterozoic sub-domain. Unlike the Ogooué block, the Francevillian domain is only slightly deformed and appears to have been affected by extensional tectonism related to the intracratonic opening of the Booué, Lastourville, Okondja, and Franceville Basins (Figs. 1 and 2; Weber, 1969; Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo et al., 2006). During the burial stage of the basin, sediments were buried about 2000 m-deep (Bouton et al., 2009a,b); and the temperature of the diagenetic fluid reached about 180–200 °C (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Mathieu et al., 2001). The Paleoproterozoic was also marked by volcanic activity associated with restricted magmatism in the Franceville and Okondja Basins in particular. This volcanism was synchronous (partly) with the emplacement of the Ngoutou annular complex (2027 ± 55 Ma), submarine lava flows during FB, and explosive eruptions (pyroclastic flows) during the deposition of the FD are observed (Moussavou and Edou-Minko, 2006; Thiéblemont et al., 2014).

- *The Neoproterozoic domain* is represented by the Mayombe Panafrican belt that crops out in southern Gabon (Fig. 1). This belt consists of Paleoproterozoic granite massifs (i.e. internal domain) thrust over the Neoproterozoic deposits of the Nyanga-Niari syncline (i.e. Panafrican-foreland basin, Maurin et al., 1991; Vicat and Pouclet, 2000).
- *The Phanerozoic domains* correspond to the emplacement at the west of the coastal basin related to the Early Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean (Fig. 1; Mbina MOUNGUENGUI and GUIRAUD, 2009) and at the east to the emplacement of the Paleogene to quaternary fluvial sandstones and eolian sands of Plateaux Batéké (Séranne et al., 2008; Bouton et al., 2009a,b).

### 2.2. Stratigraphy of the Franceville Basin

The Franceville Basin lies in the Haut Ogooué region of south-eastern Gabon (Fig. 1). Geochronological data show that the Francevillian group emplaced between ca. 2100 and 2000 Ma (Ruffenach et al., 1976; Gancarz, 1978; Bros et al., 1992). Ages between 2083 and 2072 Ma are reported for FD rocks (Horie et al., 2005). The stratigraphic column of the Francevillian series has been defined in the Franceville Basin and subdivided into five stratigraphic units FA, FB, FC, FD, and FE arranged into two sedimentation cycles (Parize et al., 2013).

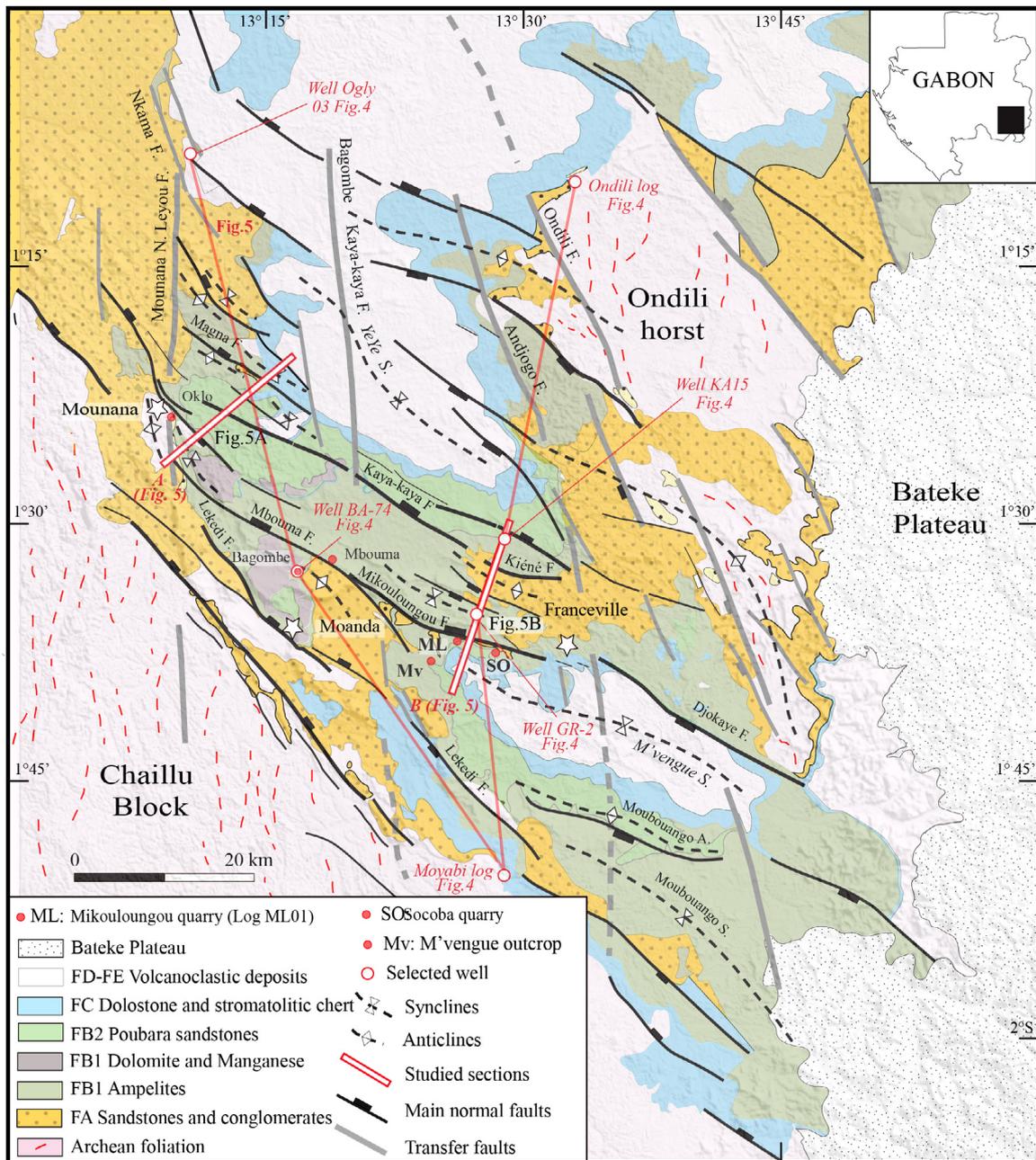
The FA (Francevillian A) lies unconformably over the Archean basement and forms the base of the series (Fig. 3). The thickness of this formation ranges from 100 to 1000 m (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Pambo et al., 2006). It is made up of coarse sandstones and conglomerates with 2D and 3D dunes interbedded between pelitic layers. They are interpreted as braided-stream deposits (Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003). The upper part of FA exhibits alternating coarse to medium sandstones and silt-sandstones, interpreted as tidal environment (Deynoux and Düringer, 1992; Pambo et al., 2006). Several authors have proposed that the FA Formation could correspond to a large Paleoproterozoic delta system (Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo et al.,



**Fig. 1.** Geological domains map of Gabon showing sedimentary basins, orogenic domains, and fault lines (modified from Feybesse et al., 1998; Mbina MOUNGUENGUI and GUIRAUD, 2009; Thiéblemont et al., 2009). 1 – Archean basement, 2 – Archean to Paleoproterozoic magmatic and metamorphic units (banded gneiss units), tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), 3 – Volcano-sedimentary Francevillian Basins, 4 – Neoproterozoic sedimentary domain of Nyanga syncline, 5 – Coastal Mesozo-Cenozoic basin, 6 – Archean foliation trend, 7 – Archean strike-slip fault, 8 – Paleoproterozoic thrust fault, 9 – Paleoproterozoic normal fault, 10 – Paleoproterozoic transverse fault, 11 – Neoproterozoic (i.e. panafrican) thrust fault, 12 – Cretaceous normal fault.

2006). The FB (Francevillian B) is made up mostly of marine ampelites and organized into two stratigraphic subunits, FB1 and FB2 (Weber, 1969). The FB1 subunit is composed of ampelites (i.e. organic-rich ampelites). On the basin edges especially in the Oklo sectors, it includes olistoliths and polygenic breccia at its base (Weber, 1969; Parize et al., 2013). The upper part of this subunit is also composed of dolomite and manganese layers (Weber, 1969; Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo, 2004). The FB2 is made up mostly of homogenous Poubara sandstones (FB2a) and organic-rich ampelites (FB2b) and is about 100 m thick (Fig. 3). The Poubara sandstones and ampelites have recently been interpreted as turbidite deposits (Parize et al., 2013). The FC (Francevillian C) comprises massive dolomites, ribbon chert, and stromatolitic jaspers (Fig. 3). The thickness of this formation ranges from less

than 10 m to about 40 m (Bouton et al., 2009a,b). FC is considered as a datum plane and is used as a stratigraphic marker allowing the distinction between a lower (FA–FC) and upper (FD–FE) within the Francevillian succession (Weber, 1969). However this interpretation has been contested by Pr at et al. (2011). FC marks the emplacement of carbonate sedimentation interpreted as open marine deposits (Weber, 1969; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003; Thiéblemont et al., 2009; Pr at et al., 2011; Ossa Ossa et al., 2013). FC spills over the basin edges and spreads over the Archean basement (Weber, 1969). The following FD and FE Formations (Francevillian D–E) are illustrated on Fig. 3. These formations are prominent in the northern part of the Franceville Basin and in the Okondja Basin reaching thickness of 100–500 m (Bouton et al., 2009a,b; Pr at et al., 2011), but they are poorly documented in terms of their



**Fig. 2.** Structural map of Franceville Basin showing geological formations (modified from Pambo et al., 2006; Bouton et al., 2009a, 2009b; Thiéblemont et al., 2009, 2014): Archean basement, FA to FE Francevillian formations, Bateke sandstones; transfer faults and main longitudinal normal faults with footwall anticlines and hangingwall synclines; location of selected wells and logs, geological cross sections AB and CD. (BA) Bagombe Area, (MB) Mbouma outcrop (MS) M'vengue Syncline, (YS) Yeye Syncline. (ML) Mikouloungou area, wells ML 013-2, ML 406-2, ML 128-2. (SO) Socoba quarry. (Mv) M'vengue outcrop. All the selected wells are available in the Areva internal database and part is taken from Azzibrouck-Azziley (1986).

depositional environments. FD and FE are composed of ampelitic facies (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989), overlain by Lepa ka sandstones (Weber, 1969). They are associated with volcano-sedimentary deposits from Francevillian volcanism described by Thiéblemont et al. (2014).

### 3. Structural study and analysis of syndimentary structures of the Franceville Basin

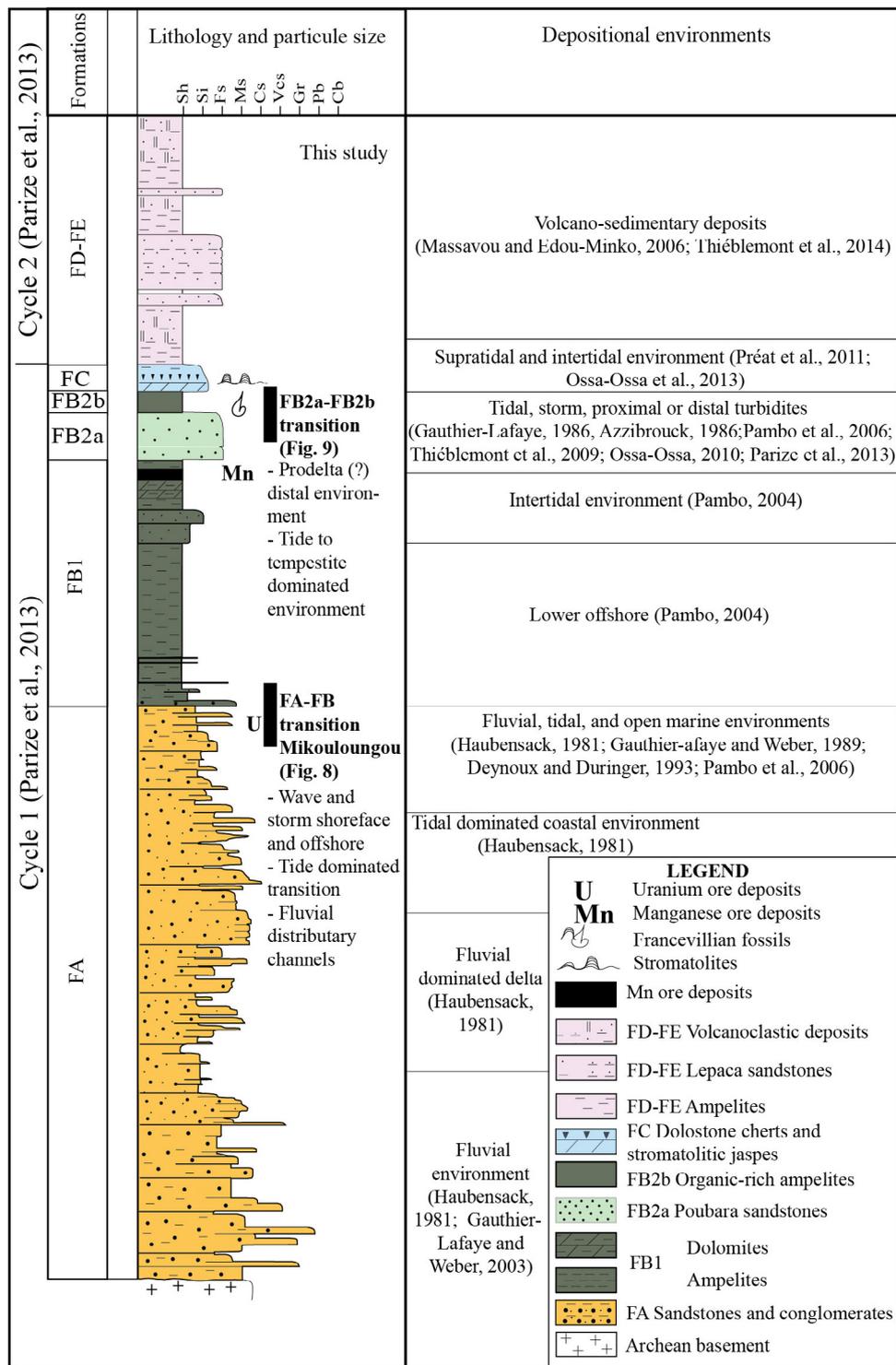
#### 3.1. Control of FB sedimentation by N160–170° and N120–130° faults

The Franceville Basin is controlled by two major fault sets with different orientation (Fig. 2). The first direction corresponds to

major submeridian (N–S) transverse faults: Mounana-Nord-Leyou (Fig. 2; Azzibrouck-Azziley, 1986) in the north-western part of the basin, Bagombe-Kayakaya (Fig. 2) in the basin center, and Andjogo and Ondili in the north-eastern part of the basin, near the Ondili horst (Fig. 2).

These N160–170° striking faults (Gauthier-Lafaye, 1986; Azzibrouck-Azziley, 1986; Pambo et al., 2006; Bouton et al., 2009a,b; Thiéblemont et al., 2014) affect the Francevillian series and correspond to the reactivation of the N160° fabric of the Archean basement. They are connected to the transcurent Nikang-Mékogo fault, which is related to the Eburnean orogeny (Fig. 1; Feybesse et al., 1998).

The second fault set corresponds N120–130° trending longitudinal faults, formed by several 30–50 km long fault segments

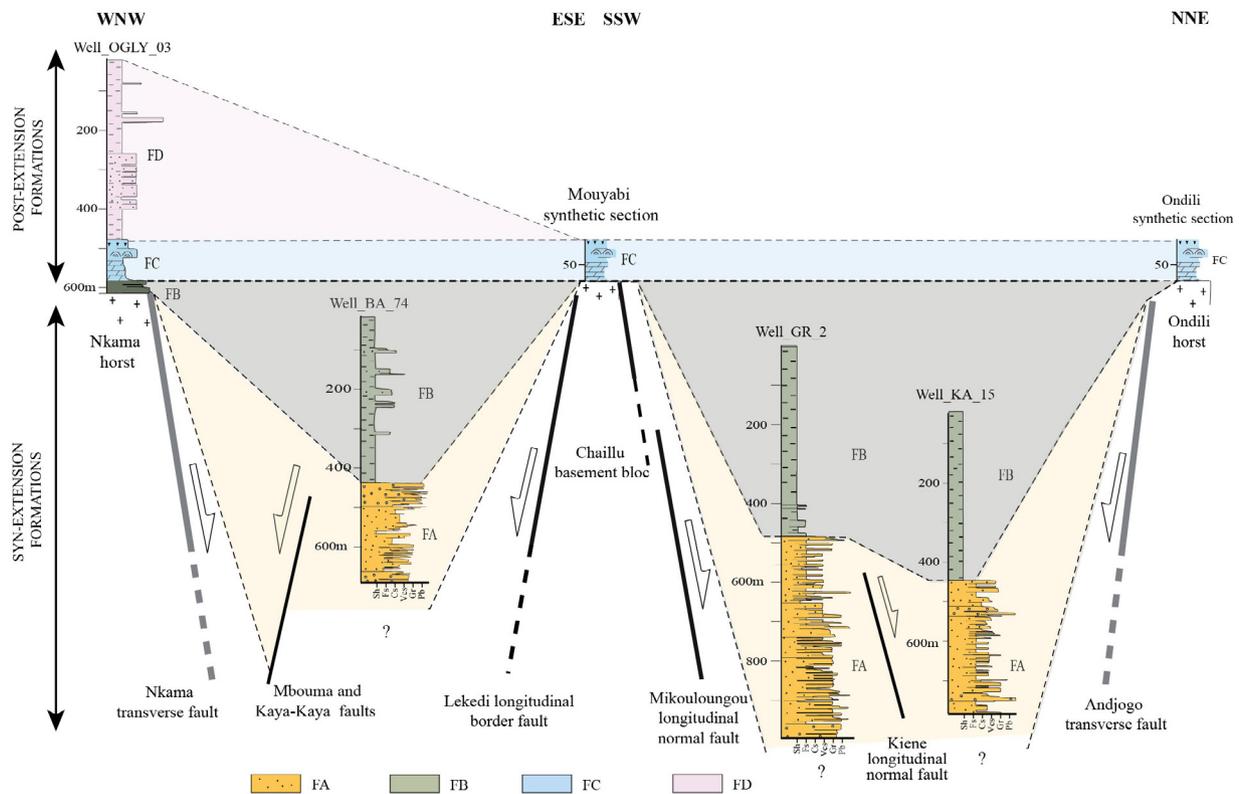


**Fig. 3.** Lithostratigraphic succession of the Francevillian series (modified after Weber, 1969) showing FA, FB (FB1, FB2a, FB2b), FC, FD to FE Formations, stratigraphic location of the transitions between FA–FB and FB2a–FB2b, and previous sedimentary studies.

often an echelon-arrangement (Fig. 2). These fault segments are represented by the faults of Lekedi on the western edge of the basin, Mbouma, Mikouloungou and Kaya-kaya in the basin center, Djokaye in the southeastern part of the basin, and the south and north Moubouango segments (Fig. 2). This fault system runs parallel to the overall NW–SE trend of the basin and displays variable dips to the south and north (Fig. 2). Several fault segments (Lekedi and Mikouloungou faults) on the western edge of the basin dip NE, whereas those in the eastern part such as Djokaye and Moubouango

dip SW (Fig. 2). In particular, the Mikouloungou and Djokaye longitudinal fault segments with their opposing dips are bounded by the southern end of the Andjogo transverse fault in the Franceville sector (Fig. 2). This architecture displays clear similarities with the transfer faults of modern rifts (i.e. twist zone; Red Sea rift, Colletta et al., 1988; Gulf of Aden, Bellahsen et al., 2013; East African rift, Corti et al., 2007, North Sea, Young et al., 2001).

The normal fault segments of the Franceville Basin and the associated extensional block structuring control the deepening of the



**Fig. 4.** Lithostratigraphic correlations of the Ogly-3, BA-74, GR-2 and KA-15 wells (Areva internal database) and the synthetic logs of Mouyabi and Ondili showing main normal and transfer faults affecting the Francevillian Basin. It illustrates the thicknesses variation of the synextensional FA–FB Formations and the thickness of the postextensional FC–FD Formations.

basin toward the NE (Fig. 2) and mark out a series of sub-basins. The FA and FB Formations vary considerably in thickness across the Franceville Basin (Fig. 4). The FA and FB, which are close to zero thickness over the horsts and basements (Areva database and Azzibrouck-Azziley, 1986; well-Ogly-03, Moyabi log, Ondili log, Fig. 4), thicken about 700–1000 m (Areva database and Azzibrouck-Azziley, 1986; wells BA74; GR2; KA15, Fig. 4) or about 1200–1800 m in the sub-basins (Bouton et al., 2009a,b; Thiéblemont et al., 2009, 2014). This demonstrates (1) the control of the N120–130° longitudinal faults and transverse faults on FA–FB sedimentation; (2) the synextension character of the FA–FB deposits. The FC Formation that presents constant thickness and facies across the basin caps, the faulted FA and FB series and therefore appears to be postextensional (Fig. 4).

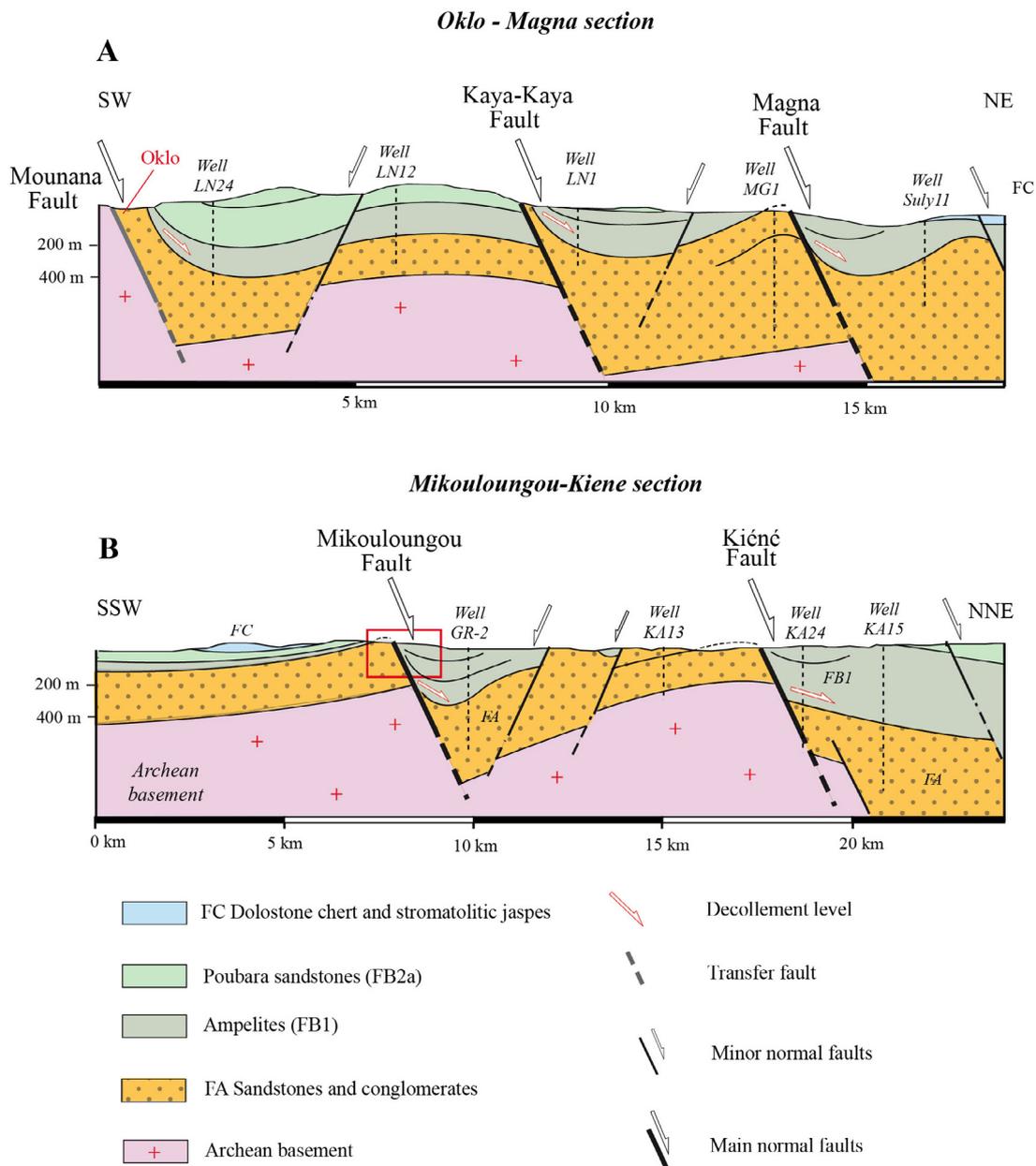
The activity of the longitudinal faults is associated with synsedimentary deformation and characterized by synsedimentary to synlithification normal microfaults and gravitational decollement folds identified by Pambo et al. (2006) in several sectors such as Oklo and Mikouloungou.

### 3.2. Normal fault-related synsedimentary folds: footwall anticlines and hangingwall synclines

In the Franceville Basin, normal faulting is associated with plurikilometric folding represented by footwall anticlines and hangingwall synclines (Fig. 5). The axes of the footwall anticlines and hangingwall synclines are parallel to the N120–130° normal faults. The regional extension of folding is controlled by the length and vertical throw of the fault segments. This can be confirmed notably between the Bagombe anticline (Fig. 2) and Mbouma fault (Fig. 2), and for the Mikouloungou, Magna, and Oklo synclines (Figs. 2 and 5A and B). The identification of the

footwall anticlines result from the integration of regional mapping from Bouton et al. (2009a,b) and from detailed mapping at Bagombe, Kiene, Mounana and Magna footwall anticlines (Fig. 2). Literature about fault-related folding in extensional terrains is large (Withjack et al., 1990, 2002; Schlische, 1995). These authors identify fault-propagation folds or drag forced folds, associated with the emplacement of footwall anticlines and hangingwall synclines. Although the most commonly used geometrical model of half-graben extensional basins is the half-graben basin with a roll-over anticline (reverse drag, Hamblin, 1965; McClay, 1990; Schlische, 1991; Grasmann et al., 2005), large-scale normal drags have also been described in particular extensional settings. These half-graben basin models are especially observed when salt or clay layers are present in the pre-rift or syn-rift sequences (e.g. Thomas and Coward, 1996; Stewart et al., 1997; Withjack and Callaway, 2000; Alves et al., 2002; Schlische et al., 2002; Grasmann et al., 2005; Casas et al., 2009). In such a context, the geometry of the extensional forced folds and their associated fault patterns depend on the thickness and viscosity of the viscous layer, the thickness of the cover sequence, the strength and ductility of the cover sequence, and the magnitude and rate of displacement along the underlying master normal fault (Withjack and Callaway, 2000). Synsedimentary fault-related folding has been documented in the Gulf of Suez (Khalil and McClay, 2002; Sharp et al., 2000; Lewis et al., 2015), in the North Sea (Kane et al., 2010; Lewis et al., 2013) and from analog models (Withjack et al., 1990) or numerical trishear model (Jin and Groshong, 2006).

The hangingwall synclines are normal-fault related folding deforming the FA–FB Formations in the regional sections AB and CD (Fig. 5A and B) and outcrops in the Oklo and Mikouloungou sectors (Figs. 2 and 5).



**Fig. 5.** (A) SW–NE cross-section of the Oklo area displaying FA, FB and FC Formations, Oklo open pit, main normal faults, and half-graben blocks associated with footwall anticlines and hangingwall synclines; see Fig. 2 for position. (B) SSW–NNE cross-section of the Mikouloungou area displaying FA and FB Formations, showing main normal faults and half-graben blocks associated with footwall anticlines and hangingwall synclines; see Fig. 2 for position.

### 3.3. Progressive unconformity and associated erosional truncation

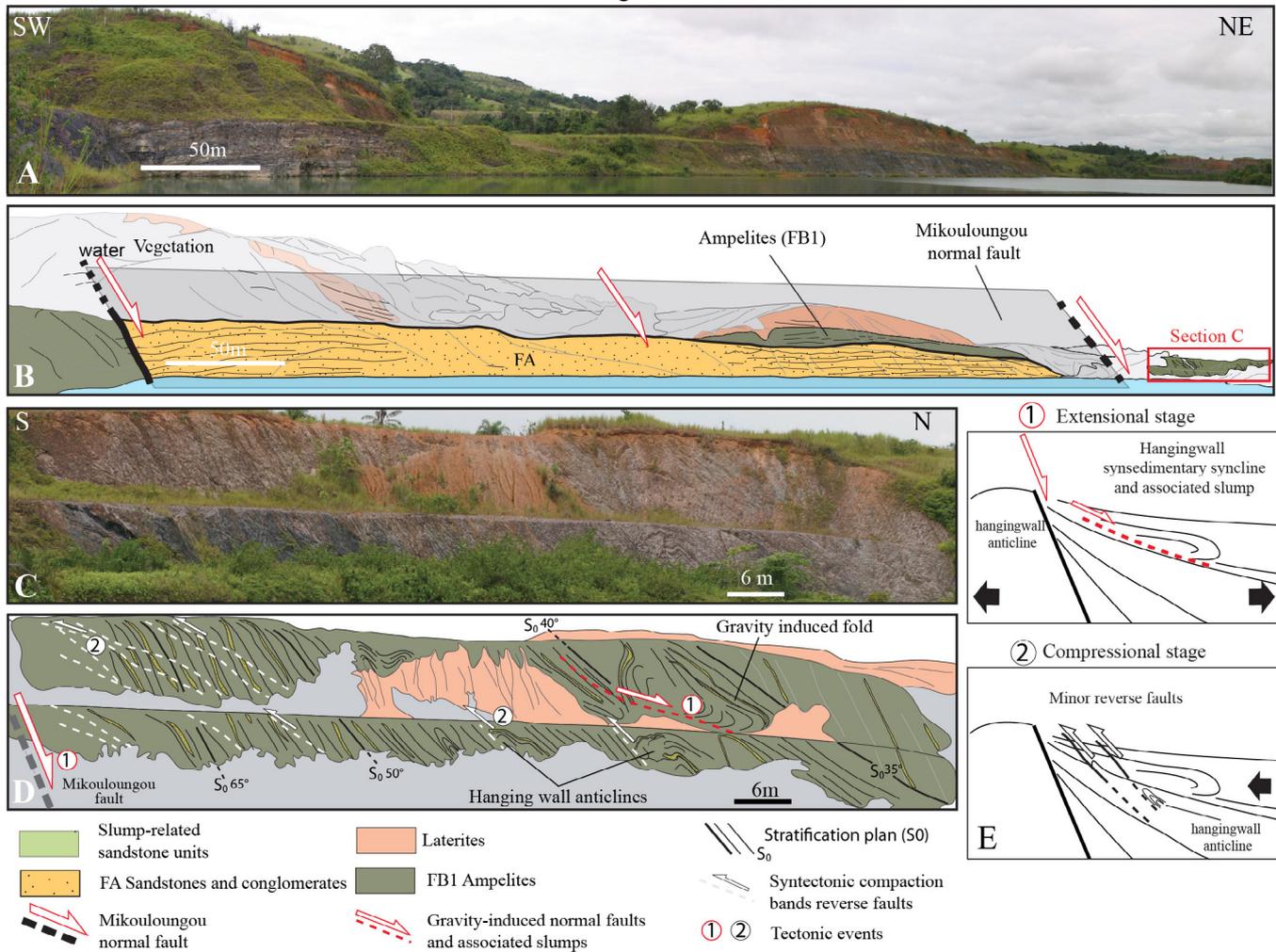
At the scale of the regional sections (Fig. 5A and B and outcrops, Oklo-Mikouloungou sectors, see Fig. 2 for position), hangingwall synclines are associated with marked thickness. The Mikouloungou fault (N110/70°NE), associated with a vertical throw of some 800 m (Gauthier-Lafaye, 1986; Azzibrouck-Azziley, 1986) juxtaposes the FA sandstones against the FB1 ampelites (Fig. 6A and B). The western flank of the Mikouloungou quarry exposes FB1 ampelites in the hangingwall syncline of the Mikouloungou fault. The dip angles of the stratification planes range from 65° to 35° away from the deformation zone associated with the fault plane (Fig. 6C and D). This outcrop displays progressive unconformity of bedding that are steeply tilted to the NE in a divergent onlap or syntectonic

unconformity (Riba, 1976; Guiraud and Séguret, 1984; Schlische, 1995; Withjack et al., 2002).

This progressive unconformity or divergent onlap highlights the synsedimentary activity of the Mikouloungou normal fault. The thick synextensional ampelites of FB1 (Fig. 4) is inferred to act as decollement level engendering extensional forced synclines, at the core of which maximum thicknesses occur (Figs. 4 and 5; Withjack and Callaway, 2000; Casas et al., 2009).

This synsedimentary tectonism was also responsible for gravity mass deformation illustrated by several slump-related sandstone units (Fig. 6D). On the eastern side of the Mikouloungou quarry, gravity plurimetric slumping occurs eroding the ampelites of the folded FB1 with a downward transport. Postlithification structures are also observed in the Mikouloungou quarry represented by anticlinal folding of several meters in scale and a reverse fault network

## Mikouloungou South-West



**Fig. 6.** Mikouloungou quarry outcrops (location in Fig. 2). (A) Illustration of the southwestern side of Mikouloungou quarry. (B) Interpretation of illustration (A) showing Mikouloungou normal fault plane, FA sandstones and conglomerates (yellow), and FB1 Ampelites (green), stratigraphic contact. (C) Panoramic photograph of northward tilted FB deposits. (D) Line drawing showing ampelites and of FB1 formation progressively tilted from 65° to 35° northward, and gravity induced fold associated with the extensional stage. It also shows minor reverse faults and hangingwall reverse folds associated with a minor compressive stage. (E) Synthetic sketch of the tectonic evolution of the Franceville Basin in Mikouloungou quarry. (For interpretation of the references to color in figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

affecting the bedding and syndimentary gravity folds (Fig. 6D and E).

All of these structural features indicate two tectonic stages: (1) syndimentary extensional stage associated with the opening of the Franceville Basin, marked by normal motion of the Mikouloungou fault (progressive unconformity; slumping), and gravity deformation; and (2) a low amplitude postlithification compressional stage corresponding to reverse fault activity (Fig. 6E). This postlithification compressional stage probably correspond to a far-field brittle deformation associated with Paleoproterozoic to Neoproterozoic thrust faulting at the Ogooué block and at the Mayombe belt (Fig. 1). In Oklo quarry, along the NS-trending Mounana-North Leyou transverse fault, the FA–FB transition is also marked by strata tilting (FA and FB) with dip of the order of 60° toward the NE (Fig. 5). This tilting is related to the joint activity of several faults (Gauthier-Lafaye, 1977, 1986). As at Mikouloungou, this structural feature is associated with the emplacement of several gravitational structures with NE tectonic transport described by Pambo et al. (2006). The structural analysis of the Mikouloungou quarry reveals that the NW–SE footwall anticlines and hangingwall synclines (i.e. drag forced folds) result from NW–SE intra-basinal syndimentary faulting.

#### 4. Depositional environment and permeability barrier characterization

The stratigraphic column described by Weber (1969), illustrated in Fig. 3 indicates a change in depositional environments from delta (FA) to deep (FB1) and shallow (FC) marine environments. New observations on both the FA and FB and the FB2a and FB2b transitions allow to precise the depositional environments (Table 1).

##### 4.1. Depositional environments of FA–FB transition

The stratigraphic transition between the upper FA and lower FB can be observed in the Mikouloungou quarry (Fig. 7A and B) and has been described in this work. Thirteen facies types are arranged into three major depositional environments with proximal to distal trend (Table 1): (1) fluvial channels (F1–F4), (2) tidal environments (F5–F8), and (3) wave and storm dominated shoreface to offshore environments (F9–F13).

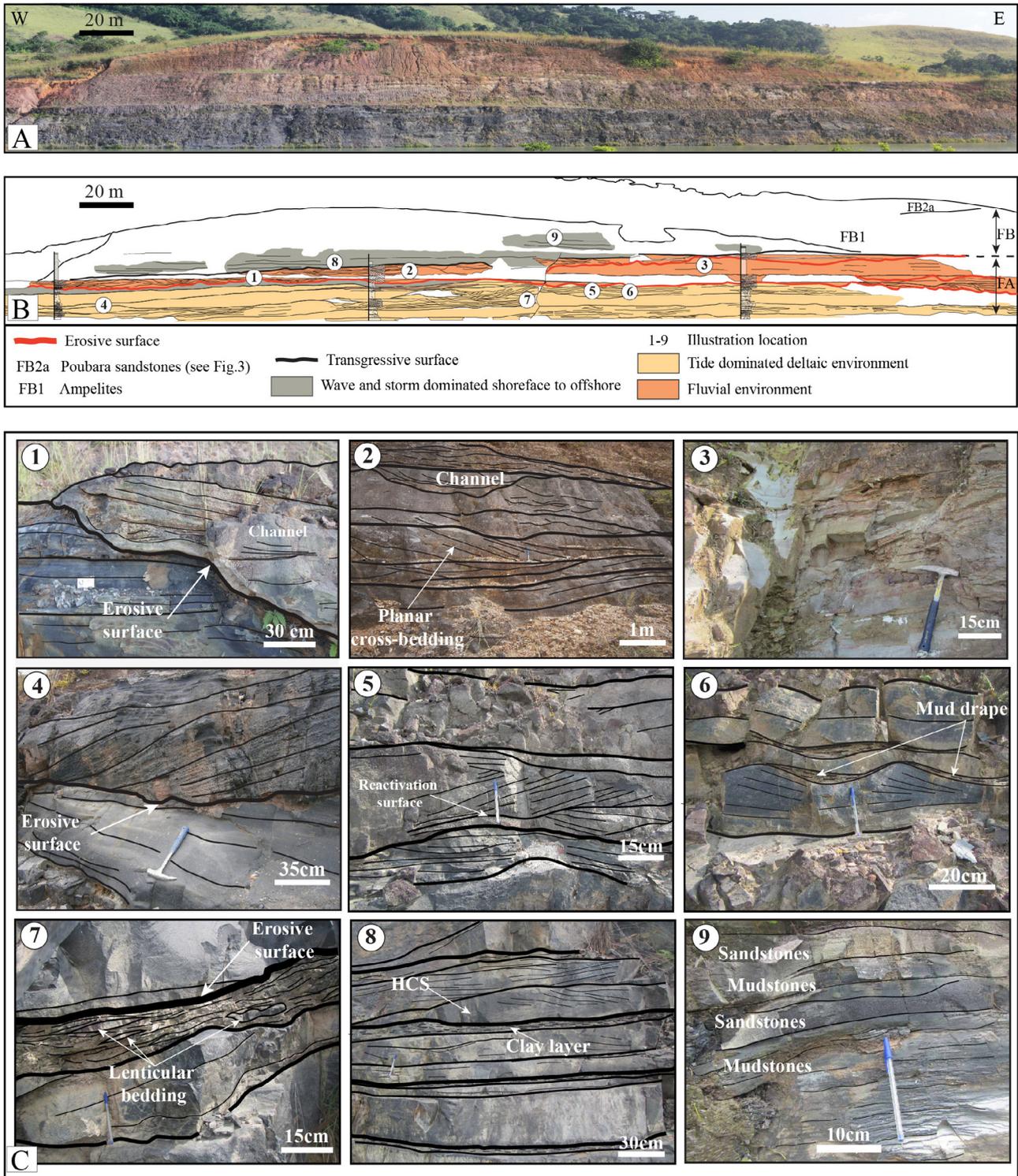
##### 4.1.1. Fluvial environments

This depositional environment is characterized by four facies (F1, F2, F3, and F4, Table 1 and Figs. 7 and 8). Facies F1 is made up of

**Table 1**

Classification of the 13 identified facies based on diagnostic features (granulometry, lithology, sedimentological features, stratal pattern) and corresponding paleoenvironmental interpretations.

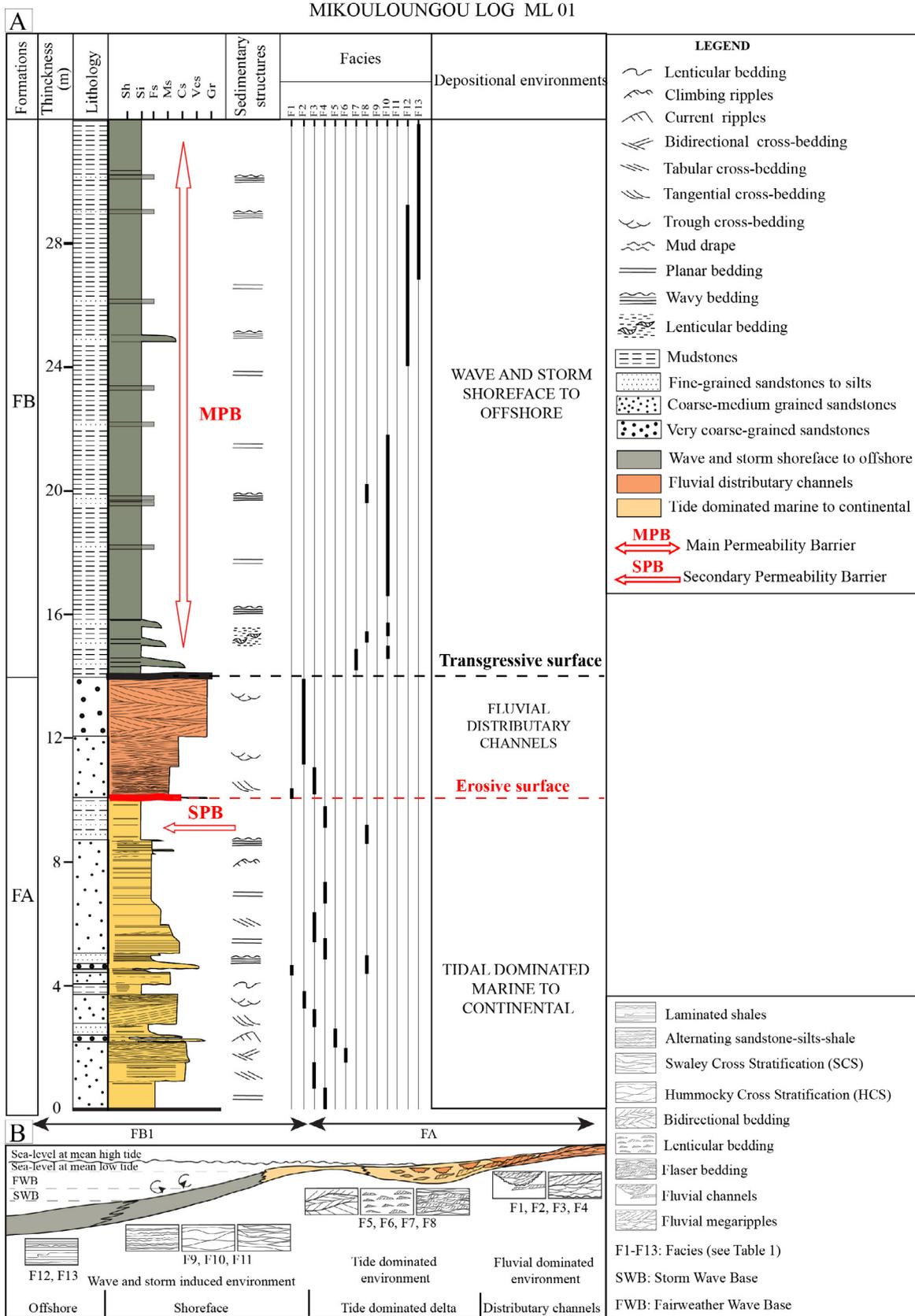
Facies	Lithology	Sedimentary structures	Internal features	Contacts	Geometry, extent and relationship	Interpretation	Depositional environments
F1: Massive sandstones	Black or gray highly silicified, medium to very coarse sandstones and granules, 0.4–2.5 m thick	Massive with rare cross laminations	Subrounded quartz graded and organized as fining upward small sequences and abundant mud clasts	Erosional basal surface and flat tops	Tabular or concave-up bodies	“Channel lag” channel bottom deposits	Fluvial dominated
F2: Trough-cross bedded sandstones	Black, gray, or brown medium, coarse to very coarse grained sandstones with granules and pebbles, 1–2 m-thick	Large-scale trough cross bedding (0.5–1 m), small trough cross laminations (10–15 cm)	Subrounded to well rounded quartz; moderate to well sorted sandstones, fining-upward	Erosional base and gradational upper boundary toward fine F4 facies	Wedge shaped sandstones with lateral extension of tens of meters	3D dunes in estuary or deltaic distributary channels	
F3: Planar and tangential cross-bedded sandstones	Black, gray, or green medium to coarse sandstones, 4–2.5 m-thick	Planar, tangential, and low angle cross bedding	Subrounded quartz, well to moderately sorted and small-scale aggrading sequences	Erosional base and flat top	Tabular and concave-up sandstone bodies with lateral migration structures	2D dune migration in deltaic distributary channels	
F4: Massive or laminated mudstones	Gray, black, or green silty mudstones	Massive horizontal planar bedding with parallel lamination	Alternating massive mudstones and laminated silt layers	Layers truncated by the overlying fluvial channels	Homogenous distribution around channels bodies	Fine decantation in flood plain	
F5: Lenticular and flaser bedded sandstones	Medium to fine sandstones embedded in mudstones	Flaser, wavy, and lenticular bedding	Lenticular sandstone lenses embedded in mudstones	Layers truncated by the overlying tidal channels	Limited to the top of facies F7 and below the tidal channels	Tidal flat mud deposit	Tide dominated
F6: Bidirectional cross-bedded sandstones	Coarse to very coarse grained black or gray sandstones	Tabular cross bedding and bidirectional cross bedding	Subrounded quartz and feldspar organized on tabular 0.5–1 m thick layers	Erosional contact with fine sandstone below	No large extension but connected laterally with ripple sandstone bodies	Tidal distributary mouth bars and tidal channels	
F7: Ripple cross-bedded sandstones	Fine to coarse black or gray sandstones interbedded with very thin clay layers	Ripple cross laminations, current ripples, and flaser bedding at top	Subrounded quartz, moderately sorted fining upward sequences and micaceous clay	Reactivation surfaces, local erosion bases	Horizontal tabular to wavy strata	Tidal sand bars upper part	
F8: Laminated sandy-siltstone	Green, gray, or black siltstones and sandstones	Wavy bedding with small ripples and climbing ripples, with soft sediment deformation	Very fine sandstones and siltstones with micaceous clay	Sharp base and deformation at the top	Irregular shape	Intertidal flat	
F9: Sub horizontal bedded sandstones	Fine to medium black, gray, or green sandstones composed of very coarse sand to granules	Horizontal planar bedding with rare cross laminations and convolutes	Subrounded quartz, thinning upward, containing micas and pyrite minerals	Erosional base and flat top	Vertical successions of tabular sandstone sheets with lateral extension of tens of meters	Shoreface sandstone deposits	Shoreface to offshore environment (storm-induced deposits)
F10: Hummocky-cross bedded sandstones	Medium to coarse grained sandstones up to 1 m-thick, interbedded with thin clay laminated layers	Hummocky and swaley	Subrounded quartz, well sorted organized in undulating sandstone beds	Undulating base and upper layers in clays	Wavy and lenticular beds laterally connected with ripple cross stratification beds	Shoreface wave (with storm induced deposits)	
F11: Interbank silty-mudstones	Black or gray mudstones, located between two sandstone layers or draped ripples marks	Horizontal continuous to discontinuous parallel laminae, concave shapes on flaser bedding	No internal organization rich in micaceous minerals	Sharp contacts with interbedded sandstone bodies	Tabular, lenticular or irregular shapes interbedded with sandstone beds	Tidal slack fine decantation deposits	
F12: Fine laminated sandy-siltstones and shales	Fine sandstones alternating with shales	Parallel to irregular planar laminations	Graded fine sandstone	Sharp to graduated transition of fine sandstone layer and shales	Tabular or deformed by small slump	Upper offshore	
F13: Shales	Laminated shales with mm–cm thick siltstone layers	Planar laminations, slumps	Alternating mudstones and silty-mudstones	Flat base and top of layers	Alternating siltstone and ampelites overlapping all previous facies	Upper offshore	



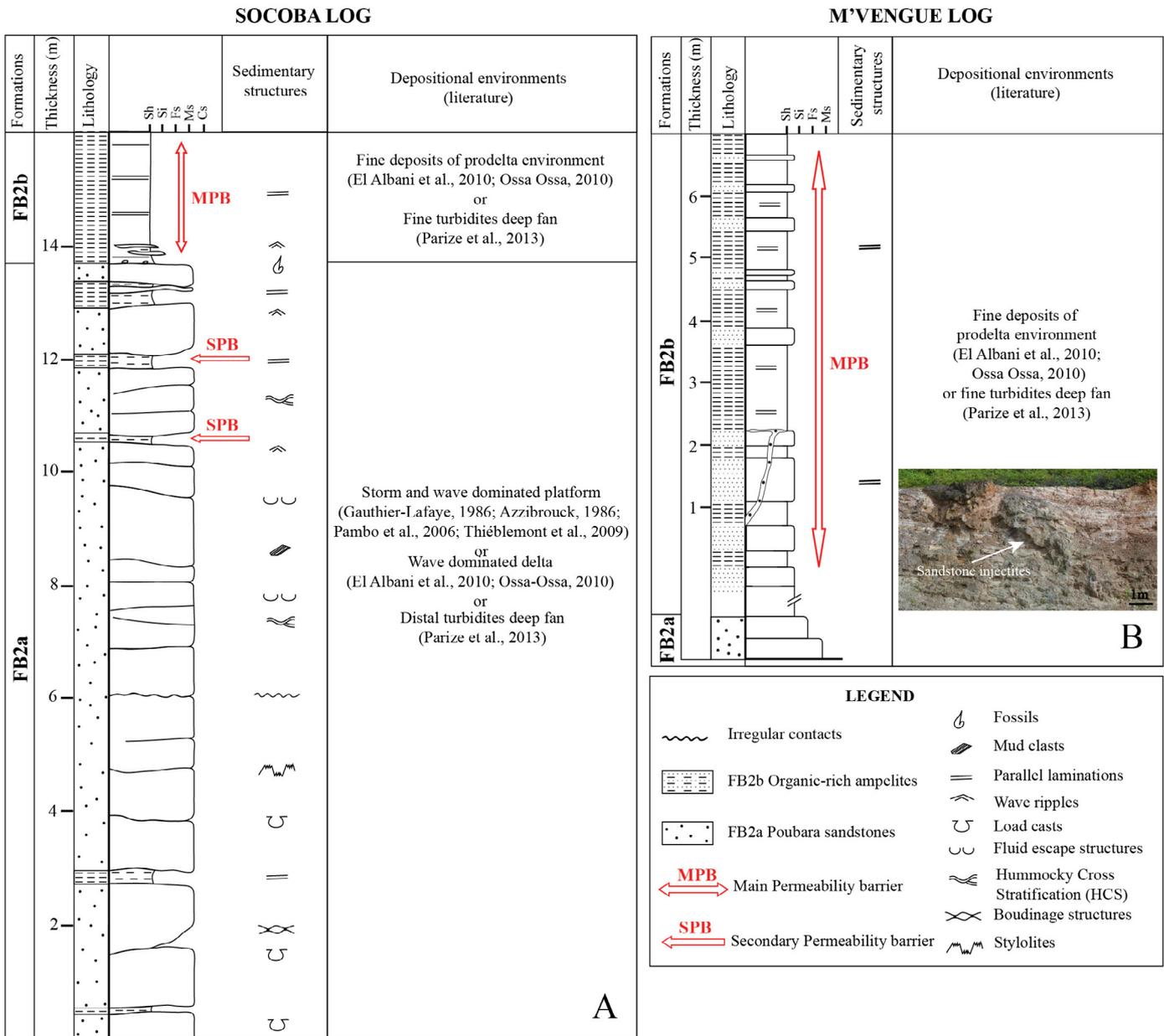
**Fig. 7.** FA–FB transition in the Mikouloungou area. (A) Panoramic photograph of the FA–FB stratigraphic transition in Mikouloungou quarry. (B) Line-drawing showing the FA–FB stratigraphic transition, three depositional environments: fluvial environments (orange); tide-dominated deltaic environment (yellow); Wave and storm dominated shoreface to offshore (green). The red and black lines are erosional and transgressive surfaces, respectively. (C) Illustrations of Mikouloungou lithofacies (see Fig. 2 for position). (1) Fluvial channel eroding laminated siltstones (F1); (2) Planar cross bedding and small channel in fluvial sandstones (F2–F3); (3) Massive mudstones (F4); (4) Lenticular bedding below tidal channel (F5); (5) Bidirectional cross bedding in sandstones (F6); (6) Current ripples associated with mud drapes (F7–F8); (7) HCS in sandstones (F10); (8) Alternating sandstones and mudstones (F11). (For interpretation of the references to color in figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

very coarse massive sandstones, sometimes micro-conglomeratic with quartzite granules. Facies F2 is composed of thick beds of coarse to very coarse sandstones with trough cross bedding. Facies F3 consists of medium to coarse sandstones with planar and tangential cross bedding (Fig. 7C2). Facies F4 is formed by massive to laminated mudstones (Fig. 7C3).

The coarse facies (F1) is interpreted as channel lag features (Fig. 7C1). The trough and planar cross-bedding structures of F2 and F3 are related to traction current deposition representing successive two- and three-dimensional megaripples migrating downflow. F2 and F3 correspond to the emplacement of transverse and longitudinal accretion bars (Fig. 7C2) in a braided stream system. The



**Fig. 8.** (A) Sedimentological section of Mikouloungou (ML01 in Fig. 2), showing main lithofacies sedimentary structures, depositional environments, transgressive (red) and erosional (black) surfaces. (MPB) main permeability barrier, (SPB) secondary permeability barrier corresponding to shale-rich layers. (B) Sedimentological model and depositional environments in association with main facies (see Table 1 for detailed description). (For interpretation of the references to color in figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)



**Fig. 9.** Sedimentological sections of Socoba (A) and M'vengue (B) showing FB2a sandstones and FB2b ampelites, respectively. Main sedimentary facies (from previous studies), and deformational structures are illustrated for both log and a detailed of sandstone injectites are illustrated for the M'vengue log. The permeability barrier are indicated by red arrows and correspond to MPB: main permeability barrier; SPB: secondary permeability barrier, respectively.

transition to mudstone facies F4 can be observed at the top of the fluvial channels (Fig. 7C3). The depositional environment related to this facies association was probably a braided stream system corresponding to the distributaries of a deltaic system as described by Eriksson et al. (1998). This depositional model was suggested by Haubensack (1981) for the Kiene sector north of Mikouloungou.

**4.1.2. Tidal environments**

The deposits under tidal influence comprise facies F5, F6, F7, and F8 (Table 1). This facies association is made up of well-sorted, coarse to medium sandstones coarsening upward over some 10 m in a succession of several decimetric sandstone beds exhibiting bidirectional cross bedding (facies F6, Fig. 7C4 and C5) and current ripples (facies F7, Fig. 7C6). These facies are characteristic of channels and tidal bars (Fig. 7C4), interbedded with fine laminated sandy to siltstones (facies F8) and give way laterally to facies F7, which is composed of mud drapes in current ripple hollows (flaser

bedding) and sandstone lenses in a clay matrix (lenticular bedding), locally observed beneath tidal channels (Fig. 7C6 and C7).

This depositional environment is indicative of the influence of tidal currents at the mouths of Francevillian paleorivers as attested by the presence of bidirectional cross laminations, mud drapes, and erosional surfaces (Reading and Collinson, 1996).

**4.1.3. Wave and storm dominated shoreface to offshore environments**

Five main facies define the wave and storm dominated marine environment (F9–F13). These are fine planar bedded sandstones with some slightly dipping cross bedding, current ripples (F9) and interbedded laminated mudstones corresponding to facies F11. These alternating fine sandstones and mudstones layers (F11, Fig. 7C8 and C9) are characterized by hummocky-cross stratification (HCS) and swaley-cross stratification (SCS). The SCS are produced by the amalgamation of storm beds (Dumas and

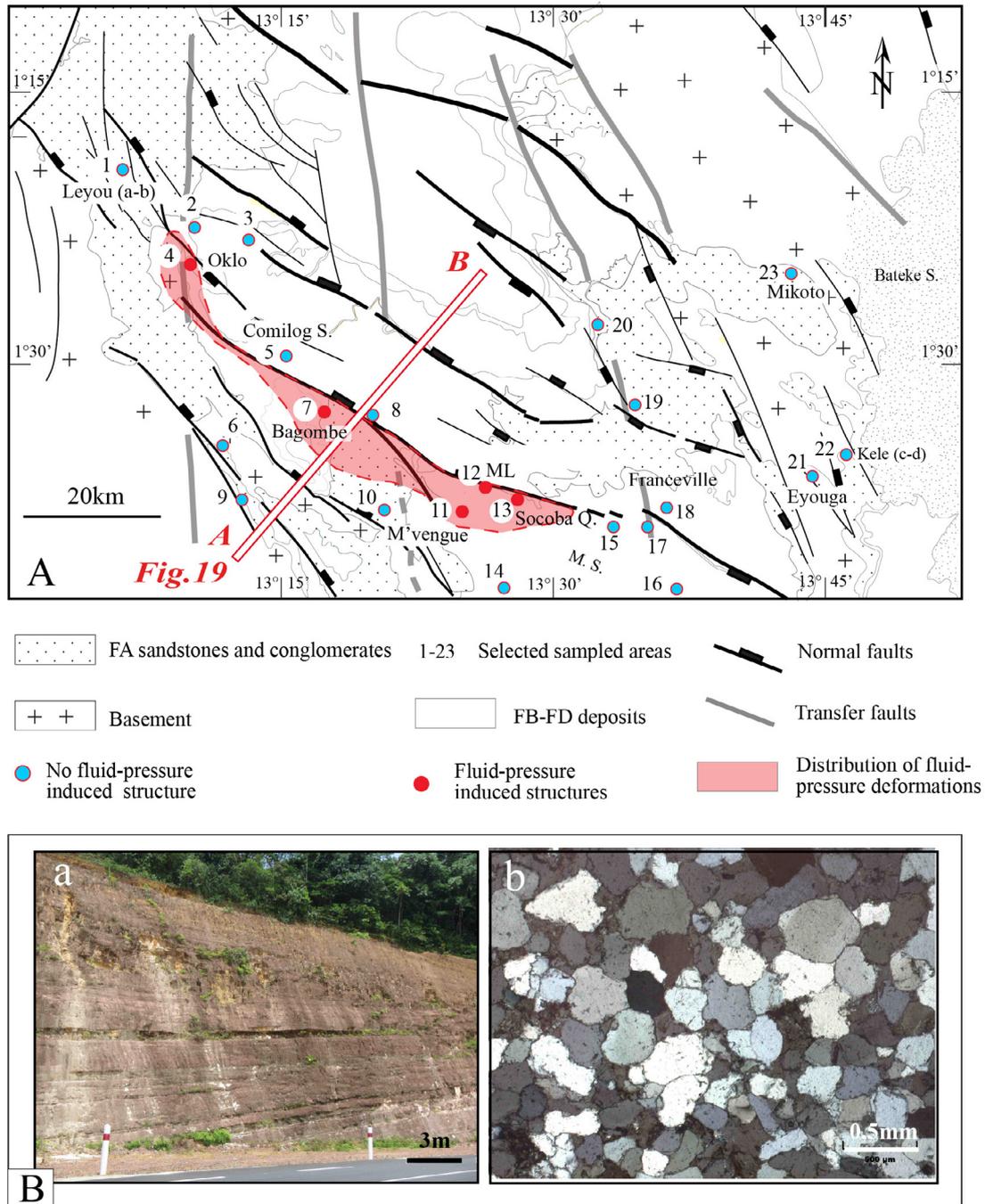
Arnott, 2006; Dumas et al., 2005) and their association with other cross-stratified beds indicates upper shoreface environments (Loi et al., 2010). HCS, wave ripples and silty laminae are interpreted here to reflect storm wave action along a shelf profile (Aigner, 1985; Einsele, 1992). The silt-mud fine sandstones (F12) and silt mudstones (F13) are characterized by alternating organic-rich ampelites and fine sand and silt lenses (Fig. 8).

These facies are interpreted as deposited in offshore domains with clay decantation deposits beneath the fair weather wave base and associated with storm-dominated. In a synthesis of

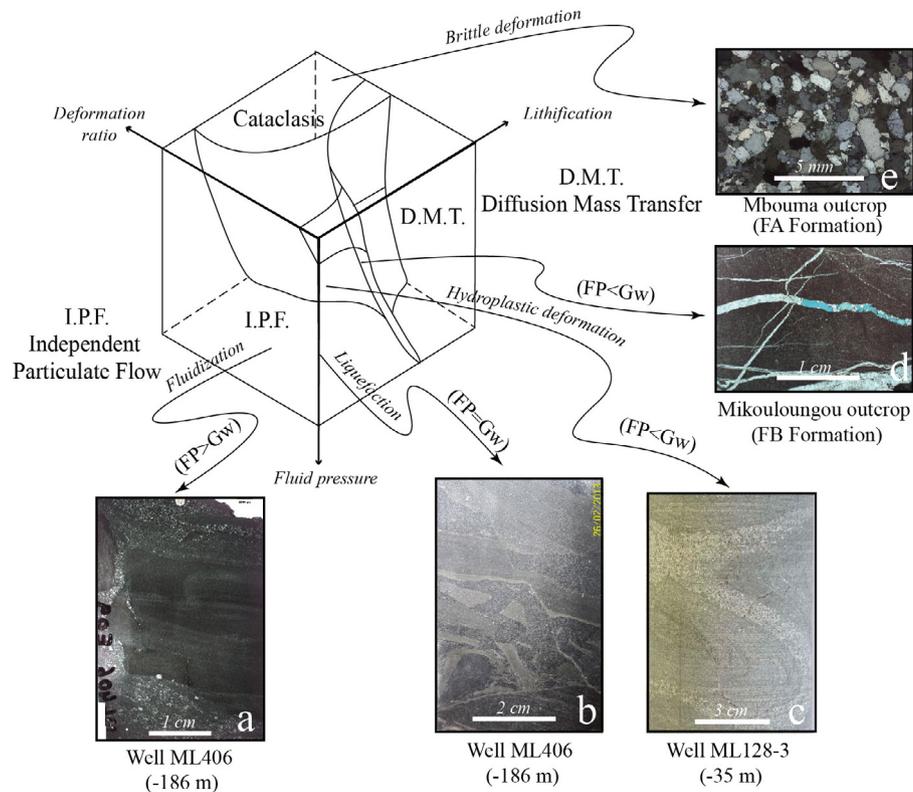
Paleoproterozoic deposits proposed by Walker and Plint (1992) and Eriksson et al. (1998) report that the shallow marine depositional systems are frequently characterized by very well sorted mature sandstones associated with a reduced clay fraction exhibiting HCS and SCS type sedimentary structures.

#### 4.2. The FB2a–FB2b transition

The transition from Poubara sandstones (FB2a) to ampelites (FB2b) can be observed in the Socoba quarry and the



**Fig. 10.** (A) Map of the study area showing the 23 samples location; fluid-pressure induced structures (red dots) and no fluid-pressure induced structures (blue dots red circles). Fluid-pressure structures are indicated by the red zone and the location of cross-section AB shown corresponds to the Fig. 19. (B) Outcrop and thin section photographs of no fluid-pressure induced structures in the Leyou (a-b) areas. 1 – Leyou outcrop, 2–3 – COGEMA and Ngangolo quarry, 4 – Oklo open pit, 5 – Comilog Station, 6 – Moanda outcrop, 7 – Bagombe area, 8 – Mbouma outcrop, 9 – Moyabi area, 10 – SUCAF outcrop, 11 – M’vengue outcrop, 12 – Mikouloungou quarry, 13 – SOCOBA quarry, 14 – Poubara road outcrop, at 13 km of M’vengue, 15 – Mbaya outcrop, 16 – Mopia outcrop, 17 – Yene outcrop, 18 – Franceville outcrops, 19–20 – Otobo road outcrops, 21 – Eyouga I outcrop at 14 km of Franceville, 22 – Kele outcrop at 18 km of Franceville, 23 – Mikouto. (For interpretation of the references to color in figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)



**Fig. 11.** Different deformation structures of the Franceville Basin plotted on the Knipe diagram (modified from Knipe, 1986). (a) Fluidized sandstone in Mikouloungou well core; (b) liquefied sandstone in Mikouloungou well core; (c) hydroplastic deformation in Mikouloungou well core; (d) regular quartz-filled tension gashes affecting sandstone in Mikouloungou outcrop; (e) cataclastic quartz grains in Mbouma thin section.

M'vengue outcrop (Fig. 2). In the Socoba quarry, the Poubara sandstones are fine to medium and homogeneously gray to black sandstones (Fig. 9A) displaying a progradational pattern. They are arranged in massive beds of varying thickness with load casts and wavy surfaces at the base of the beds. Mud clasts and water escape features (dish and pillar) can be observed within the beds. The upper part of the Socoba quarry (Fig. 9A) is characterized by a set of fining-upward sandstones with rare bidirectional structures and erosive surfaces that pass upward to the ampelites of FB2b (Fig. 10A). The Poubara sandstones crop out at the M'vengue roundabout as injectites in the upper Ampelites (Fig. 10B). Analysis of the FB2b ampelites from the Socoba quarry and the M'vengue outcrop indicates alternating, near-parallel gray-black silt and mud layers with tabular and sometimes wavy and discontinuous laminae (Fig. 10A and B).

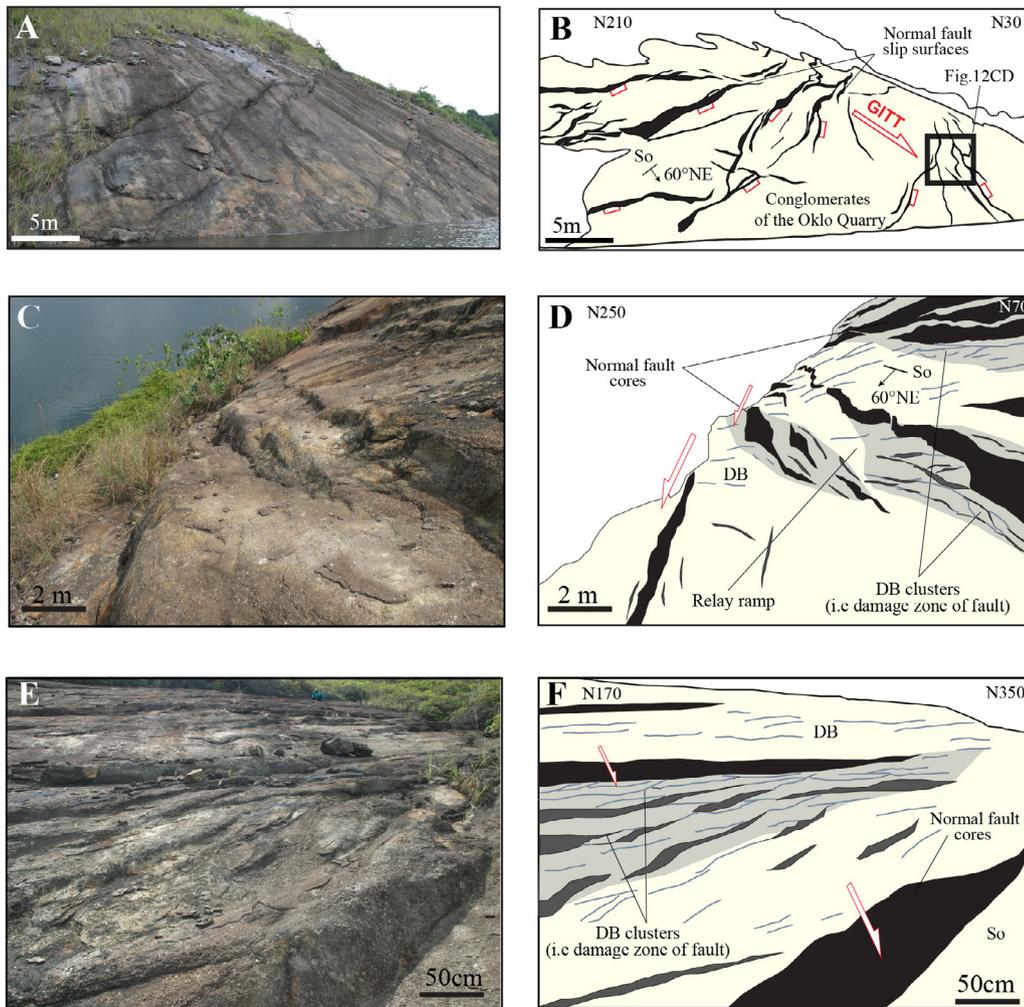
The depositional environments associated with the Poubara sandstones are still much debated. They have been considered either as tempestites (Gauthier-Lafaye, 1986; Azzibrouck-Azziley, 1986; Pambo et al., 2006; Bouton et al., 2009a,b), or as distal turbidites (Parize et al., 2013), and as tide-dominated delta deposits (El Albani et al., 2010; Ossa Ossa, 2010). The FB2b ampelites are interpreted to be fine prodelta deposits (El Albani et al., 2010; Ossa Ossa, 2010) or attributed to fine distal turbidite deposits (Parize et al., 2013). The Paleoproterozoic organisms identified by El Albani et al. (2010) come from these facies.

Even if, the transition between FB2a and FB2b was not beyond the scope of this study, the sedimentary succession has been checked during the field campaigns. The presence in the Poubara sandstones of massive sandstones with few sedimentary structures characterized by bidirectional sedimentary structures, erosion surfaces and the progradational stratigraphic pattern distribution recording a decreasing accommodation space toward the shallow deposits of FC argue for tide and tempestite dominated systems.

For the ampelites, the flat to lobated geometry and the absence of clear sedimentary structures make their interpretation in terms of depositional environment difficult. However, their position closed to the inherited paleorelieves and the stratigraphical pattern are favorable to the prodelta model proposed for the ampelites by El Albani et al. (2010) and Ossa Ossa (2010).

#### 4.3. Depositional environment interpretation and permeability barriers

The stratigraphic transition between FA and FB that crops out in Mikouloungou quarry (Fig. 3) and the one between FB2a and FB2b observed in Socoba quarry and the M'vengue roundabout outcrop (Fig. 2) can be defined as major permeability barriers. The FA–FB transition at Mikouloungou is marked by the successive installation of three separate types of environments (Figs. 8 and 9), the two first environments are observed in FA and the third one in FB. Sedimentation begins with a tidally influenced delta environment marked by alternating bars and tidal channels and thin mud-silt decantation layers (Fig. 7A and B). In several sectors of the Franceville Basin, these Paleoproterozoic deltaic systems are well known (Collela and Prior, 1990; Eriksson et al., 1998) and recognized by Haubensack (1981), Gauthier-Lafaye (1986), Deynoux and Durringer (1992), and Pambo et al. (2006). These facies are overlain by a prograding fluvial delta system (Figs. 7 and 8). This succession indicates a decrease in accommodation space throughout FA. The transition ends with the emplacement of a wave and storm dominated marine environment (shoreface to offshore in FB; Fig. 8) and indicates a progressive increase in accommodation space. A synthesis of Paleoproterozoic deposits proposed by Walker and Plint (1992) and Eriksson et al. (1998) report that the shallow marine depositional systems are frequently characterized by very well sorted mature sandstones associated with a reduced clay fraction exhibiting HCS and SCS type



**Fig. 12.** (A) photograph of Oklo open pit platform; (B) interpretation of Oklo platform showing synlithification normal faults associated with Gravity Induced Tectonic Transport (GITT) about 60° northeastward; (C) photograph of the Oklo platform; and (D) interpretation showing sinuous planes of the synlithification fault and associated relay ramp.

sedimentary structures. It passes upward to the ampelites facies (F13) of FB1 that indicates a flooding of the platform.

The thick ampelitic succession observed in FB in Mikoulougou area corresponds to a main permeability barrier (MPB; Fig. 8). The FB2b ampelites observed in Socoba quarry and M'vengue outcrop correspond to the emplacement of a second major permeability barrier (MPB; Fig. 9A and B). The fine interbed ampelitic beds (F4) of the upper FA and the interbeds of the Poubara sandstones (isogranular sandstones) FB2a (F13) may act as secondary permeability barriers (SPB; Figs. 8 and 9). The characterization of these low-porosity and low permeability deposits is of interest in the analysis of fluid-pressure-related deformation developed in this study. Similarly, the fine shales form secondary permeability barriers (SPB; Fig. 9A and B).

## 5. Analysis of fluid-pressure-related deformation

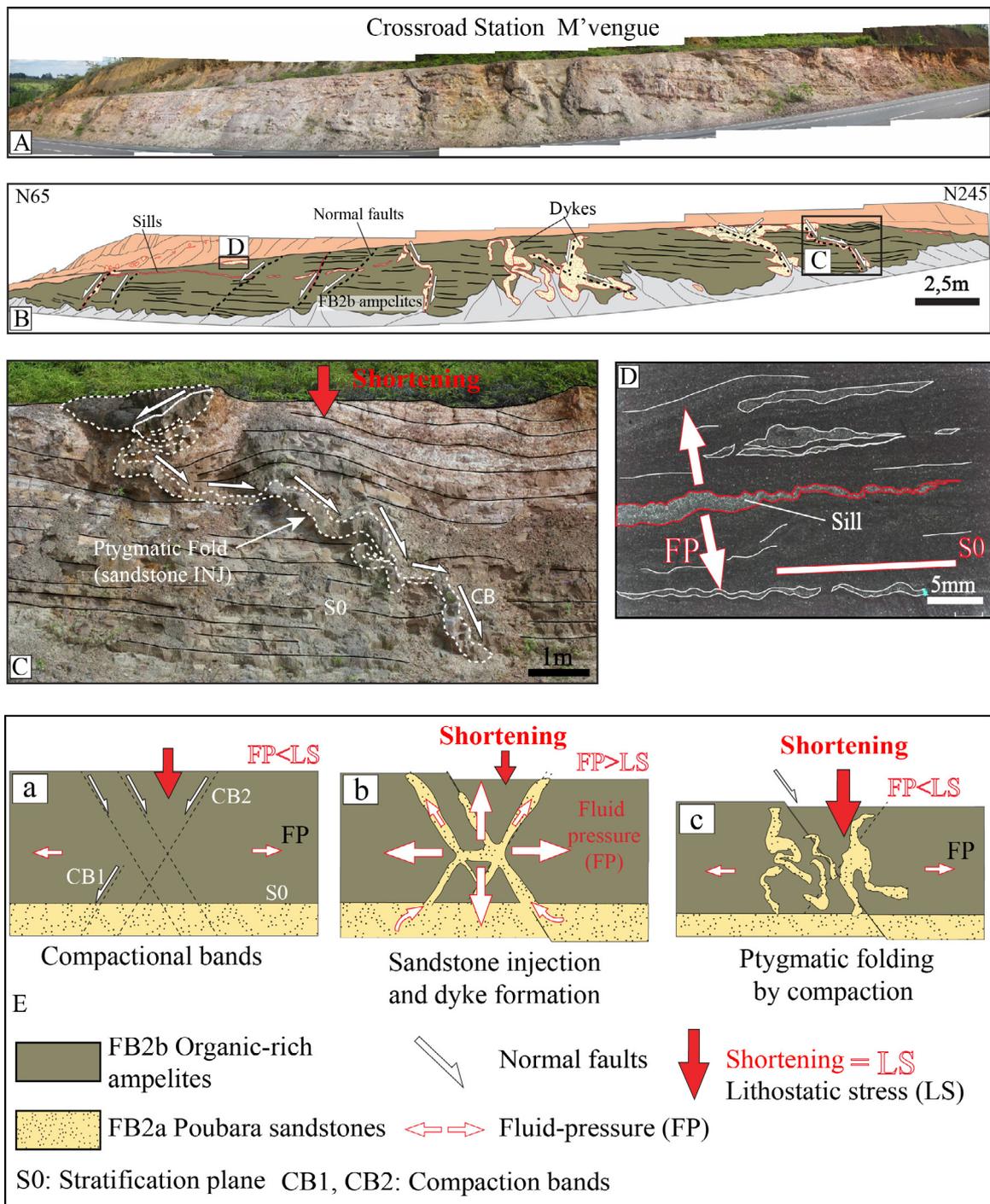
The study of deformation in several sectors of the Franceville Basin allows identifying various types of synlithification and postlithification structures related to fluid-pressure processes. The fluid-pressure synlithification and postlithification structures are observed at outcrop and thin section scale (i.e. micro-scale); they are observed close to the Oklo and Mikoulougou longitudinal faults and located within footwall anticlines (Figs. 10A and 11). Despite rare outcrops in the Franceville Basin, no fluid-pressure

deformation structures have been observed in the other sectors of the Franceville Basin as illustrated by Fig. 10B.

### 5.1. Fluid-pressure synlithification structures

#### 5.1.1. Synlithification faults in Oklo quarry

In Oklo quarry (Fig. 2), the conglomerate level of the upper FA is affected by a set of N120–140° normal faults of several meters (Fig. 12). These faults have wavelengths of one to several meters and vertical throws of tens of centimeters that fade rapidly toward the tips (Fig. 12C). They are arranged into several segments with relay ramps (Fig. 12C and D). The fault slip surfaces have wavy mirrors (Fig. 13B; Marchal et al., 2003). Several deformation bands of centimeter thickness display quartz grain reorientation and rearrangement, which is characteristic of the independent particulate flow (IPF) mode of deformation (Figs. 11 and 12). These structures are similar to shear deformation bands described by Fossen et al. (2007), Soliva et al. (2013), and Ballas et al. (2013, 2014, 2015) in sandy sediments. The deformations bands occur as individual strands (DB, Fig. 12C–F) or as tight deformation bands clusters around the main normal fault cores (DB clusters, Fig. 12C–F). In the literature, damage zones of normal faults in porous sandstones are formed by the growth of deformation bands prior to the establishment of a slip surface (Johansen and Fossen, 2008; Schueler et al., 2013).

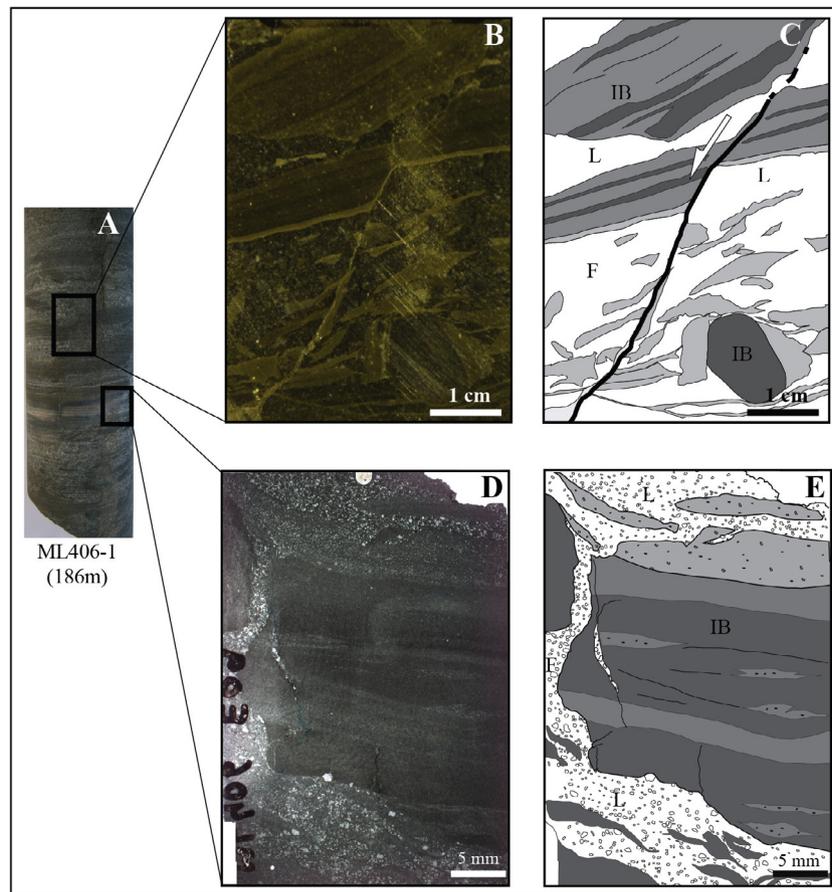


**Fig. 13.** (A) Panorama of M'vengue outcrop. (B) M'vengue outcrop interpretation with FB2b ampelites (green) intruded by folded sandstone dykes (injectites: INJ) and sills. (C) Folded dyke along a compaction band; red arrow shows the lithostatic stress direction and white arrows correspond to fluid-pressure. (D) Thin section showing siltstone sill parallel to the stratification. (E) Synthetic sketch of folded dykes. (a) Formation of compactional bands by lithostatic stress. (b) Fluidization of sandstone along compaction bands. (c) Vertical deformation of dykes by compaction stress.

### 5.1.2. The M'vengue dykes (i.e. injectites)

The ampelites (FB2b) of the M'vengue roundabout outcrop (Figs. 2 and 10A) are intruded by numerous sand seams of varying sizes (Fig. 13A and B). These sand seams (i.e. dykes and sills) consist of fine sandstones associated with silts (Fig. 13D). These intrusions are 5–50 cm thick and arranged horizontally along bedding or they cross cut the stratification planes  $S_0$  (Fig. 13B and C). Fig. 13B shows two conjugate sets of clastic dipping 40–50° with respect to the bedding that dips 5° to the Southwest (Fig. 13B). The horizontal sand seams at M'vengue have been little deformed whereas the

oblique sand seams have been affected by horizontal-axis folding, attesting of vertical shortening under compaction (Fig. 13C; Parize, 1988; Surlyk et al., 2007; Kane, 2010; Monnier, 2013). Parize et al. (2013) describe water escape dish and pillar figures showing that the homogenous sandstones of Poubara 2a were probably water saturated. The main permeability barriers described above at the base of the FB2b ampelites seems to have promoted fluid cumulation inducing liquefaction and fluidization of the underlying Poubara sandstones FB2a (Fig. 3), enhancing the emplacement of the M'vengue sand intrusions. The M'vengue sand intrusions are



**Fig. 14.** (A) Intraformational breccia sampled on ML406-1 well core (at 186 m depth). (B and C) Polished section and interpretation displaying intraformational breccia with laminated siltstone elements disturbed by liquefied and fluidized sandstone matrix and affected by micro normal fault. (D and E) Thin section and its interpretation showing intraformational breccia with laminated siltstone elements associated with liquefied and fluidized sandstone matrix. (IB) Intraformational Breccia. (L) Liquefaction zones. (F) Fluidization zones. (NF) Normal Fault.

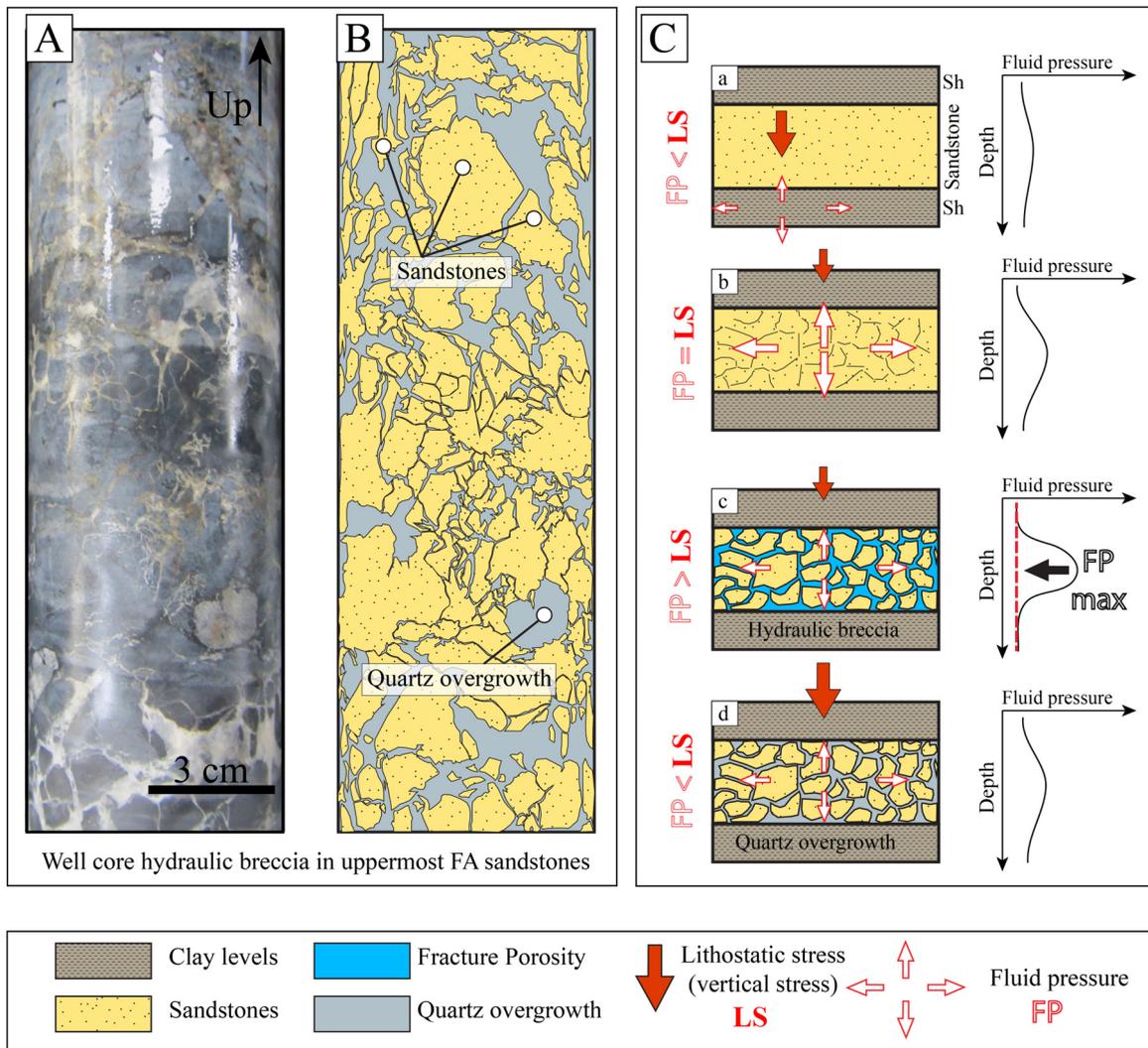
intrusions of clastic sediments that are either discordant (dykes) or concordant (sills) to the host layer bedding; they are related to injections of the underlying liquefied to fluidised Poubara sandstones within hydrofractures that propagate within the encasing seal lithology (i.e. cap rock FB2b ampelites). Because of their characteristics, the M'vengue dykes and sills are described as sand injectites as defined by Cosgrove (2001), Jolly and Lonergan (2002), and Ravier et al. (2015). Ampelites probably delayed fluid escape (Lowe, 1975) and entailed higher fluid pressure. Liquefaction and fluidization were then probably enhanced by outside triggering factors (Boehm and Moore, 2002; Monnier, 2013; Rowe et al., 2002). These external factors could include: (1) seismicity and tectonic activity (Obermeier, 1996; Boehm and Moore, 2002), (2) high sedimentation rates (Truswell, 1972; Rowe et al., 2002), additional fluid migration (Brooke et al., 1995; Davies and Clark, 2006; Monnier, 2013).

Fig. 13E shows a scenario for emplacement of the M'vengue dykes in three main stages: (a) the emplacement of FB2b ampelites above the FB2a fine sandstones and the formation of conjugate shear-enhanced compaction bands CB1 and CB2 as defined by Fossen et al. (2007), (Fig. 13Ea). During this stage, fluid pressure (FP) is lower than lithostatic stress (LS); (b) injection of FB2a fluidized sand along the compaction bands and stratification planes (Fig. 13Eb). In this second stage, fluid pressure exceeds lithostatic stress; (c) the third stage exhibits compaction and folding of the sand intrusions when the lithostatic pressure prevails again (Fig. 13Ec).

### 5.1.3. Fluid-pressure intraformational breccia

Observation of drill-cores from the Mikouloungou and Bagombe sections (Fig. 2) reveals intraformational breccia at the FA–FB transition. The FA intraformational breccia observed on a sample from a core of borehole ML406-1 in the Mikouloungou sector is characterized by silt clasts of various sizes in a sandy matrix (Fig. 14A–C). The breccia elements are generally angular and finely laminated. The clasts are distributed randomly in the sand matrix and have undergone brittle and plastic deformation and been affected by normal microfaults. The sandy matrix shows textures indicating liquefaction/fluidification (Fig. 14B and C). In thin sections, the homogenous sandy matrix intrudes and fractures the finely laminated and partially lithified silt facies. The intrusions are vertical and horizontal (Fig. 14D and E). The breccia records three different rheological stages: brittle for coarse elements of the breccia, plastic for the fine sediments, liquefaction and fluidization for the matrix.

Three deformation processes of the independent particulate flow (IPF) domain (Fig. 11) have been observed in the sediments of drill-core ML406-1 (Figs. 11 and 14). The first process corresponds to hydroplastic deformation (HP, Fig. 14C–E). When fluid pressure (FP) is lower than grain weight (GW), the sediment undergoes plastic deformation (Fig. 11d), defined as hydroplastic and characterized by the preservation of the sediment bedding (Guiraud and Séguret, 1987; Huguen et al., 2001). The second process relates to liquefaction (L, Fig. 14C–E). When FP and GW are equal (Fig. 11b), the main deformational process is liquefaction, which is characterized by laminar flow of water-rich sediment. This



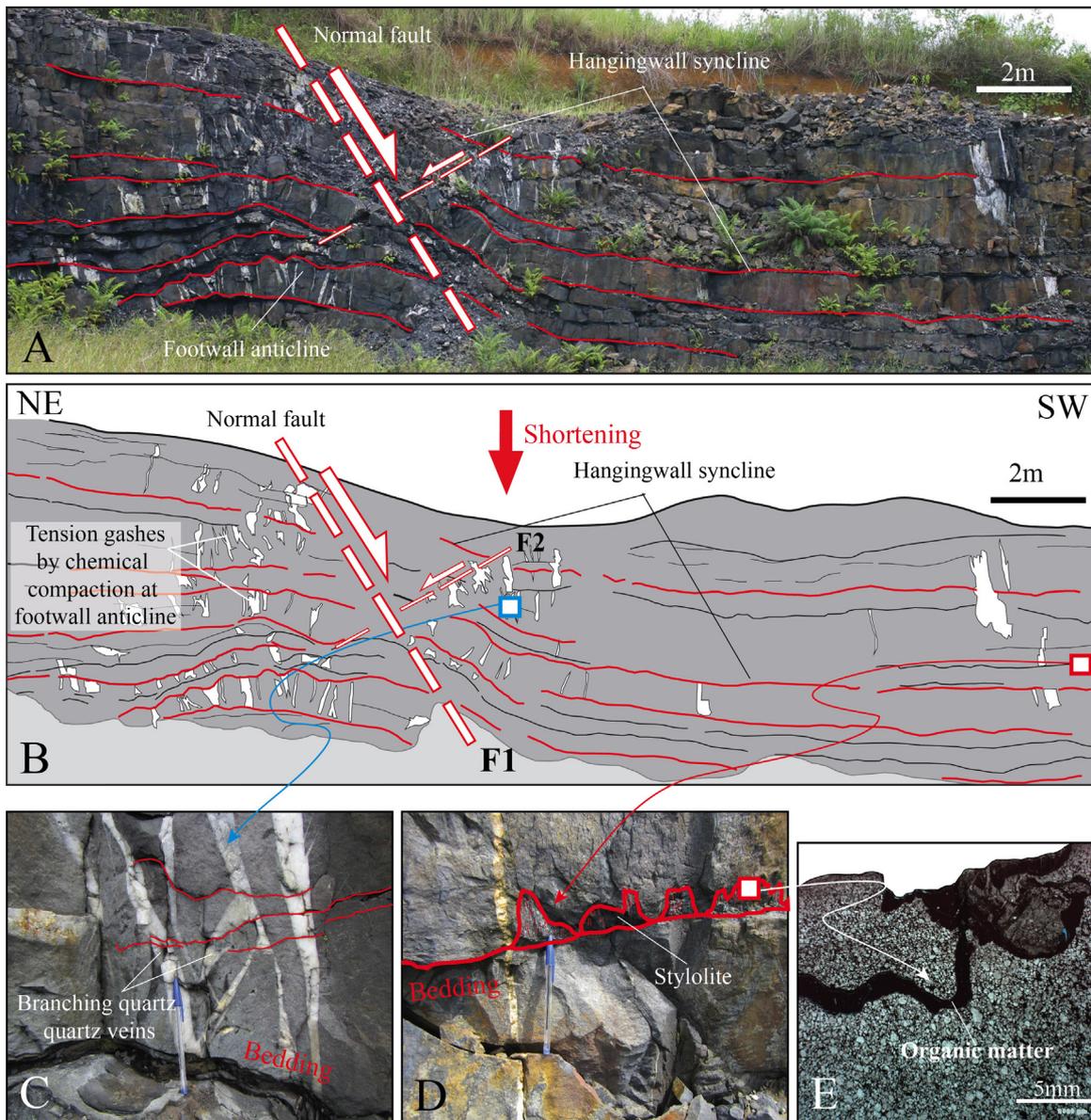
**Fig. 15.** (A) FA sandstones sampled in Bagombe area well core. (B) Intraformational breccia with irregular elements and siliceous quartz filling secondary porosity from brecciation process. (C) Sketch illustrating brecciation process associated with fluid and lithostatic pressure evolution. (a) Fluid-pressure (FP) is less than lithostatic stress (LS) pressure. (b) Fluid-pressure (FP) rises to balance lithostatic pressure. (c) Fluid-pressure (FP) reach its maximum ( $FP > LS$ ) (lithostatic stress). (d) Fluid-pressure (FP) fault to become less than lithostatic pressure (LP).

phenomenon is responsible of total obliteration of the primary structures in the intrusions parallel to the bedding (Fig. 11b; Ringrose, 1989; Huguen et al., 2001). The third type of process observed is fluidization (F, Fig. 14C–E). When FP is greater than GW, deformation is characterized by fluid flow, which gushes out, cutting across bedding (Fig. 11a). In this case, primary sedimentary structures are completely destroyed. The result is the formation of discordant intrusions cross-cutting bedding (Fig. 11a; Huguen et al., 2001).

Intraformational breccias are generally formed under the effect of increased fluid pressure within a rock (Phillips, 1972; Jébrak, 1997). This abnormal increase in fluid pressure causes the fracturation of the rock by hydraulic fracturing (Jébrak, 1997; Grauls, 1999). The hydraulic fracturing mechanism at Mikouloungou is related to the emplacement of FB1 amplites above the porous sandstones of the upper FA, contributing to the creation of a main permeability barrier (MPB, Fig. 8) at the FA–FB transition. The presence of amplites overlaying and covering the porous sandstones influences the pathway of fluids. The porosity of the sandstones depends of the depositional environment with an increasing argillaceous coating in tide-dominated environments. However, the initial porosity around quartz grains can be reduced by

argillaceous coatings preventing siliceous overgrowths (Fig. 10b) and enhanced by dissolution (Fig. 11e). The occurrence of intraformational breccia at Mikouloungou associated with liquefaction and fluidization deformation is therefore the result of increased fluid pressure within the FA sandstones reservoir and compaction of that sandstone formation that was probably fluid saturated beneath a major permeability barrier (MPB). The FA sandstones was fluidized under the effect of increasing fluid-pressure (Lowe, 1975) and were injected into the overlying mudstones, entailing hydraulic fracturing of them.

Intraformational brecciation by fluid-pressure is also observed in the Bagombe sector (Fig. 2). The drill-core sample analyzed was taken from the upper FA Formation between two undeformed clay levels (Fig. 15A and B). In this intraformational breccia, the elements are essentially blocks of highly silicified and angular sandstones of various sizes (<5 cm). The irregular fractures and gashes are filled with a recrystallized amorphous silica phase (i.e. quartz cement in Fig. 15A and B). Fig. 15C illustrates a scenario of the brecciation process as a function of changing fluid pressure. In the first stage (Fig. 15Ca), it is considered the fluid pressure (FP) is lower than the lithostatic stress (LS). Under the effect of mechanical rearrangement of grains and chemical compaction (Sheldon



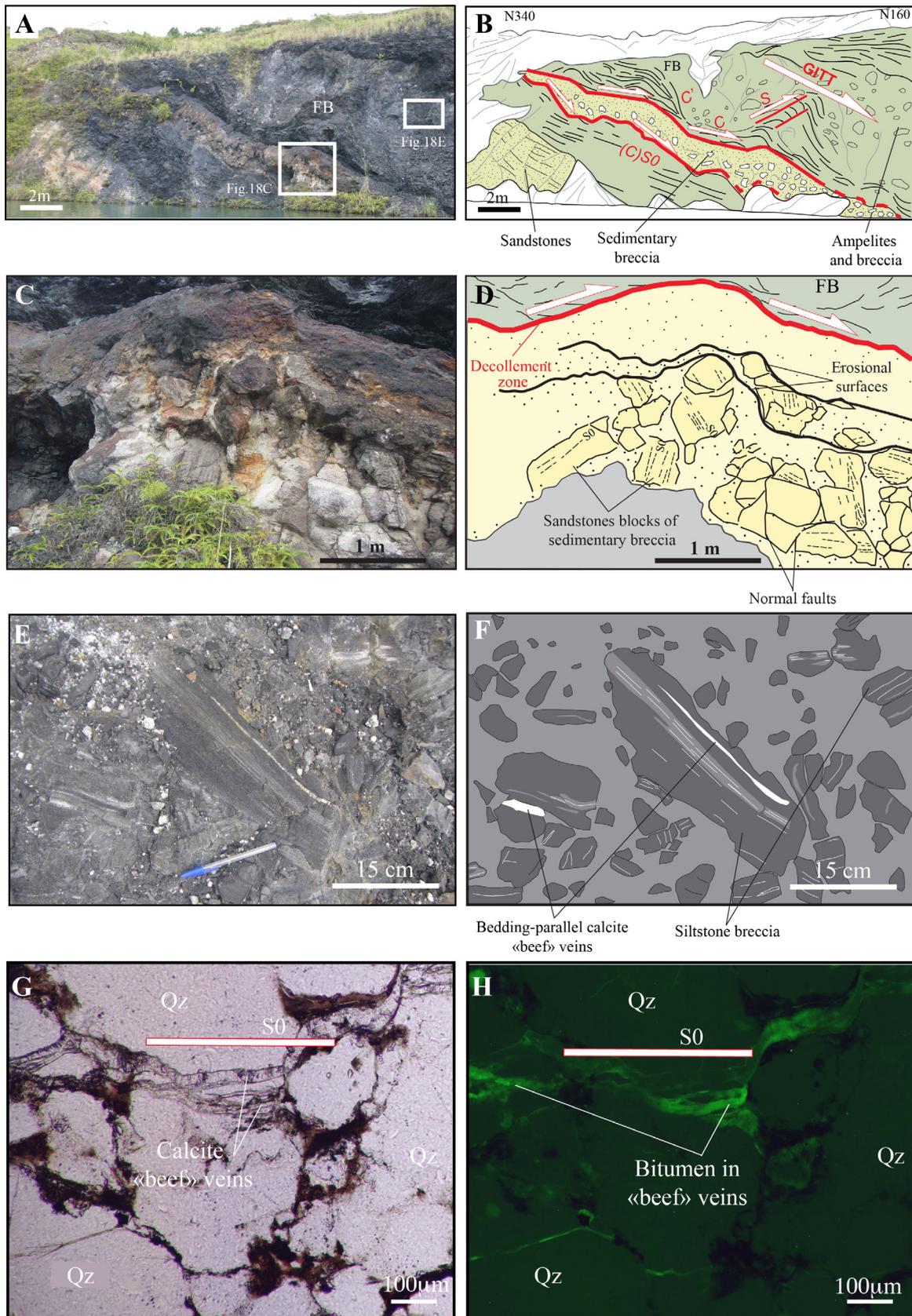
**Fig. 16.** (A) Panorama of Socoba outcrop showing FB2a sandstones affected by a major and minor potential normal faults F1-F2 associated with hangingwall syncline and footwall anticline. (B) Interpretation of the Socoba panorama with normal fault and quartz tension gashes distributed preferentially in footwall anticline. (C) Illustration of branching tension gashes and anastomosed stylolites. (D) Illustration of stylolite in sandstone layer contact. (E) Thin section displaying a detailed stylolite filled by organic matter. BS: Boudin structures.

et al., 2003) the inter-granular space (or porosity) is reduced without variation of the fluid volume within the layer. Fluid pressure (FP) then rises drastically to the point of balancing lithostatic stress (Fig. 15Cb). Fluid pressure (FP) at its maximum far exceeds lithostatic pressure. The sandstone layer is then brecciated and the silica phase precipitates within the secondary porosity between the breccia clasts (Fig. 15 Cc and d).

### 5.2. Fluid-pressure postlithification structures (i.e. quartz veins and stylolites)

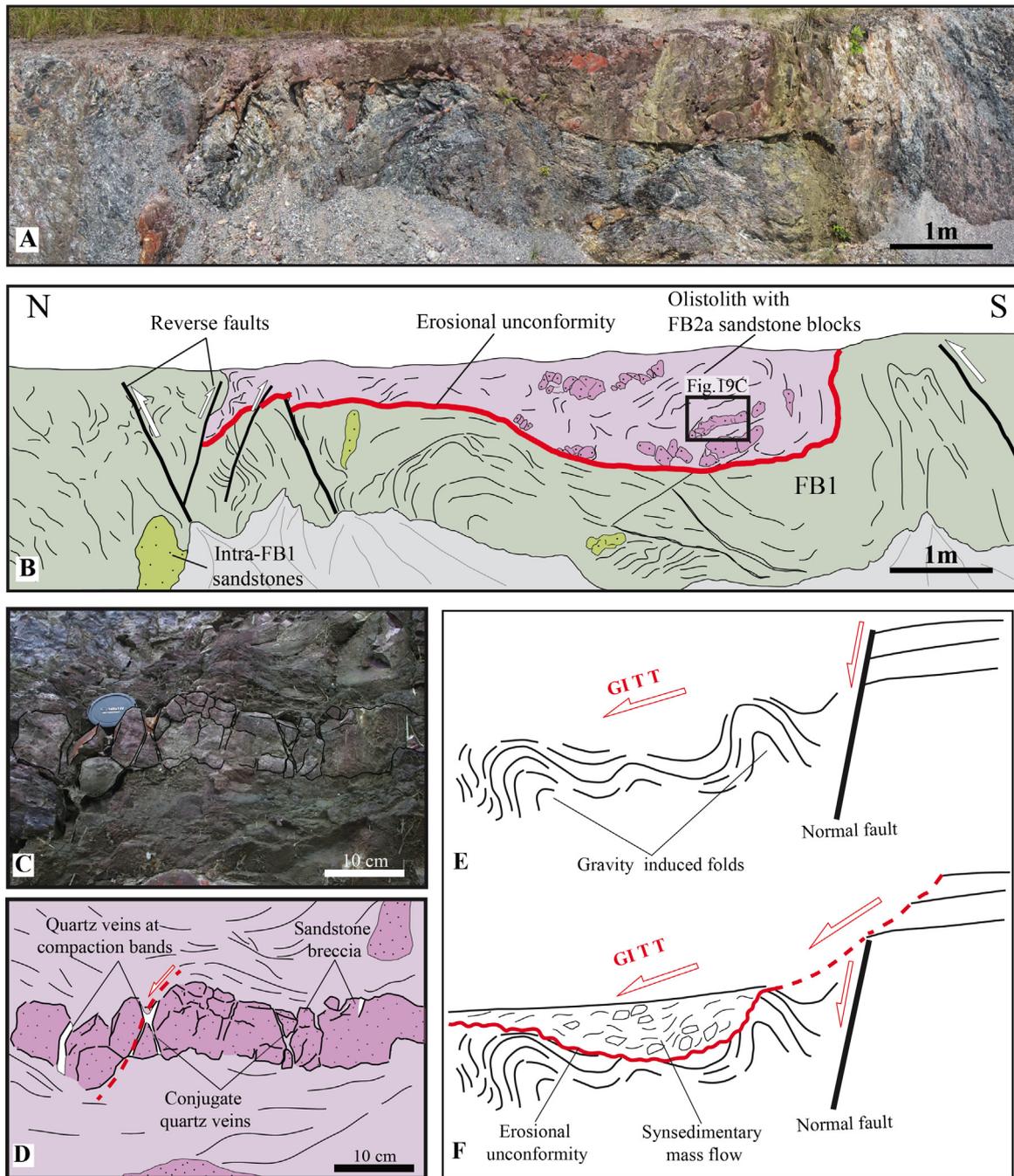
As described above, in the Socoba quarry (Figs. 2 and 10A), the Poubara sandstone (FB2a) is arranged in massive meter-thick beds sometimes separated by fine organic-rich ampelite layers that act as secondary permeability barriers (SPB). Locally the massive sandstone beds (FB2A) are affected by normal faulting and related with footwall anticlines in the lower compartments and hangingwall synclines in drag forced folds (Fig. 16A and B). The sandstones

exhibit numerous quartz veins cross-cutting bedding that may be 15–20 cm thick (Fig. 16C). In the absence of clay interbeds, the quartz veins extend through several beds. Where clay layers exist, the quartz veins are restricted to sandy layers. The clay levels therefore seem to restrict the vertical propagation of the veins (Soliva et al., 2005). The quartz veins coexist with stylolitic joints exhibiting high amplitude peaks of 5–10 cm (Fig. 16D). These stylolites are arranged horizontally at the interface between the sandstone beds and are often infilled by bitumen (Fig. 16E). The observation of bitumen in fluorescence microscopy infilling the stylolitic joint demonstrates the role of the oil-bearing fluid and associated migration in promoting hydraulic fracturing structures. The association of vertical quartz veins and horizontal stylolites with normal faults reveals extensional strain related to the opening of the Franceville Basin. The formation of veins and stylolites has been associated in the literature with pressure dissolution phenomena known as chemical compaction (Weyl, 1959; Gratier et al., 2003, 2009, 2013; Sheldon et al., 2003). Under the combined effects of mechanical



**Fig. 17.** (A) Illustration of the eastern side of Oklo open pit showing deformed FB ampelites and sandstones. (B) Interpretation showing two mass flows with “decollement surface” (C-S0), normal faults (C’), and reverse faults (S) associated with a global gravity-induced tectonic transport (GITT). (C and D) Illustration and interpretation of the first mass flow with bedded sandstones reworked in blocks. (E and F) Illustration and interpretation of the second mass flow consisting of reworked siltstone blocks associated with calcite “beef” vein parallel to the bedding. (G) Polarized sandstones in FB showing calcite “beef” veins parallel to S0; (H) Fluorescence microscope picture showing the bitumen infilling the beef veins in green (thin sections were inspected by fluorescent light microscopy) (Nikon Eclipse E600, exciter filter 465–495 nm; dichroic mirror 505 nm; barrier filter 515–555 nm) to visualize the organic matter distribution.

## Eastern side of Mikouloungou quarry



**Fig. 18.** (A) Eastern side of Mikouloungou outcrop. (B) Interpretation showing deformed FB1 truncated by a mass flow and small reverse faults affecting the FB1 formation and the mass flow. (C) Mass flow composed of sandstone blocks. (D) Fractured sandstones organized in blocks in the mass flow and affected by quartz-filled veins. (E and F) Sketch illustrating two stages of the mass flow formation.

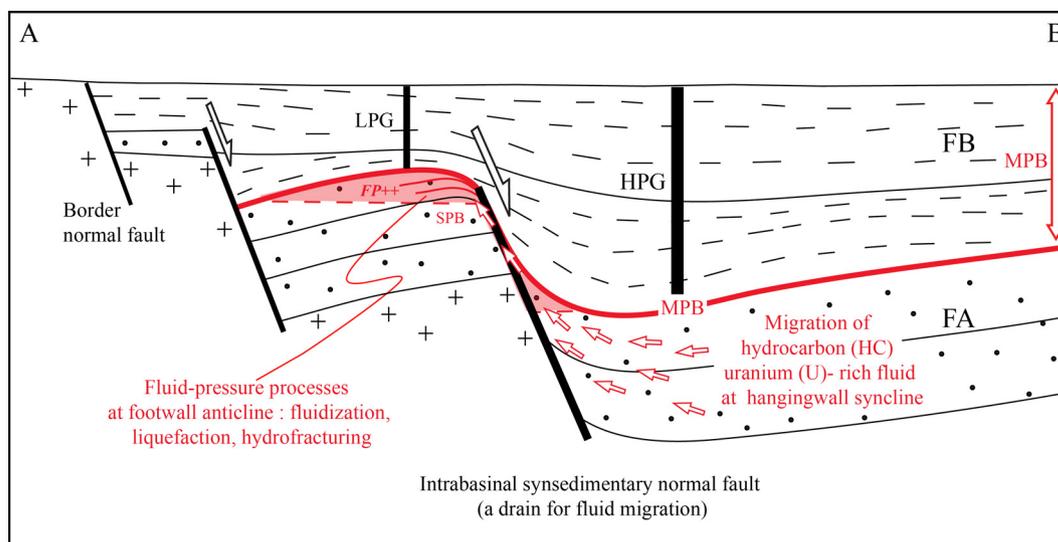
stress and chemical compaction, contact points between quartz grains undergo dissolution producing irregular surfaces or stylolites at grain-to-grain contacts (Weyl, 1959; Lehner, 1995; Sheldon et al., 2003).

Siliceous fluids produced migrate toward zones of lower intergranular pressure allowing formation of silica overgrowth at the scale of quartz grains and quartz veins at the scale of the rock (Fig. 15; Sheldon et al., 2003). The migration of siliceous fluids in the granular material of the Franceville Basin is similar to the seepage force mechanism as characterized by Mourgues and Cobbold (2003). This type of pressure dissolution associated with lithified material where the grains are sealed by diagenetic cement is

characteristic of the diffusion mass transfer domain in the Knipe diagram (Knipe, 1986; Huguen et al., 2001, DMT: Fig. 11).

### 5.3. Calcite “beef” and quartz veins reworked by gravity deposits: a marker of surface chemical compaction

Structural analysis shows that NW–SE longitudinal normal fault activity is associated with the emplacement of gravity processes related to the tilting of beds at the level of sedimentary drag folds. The Oklo quarry outcrop (Fig. 10A) displays an example of this type of structural association. The eastern side of the quarry exhibits a set of gravity deposits marked by two mass flow levels (i.e. olistolites)



**Fig. 19.** Synthetic cross-section of western part of the Franceville Basin (see Fig. 10A for position) exhibiting main longitudinal faults, FA and FB Formations, and permeability barriers (MPB-SPB) in the transition zone of the formations. Fluid-pressure and fluid migration (red arrows) along the footwall anticline zone. (LPG) Low Pressure Gradient; (HPG) High Pressure Gradient; (FP) Fluid-pressure; (HC) Hydrocarbon; (U) Uranium fluids. (For interpretation of the references to color in figure legend, the reader is referred to the web version of the article.)

at the FA–FB transition. These two levels of megabreccia are associated with decollement planes (C-S0) and normal (C') and reverse faults (S) (Fig. 17A and B). The first level, at the base, is made up of angular sandstone blocks measuring tens of centimeters (<50 cm) wrapped in a sandstones matrix (Fig. 17C and D). The second level is made up of tabular bedded siltstone blocks of tens of centimeters (<50 cm) in a silt-mudstone matrix (Fig. 17E and F). Calcite veins have developed parallel to the bedding within the second mass flow blocks (Fig. 17F). The veins consist of fibrous calcite and also contain solid bitumen as characterized by fluorescence microscopy (Fig. 17G and H). The Oklo bedding-parallel fibrous veins are very similar to the “beef” veins which are typical hydraulic fracturing structures (see worldwide review by Cobbold et al., 2013). The Mikouloungou quarry (Fig. 10A) also exhibits gravitational structures that have eroded the underlying folded argillite (FB1) beds (Fig. 18A–D). The flow is composed of FB2a sandstone blocks several tens of centimeters in size in an intra-FB1 clay matrix (Fig. 18C and D). The sandstone blocks have quartz-filled veins gashes displaying a network of fractures arranged in extensional micro-dihedra. These tension gashes and the associated stylolites are related to diffusion mass transfer (DMT) characteristic of postlithification deformation. The extensional fractures are confined into sandstone blocks and have varied strikes and dips. These observations characterize an extensional deformation pre-dating the emplacement of the gravity-induced level (Fig. 18E and F). DMT domain is generally associated with postlithification deformation, where the grains are sealed by diagenetic cement (Huguen et al., 2001). This domain is characterized by brittle behavior at a low strain ratio, marked by a pressure solution phenomenon at grain boundaries and producing quartz veins in sandstone formations (Fig. 11d; Labaume, 1987; Labaume et al., 1991, 1997; Huguen et al., 2001). Postlithification stylolites and fibrous veins are generally attributed to high lithostatic pressure during burial of compact material (Gratier et al., 2002, 2003, 2009) or to high fluid pressure (Stoneley, 1983; Cobbold et al., 2013).

In the Franceville Basin, the tension cracks and stylolites caught up in the gravity mass flow levels attest to surface deformation, implying low lithostatic pressure. This observation means that the DMT factor by lithostatic pressure for the formation of tension gashes and stylolites can be excluded. However, it seems likely to relate postlithification structures to chemical compaction

processes described in the literature (Sheldon et al., 2003). Those authors underscore the fundamental control exerted by the presence of mud in the chemical compaction process. The permeability barriers observed in the Franceville Basin (i.e. FA–FB and FB2a–FB2b transitions) are thought to be responsible of the localization of the extensive postlithification deformation structures in a shallow burial domain.

## 6. Model of fluid-pressure and hydrocarbon trap

Fig. 19 focuses on the spatial and stratigraphic distribution of fluid-pressure structures. The difference of thicknesses of ampelites overlapping the highly permeable sandstone deposits transmits fluid pressure from the deeper portions of the basin to the margins. In the Francevillian Basin, alongside the Migouloungou synsedimentary fault, the associated footwall anticline and deformed fault zone correspond to a zone of abnormal fluid-pressure (Fig. 19). Grauls (1999) argues that the dynamic transfers including hydraulic fracture regime, reservoir overcharging, and lateral up dipflow is one of the causes of fluid-pressure in sedimentary basins. The difference in lithostatic pressure between the footwall anticline and hangingwall syncline (HPG > LPG, Fig. 19) is responsible for a high pressure gradient in the deeper basin. In association with this fluid-pressure, U-hydrocarbon migrations as characterized by Mathieu et al. (2001, Fig. 5) were put in place from the hangingwall syncline (HPG, Fig. 19) to the footwall anticline zones (LPG, Fig. 19; i.e. structural trap). This model of hydrocarbon migration for the Franceville Basin has obvious similarities with the models of Yardley and Swarbrick (2000) and Boehm and Moore (2002). This study insists on the necessity to consider tectonic sedimentological processes and their relationship with the fluid migration throughout the sedimentary basins, as suggested by Kyser (2007). Tectonic not only controls the architecture of the basin, but also facilitates fluid–rock interactions (Kyser, 2007). Moreover, the comprehension of the sedimentology system, and especially in clastic sediments helps to constrain the porosity and permeability of the rock (Rittenhouse, 1971; Hiatt et al., 2003) and the distribution of the permeability barriers. The model presented in this study shows that fluid-pressure structures are located in footwall anticlines (i.e. petroleum traps) controlled by longitudinal faults and by the location of MPB and SPB permeability barriers at

the FA–FB and FB2a–FB2b transitions. It demonstrates the importance of fluid–pressure on Paleoproterozoic oil deposits distribution and on the development of postlithification structures in shallow burial domain.

## 7. Conclusion

Two main fault orientations control the Franceville Basin: the N120–140° longitudinal faults associated with footwall anticlines and hangingwall synclines (drag forced folds) and the N–S transverse faults.

The sedimentological study of FA and FB Formations has contributed to the identification of three depositional environments organized respectively from tidal to fluvial environments and lastly shoreface to offshore open marine environments. Two main (MPB) and secondary permeability barriers (SPB) have been evidenced throughout the FA–FB and FB2a and FB2b transitions. The main permeability barriers are located at the transition between the FA sandstones and conglomerates interpreted as deltaic environments and the FB ampelites attributed to offshore environments as shown in the Mikouloungou sector and at the transition between Poubara sandstones (FB2a) and ampelites (FB2b) in the Socoba and M'vengue sectors.

The multi-scale analysis of this work describes (1) synlithification and (2) postlithification fluid–pressure structures. The former are indicated by the occurrence of synlithification faults in Oklo quarry and dykes and sills (i.e. injectites) at M'vengue. The synlithification structures are associated with hydroplastic deformation, liquefaction, and fluidization of the IPF domain. The synlithification structures are also illustrated by intraformational breccia described at Mikouloungou and Bagombe. Intraformational breccia result from hydraulic fracturing in relation with high intergranular fluid pressures. The postlithification structures take the form of quartz veins and stylolites in the vicinity of the Mikouloungou regional fault (i.e. footwall anticline: Socoba quarry). These postlithification tension gashes are associated with surface chemical compaction rather than burial compaction. In the Oklo and Mikouloungou sectors, calcite “beef” veins are reworked in gravity mass flow levels (i.e. surficial resedimentation). This study shows that all of the fluid–pressure structures are located in footwall anticlines (i.e. petroleum traps) controlled by longitudinal normal faults and by the location of major and secondary permeability barriers at the FA–FB and FB2a–FB2b transitions related to changes of fluid–pressure gradient.

## Acknowledgements

This study was funded by Areva Gabon. Antonio Benedicto, Denis Thiéblemont and two anonymous reviewers are thanked for their helpful comments that led to improvements to the original manuscript.

## References

- Aigner, T., 1985. *Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin, 174 pp.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W., Monteiro, J.H., 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Mar. Pet. Geol.* 19, 727–754.
- Azzibrouck-Azziley, G., 1986. *Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (Protérozoïque inférieur). Métallogénie des gisements de Manganèse de Moanda, Gabon. Thèse de Doctorat du 3eme cycle. Université de Strasbourg*, 214 p.
- Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., Skurtveit, E., 2013. Shear enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *J. Struct. Geol.* 47, 3–15.
- Ballas, G., Soliva, R., Benedicto, A., Sizun, J.-P., 2014. Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Mar. Petrol. Geol.* 55, 142–159.
- Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. *Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs*, 2015. *J. Struct. Geol.* 76, 1–21.
- Bellahsen, N., Leroy, S., Autin, J., Razin, P., d'Acremont, E., Sloan, H., Pik, R., Ahmed, A., Khanbari, K., 2013. Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: new insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen. *Tectonophysics* 607, 32–50.
- Boehm, A., Moore, C.J., 2002. Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids* 2, 147–161.
- Bourrel, J., Weber, F., 1965. *Rapport de synthèse des travaux effectués sur le carré syndical C.E.A.-C.O.M.U.F. de juin 1956 à mars 1965*, 120 p.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Simo Ndounze, S., Goujou, J.C., Kassadou, A.B., Walemba, A., Boulingui, B., Ekogha, H., Moussavou, M., Lambert, A., Roberts, D., Deschamps, Y., Prét, A., 2009a. Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Franceville – Boumango. Editions DGMG – Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegye, M., Prét, A., Simo Ndounze, S., Kassadou, A.B., Boulingui, B., Ekogha, H., Moussavou, M., 2009b. Notice explicative de la Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Franceville – Boumango. Editions DGMG – Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville.
- Brooke, C.M., Trimble, T.J., Mackay, T.A., 1995. Mounded shallow gas sands from the Quaternary of the North Sea: analogues for the formation of sand mounds in deep water Tertiary sediments? In: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterisation of Deep Marine Clastic Systems*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 94, 95–101.
- Bros, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., Clauer, N., 1992. Sm/Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: an example from the Francevillian sedimentary series Gabon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 207–218.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.P., Vidal, P., 1988. Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chron. Rech. Min.* 491, 35–54.
- Cagnard, F., Barbey, P., Gapais, D., 2011. Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: insights from the Finnish Lapland Granulite Belt. *Precambrian Res.* 187 (1), 127–142.
- Casas, A.M., Villalain, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., Del Río, P., Fernández, G., 2009. Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470 (1), 3–20.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477 (3), 105–118.
- Chevallier, L., Makanga, J.F., Thomas, R.J., 2002. Notice explicative de la Carte géologique de la République Gabonaise à 1/1,000,000. Editions DGMG, Gabon, 195 pp.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodriguez, N., Loseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Mar. Pet. Geol.* 43, 1–20.
- Collela, A., Prior, D.B. (Eds.), 1990. *Coarse-grained deltas*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub. 10, 357 pp.
- Colletta, B., Le Quellec, P., Letouzey, J., Moretti, I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics* 153, 221–233.
- Corti, G., Van Wijk, J., Cloetingh, S., Morley, C.K., 2007. Tectonic inheritance and continental architecture: numerical and analogue models of the East African rift system. *Tectonics* 26, TC6006. <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002086>.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Oberlin, A., Lacrampe-Couloume, G., Weber, F., 1990. Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Org. Geochem.* 15, 73–85.
- Cosgrove, J.W., 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: a factor in the dewatering of low-permeability sediments. *AAPG Bull.* 85, 737–748.
- Davies, R.J., Clark, I.R., 2006. Submarine slope failure primed and triggered by silica and its diagenesis. *Basin Res.* 18, 339–350.
- Deynoux, M., Düringer, P., 1992. Etude sédimentologique du gisement d'uranium d'Oklo et d'Okélobondo. Protérozoïque inférieur de bassin de Franceville, Gabon. Rapport interne CNRS. Centre de Géochimie de la Surface, Institut de Géologie à Strasbourg, pp. 35.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34 (12), 1073–1076.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., Southard, J.B., 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *J. Sediment. Res.* 75 (3), 501–513.
- Einsle, G., Price DM 98.00 (soft covers). ISBN 3 540 54449 6. *Geological Magazine*, 131 1992. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 628 pp. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, pp. 568–570. <http://dx.doi.org/10.1017/S0016756800012218>.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Meunier, A., 2010. Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 [thinsp] Gyr ago. *Nature* 466 (7302), 100–104.
- Eriksson, P.G., Condie, K.C., Trisgaard, H., Mueller, W.U., Altermann, W., Miall, A.D., Aspler, L.B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R., 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sediment. Geol.* 120, 5–53.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko Ndong, J., 1998. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Res.* 87, 161–216.
- Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. Lond.* 164, 755–769.

- Gancarz, A.J., 1978. U-Pb age ( $2.05 \times 10^9$  years) of the Oklo uranium deposit. In: Les réacteurs de fission naturels. Colloque I.A.E.A., Vienna, pp. 513–520.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P., Ballevre, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova* 21 (3), 188–194.
- Gauthier-Lafaye, F., 1977. Oklo et les gisements d'uranium du Francevillien: aspects tectonique et métallogénique. These 3eme cycle. Univ. Louis Pasteur Strasbourg, pp. 110 p.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1981. Les concentrations uranifères du Gabon leur association avec des gites à hydrocarbures fossiles du Protérozoïque inférieur. *Acad. Sci. [Paris], Comptes Rendus* 292, 69–74.
- Gauthier-Lafaye, F., 1986. Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Strasbourg, Mémoires Sciences Géologiques 78, p. 250.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989. The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Ecol. Geol.* 84, 2267–2285.
- Gauthier-Lafaye, F., Holliger, P., Blanc, P.L., 1996. Natural fission reactors in the Franceville basin (Gabon): a review of the conditions and results of a "critical event" in a geologic system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4831–4852.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 2003. Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Res.* 120, 81–100.
- Grasemann, B., Martel, S., Passchier, C., 2005. Reverse and normal drag along a fault. *J. Struct. Geol.* 27, 999–1010.
- Gratier, J.P., Favreau, P., Renard, F., Pili, E., 2002. Fluid pressure evolution during the earthquake cycle controlled by fluid flow and pressure solution crack sealing. *Earth Planets Space* 54 (11), 1139–1146.
- Gratier, J.P., Favreau, P., Renard, F., 2003. Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes. *J. Geophys. Res. Solid Earth* (1978–2012), 108.
- Gratier, J.P., Guiguet, R., Renard, F., Jenatton, L., Bernard, D., 2009. A pressure solution creep law for quartz from indentation experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* (1978–2012), 114.
- Gratier, J.P., Dysthe, D.K., Renard, F., 2013. The role of pressure solution creep in the ductility of the Earth's upper crust. *Adv. Geophys.* 54, 47–179.
- Grauls, D., 1999. Overpressures: causal mechanisms, conventional and hydromechanical approaches. *Oil and gas sciences and technology. Rev. IFP* 54, 667–678.
- Guiraud, M., Séguret, M., 1984. Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain). In: Biddle, K.T., Cristhie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. SEPM Spec. Publ. 37, 159–175.
- Guiraud, M., Séguret, M., 1987. Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluviodeltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 29 (1), 123–136.
- Hamblin, W.K., 1965. Origin of 'reverse drag' on the down-thrown side of normal faults. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 1145–1164.
- Haubensack, C., 1981. Environnement des grès Protérozoïques et des indices uranifères du secteur Kiene dans le bassin de Franceville (République gabonaise): aspects sédimentologiques et géochimiques. Thèse de l'Université Louis Pasteur Strasbourg, 105 p.
- Hiatt, E.E., Kyser, T.K., Dalrymple, R.W., 2003. Relationships among sedimentology, stratigraphy and diagenesis in the Proterozoic Thelon Basin, Nunavut, Canada: implications for paleo-aquifers and sedimentary-hosted mineral deposits. *J. Geochem. Explor.* 80, 221–240.
- Horie, K., Hidaka, H., Gauthier-Lafaye, F., 2005. U-Pb geochronology and geochemistry of zircon from the Franceville series at Bidoudouma, Gabon. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (10), A11.
- Huguen, C., Guiraud, M., Benkheilil, J., Mascle, J., 2001. Synlithification deformation processes of the Cretaceous sediments of the Ivory Coast Ghana transform margin: a way to detail the margin history. *Tectonics* 20 (6), 959–975.
- Jin, G., Groshong Jr., R.H., 2006. Trishear kinematic modeling of extensional fault-propagating folding. *J. Struct. Geol.* 28, 170–183.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits; a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* 12, 111–134.
- Johansen, T.E.S., Fossen, H., 2008. Internal geometry of fault damage zones in interbedded siliciclastic sediments. In: Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Colletini, C. (Eds.), *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*, 299, pp. 35–56.
- Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *J. Geol. Soc.* 159, 605–617.
- Kane, K.E., Jackson, C.A.-L., Larsen, E., 2010. Normal fault growth and fault-related folding in a salt-influenced rift basin: South Viking graben, offshore Norway. *J. Struct. Geol.* 32, 490–506.
- Kane, I.A., 2010. Development and flow structures of sand injectites: the Hind Sandstone Member injectite complex, Carboniferous, UK. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1200–1215.
- Késsi, C., 1992. Le socle archéen et les formations ferrifères du Chaillu au Congo. Doctoral thesis. University of Rennes, Rennes, France, 176 p.
- Khalil, S.M., McClay, K.R., 2002. Extensional fault-related folding, northwestern Red Sea, Egypt. *J. Struct. Geol.* 24, 743–762.
- Knipe, R.J., 1986. Deformation mechanism path diagrams for sediments undergoing lithification. *Mem. Geol. Soc. Am.* 166, 151–160.
- Kyser, T.K., 2007. Fluids, basin analysis, and mineral deposits. *Geofluids* 7 (2), 238–257.
- Labauve, P., 1987. Syn-diagenetic deformation of a turbiditic succession related to submarine gravity nappe emplacement, Autapie Nappe, French Alps. In: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, M.E. Jones, R.M.F. Preston (eds). *Geol. Soc. Spec. Publ.* 29, 147–163.
- Labauve, P., Berty, C., Laurent, P., 1991. Syn-diagenetic evolution of shear structures in superficial nappes: an example from the Northern Apennines (NW Italy). *J. Struct. Geol.* 13 (4), 385–398.
- Labauve, P., Kastner, M., Tray, A., Henry, P., 1997. Carbonate veins from the décollement zone at the toe of the Northern Barbados accretionary prism: microstructure, mineralogy, geochemistry and relation with prism structures and fluid regime. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 156, 79–96.
- Lehner, F.K., 1995. A model for intergranular pressure solution in open systems. *Tectonophysics* 245, 153–170.
- Lewis, M.M., Jackson, C.A.-L., Gawthorpe, R.L., 2013. Salt-influenced normal fault growth and forced foldind: the Stavanger fault system, North Sea. *J. Struct. Geol.* 54, 156–173.
- Lewis, M.M., Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Whipp, P.S., 2015. Early synrift reservoir development on the flanks of extensional forced folds: a seismic-scale out-crop analog from the Hadahid fault system, Suez rift, Egypt. *AAPG Bull.* 99 (6), 985–1012.
- Loi, A., Ghienne, J.F., Dabard, M.P., Paris, F., Botquelen, A., Christ, N., Destombes, J., 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm-dominated shelf succession: the Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 296 (3), 332–358.
- Lowe, R.E., 1975. Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204.
- Marchal, D., Guiraud, M., Rives, T., 2003. Geometry and morphologic evolution of normal fault planes and traces from 2D to 4D data. *J. Struct. Geol.* 25 (1), 135–158.
- Mathieu, R., Zetterström, L., Cuney, M., Gauthier-Lafaye, F., Hidaka, H., 2001. Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélobondo and Bangombé natural nuclear reaction zones (Franceville basin, Gabon). *Chem. Geol.* 171 (3), 147–171.
- Maurin, J.C., Boudzoumou, F., Djama, L.-M., Gioan, P., Michard, A., Mpemba-Boni, J., Peucat, J.-J., Pin, C., Vicat, J.-P., 1991. La chaîne protérozoïque ouest-congolienne et son avant-pays au Congo: nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique centrale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 312, 1327–1334.
- Mbina Mounquengui, M., Guiraud, M., 2009. Neocomian to early syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted North Gabon Margin (Interior and N'komi basins). *Mar. Pet. Geol.* 26, 1000–1017.
- McClay, K., 1990. Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. *Mar. Pet. Geol.* 7, 206–233.
- Monnier, D., 2013. Les injections sableuses dans les bassins sédimentaires: vecteurs et marqueurs des migrations fluides. Mémoire des sciences de la terre. Université Montpellier 2, 294 p.
- Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye, F., Jackson, S.E., 2005. Black shales, organic matter, ore genesis and hydrocarbon generation in the Paleoproterozoic Franceville Series, Gabon. *Precambrian Res.* 137 (3), 253–272.
- Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye, F., Jackson, S., 2001. Carbonaceous substances associated with the Paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element composition. *Precambrian Research* 106, 135–148.
- Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics* 376, 75–97.
- Moussavou, M., Edou-Minko, A., 2006. Contribution à l'histoire thermo-tectonique précambrienne du complexe annulaire de Ngoutou par la géochimie et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires (Bassin Francevillien d'Okondja, Gabon). *Afr. Geol. Rev.* 13, 53–61.
- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for palaeoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng. Geol.* 44, 1–76.
- Ossa Ossa, F., 2010. Etude multi-approches du bassin sédimentaire Paléoproterozoïque (2.1–2.4 Ga) de Franceville au Gabon. Les environnements sédimentaires et l'impact des paléocirculations de fluides. PhD. University of Poitiers, Poitiers, France, 191 pp.
- Ossa Ossa, F., El Albani, A., Hofmann, A., Bekker, A., Gauthier-Lafaye, F., Pambo, F., Macchiarelli, R., 2013. Exceptional preservation of expandable clay minerals in the ca. 2.1 Ga black shales of the Francevillian Basin, Gabon and its implication for atmospheric oxygen accumulation. *Chem. Geol.* 362, 181–192.
- Pambo, F., 2004. Condition de formation des carbonates de manganèse protérozoïques et analyse minéralogique et géochimique des minerais à bioxydes de manganèse associés dans le gisement de Moanda, (Sud-Est, Gabon). Unpublished thesis of Université de Bourgogne, 274 pp.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azzibrouck, G., Lang, J., 2006. The Proterozoic Franceville Basin (SE Gabon): an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting. *Afr. Geol. Rev.* 13, 77–106.
- Parize, O., 1988. Sills et dykes gréseux sédimentaires: paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction. Thèse Doctorat Géologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris-Université Lille I: Mémoire des Sciences de la Terre, Ecole des Mines de Paris, 7, 333 pp.
- Parize, O., Feybesse, J.L., Guillocheau, F., Mulder, T., 2013. Were the 2.1-Gyr fossil colonial organisms discovered in the Francevillian Basin (Palaeoproterozoic, Gabon) buried by turbidites? *Comptes Rendus Geosci.* 345 (2), 101–110.

- Phillips, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. Lond.* 128, 337–359.
- Préat, A., Bouton, P., Thiéblemont, D., Prian, J.P., Ndouze, S.S., Delpomdor, F., 2011. Paleoproterozoic high  $\delta^{13}\text{C}$  dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon): stratigraphic and synsedimentary subsidence implications. *Precambrian Res.* 189, 212–228.
- Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.-F., Portier, E., 2015. Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrographical evolution of injectite networks in the Vercors basin (France): implications for fluid flow. *Mar. Petrol. Geol.* 64, 125–151.
- Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed. Blackwell Sciences, pp. 154–231.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sediment. Geol.* 15, 213–233.
- Ringrose, P.S., 1989. Paleoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova* 1, 57–62.
- Rittenhouse, G., 1971. Pore-space reduction by solution and cementation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 55, 80–91.
- Rowe, C.A., Mustard, P.S., Mahoney, J.B., Katnick, D.C., 2002. Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo group, Canada. *J. Sediment. Res.* 72, 192–200.
- Ruffenach, J.C., Menes, J., Devilliers, C., Lucas, M., Hagemann, R., 1976. Etudes chimiques et isotopiques de l'uranium, du plomb et de plusieurs produits de fission dans un échantillon de minerai du réacteur naturel d'Oklo. *Earth Planet. Sci. Lett.* 30, 94–108.
- Schlische, R.W., 1991. Half-graben filling models: implications for the evolution of continental extensional basins. *Basin Res.* 3, 123–141.
- Schlische, R.W., 1995. Geometry and origin of fault-related folds in extensional settings. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 79, 1661–1678.
- Schlische, R.W., Withjack, M.O., Eisenstadt, G., 2002. An experimental study of the secondary deformation produced by oblique-slip normal faulting. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 86 (5), 885–906, 2002.
- Schueler, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *J. Struct. Geol.* 52, 148–162.
- Séranne, M., Bruguier, O., Moussavou, M., 2008. U-Pb single grain dating of Present fluvial and Cenozoic aeolian sediments from Gabon: consequences on sediments provenance, reworking, and erosion processes on the equatorial West Africa margin. *Bull. Soc. géol. Fr.* 179 (1), 29–40.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R., Gupta, S., 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. *GSA Bull.* 112 (12), 1877–1899.
- Sheldon, H.A., Wheeler, J., Worden, R.H., Cheadle, M.J., 2003. An analysis of the role of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones. *J. Sediment. Res.* 73 (1), 64–71.
- Soliva, R., Benedicto, A., Vergely, P., Rives, T., 2005. Mechanical control of a lithological alternation on normal fault morphology, growth and reactivation. *Bull. Soc. géol. Fr.* 176 (4), 329–342.
- Soliva, R., Schultz, R.A., Ballas, G., Taboada, A., Wibberley, C., Sallet, E., Benedicto, A., 2013. A model of strain localization in porous sandstone as a function of tectonic setting, burial and material properties; new insight from Provence (southern France). *J. Struct. Geol.* 49, 50–63.
- Stewart, S.A., Ruffell, A.H., Harvey, M.J., 1997. Relationship between basement-linked and gravity-driven fault systems in the UKCS salt basins. *Mar. Pet. Geol.* 14 (5), 581–604.
- Stoneley, R., 1983. Fibrous calcite veins, overpressures, and primary oil migration. *AAPG Bull.* 67, 1427–1428.
- Surlyk, F., Gjelberg, J., Noe-Nygaard, N., 2007. The Upper Jurassic Harleev Formation of East Greenland: a giant sedimentary injection complex. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*, 87. AAPG Memoirs, pp. 141–150.
- Thiéblemont, D., Castaing, C., Billa, M., Bouton, P., Préat, A., 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.
- Thiéblemont, D., Bouton, P., Préat, A., Goujou, J.C., Tegye, M., Weber, F., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian Basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *J. Afr. Earth Sci.* 99, 215–227.
- Thomas, D.W., Coward, M.P., 1996. Mesozoic regional tectonics and South Viking graben formation: evidence for localized thin-skinned detachments during rift development and inversion. *Mar. Pet. Geol.* 13 (2), 149–177.
- Truswell, J.F., 1972. Sandstone sheets and related intrusions from Coffee bay, Transkei, South Africa. *J. Sediment. Pet.* 42, 578–583.
- Vicat, J.P., Poulet, A., 2000. Palæo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. *J. Afr. Earth Sci.* 31 (3), 597–617.
- Walker, R.G., Plint, A.G., 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models-Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 219–238.
- Weber, F., 1969. Une série précambrienne du Gabon: le Francevillien. *Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés* PhD., 28. Université Louis Pasteur and Memoire Service Cartes Géologique Alsace-Lorraine, Strasbourg, France, 328 p.
- Weyl, P.K., 1959. Pressure solution and the force of crystallization a phenomenological theory. *J. Geophys. Res.* 64, 2001–2025.
- Withjack, M.O., Olson, J., Peterson, E., 1990. Experimental models of extensional forced folds (1). *AAPG Bull.* 74 (7), 1038–1054.
- Withjack, M.O., Schlische, R.W., Olsen, P.E., 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. *Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ.* 73, 57–81.
- Withjack, M.O., Callaway, S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *AAPG Bull.* 84 (5), 627–651.
- Yardley, G.S., Swarbrick, R.E., 2000. Lateral transfer: a source of additional overpressure? *Mar. Pet. Geol.* 17, 523–537.
- Young, M.J., Gawthorpe, R.L., Hardy, S., 2001. Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Stafford North Fault, northern North Sea. *J. Struct. Geol.* 23, 1933–1952.



**Chapitre III**  
**ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUE : FACTEURS DE**  
**CONTRÔLE DE LA POROSITÉ, RÔLE DES**  
**SURPRESSIONS FLUIDES ET DE LA**  
**FRACTURATION HYDRAULIQUE SUR LA**  
**MIGRATION DES FLUIDES DANS LE BASSIN DE**  
**FRANCEVILLE**

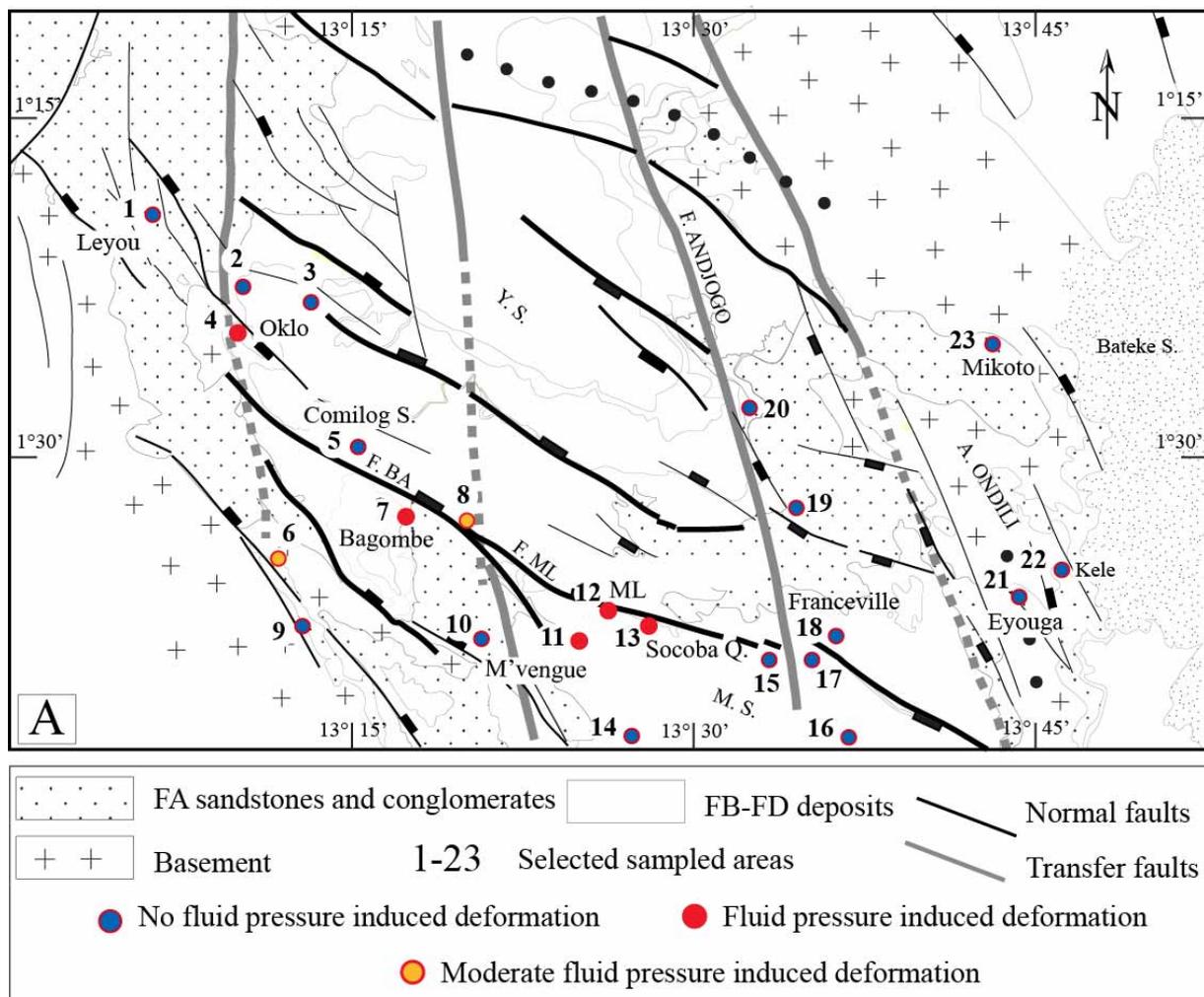
## Introduction

Dans les bassins sédimentaires paléoprotérozoïques, l'accumulation des gisements métallogéniques en général et uranifères en particulier, est reliée à la formation et à la migration des fluides chargés en divers métaux (U, Cu, Fe, etc.). La formation et la migration de ces fluides à l'intérieur du bassin dépendent des facteurs tectoniques et sédimentologiques. Ces facteurs contrôlent la mise en place des aquifères et des failles qui facilitent les interactions fluides-roches (Kyser, 2007). Toutefois, le rôle des processus diagénétiques n'est pas négligeable par leur contrôle sur la réduction de la porosité primaire dans les paléoaquifères et par la création de la porosité secondaire. Les corps gréseux associés à une forte porosité constituent généralement des aquifères au travers desquels peuvent circuler des fluides météoriques, des saumures, des fluides hydrothermaux ou encore des hydrocarbures (Kyser, 2007 ; Hanly et al., 2006). La migration des fluides dans les formations gréseuses est donc fonction des processus sédimentaires, des déformations tectoniques et de la diagenèse.

Plusieurs bassins paléoprotérozoïques contenant des gisements métallogéniques présentent des formations gréseuses associées à d'anciens aquifères ayant favorisé la migration des fluides (Kotzer and Kyser, 1994 ; Hanly et al., 2006 ; Suthgate et al., 2006 ; Kyser, 2007). Dans le bassin de Franceville, plusieurs études pétrographiques se sont intéressées à la nature, à l'origine et aux différentes interactions des fluides associées à la formation des gisements uranifères (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Gauthier-Lafaye et al., 1996 ; Mathieu, 1999 ; Mathieu et al., 2001 ; Mossman et al., 2003 ; Dutkiewicz et al., 2007). Mais très peu se sont focalisées sur la caractérisation des mécanismes de transfert des fluides à l'intérieur du réservoir FA et du bassin de Franceville.

L'objet de ce chapitre est de décrire les caractéristiques pétrographiques et microstructurales du réservoir FA dans les secteurs de Mikouloungou et Bagombe afin de comprendre l'évolution de la diagenèse. Cette étude caractérise le rôle des hétérogénéités granulométriques, des surpressions fluides et de la fracturation hydraulique sur l'évolution de la porosité dans le bassin.

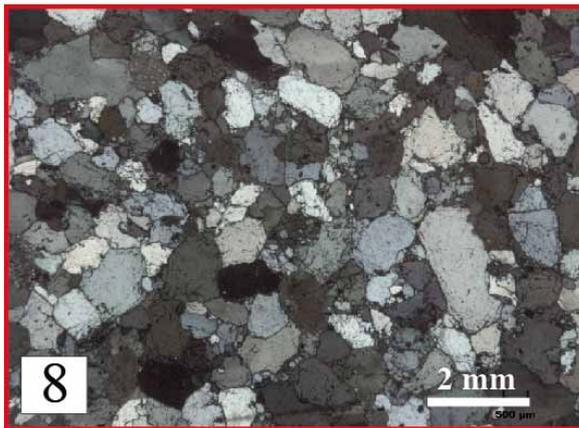
L'étude prend en compte une base de données importante correspondant à une centaine d'échantillons principalement prélevés dans les grès du FA, au sein du bassin de Franceville (Fig.III.1). L'analyse pétrographique des lames minces, issues de ces échantillons, permet la distinction de-trois types de grès en fonction de leurs évolutions diagénétiques et microstructurales (Fig.III.1).



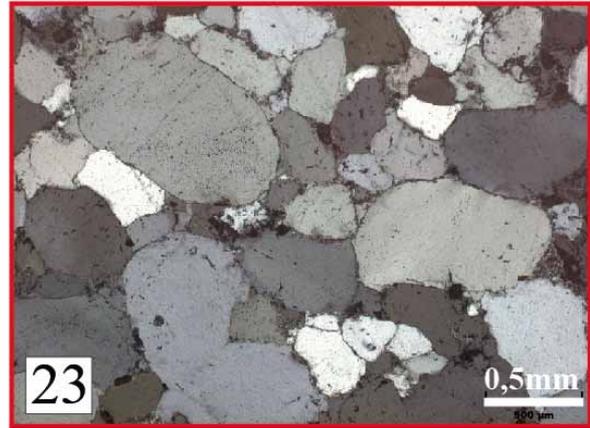
*Figure III-1: Carte synthétique du bassin de Franceville montrant les failles majeures, les formations géologiques et la répartition des 23 sites échantillonnés. Les points blancs représentent les secteurs associés à une diagenèse normale. Les points orange correspondent à des zones avec des structures de surpression de fluides modérée et les points rouges marquent les secteurs associés à de fortes pressions fluides.*

Le premier type de grès n'enregistre pas de fracturation hydraulique (Fig.III.2). Le second type est marqué par une fracturation hydraulique modérée (Fig.III.2) tandis que le dernier type correspond à une forte fracturation hydraulique. Notre travail se focalise sur les grès associés à de fortes fracturations hydrauliques dans les secteurs de Bagombe et Mikouloungou (Fig.III.1).

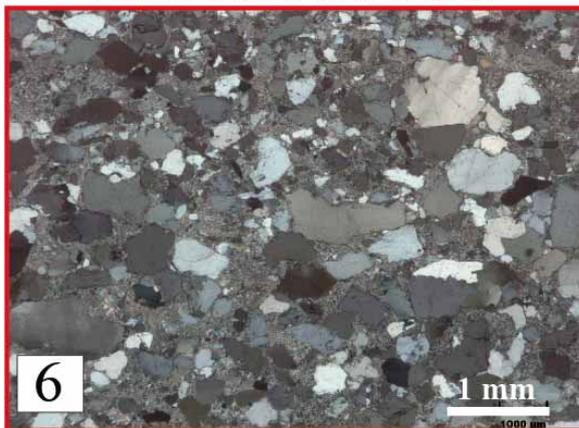
### *Lame mince de Mbouma*



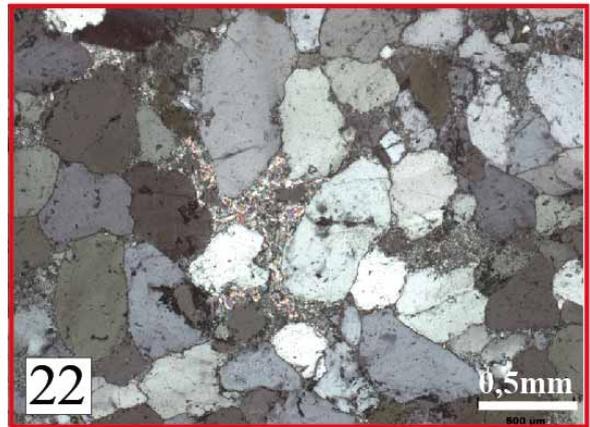
### *Lame mince de Mikoto*



### *Lame mince de Moanda*



### *Lame mince de Kele*



*Figure III-2: Photographies de lames minces des grès du FA dans les zones associées à des structures de surpression modérée (6 Mbouma et 8 Moanda) et celles des secteurs liés à une diagenèse sans fracturation hydraulique (22 Kele et 23 Mikoto, voir localisation dans figure III.1).*

## **III.A Rappel des concepts d'analyse pétrographique utilisée au cours de cette étude**

### **III.A.1 Evolution de la porosité des réservoirs silico-clastiques**

La porosité d'une roche définit le pourcentage de vide par unité de volume de la roche. Il s'agit du volume pouvant être occupé par des fluides (eau, gaz, pétrole) dans la roche. Elle peut être primaire ou secondaire. La porosité primaire désigne l'espace intergranulaire acquis lors du dépôt sédimentaire tandis que la porosité secondaire résulte des processus d'altération, de dissolution ou de fracturation affectant les roches sédimentaires au cours de la diagenèse. Ainsi, l'évolution de la porosité d'un réservoir gréseux dépend de plusieurs facteurs qui sont contrôlés à la fois par des processus sédimentaires et diagénétiques (Ajdukiewicz & Lander, 2010).

### III.A.1.1 Contrôle de la porosité par les processus sédimentaires

Dans les bassins sédimentaires, l'évolution de la porosité est contrôlée par plusieurs facteurs tels que : la texture, la taille des grains, leur arrangement et le tri granulométrique. De tous ces facteurs, le tri granulométrique apparaît déterminant dans l'existence ou non de porosité primaire. En effet, ce facteur dépend de la dynamique sédimentaire. De façon simplifiée, un environnement de dépôt à fort hydrodynamisme ne favorise pas le dépôt de particules fines ; les formations gréseuses résultantes, sont bien triées et présentent une bonne porosité primaire (Fig.III.3). En revanche dans un environnement à faible hydrodynamisme, les particules grossières et les particules fines se déposent ensemble, donnant lieu à la formation de corps gréseux moins bien triés, associés à une faible porosité (Fig.III.3).

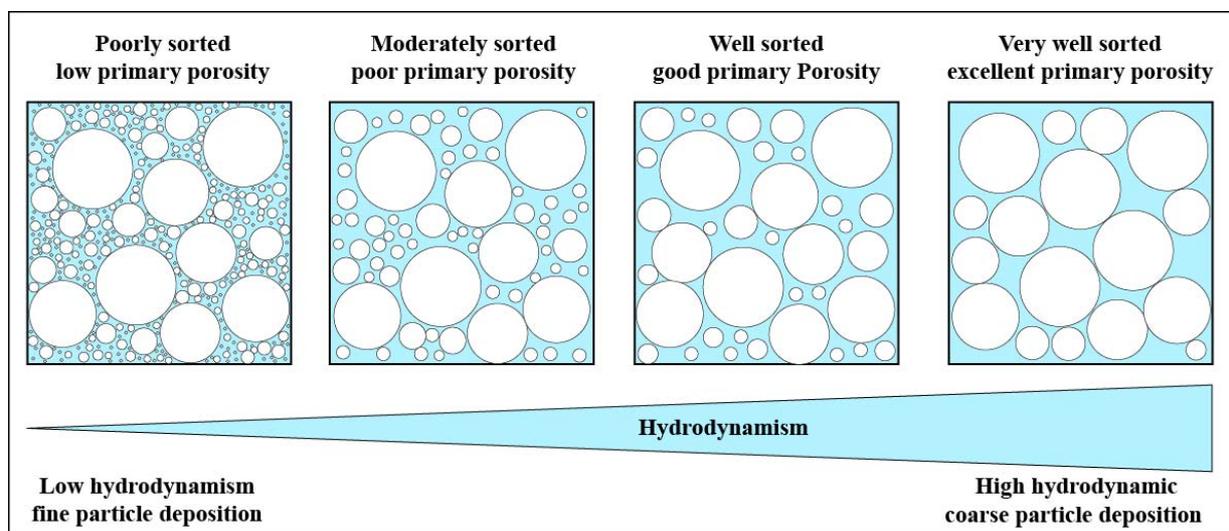


Figure III-3: Influence du tri granulométrique sur la porosité primaire dans les formations gréseuses.

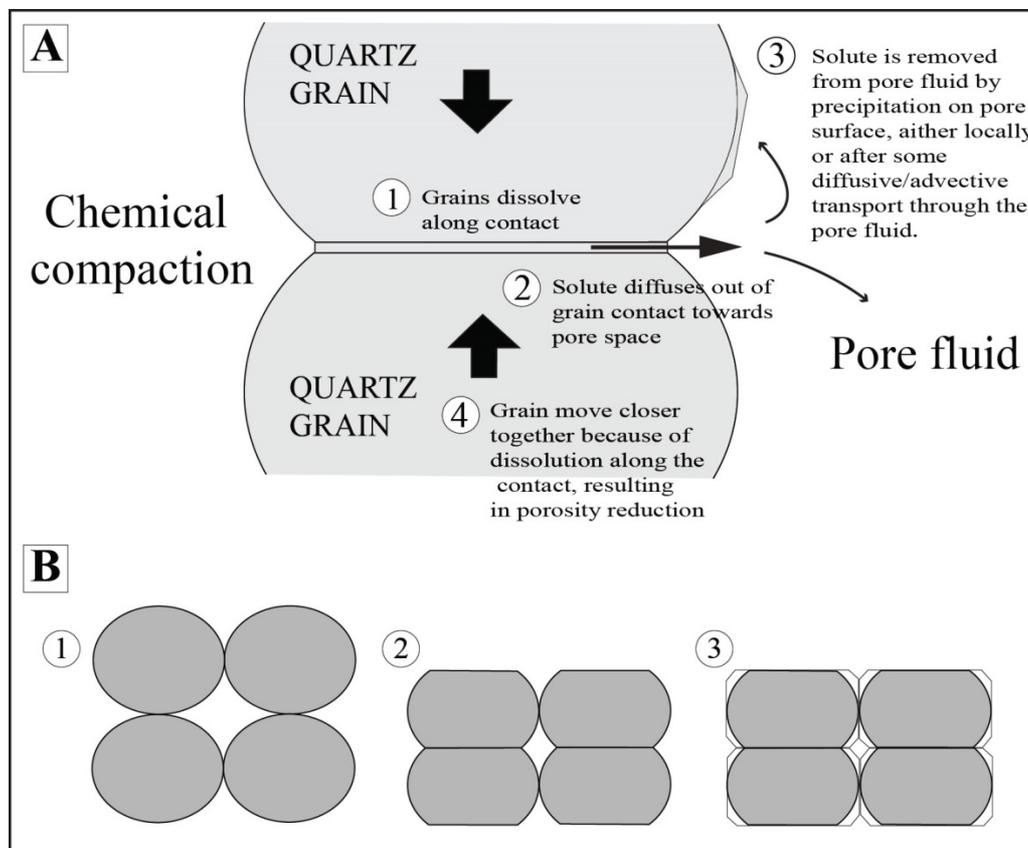
### III.A.1.2 Contrôle de la porosité par la diagenèse

Au cours de la diagenèse des réservoirs gréseux, l'évolution de la porosité dépend de plusieurs facteurs qui peuvent soit la réduire soit la favoriser. Les facteurs destructeurs de la porosité primaire sont entre autre : la compaction mécanique, la compaction chimique et la cimentation carbonatée. Alors que les facteurs favorisant la porosité secondaire sont le drapages argileux (*coating*), l'altération des feldspaths, la corrosion des grains et la fracturation hydraulique.

#### ❖ Les facteurs destructeurs de la porosité primaire

**La compaction mécanique** est marquée par un réarrangement des grains, sous l'effet de la pression lithostatique et contribue à la réduction de l'espace intergranulaire (Hiatt et al., 2003).

**La compaction chimique** est marquée par la dissolution partielle des grains de quartz, le long de leur zone de contact et par la précipitation du matériel siliceux produit dans les espaces poreux intergranulaires (Fig. III.4). Ce processus est à l'origine de la formation des stylolites et des auréoles de silice. Il est principalement contrôlé par la pression lithostatique et par la température (Sheldon et al., 2003 ; Nygard et al., 2007 ; Bjorlykke et al., 2009). La compaction chimique est le principal facteur de réduction de la porosité primaire. Dans les bassins sédimentaires phanérozoïques, la cimentation siliceuse peut réduire la porosité primaire de 25 à 5% (Lander et al., 2008). De même, certaines études montrent que dans les bassins paléoprotérozoïques le développement des surcroissances de quartz ou quartz syntaxial contribue à une réduction drastique de la porosité dans les faciès bien triés (Morad et al., 1991 ; Hiatt et al., 2003 ; Kyser, 2007).



*Figure III-4: Présentation schématique du processus de compaction chimique (B) processus de formation des auréoles de silice par compaction chimique (d'après Sheldon et al., 2003).*

**La cimentation carbonatée** : Les ciments carbonatés constituent un facteur de destruction de la porosité primaire, par remplissage de la porosité primaire au cours de la diagenèse précoce (Hess and Abid, 1998). Ils peuvent être affectés par des processus de dissolution à l'origine d'une porosité secondaire pendant la diagenèse tardive (Hess and Abid, 1998 ; Schmidt and McDonald, 1979, Surdam et al., 1984). Dans cette étude on se focalisera sur les ciments qui se forment au cours de la diagenèse tardive.

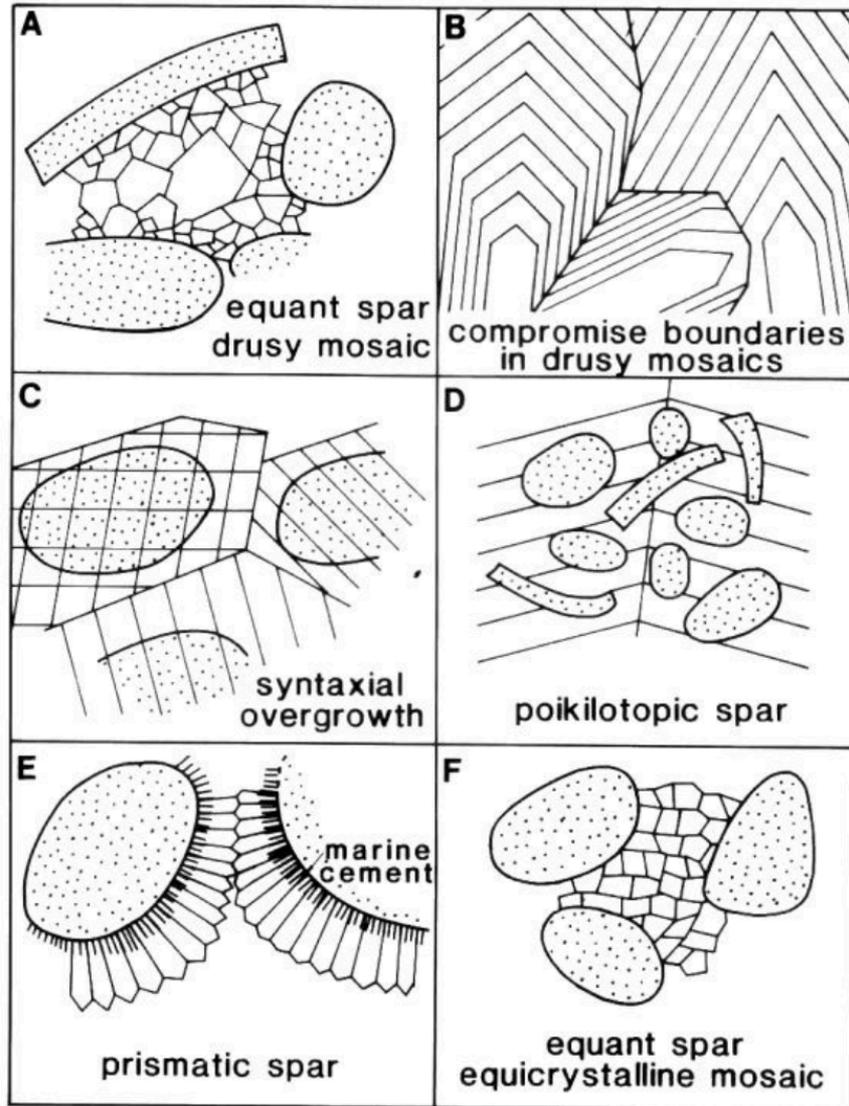


Figure III-5: Types de ciments carbonatés (Tucker and Wright, 1992).

### ❖ Les facteurs créateurs de la porosité secondaire

Les facteurs créateurs de porosité sont représentés par le tapissage des argiles (*coating*), l'altération des feldspaths, la corrosion des grains de quartz, des ciments siliceux et des ciments carbonatés.

Le **tapissage des argiles** désigne le développement de minéraux argileux fibreux autour des grains de quartz (Fig. III.6; Bjorlykke and Egeberg, 1993 ; Ajdukiewicz et al., 2010 ; Morad et al. 2010). Plusieurs études montrent que la présence des minéraux argileux fibreux autour des grains de quartz, même s'il réduit quelque peu la porosité, inhibe le développement des auréoles de surcroissance et limite l'obturation de la porosité primaire par les ciments siliceux, au cours de la diagenèse (Ajdukiewicz et al., 2010 ; Ajdukiewicz and Richard., 2012).

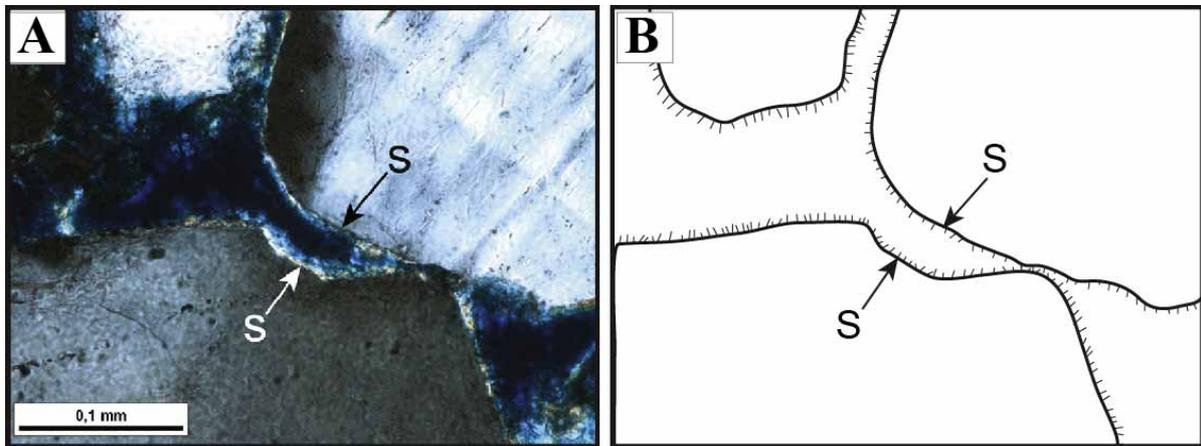


Figure III-6: Conservation de la porosité grâce au coating des smectites (S) fibreuses autour des grains de quartz (Ajdkiewicz and Richard., 2012).

L'altération des feldspaths est à l'origine de la transformation chimique des feldspaths détritiques en minéraux argileux et silice (Wilkinson et al., 2001). Ce processus, largement décrit dans les bassins sédimentaires est à l'origine de la création de la porosité secondaire (Fig. III. 7A ; Wilkinson et al., 2001 ; Ajdukiewicz et al., 2010 ; Schrank et De Ross, 2015).

La corrosion correspond à des processus de dissolution pouvant affecter des grains de quartz, les ciments siliceux ou carbonatés (Fig. III.7B). Ces processus de dissolution sont souvent liés à la circulation de fluides corrosifs tels que les saumures à l'intérieur des réservoirs au cours de la diagenèse (Cathelineau et al., 2011 ; Richard et al., 2015).

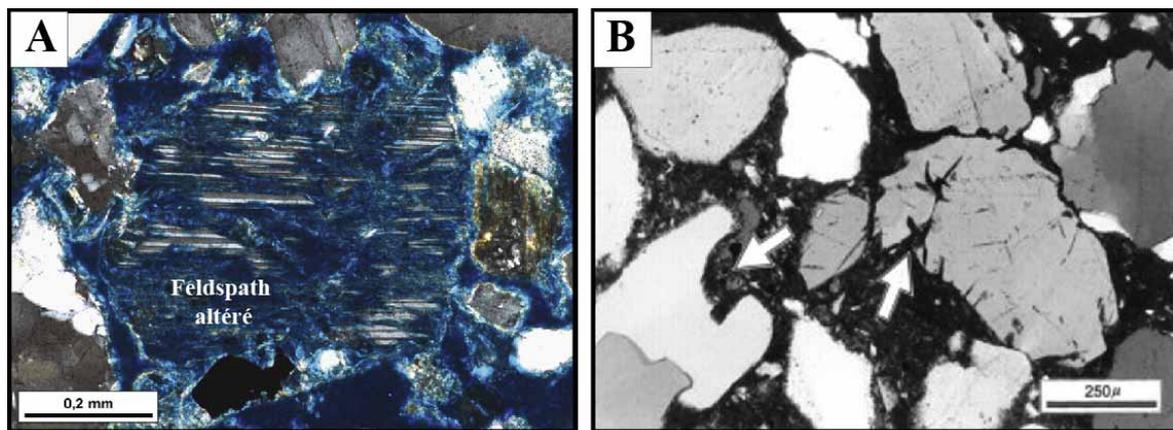


Figure III-7: (A) Altération d'un grain de feldspath créant de la porosité (Schrank et De Ross, 2015) ; (B) Golfe de corrosion sur des grains de quartz.

## **III.B Caractérisation pétrographique du réservoir FA à Bagombe, Mikouloungou : évolution diagénétique et porosité.**

### **III.B.1 Description granulométrique et minéralogique des microfaciès**

L'analyse pétrographique des lames minces montre que les grès du FA (réservoirs) correspondent à des grès grossiers à moyens principalement composés de grains de quartz arrondis à sub-arrondis, de feldspath plus ou moins altérés. Les grès du FA sont organisés en trois microfaciès : M1, M2 et M3.

#### ***III.B.1.1 Microfaciès unimodal M1***

Le premier microfaciès M1 se compose principalement de grains de quartz arrondis à sub-arrondis, associés à de rares feldspaths. Ce microfaciès peut contenir plus de 60% des grains de quartz et très peu de feldspath (Fig. III.8B). Les grains de feldspath sont généralement altérés et sont souvent associés à des processus de remplacement par la silice ou par les argiles (Fig. III.9A). Les surcroissances de silices peuvent occuper jusqu'à 30% de l'espace de certaines lames (Fig. III.8A, B). Ce microfaciès présente une distribution homogène des grains, avec des tailles maximales de 1,4 mm (Fig. III.8C). La valeur du D50, obtenue sur la lame 9651 5B, est de 0,5 mm, indiquant que 50% des grains de cette lame mince ont une taille voisine à 0,5 mm (Fig. III.8C). Le profil granulométrique de ce microfaciès M1 montre une distribution granulométrique unimodale homogène. Les grains sont liés entre eux par des ciments siliceux ou carbonatés. Les ciments siliceux forment des auréoles de surcroissance autour des grains de quartz et plus rarement des ciments carbonatés (Fig. III.9A, B). Les ciments carbonatés s'observent sur des zones où les grains de quartz et les surcroissances de silice présentent des golfes de corrosion (Fig. III.9B).

Les analyses pétrographique et granulométrique montrent que le microfaciès M1 présente un bon tri granulométrique, marqué par une distribution granulométrique homogène et par l'absence de matrice argileuse.

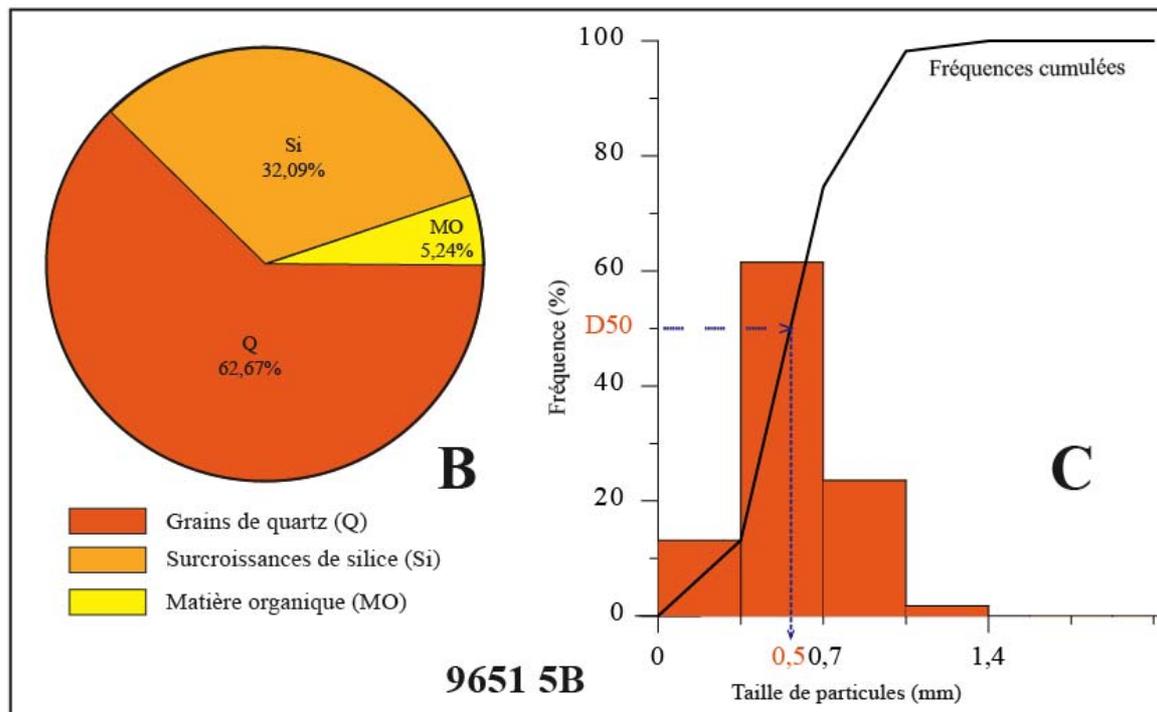
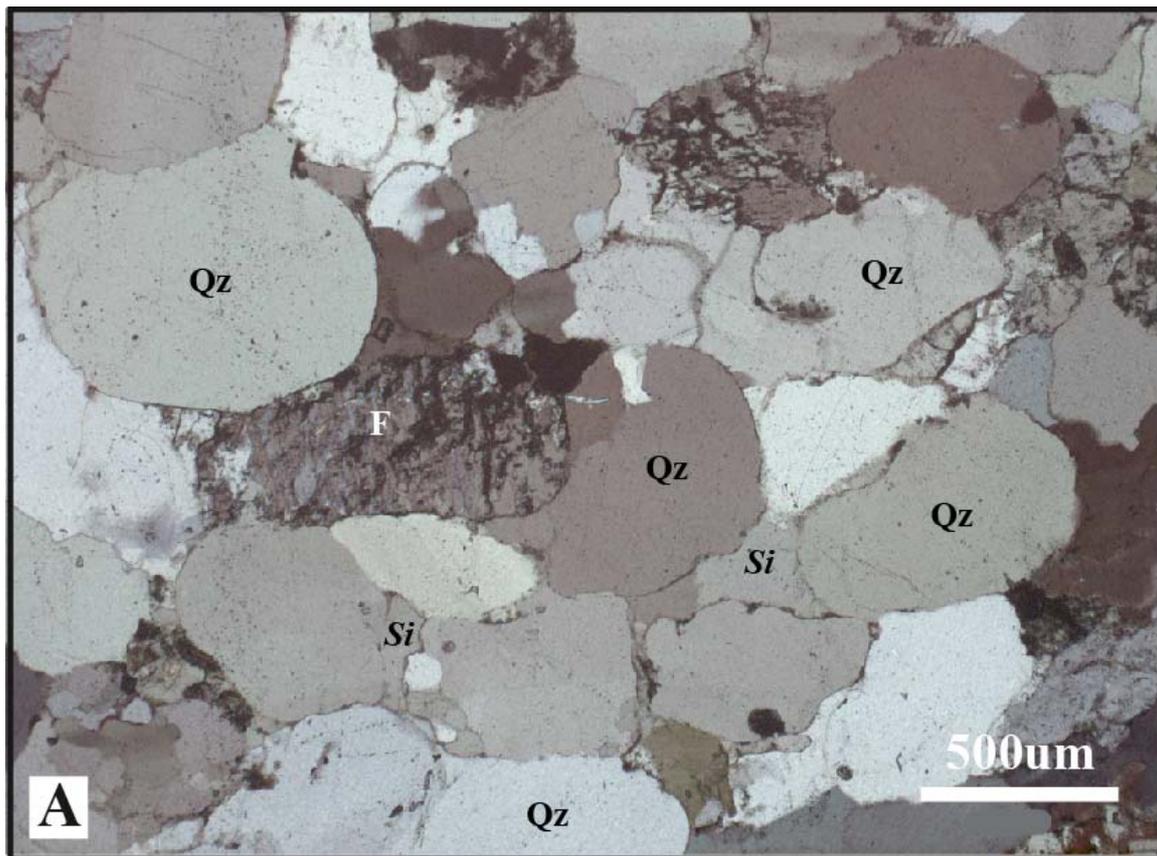


Figure III-8: (A) Microfaciès M1 sur la lame 9651-5B, issue du sondage BA216. (Bagombe, localisation Fig.III.1). (B) proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher.

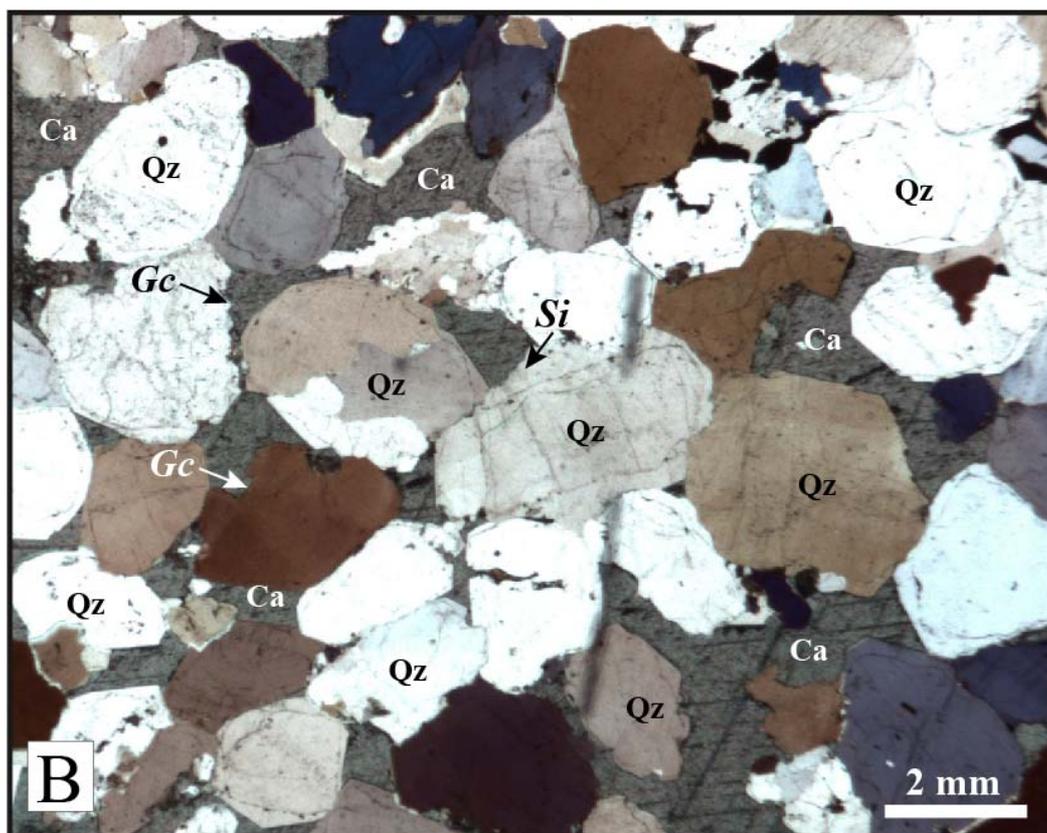
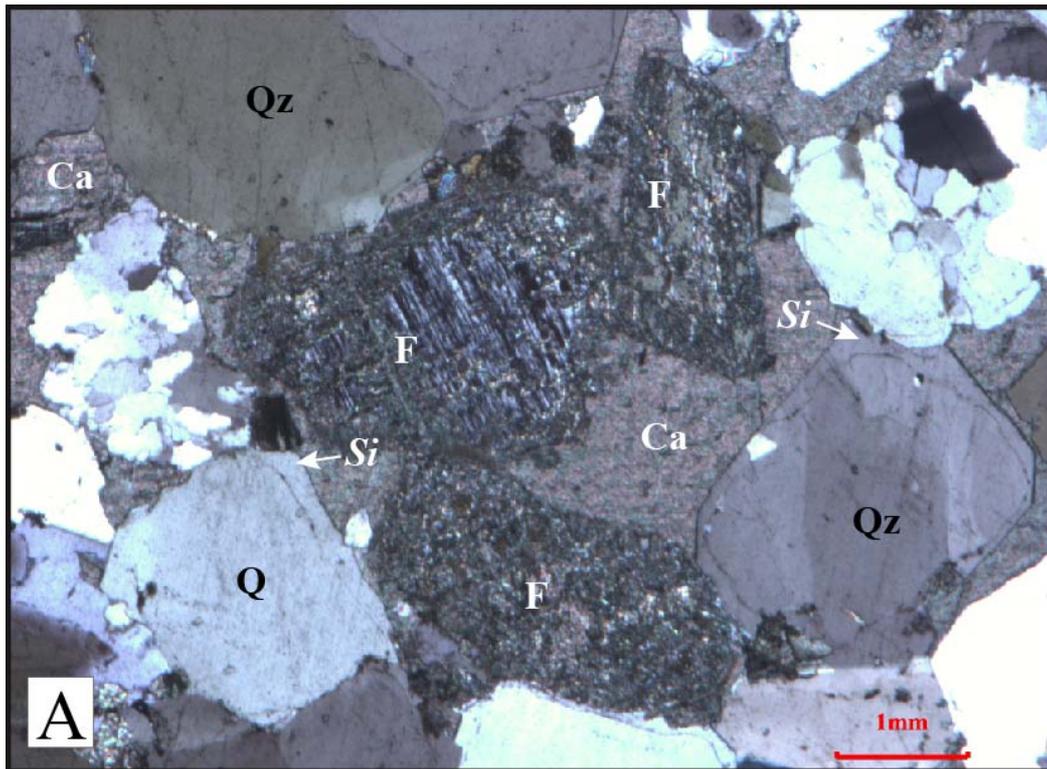


Figure III-9: Microfaciès M1 sur la lame mince de l'échantillon E12, en LPA, issue du sondage ML13-2 (Mikouloungou, localisation sur la figure III.1) (A) Auréoles de surcroissance de silice (Si) autour des grains de quartz (Qz), des feldspaths altérés (F) et un ciment carbonaté poecilitique (Ca). (B) Microfaciès M1 présentant des grains de quartz (Qz) et des surcroissances de silice corrodés liés (Si) par un ciment carbonaté poecilitique (Ca). Gc = Golfes de corrosion.

### **III.B.1.2 Microfaciès bimodal M2**

Le second microfaciès M2 est principalement composé par des grains de quartz, à plus de 90%, associé à 2% de grains de feldspaths et 5% de matrice argileuse (Fig. III.10A, B). Les grains de quartz et de feldspath sont généralement subanguleux à sub-arrondis (Fig. III.A). La distribution granulométrique est hétérogène, avec des tailles de grains pouvant atteindre plus de 2 mm (Fig. III.10C). Les tailles de grains les plus fréquentes sont comprises entre 0 et 1 mm. Sur la lame 9651 6A, le D50 présente une valeur de 0,7 mm, correspondant à la taille moyenne de 50% de la lame autour de 0,7 mm (Fig. III.10C). Les grains formant ce microfaciès sont liés par une matrice argileuse peu abondante (Fig. III.11A). Les surcroissances de silice sont également présentes, mais elles sont moins abondantes et s'observent autour de certains grains de quartz (Fig. III.11A, B). Les ciments carbonatés sont rares, mais peuvent toutefois apparaître en association avec la matrice argileuse (Fig. III.11A).

Le microfaciès M2 présente une distribution hétérogène bimodale, avec une abondance plus marquée des grains inférieurs à 1 mm (Fig. III. 10C). Dans cette distribution, la présence d'une matrice argileuse peu abondante, de grains de petites tailles et de grandes tailles montrent que ce faciès est caractérisé par un tri granulométrique modéré.

### **III.B.1.3 Microfaciès hétérolitique M3**

Le microfaciès M3 est composé, à plus de 80%, par des grains de quartz et près de 5% de grains de feldspath (Fig. III.12A, B). Il se caractérise par une argilosité plus importante, avec près de 15% de matrice argileuse autour des grains (Fig. III.12B). Les grains sont arrondis à sub-arrondis et se distribuent de manières hétérogènes, avec des tailles pouvant atteindre 3 mm (Fig. III.12C). L'analyse de la lame 9651 4B montre que les tailles de grains les plus fréquentes sont comprises entre 0,5 et 1,5 mm. Elle présente aussi une valeur de D50 égale à 0,9 mm, indiquant que la moitié des grains de cette lame ont une taille de 0,9 mm (Fig. III.12C). L'évolution granulométrique montre une distribution hétérogène associée à une abondance relative de matrice argileuse et de grains grossiers à très grossiers (Fig. III.13C).

La matrice argileuse constitue le liant principal de ce microfaciès hétérolitique (Fig. III.13A, B). Les ciments siliceux et carbonatés sont très rares. Dans le microfaciès M3, la matrice argileuse est souvent associée à des feuillets de micas dans les pores alors que les ciments siliceux sont très peu développés, et sont représentés par des surcroissances de silice irrégulières sur certains grains (Fig. III.13B). Ce microfaciès se caractérise aussi par une déformation ductile de la matrice argileuse qui moule les grains de quartz et de feldspaths (Fig. III.13A).

Le microfaciès M3 se caractérise par une forte argilosité et par une évolution granulométrique très hétérogène, associé à un mauvais tri.

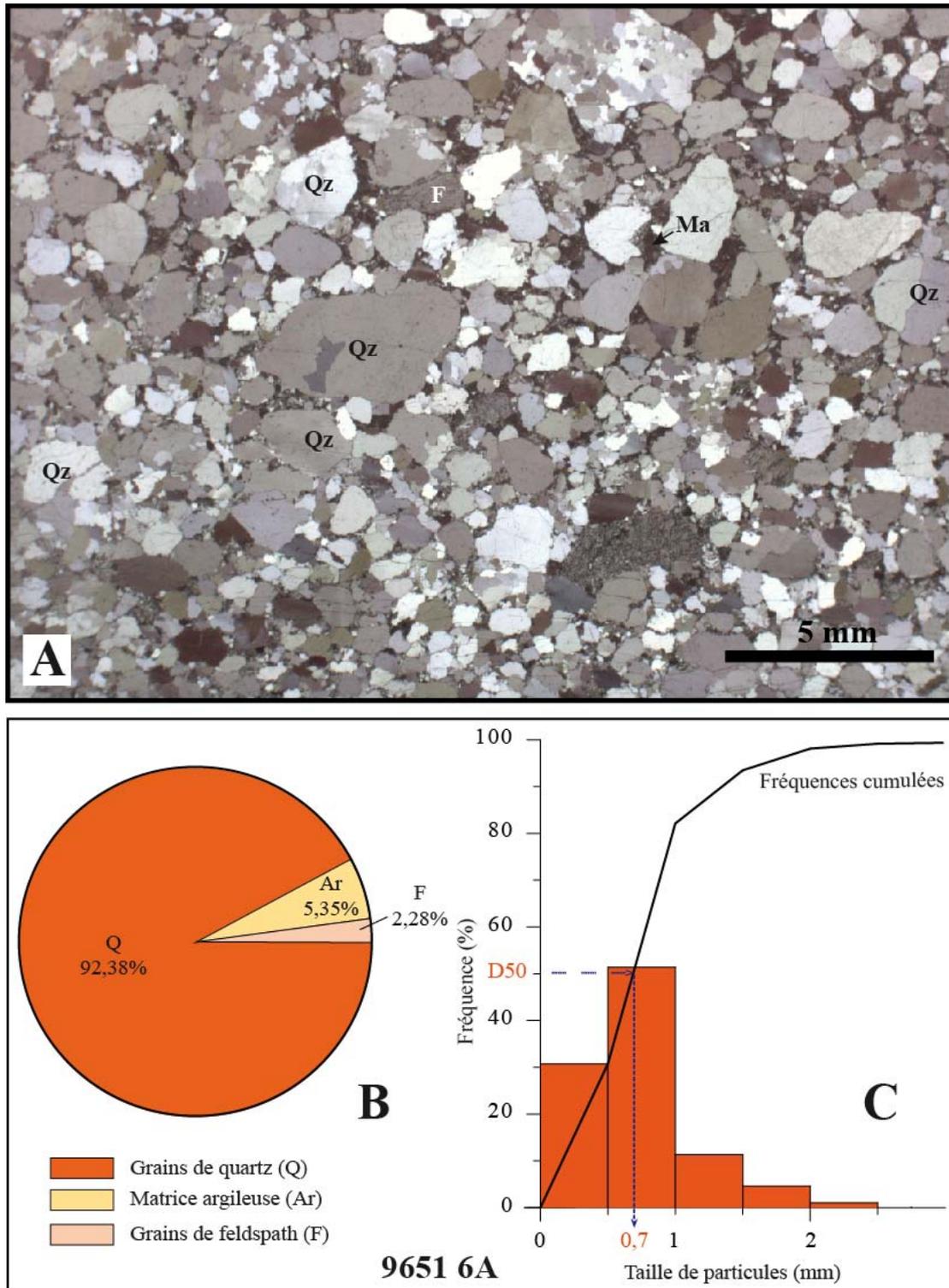


Figure III-10: (A) Microfaciès M2 sur la lame 9651-6A, en LPA, provenant du sondage BA216 (Bagombe, localisation sur la figure III.1). (B) Proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher.

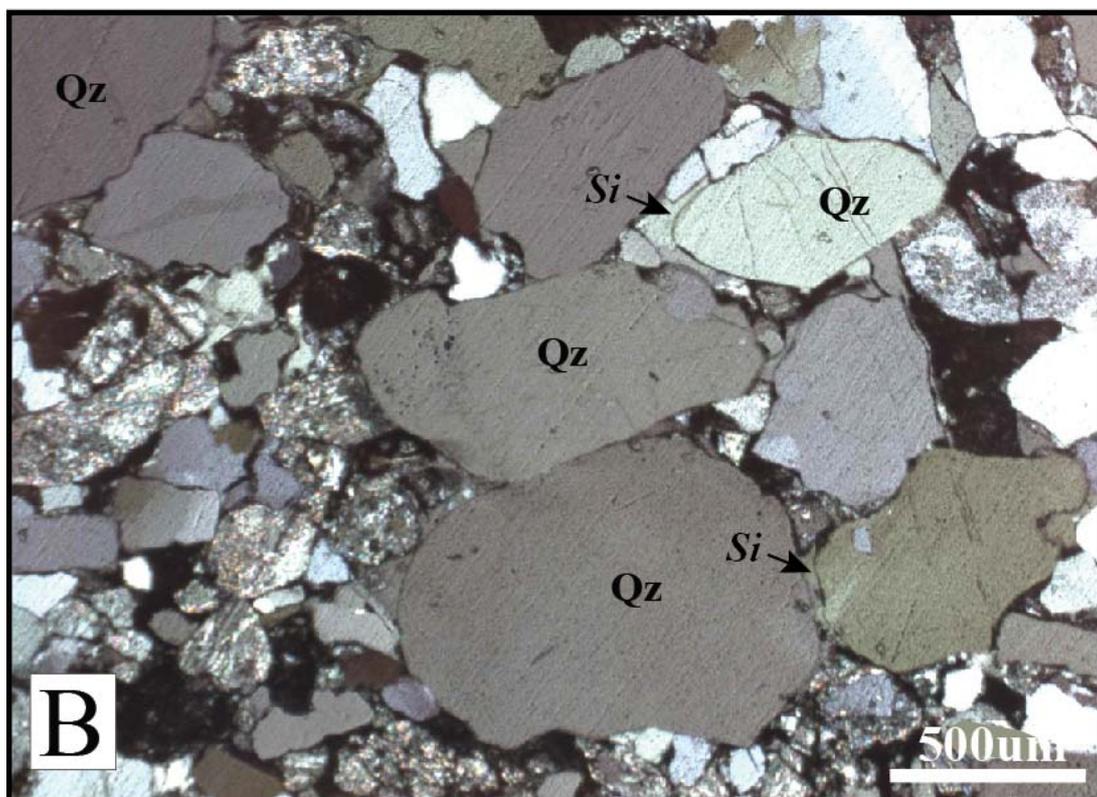
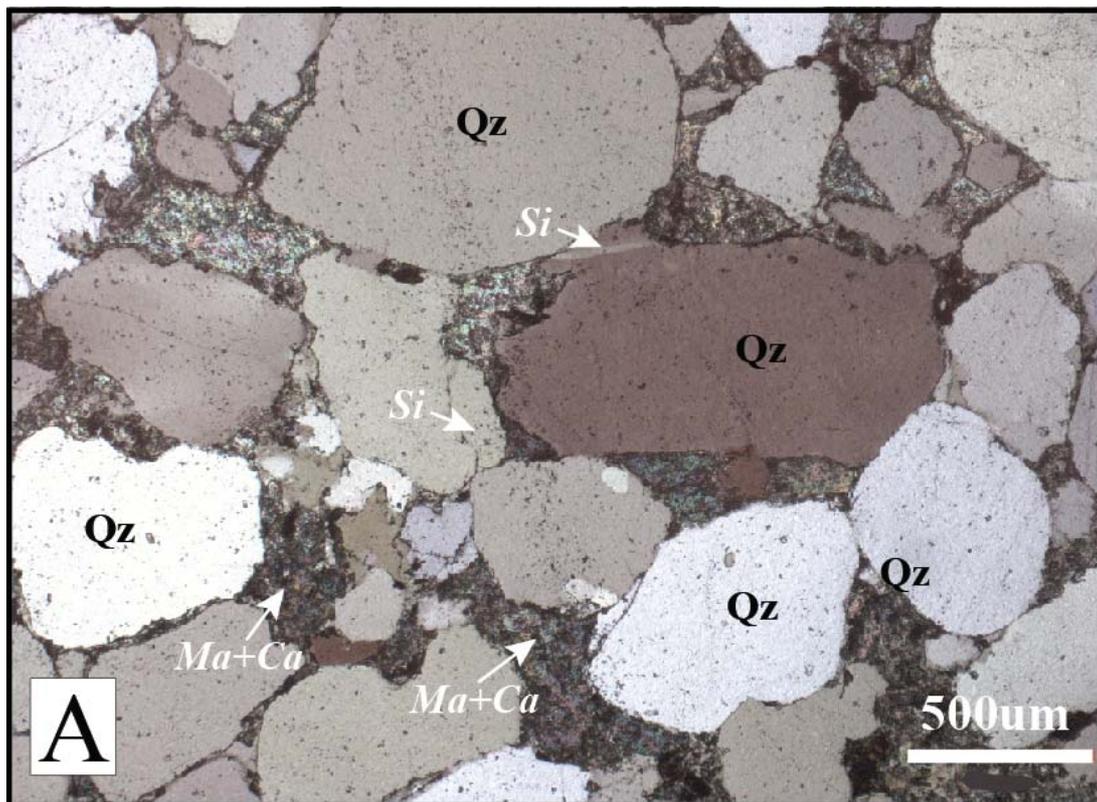


Figure III-11: (A) lame mince 9651-5B, issue du sondage BA216 (Bagombe, voir localisation figure III.1). Ciment carbonaté (Ca) associé à la matrice argileuse (Ma) et surcroissances de silice (Si) irrégulières dans le microfaciès M2. (B) lame mince E10, en (LPA), issue du sondage ML013-2 (Mikouloungou, voir localisation figure III.1), montrant des surcroissances de silice (Si) entre certain grain de quartz (Qz), dans le microfaciès M2.

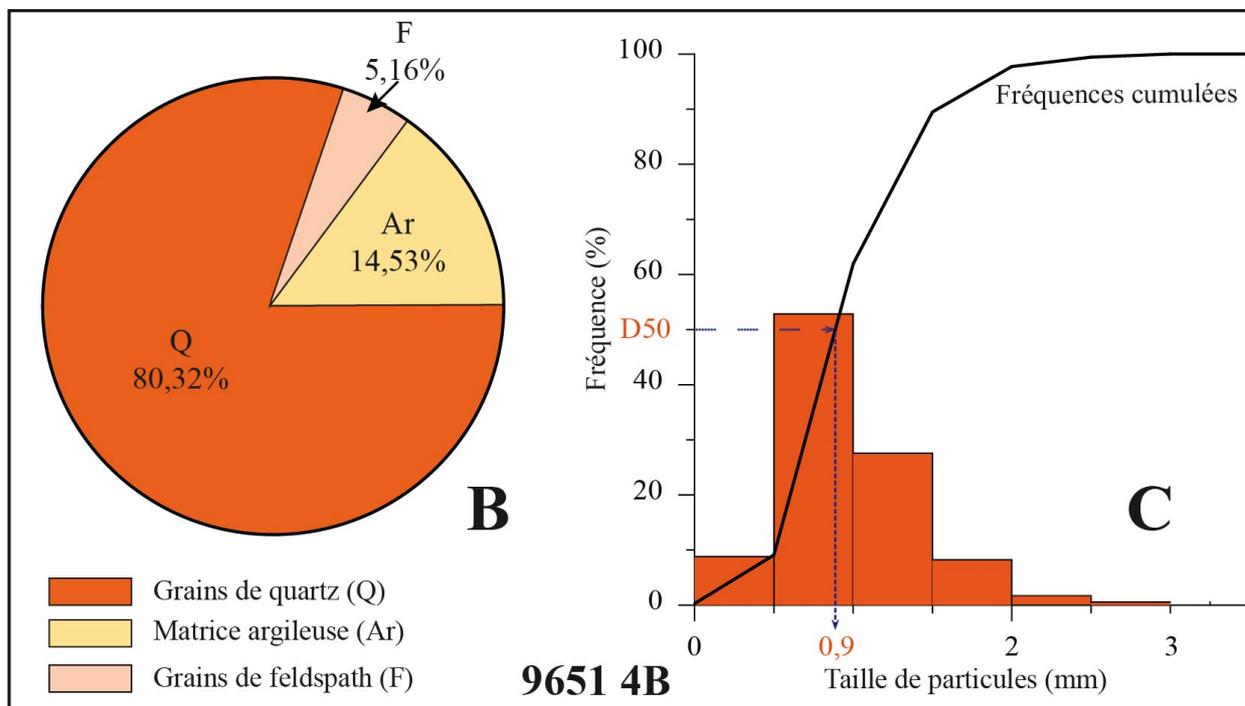
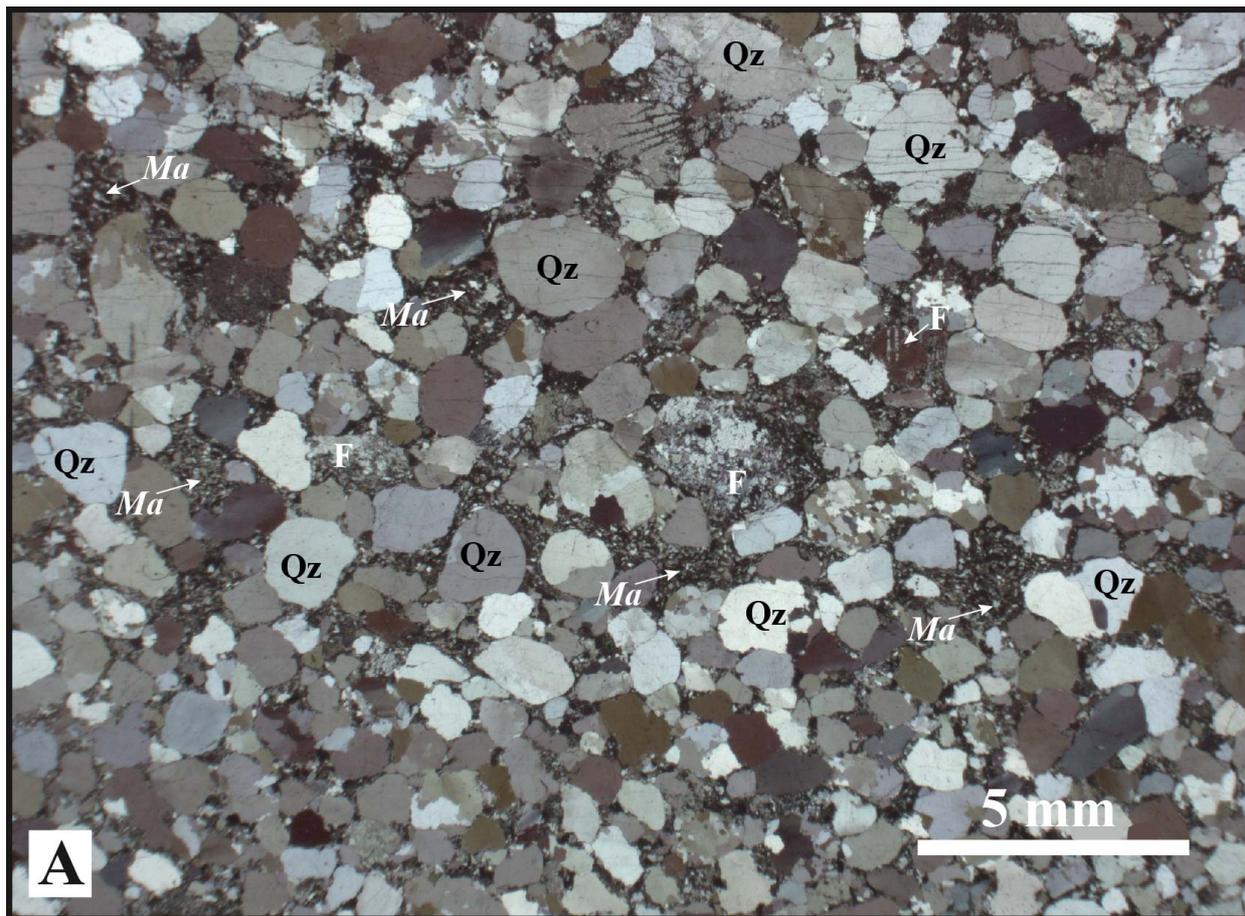


Figure III-12: (A) Microfaciès M3 sur la lame 9651-4B en LPA, provenant du sondage BA216 (Bagombe, voir localisation figure III.1). (B) Proportion minéralogique de l'échantillon en pourcentage. (C) Histogramme des fréquences de la taille des grains, montrant le D50 et la courbe des fréquences cumulées. La mesure de la taille des grains est réalisée grâce au logiciel Jmicrovision. Les graphes sont produits à partir du logiciel Grapher.

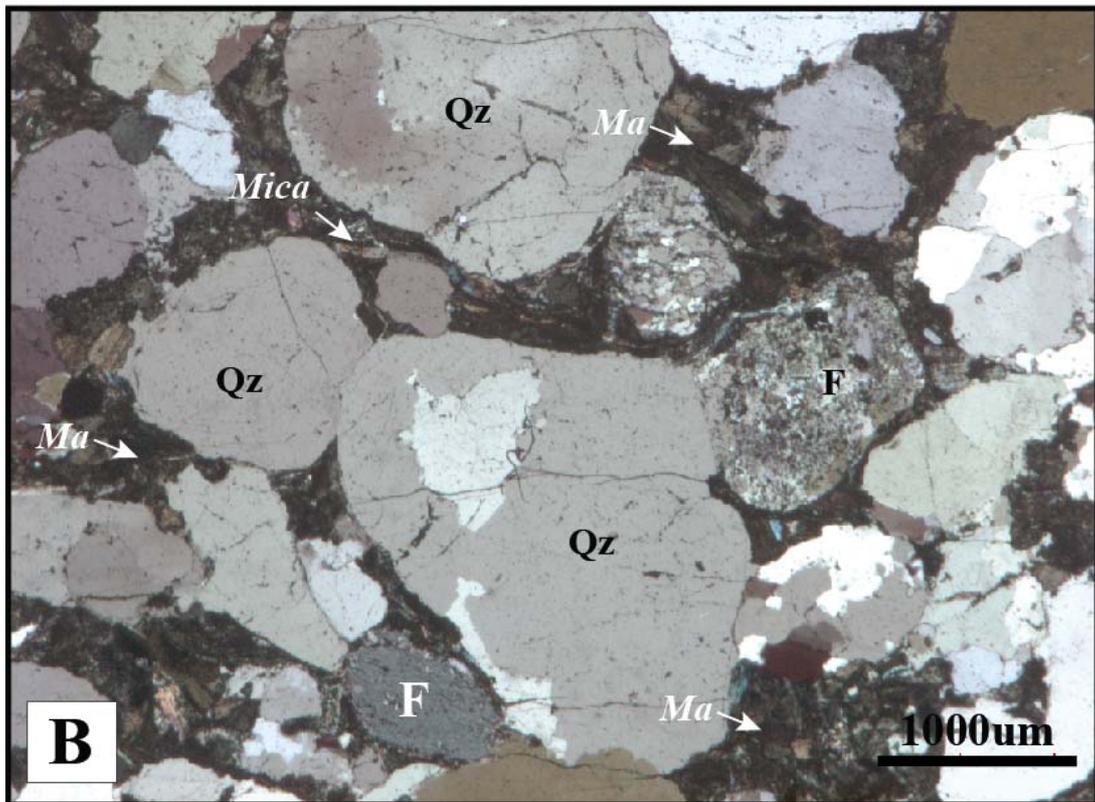
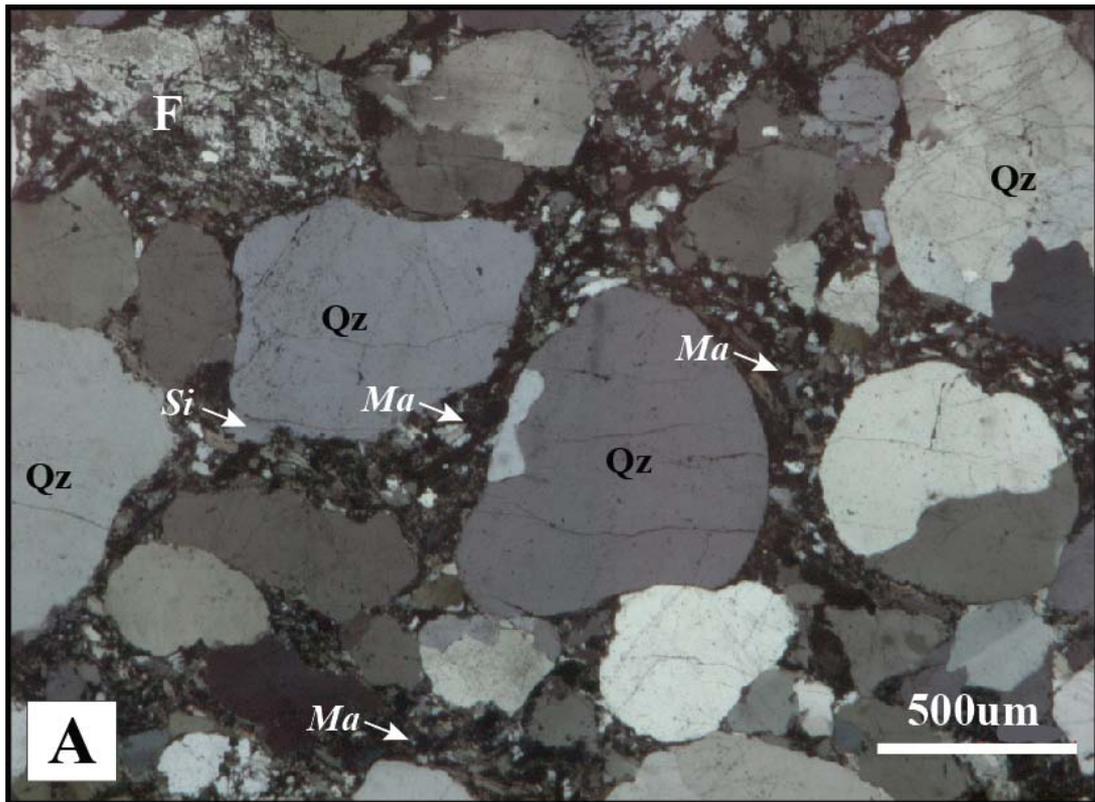


Figure III-13: Photographies de lame mince 9651-4B en LPA, provenant du sondage BA216 (FA, Bagombe, voir localisation figure III.1). Microfaciès M3 présentant des grains de quartz (Qz) grossiers associés à une abondante matrice argileuse (Ma ; A, B). Présence de feldspaths altérés (F ; A, B), de micas dans la matrice argileuse (B) et de surcroissance de silice irrégulière (A).

## III.B.2 Évolution des ciments du réservoir FA

La description des microfaciès laisse apparaître l'existence de trois types de liants majeurs : les matrices argileuses, les ciments siliceux et les ciments carbonatés. Ces liants apparaissent aux différentes étapes de l'évolution des grès du réservoir FA.

### III.B.2.1 Matrice argileuse

Les minéraux argileux associés au grès du réservoir FA à Mikouloungou et Bagombe s'observent dans les microfaciès M2 et M3. Ils remplissent la porosité ou s'organisent en fibres autour des grains de quartz (Fig. III. 14A, B). Les principaux minéraux observés correspondent à des illites, de la kaolinite, et de la chamosite. L'illite apparaît sous forme fibreuse ou en feuillet, autour des grains de quartz et dans la porosité (Fig. III.B). La kaolinite présente généralement une forme filiforme ou en accordéon (Fig. III.C). La chamosite, de couleur blanchâtre au MEB, apparaît dans la matrice argileuse ou sous forme fibreuse autour des grains (Fig. III.15A, B). La chamosite est une chlorite ferrifère, pouvant contenir jusqu'à 30% de fer, en pourcentage atomique (Hey, 1954 ; Brindley, 1951). Cette chlorite se forme soit en contexte métamorphique ou sous des conditions hydrothermales (Brindley, 1951 ; Mackenzie, 1959). Les études de Brindley, (1951) montrent que la chamosite peut se former par la transformation de la kaolinite. De plus, Ossa Ossa, (2010), lors de son étude sur les minéraux argileux du FA, dans le bassin de Franceville, identifie plusieurs types de chlorites ferrifères tels que la berthierine et la chamosite. L'analyse à la sonde électronique de notre échantillon, indique que ce minéral argileux est riche en fer, et peut contenir, jusqu'à 11% de fer en pourcentage atomique (Fig. III.15). En général, la kaolinite et la chamosite remplissent les pores, mais ils peuvent également se distribuer autour des grains de quartz (Fig. III.14D, 15B). Par endroit la kaolinite et la chamosite sont associés dans un même pore, avec les cristaux de chamosite au centre et les cristaux de kaolinite filiformes en bordure (Fig. III.14D).

Dans la littérature, le processus par lequel les minéraux argileux fibreux se disposent autour des grains de quartz est connu sous le terme de *coating* ou tapissage argileux (Neashman, 1979 ; Bjorlykke and Egeberg, 1993 ; Ajdukiewicz et al., 2010). Ce mécanisme inhibe le développement des ciments siliceux et permet de préserver la porosité lors de la diagenèse d'enfouissement (Ajdukiewicz et al., 2010 ; Ajdukiewicz and Richard., 2012). Il semble donc qu'une partie de la porosité initiale dans les grès du réservoir FA à Mikouloungou et Bagombe est préservée grâce au *coating* des argiles.

Les minéraux argileux associés aux grès du réservoir FA ont subi plusieurs transformations au cours de la diagenèse soulignant l'effet de la circulation des fluides hydrothermaux.

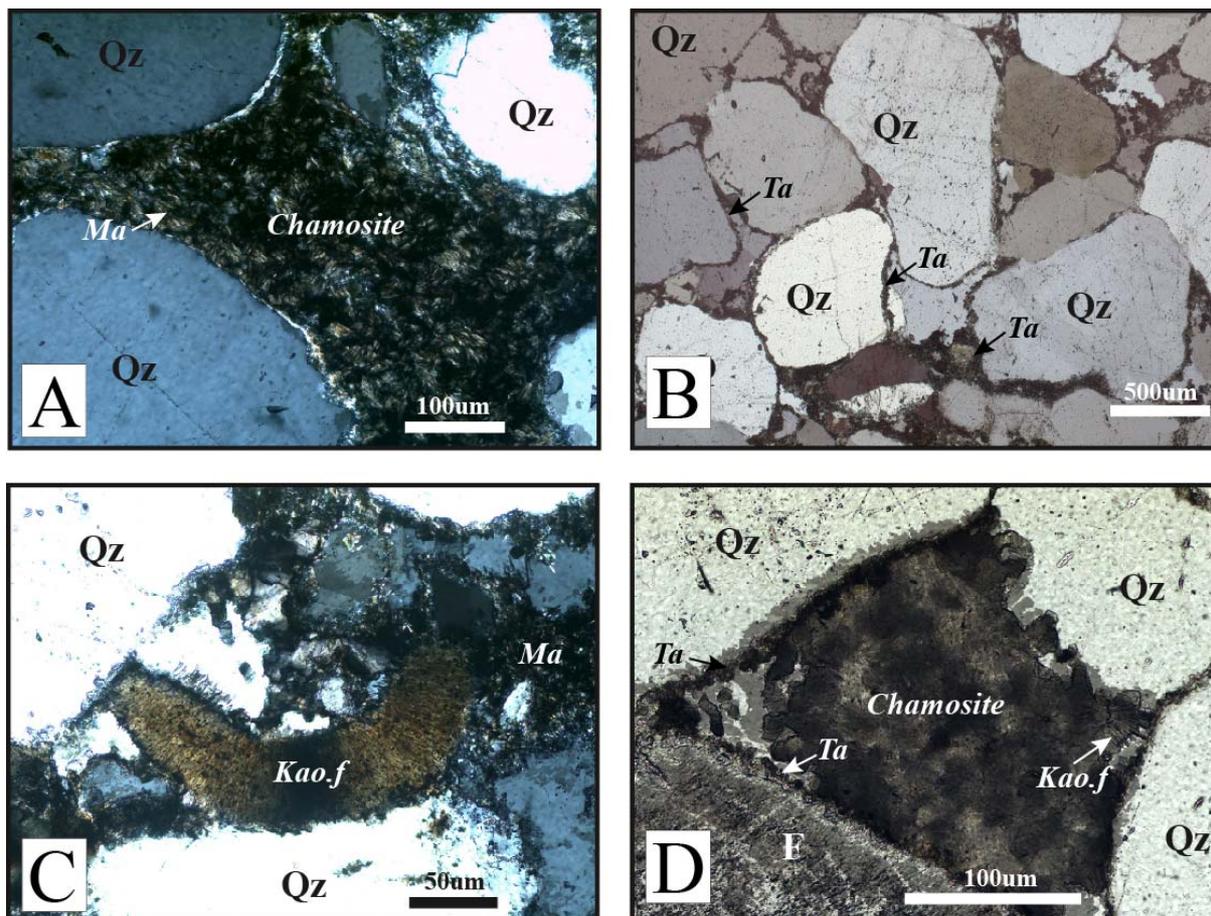
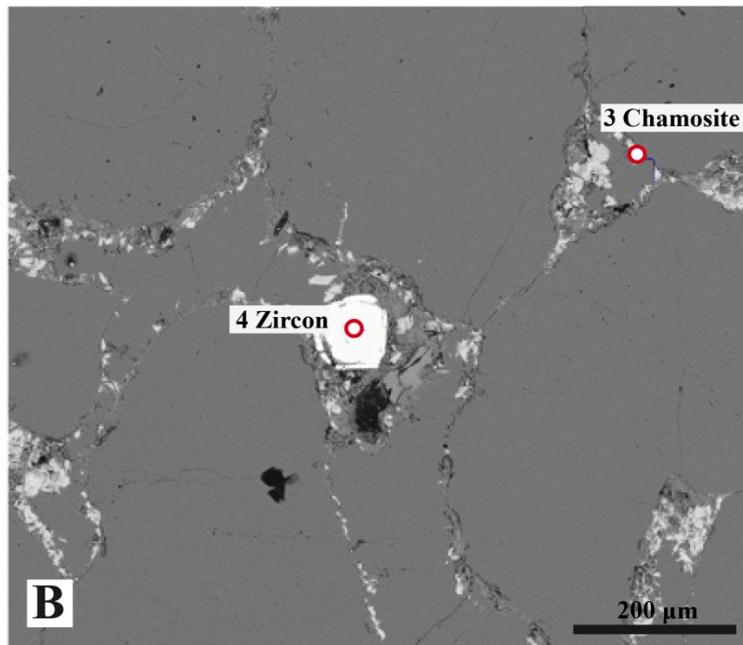
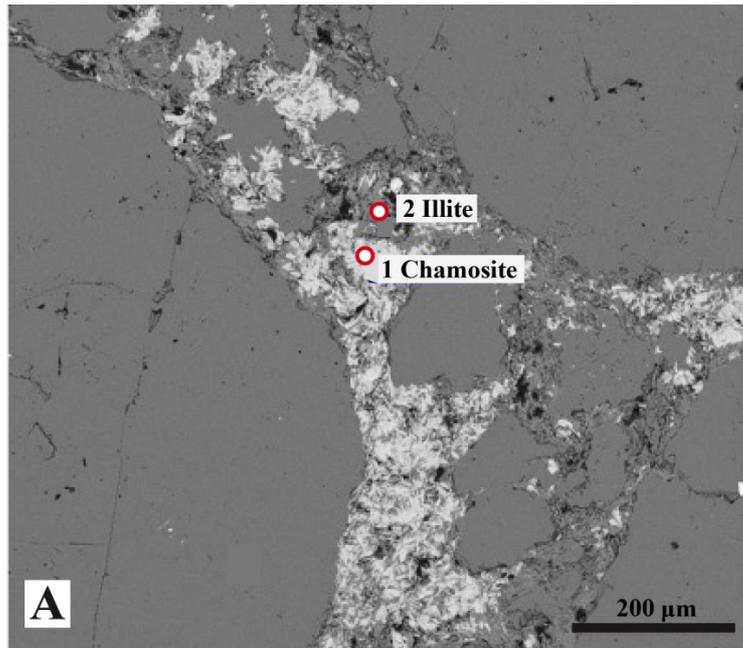


Figure III-14: Photographie de la lame 9651-7 issue du sondage BA 216 (Bagombe, localisation sur la figure III.1), montrant les principaux minéraux argileux identifiés au cours de l'étude. (A) matrice argileuse (Ma) constituée essentiellement de chamosite. (B) Kaolinite filiforme (Kao.f). (C) Minéraux argileux fibreux tapissant (Ta) le contour des grains de quartz. (D) matrice argileuse composée de chamosite au centre et de kaolinite filiformes (Kao.f) à proximité des grains et tapissage (Ta) des grains par les minéraux argileux.

### III.B.2.2 Cimentation siliceuse et stylolitisation

Les ciments siliceux sont essentiellement représentés par les auréoles de surcroissance de quartz qui se développent autour des grains de quartz dans les microfaciès M1 et M2. La cimentation siliceuse est très marquée dans le microfaciès M1, où elle peut obstruer la quasi-totalité de la porosité primaire (Fig.III.8A). Sur certaines lames, les ciments siliceux occupent près de 32% de l'espace, soit plus de 85% de la porosité (Fig. III.8B). Les ciments siliceux peuvent présenter des impuretés telles que des bitumes entre les auréoles de silice et les grains de quartz associés (Fig.III.16A). Dans le microfaciès M2, la progression des ciments siliceux est limitée par la présence de la matrice argileuse à l'intérieur de la porosité primaire (Fig.III.16B). Dans le microfaciès M3 les ciments siliceux se limitent à des petites surcroissances irrégulières sur certains grains de quartz. De plus, les ciments siliceux observés sur les grès étudiés sont étroitement liés à des stylolites.

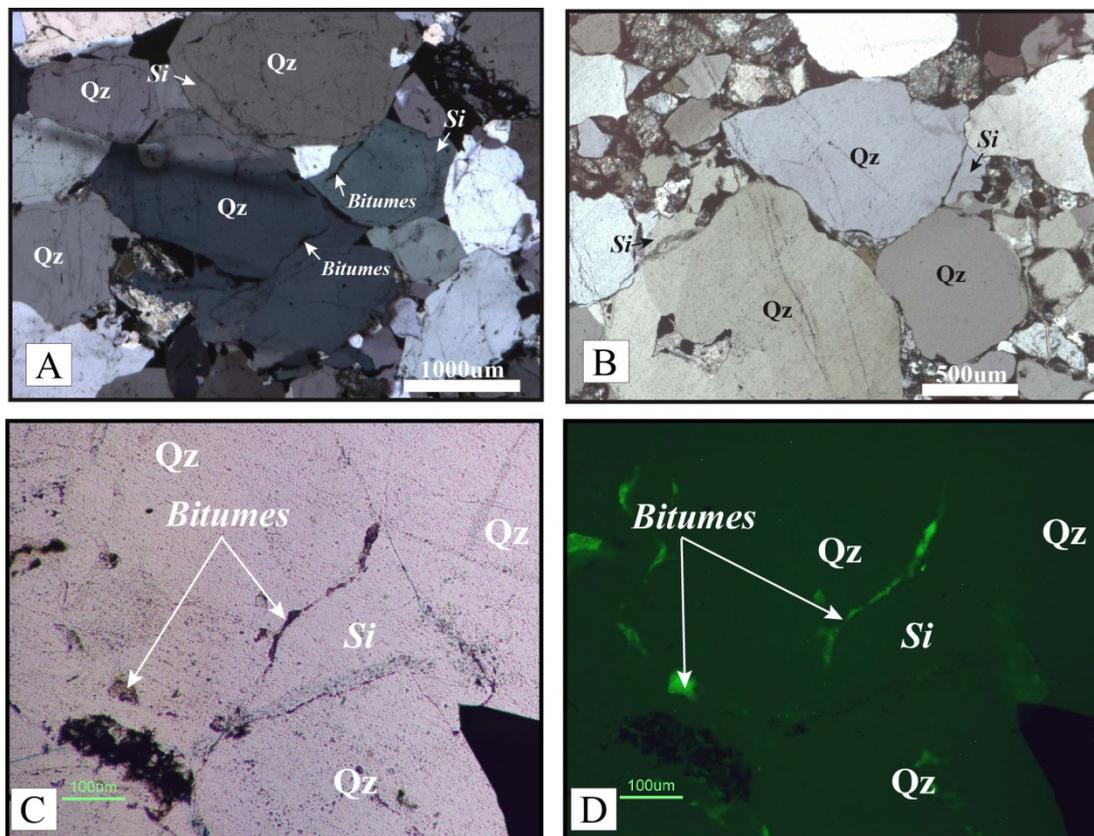


Spectre	O	Na	Mg	Al	Si	K	Fe	Zr	Minéraux
Spectre 1	66.1		2.8	10.2	9.5		11.4		Chamosite
Spectre 2	65.1	0.4	0.5	13.3	17.1	3.3	0.4		Illite
Spectre 3	67.1		3.3	10.1	9.4		10.1		Chamosite
Spectre 4	70.4			0.4	12.9			16.4	Zircon

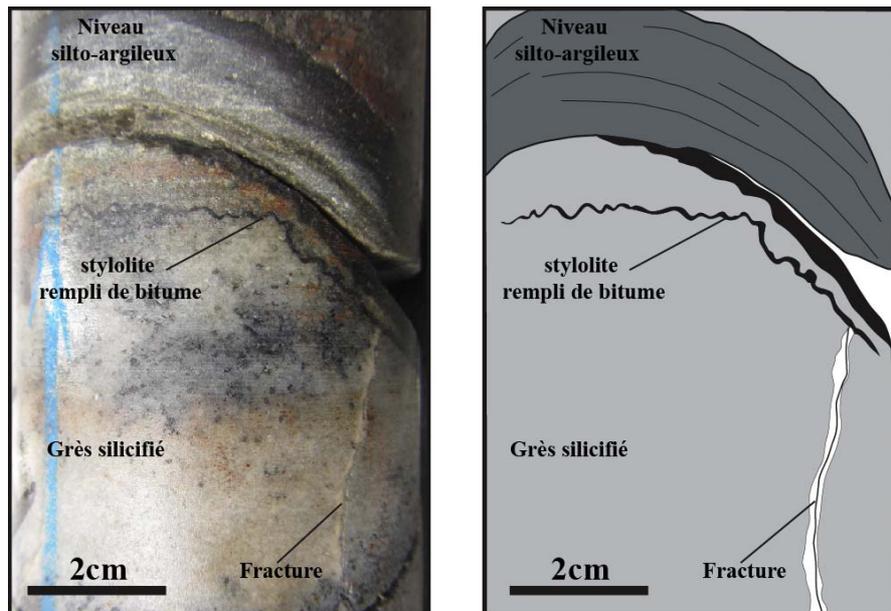
Option Mise en forme : Tous les éléments analysés (Normalisé)  
Tous les résultats en % atomique

*Figure III-15: Image MEB de la lame mince n°9651-7, du sondage BA 216 (Bagombe), montrant les minéraux de chamosite (fibres claires sur les images), autour des grains de quartz et les spectres d'analyse (1 à 4) par la sonde EDS. (A) chamosite en remplissage de la porosité. Spectre 1 : chamosite, Spectre 2 : illite associé à la chamosite dans la porosité. (B) chamosite fibreuse autour des grains de quartz. Spectre 3 : chamosite, spectre 4 : oxyde de zirconium. L'image MEB et l'analyse des spectres ont été réalisées au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB) à l'Université de Bourgogne.*

Les stylolites se développent particulièrement dans les microfaciès M1 et M2, et ils s'observent également à l'échelle macroscopique, sur les carottes (Fig. III.17). A l'échelle macroscopique, les stylolites se situent à proximité d'une zone de contact entre un fin niveau argileux et un niveau gréseux, et ils sont généralement soulignés par la présence d'un film de bitumes (Fig. III.17). A l'échelle microscopique les stylolites peuvent être soit déconnectés ou connectés. Les stylolites déconnectés affectent uniquement les zones de contact entre les grains de quartz (Fig.III.18A). Par contre, les stylolites connectés affectent les grains de quartz et les surcroissances de silice, sur des surfaces plus larges (Fig. III.18B, C, D). Ces stylolites peuvent être de formes variables, allant des simples surfaces de dissolution concavo-convexes à des stylolites serrés ou irréguliers (Fig.III.18B, C et D). Les stylolites sinueux ou anastomosés se distribuent globalement suivant le plan de stratification  $S_0$  (Fig.III.18B et C). A l'échelle microscopique, les stylolites sont également soulignés par la présence d'impuretés, comprenant des argiles ou des bitumes (Fig.III.18C).



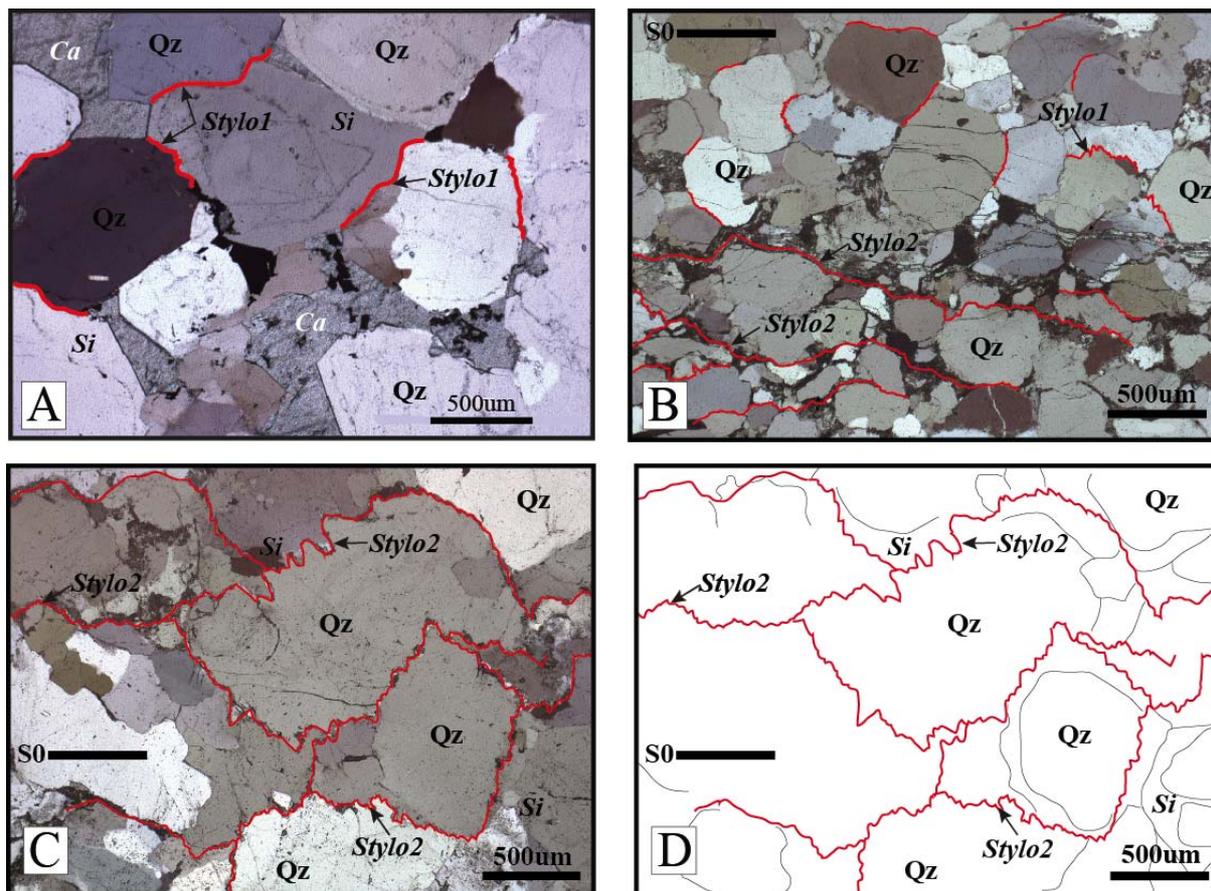
**Figure III-16:** (A) Photographie de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (grès FA-Mikouloungou, localisation sur la figure III.1), montrant le microfaciès M1 avec des auréoles de surcroissance de silice (Si) autour des grains de quartz associées à la présence des bitumes (HC1) entre les grains de quartz et les auréoles de surcroissance de silice. (B) Photographie de lame mince E10, en (LPA), issue du sondage ML013-2 (Mikouloungou, voir localisation figure III.1), montrant le microfaciès M2 associé aux surcroissances de silice (Si) irrégulières sur certains grains de quartz. (B, C) Photographies en LPA et en fluorescence X montrant les bitumes entre les grains surcroissances de silice. Fluorescence X réalisée à l'aide Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences).



*Figure III-17: Photographie et interprétation d'une carotte issue du sondage BA-37 (Bagombe), présentant des grès silicifiés du FA associé à un stylolite enduit de bitume, au niveau de la zone de contact avec un niveau silto-argileux fin (localisation sur la figure III.1).*

Sous les effets combinés de la compaction chimique, liées à l'enfouissement et donc à la pression lithostatique, les points de contact entre les grains de quartz, sous pression, subissent une dissolution sous contrainte en produisant des surfaces irrégulières ou stylolites (Weyl, 1959 ; Lehner, 1995 ; Sheldon et al., 2003). La formation des stylolites résulte des processus de pression-dissolution connus sous le nom de compaction chimique (Weyl, 1959 ; Sheldon et al., 2003). Ce processus est principalement contrôlé par la pression lithostatique et la température (Sheldon et al., 2003 ; Nygard et al., 2007 ; Bjorlykke et al., 2009). Les fluides siliceux issus de la dissolution migrent vers des zones soumises à des pressions intergranulaires plus faibles. Ce processus favorise la précipitation des auréoles de surcroissances siliceuses autour des grains de quartz (Sheldon et al., 2003). Ce mécanisme est responsable de la réduction de la taille des grains et du transfert de silice des zones sous pression vers les zones de moindre pression. Sous des conditions de pression-température plus importantes, le volume des grains de quartz dissout devient plus important. Les stylolites se forment alors le long des zones de contact entre plusieurs grains et affectent les auréoles antérieures de surcroissance de silice. L'importante quantité de fluides siliceux produite est remobilisée vers tous les espaces poreux disponibles.

Selon Lander et al. (2008), la cimentation siliceuse peut favoriser une réduction de 25 à 5% de la porosité. La cimentation siliceuse contribue également à une diminution de la porosité dans les bassins paléoprotérozoïques (Hiatt et al., 2003 ; Kyser, 2007). Les observations de ce travail confirment le rôle de la compaction chimique sur la réduction importante de la porosité primaire du réservoir FA, à Mikouloungou et Bagombe au cours de l'enfouissement.



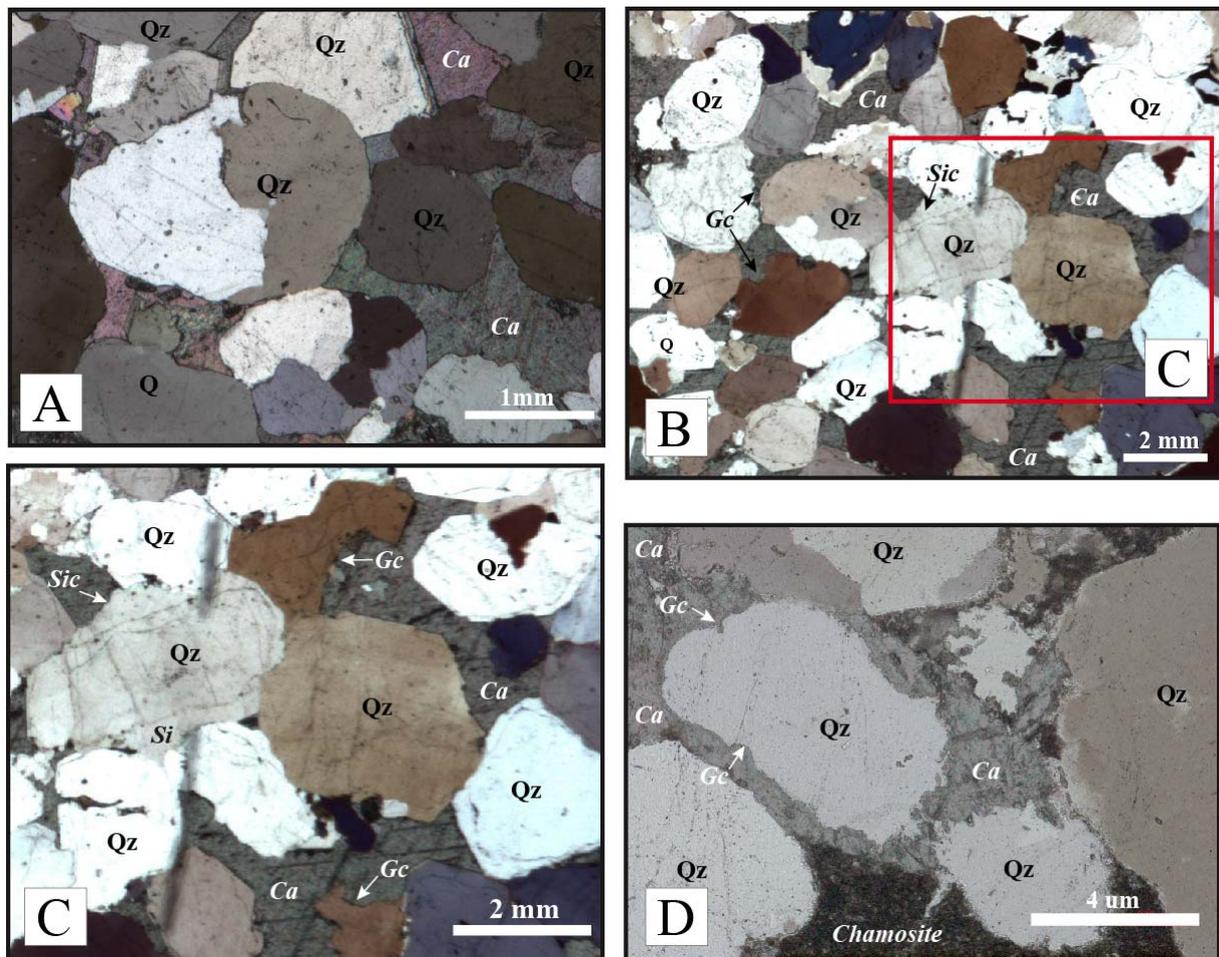
*Figure III-18: Photographies et interprétations de lames minces provenant des grès du FA. (A) : Photographie de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (Grès FA-Mikouloungou), montrant des stylolites déconnectés (Stylo 1), ciment siliceux (Si), et ciment carbonatés (Ca). Localisation sur la figure III.1 (B) : Photographie (en LPA) de la lame mince 9651-5B, issue du sondage BA216 (Bagombe), montrant un réseau de stylolites connectés et anastomosés, (voir localisation figure III.1). (C, D) : Photographie et interprétation de la lame mince 9651-2B, du sondage BA216 (Grès FA, Bagombe), illustrant un réseau de stylolites connectés (localisation, figure III.1).*

### **III.B.2.3 Cimentation carbonatée et processus de corrosion**

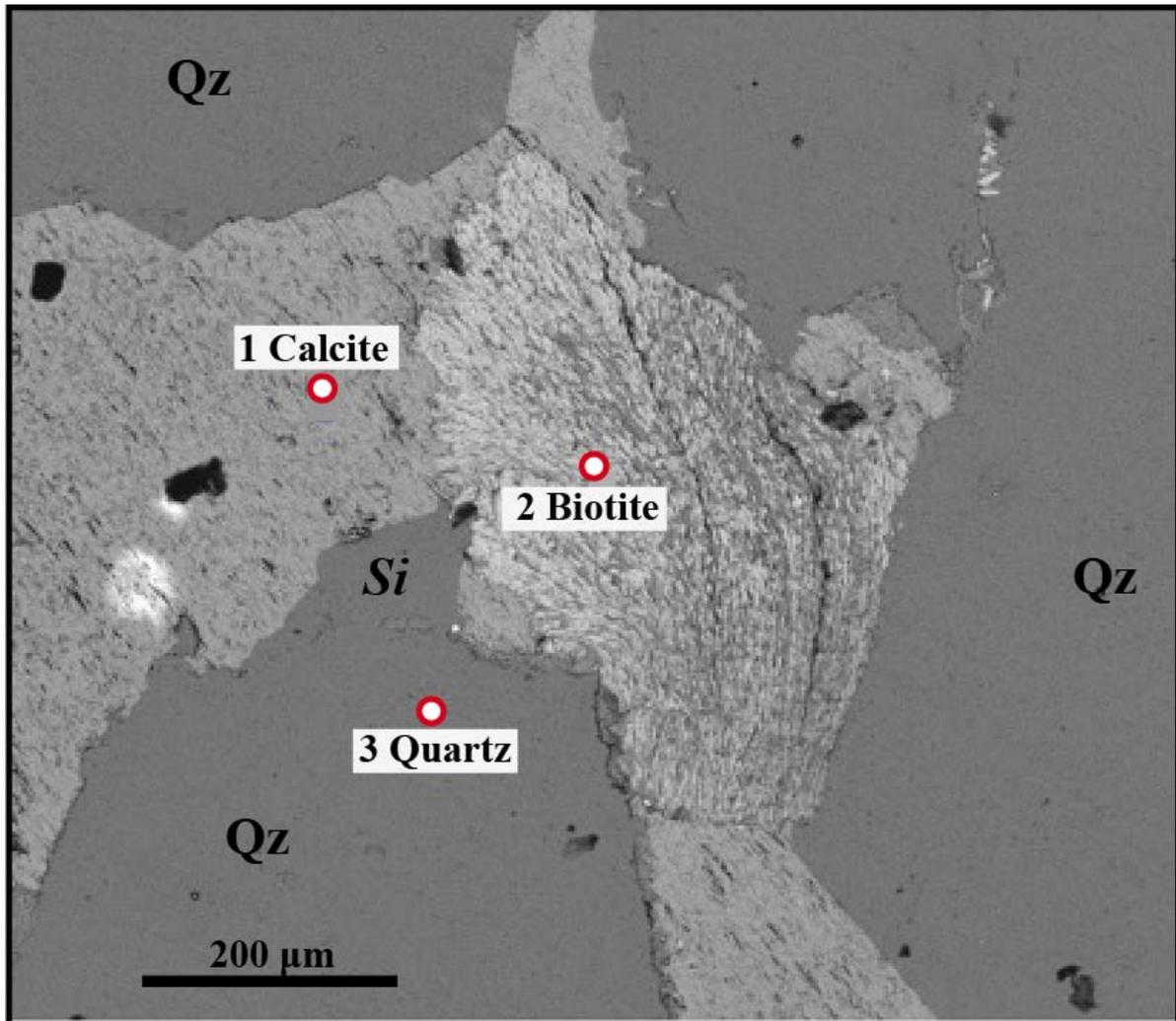
Les ciments carbonatés apparaissent dans les trois microfaciès M1, M2 et M3. Ils sont particulièrement bien représentés dans le microfaciès M1, où ils se présentent sous la forme de grands cristaux de calcite en mosaïque et poecilitique qui englobent plusieurs grains de quartz et de feldspath de tailles variables (Fig. III.19A, B). L'observation détaillée des grains de quartz situés à proximité des cristaux de calcite montre des golfes de corrosion (Fig. III.19B, C). Les golfes de corrosion affectent également les surcroissances de silice associées à certains grains de quartz (Fig. III.19B). Ce ciment calcitique occupe de larges espaces poreux (Fig. III.19B, C). Dans les microfaciès M2 et M3, les ciments carbonatés sont associés à la matrice argileuse et remplissent les pores (Fig. III.19D). La figure III.20 présente une image MEB et les spectres d'analyses obtenus à l'aide de la

sonde électronique, confirmant l'existence d'un ciment calcitique en remplissage de la porosité dans les grès du réservoir FA à Mikouloungou à Bagombe.

De nombreuses études montrent que les ciments carbonatés poecilitiques peuvent se former au cours de la diagenèse précoce et d'enfouissement (Hess and Abid, 1998). La présence des cristaux de calcite dans la porosité résiduelle indique que ces ciments sont postérieurs à la cimentation siliceuse et à la corrosion des grains.



*Figure III-19: Photographies de la lame mince E12, (LPA), issue du sondage ML13-2. (Grès FA-Mikouloungou) (A) : Grains de quartz entourés de ciments de calcite poecilitique. (B, C) Grains de quartz et surcroissance de silice présentant des golfes de corrosion (D) Photographie de la lame 9651-7 issue du sondage BA 216 (grès FA Bagombe), montrant un ciment siliceux associé à une matrice de chamosite (localisation sur la figure III.1).*



Spectres	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	Minéral
Spectre 1	67.2					32.8		Calcite
Spectre 2	58.7	1.9	14.1	15.7	2.7		6.9	Biotite
Spectre 3	66.2			33.8				Quartz

Option Mise en forme : Tous les éléments analysés (Normalisé)  
Tous les résultats en % atomique

*Figure III-20: Image MEB de la lame mince E10, du sondage ML013-2 (grès FA Mikouloungou), présentant un ciment de calcite remplissant la porosité. Les points rouges représentent les points d'analyse à la sonde EDS : 1 : calcite, spectre ; 2 : biotite et spectre ; 3 : quartz. L'image MEB et l'analyse des spectres ont été réalisées au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB) à l'Université de Bourgogne.*

### III.B.2.4 *Évolution de la porosité du réservoir FA.*

#### ❖ ***Contrôle de la porosité par la sédimentation.***

L'étude pétrographique de grès du réservoir FA à Mikouloungou et Bagombe permet la reconnaissance de trois microfaciès M1, M2 et M3. Le microfaciès M1 présente une distribution granulométrique homogène, associée à un bon tri granulométrique (Fig. III. 8). Par contre, les microfaciès M2 et M3 sont associés à des distributions granulométriques hétérogènes, avec une abondance plus importante des grains de petites tailles (< 1mm), pour le microfaciès M2 et une matrice argileuse très abondante (15%) pour le microfaciès M3 (Fig. III. 10, 12). Le microfaciès M1 très bien trié est interprété comme un environnement à fort hydrodynamisme. En revanche, les microfaciès M2 et M3, respectivement associés à des tris granulométriques modérés et mauvais sont interprétés comme des environnements moins hydrodynamiques.

La variabilité du tri granulométrique des microfaciès M1, M2 et M3 est observée dans des dépôts fluviatiles, tidaux et marins décrits à la transition du FA-FB dans les secteurs de Mikouloungou et de Bagombe (Cf. Chapitre II.)

Ces environnements de dépôt dominés par la marée ou sous influence fluviatile expliquent les alternances de corps gréseux bien triés et moins bien triés avec une forte argilosité (Cf. Chapitre II). La présence de ces changements granulométriques et de la quantité du matériel argileux s'explique par la variabilité des environnements de dépôt. La présence de la matrice argileuse obture la porosité primaire et limite la perméabilité de la roche. Lors de la sédimentation, **le microfaciès M1, bien trié présentait une bonne porosité primaire et une perméabilité élevée**, alors que les **microfaciès M2 et M3, mal triés présentaient probablement une faible porosité primaire et une perméabilité réduite**.

#### ❖ ***Contrôle de la porosité par les processus diagénétiques***

L'étude des facteurs diagénétiques montre que la réduction de la porosité du réservoir FA, à Bagombe et Mikouloungou est aussi contrôlée par plusieurs processus diagénétiques :

- La compaction chimique, par le développement des ciments de surcroissance dans le microfaciès unimodal M1,
- La cimentation carbonatée, associée aux calcites poecilites qui remplissent la porosité résiduelle,
- Les ciments argileux qui occupent en partie la porosité même si par ailleurs ils empêchent la surcroissance de la silice autour des grains de quartz et préservent donc une partie de la porosité.

Cette étude montre aussi que les grains de quartz et leurs auréoles de surcroissance

présentent souvent des golfes de corrosion (Fig. III.19B, C). Ces corrosions sont attribuées à des circulations de saumures comme le soulignent de nombreuses études d'inclusion fluide dans les bassins paléoprotozoïques associés aux gisements métallogéniques. C'est le cas pour le bassin d'Athabasca (Canada) (Pagel, 1975 ; Kotzer and Kyser, 1995 ; Derome et al., 2005). Ces saumures riches en NaCl et CaCl<sub>2</sub> sont suffisamment corrosives pour provoquer la corrosion des grains de quartz et de mobiliser les métaux dans les bassins pour former des gisements métallogéniques (Cathelineau et al., 2011 ; Richard et al., 2015). Dans le bassin de Franceville, la présence des saumures a été mise en évidence par Mathieu, (1999) et Mathieu et al., (2000) qui identifient dans les gisements d'Oklo et de Bagombe, des saumures très riches en NaCl et CaCl<sub>2</sub>. Ces saumures permettent d'expliquer la corrosion des minéraux des grès du FA et la mobilisation de l'uranium. Par ailleurs, la **corrosion des gains de quartz et des ciments siliceux décrits au cours de cette étude, a probablement contribué au développement d'une porosité secondaire** au cours de la diagenèse du réservoir FA, à Bagombe et à Mikouloungou.

## III.C Fracturation hydraulique et migration de fluides hydrocarbure-uranium (HC-U)

### III.C.1 Fracturation hydraulique

La fracturation hydraulique (*ou hydrofracturation*) désigne la déformation d'un sédiment peu consolidé ou d'une roche sous l'effet de la surpression fluide (Lowe, 1975 ; Graul, 1999). Lorsque la fracturation hydraulique se produit dans un corps peu consolidé, saturé en eau, les structures de déformation sont représentées par des déformations hydroplastiques, de liquéfaction ou de fluidisation, associées à la mise en place d'intrusions sableuses (i.e. dykes, sills ; Lowe, 1975 ; 1976). Par contre, dans un matériel lithifié, la fracturation hydraulique peut se manifester par le développement de fractures fragiles ou de brèches hydrauliques (Jébrak, 1997 ; Suades and Crespo-blanc, 2010). Les processus de fracturation hydraulique sont favorisés par de fortes pressions fluides ou surpressions fluides. Plusieurs facteurs peuvent être évoqués pour expliquer l'augmentation de la pression fluide dans les bassins sédimentaires.

#### III.C.1.1 La surpression fluide

La pression fluide désigne la pression exercée par les fluides à l'intérieur d'un corps gréseux saturé en eau (Lowe, 1975 ; 1976). La pression lithostatique représente la pression exercée par le poids de la pile sédimentaire sur le corps sableux. Dans des conditions normales d'enfouissement, la pression fluide reste toujours inférieure à la pression lithostatique. Mais lorsque la pression fluide

excède la pression lithostatique, on parle de surpression fluide (Maltman, 1994 ; Grauls, 1999). Ce processus se produit généralement lorsqu'un corps sableux saturé en eau est recouvert par des argiles peu perméables. L'expulsion d'eau ne se faisant plus normalement, du fait de la barrière imperméable constituée par les niveaux argileux. La pression fluide à l'intérieur du corps sableux augmente considérablement avec l'enfouissement (Grauls, 1999 ; Glennie and Hurst, 2007).

L'augmentation de pression fluide dans les bassins sédimentaires peut être attribuée à plusieurs facteurs : les contraintes mécaniques, thermiques, chimiques et le transfert dynamique des fluides (Fig.III.21 ; Grauls, 1999).

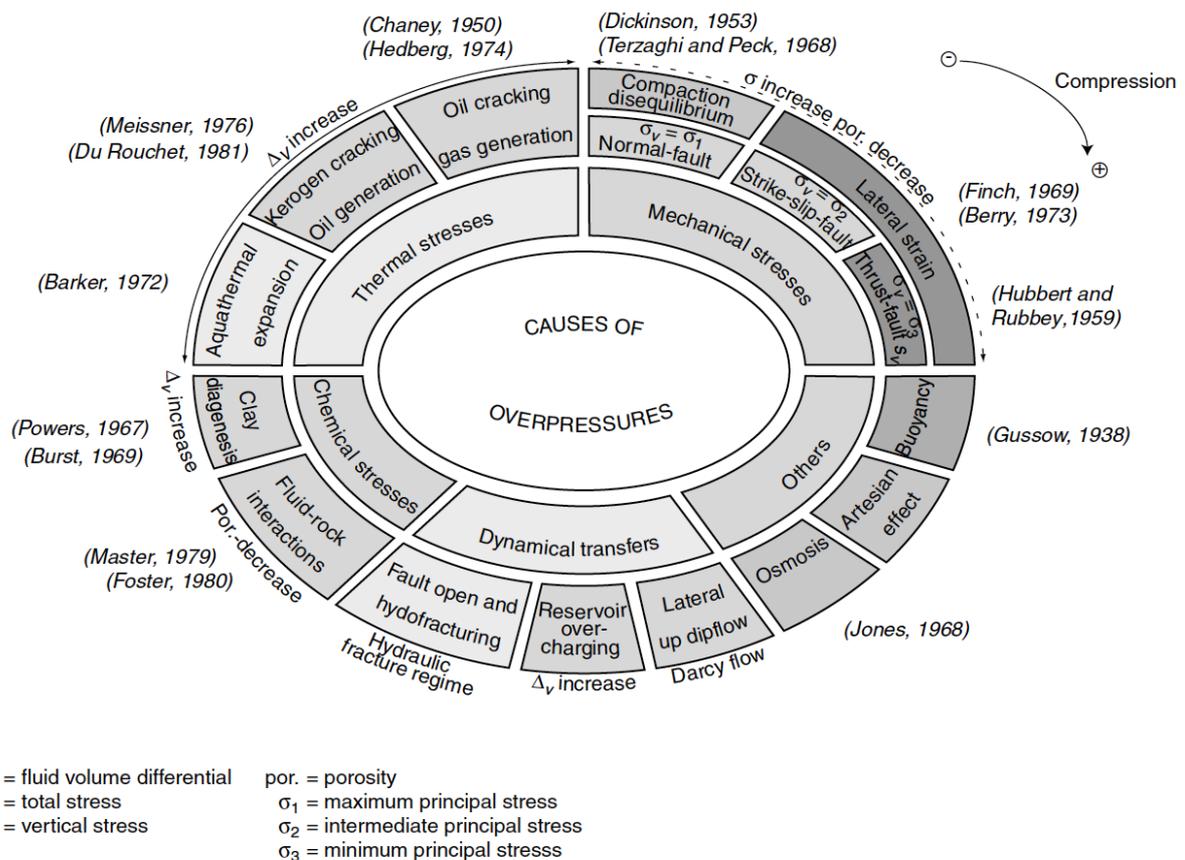


Figure III-21: Diagramme synthétique montrant les principaux facteurs responsables de l'augmentation de la pression fluide dans les bassins sédimentaires (d'après Graul, 1999).

### ❖ Les contraintes mécaniques

Les contraintes mécaniques englobent la compaction différentielle et les contraintes latérales (Fig.III.21). La compaction différentielle est représentée par la pression lithostatique qui dépend de de la pile sédimentaire située au-dessus (Fertl, 1976 ; Magara, 1978). Les contraintes latérales représentent l'action des forces aux limites engendrées par la compression ou l'action des failles de transfert (Hubbert and Rubey, 1959 ; Frinch, 1969 ; Grauls et Baleix, 1993).

### ❖ **Les contraintes thermiques**

Elles correspondent d'une part à l'effet aquathermique et d'autre part, au *cracking* des hydrocarbures (Fig.III.21 ; Grauls, 1999). L'effet aquathermique est associé à l'expansion volumétrique de l'eau (Barker, 1972 ; Luo et Vasseur, 1992), qui peut contribuer jusqu'à 5% à l'augmentation de la pression fluide dans les bassins (Grauls, 1999). Le *cracking* des hydrocarbures est lié à la transformation des kérogènes et des pétroles au cours de la maturation des matières organiques. Il y a tout d'abord, le *cracking* thermique des kérogènes en pétroles liquides qui intervient entre 80-120°C (Reissner 1978 ; Rouchet, 1978 ; Tian et al., 2008) et ensuite, le *cracking* des hydrocarbures liquides en gaz (entre 210 et 300°C ; Hedberg, 1974 ; Tian et al., 2008). Ces processus entraînent une importante augmentation du volume des hydrocarbures à l'intérieur du réservoir gréseux (Tian et al., 2008).

### ❖ **Les contraintes chimiques**

Les contraintes chimiques regroupent les transformations diagénétiques telles que la déshydratation des argiles et les processus de pression-dissolution (Fig.III.21). La déshydratation des argiles contribue à l'augmentation du volume d'eau libre à l'intérieur des pores (Burts, 1969). Les processus de pression-dissolution favorisent la réduction des espaces poreux intergranulaire et donc l'augmentation de la pression fluide (Grauls, 1999).

### ❖ **Le transfert dynamique des fluides**

Il est associé au transfert latéral et vertical des fluides (Fig.III.21). Le transfert latéral des fluides correspond à la migration des fluides à l'intérieur d'un aquifère, des zones soumises à de fortes pressions (centre des bassins) vers des zones soumises à de faibles pressions, en bordure du bassin par exemple (Yardley et Swarbrick, 2000 ; Boehm and Moore, 2002). En revanche, le transfert vertical est associé à la migration *per-ascensum* des fluides dans les aquifères ou les réservoirs pétroliers, par l'intermédiaire de structures-drains telles que les failles (Traugott, 1996 ; Yardley, 1999 ; Grauls et Baleix, 1993). Ces deux processus contrôlent la migration et la recharge des réservoirs par différents fluides dans les bassins sédimentaires.

#### **III.C.1.2 Mécanismes de déformation par surpression fluide**

Les déformations par suppression fluide interviennent depuis la sédimentation, jusqu'à la formation de la roche lithifiée. Elles peuvent se produire sur des sédiments ductiles, en cours de lithification, elles sont dites synlithification ou postlithification sur des roches bien consolidées

(Maltman, 1994 ; Owen, 1987). L'évolution de la déformation des sédiments au cours de la diagenèse dépend du taux de déformation, de la lithification et de la surpression fluide (Fig. 22 ; Knipe, 1986). Knipe, (1986) définit trois domaines de déformation possibles en fonction de la prépondérance de ces trois paramètres : 1) le domaine IPF (*Independent Particulate Flow*) ou paramètre majeure est la pression fluide. Ce domaine est marqué par des déformations par surpression fluide dans des sédiments non consolidés (Knipe, 1986) ; 2) le domaine DMT (*Diffusive Mass Transfert*), qui se caractérise par la prépondérance de la lithification et favorise la diffusion de fluides dans des roches consolidés (Knipe, 1986) ; et 3) le domaine cataclastique associé à de la déformation fragile (Knipe, 1986). Les trois domaines de déformation de Knipe-(1986) et les processus de déformation associés sont résumés sur la figure III.22. Le domaine IPF se caractérise par trois processus de déformation : la déformation hydroplastique, la liquéfaction et la fluidisation.

La déformation **hydroplastique** intervient lorsqu'un sédiment riche en particules argileuses est moyennement saturé en eau. Le sédiment se déforme suivant une rhéologie plastique en conservant les structures primaires, qui restent concordantes au plan de stratification S0. Ce mécanisme se produit sous l'effet d'une pression fluide modérée inférieure au poids des grains (Knipe, 1986).

Le terme **liquéfaction** est utilisé en mécanique des sols pour décrire la perte de cohésion d'un sédiment sous l'effet de l'augmentation de la pression intergranulaire. Les particules sont alors dispersées dans le fluide interstitiel et le sédiment se comporte comme un fluide visqueux (Lowe, 1975 ; Owen, 1987 ; Maltman and Bolton, 2003). Ce type de déformation se caractérise par un équilibre entre la pression fluide et le poids des grains à l'intérieur du sédiment. Après la liquéfaction, les structures primaires peuvent être partiellement conservées.

La **fluidisation** est le processus qui permet aux grains de sable de se propager dans les fractures hydrauliques (Jolly et Lonergan, 2002, Duranti et Hurst, 2004). Ce mécanisme se caractérise par une pression fluide largement supérieure au poids des grains (Knipe, 1986). Les fluides d'injection imposent des forces d'entraînement sur les grains qui sont expulsés par fluidisation à travers les failles ou les joints de stratification (Nichols, 1995 ; Obermeier, 1996). Les structures primaires sont complètement détruites au cours de la fluidisation. Le processus de fluidisation peut entraîner la mobilisation des particules argileuses, on parle de l'élutriation des argiles (Lowe, 1975 ; Allen, 1982)

### III.C.2 Microdéformations syn et postlithification

Les microdéformations observées sur les lames minces de Bagombe et Mikouloungou, au cours de cette étude, se répartissent en deux grands groupes : les microstructures synlithification et postlithification. Les microstructures synlithification sont représentées par les bandes de

déformation et bandes d'injection. Les microstructures post-lithifications sont constituées par les microfractures hydrauliques, les stylolites ré ouverts et les veines de calcite.

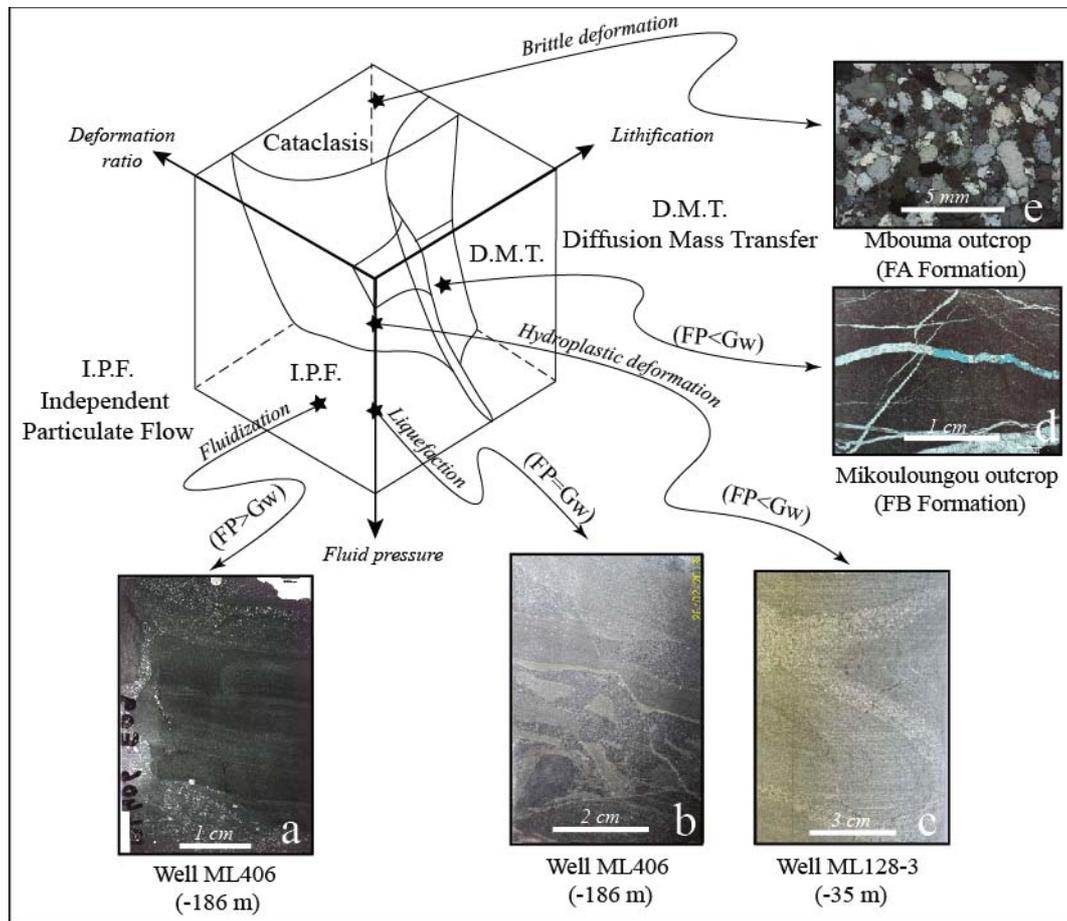


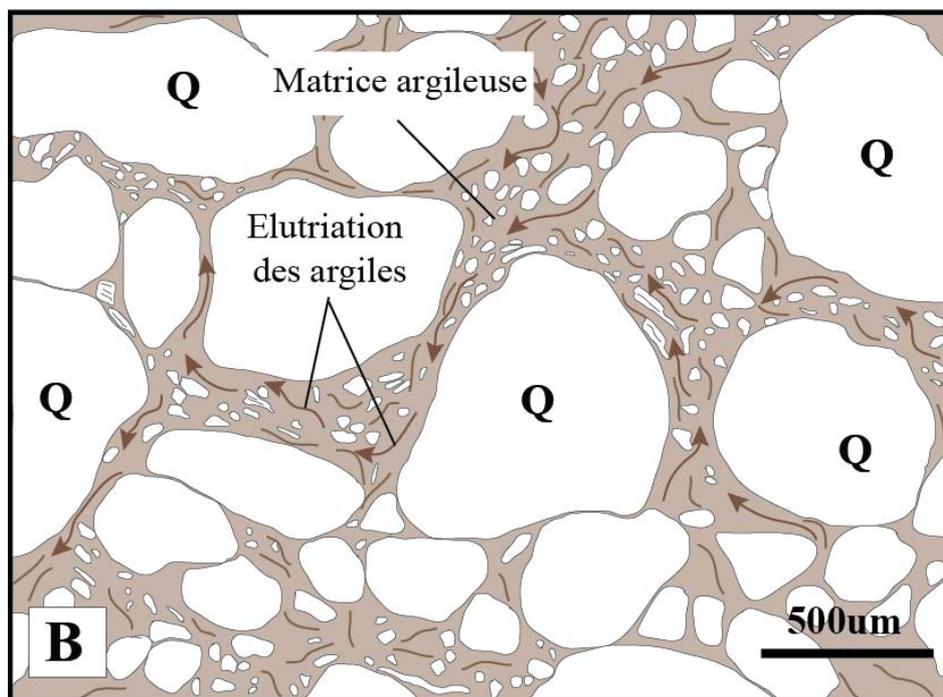
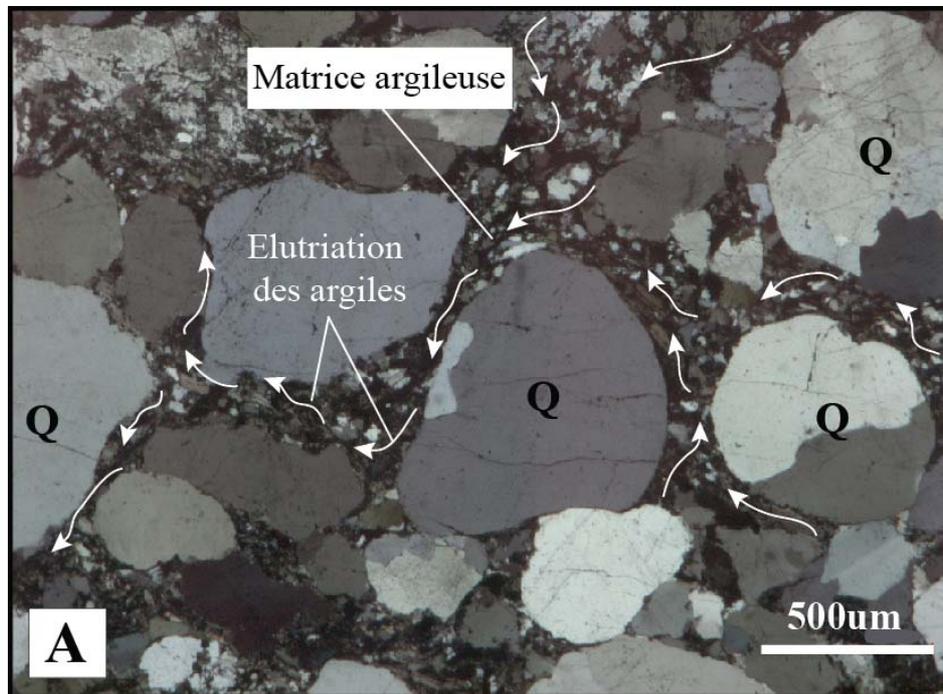
Figure III-22: Microdéformations syn et postlithification du bassin de Franceville reportées sur le diagramme de Knipe (modifié d'après Knipe, 1986). (a) grès fluidifié dans une carotte de Mikouloungou. (b) : grès liquéfié dans une carotte de Mikouloungou (c) : déformation hydroplastique sur une carotte de Mikouloungou ; (d) : fentes de tension régulières remplies de quartz sur une lame mince du secteur de Mikouloungou. (e) : grains de quartz cataclasés dans une lame mince du secteur de Mbouma.

### III.C.2.1 Microstructures synlithification

#### ❖ Elutriation des argiles

Le processus d'élutriation des argiles s'observe préférentiellement dans le microfaciès M3 (Fig. III. 23). Ce processus se caractérise par un réarrangement des grains à l'intérieur de la matrice argileuse et par la redistribution des minéraux argileux autour des grains de quartz ou de feldspath (Fig. III.23A, B). La figure III.23B présente un grès grossier associé à une matrice argileuse abondante dont les particules fibreuses contournent les grains. La disposition des particules fibreuses autour des grains met en évidence un déplacement des particules, (Fig. III.23B). Ce processus résulte de la

compaction mécanique d'un sédiment saturé en eau et contenant des argiles (Fossen et al., 2007 ; Ballas, 2011 ; Soliva et al., 2013). Il est associé à la fluidisation et à l'expulsion des particules argileuses par l'action de fluides sous pression (Scott et al., 2009).



Matrice argileuse
  Elutriation des argiles

Figure III-23: . Processus d'éluviation des argiles dans le microfaciès mal trié M3 (A, B). lame n° 9651-4B, provenant du sondage BA216 (FA, Bagombe).

### ❖ ***Bandes de déformation et bandes d'injection.***

Les bandes de déformation et d'injection s'observent essentiellement dans le faciès bimodal M2. Les bandes de déformation se caractérisent par une réorientation des grains et par l'injection de minéraux argileux le long des plans de stratification (S0). La Figure III. 24 présente une bande de déformation, large de 2 millimètres environ et parallèle à la stratification. Cette bande se situe à l'interface entre deux grès gréseux bien triés. Elle montre une redistribution des grains fins et des grains grossiers, associée à une augmentation de l'espace poreux entre les grains (Fig. III.). Dans le détail, la porosité entre les grains à l'intérieur de la bande de déformation est remplie par un ciment carbonaté. Par contre, à l'extérieur de la bande de déformation, les grains sont liés par un ciment siliceux (Fig. III.2AC, D). Les bandes de déformation sont décrits par plusieurs auteurs (Bernard et al., 2002 ; Fossen et al., 2007 ; Ballas, 2013). Les bandes de déformation parallèles à S0 et permettant une augmentation de la porosité sont les bandes de dilatation, associées au processus de désagrégation (Antonellini et Aydin, 1994 ; Bernard et al., 2002 ; Fossen, 2010).

Les bandes d'injection se caractérisent par une injection de sable et de fluides de manière oblique à la stratigraphie (Fig. III.24). Dans la figure III.25, la bande d'injection s'observe à la transition entre un grès fin et un grès grossier. Elle se caractérise également par une distribution hétérogène des grains de quartz et par une destruction complète des structures initiales (Fig. III.25A, B). Sur les figures III. 25A, B, les fluides associés à la bande d'injection gréseuse sont apparentés à des bitumes. Ils sont marqués par la présence sur certaines lames, de gouttelettes de bitumes déformées montrant le sens de migration des bitumes (Fig. 25B, C). La répartition des grains de quartz et la disposition des gouttelettes de bitume semblent indiquer une migration préférentielle des bitumes de la gauche vers la droite (Fig. III.25C, D). L'observation en fluorescence X révèle l'existence de résidu de fluides fluorescents, confirmant que le fluide mis en jeu dans la bande d'injection est bien des bitumes (Fig. III.).

La présence d'injections gréseuses dans le réservoir FA indique l'existence des processus de fracturation hydraulique par surpression fluide au cours de la lithification du bassin avant la mise en place des ciments siliceux

Les bitumes associés aux bandes d'injection semblent correspondre aux bitumes emprisonnés entre les auréoles de surcroissance de silice et les grains de quartz, décrit au cours de cette étude et par Gauthier-Lafaye, (1986), et Mossman et al., (2001, 2006). Par conséquent, il semble que le système pétrolier du bassin de Franceville soit marqué par l'existence d'une **migration précoce d'hydrocarbures, avant les premières phases de silicification.**

Le processus de déformation responsable des bandes d'injection est la fluidisation. Ce processus permet aux grains de sable de se propager dans les fractures hydrauliques, sous l'effet de la surpression fluide (Jolly et Lonergan, 2002, Duranti et Hurst, 2004 ; Nichols, 1995 ; Obermeier, 1996).

Par conséquent, il semble que le système pétrolier du bassin de Franceville soit marqué par l'existence d'une **migration précoce d'hydrocarbures, avant les premières phases de silicification.**

### *III.C.2.2 Les déformations postlithification : microfractures hydrauliques et fentes de tension*

#### ❖ **Microfractures hydrauliques**

Les microfractures hydrauliques sont caractérisées par des microfractures radiales et par des microfractures anastomosées (Fig. III.26A, B.). Les microfractures radiales se localisent généralement au niveau des points de contact entre les grains de quartz (Fig. III.26A, BA). Par contre, les microfractures anastomosées se distribuent sur de plus grandes surfaces et affectent aussi bien les grains de quartz que les auréoles de surcroissance de silice (Fig. III.26A, B.). L'ensemble de ces microfractures s'organise en un réseau où les microfractures radiales (noyaux) sont reliées par les microfractures anastomosées (Fig. III.26A, B). Le réseau de microfractures se distribue, globalement de manière subparallèle au plan de stratification (S0) (Fig. III.26A, B).

Les parties centrales des microfractures radiales sont souvent occupées par des gouttelettes de bitumes (Fig. III.26C, D). L'étude des lames minces en fluorescence X montre bien la présence de bitume fluorescents dans les microfractures hydrauliques (Fig. III.26D). Par endroit, le réseau des microfractures hydrauliques se connecte à des stylolites ré ouverts (Fig. III.27). La présence de bitumes dans les stylolites ouverts est confirmée par l'observation des lames minces en fluorescence X. La figure III.27E et F présentent une photographie de bitumes fluorescents remplissant un stylolites ré ouverts. Les microfractures hydrauliques décrites affectent de manière indifférenciée les grains de quartz et les ciments siliceux, montrant que ces structures se sont probablement formées après la lithification des grès du réservoir FA.

La géométrie et l'association des microfractures hydrauliques suggèrent une déformation par surpression fluide en relation avec une augmentation de volume des fluides probablement relié au processus de cracking des hydrocarbures (Philips, 1972 ; Jebrak, 1997 ; Grauls, 1999).

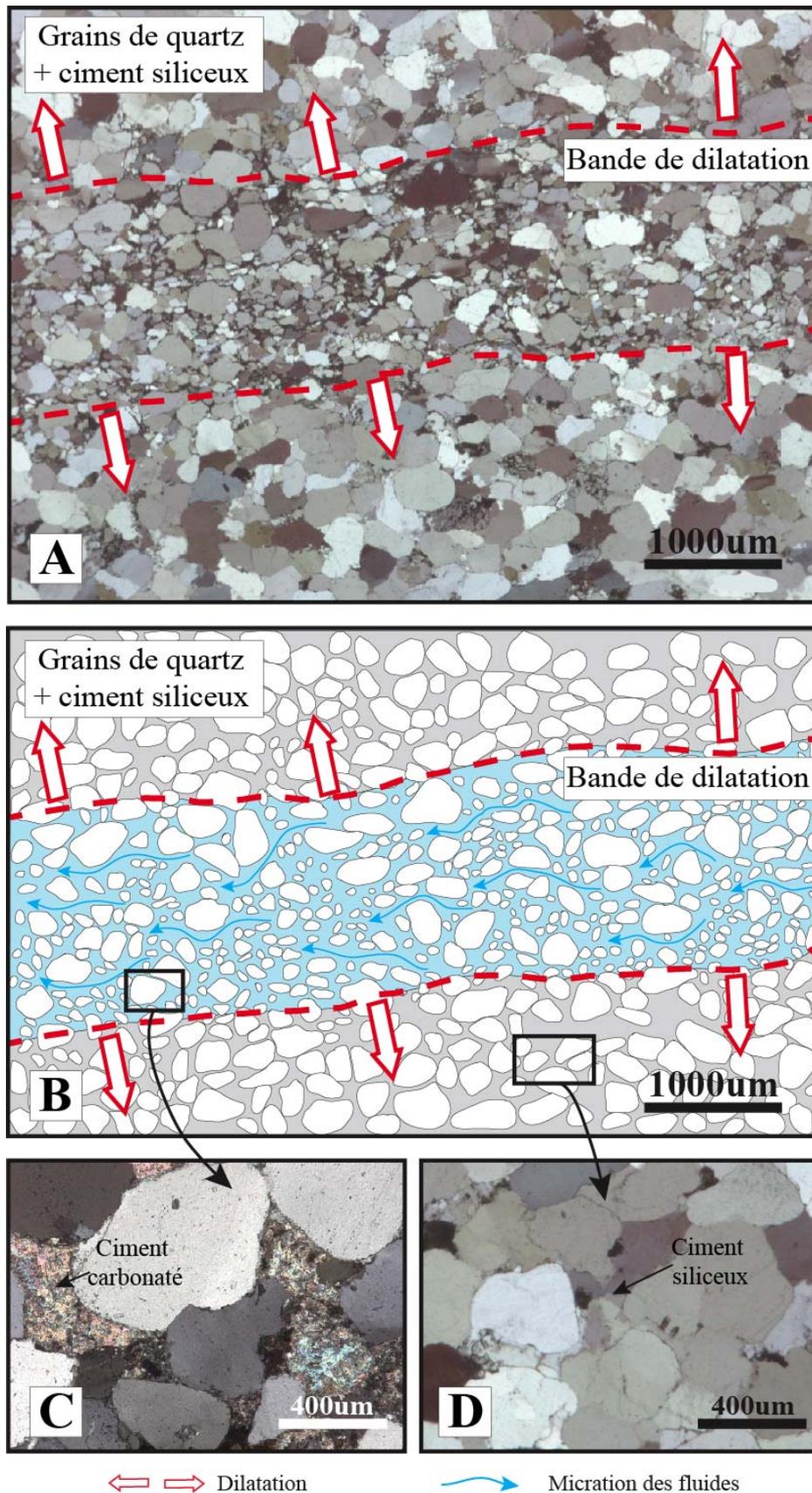


Figure III-24: Bande de dilatation parallèle à S0 dans un grès du FA (Lame n° 9651-7, du sondage BA 216). (A, B) Photographie et interprétation d'une bande de dilatation. (C) ciment carbonaté dans la bande de dilatation. (D) ciment siliceux en dehors de la bande de dilatation.

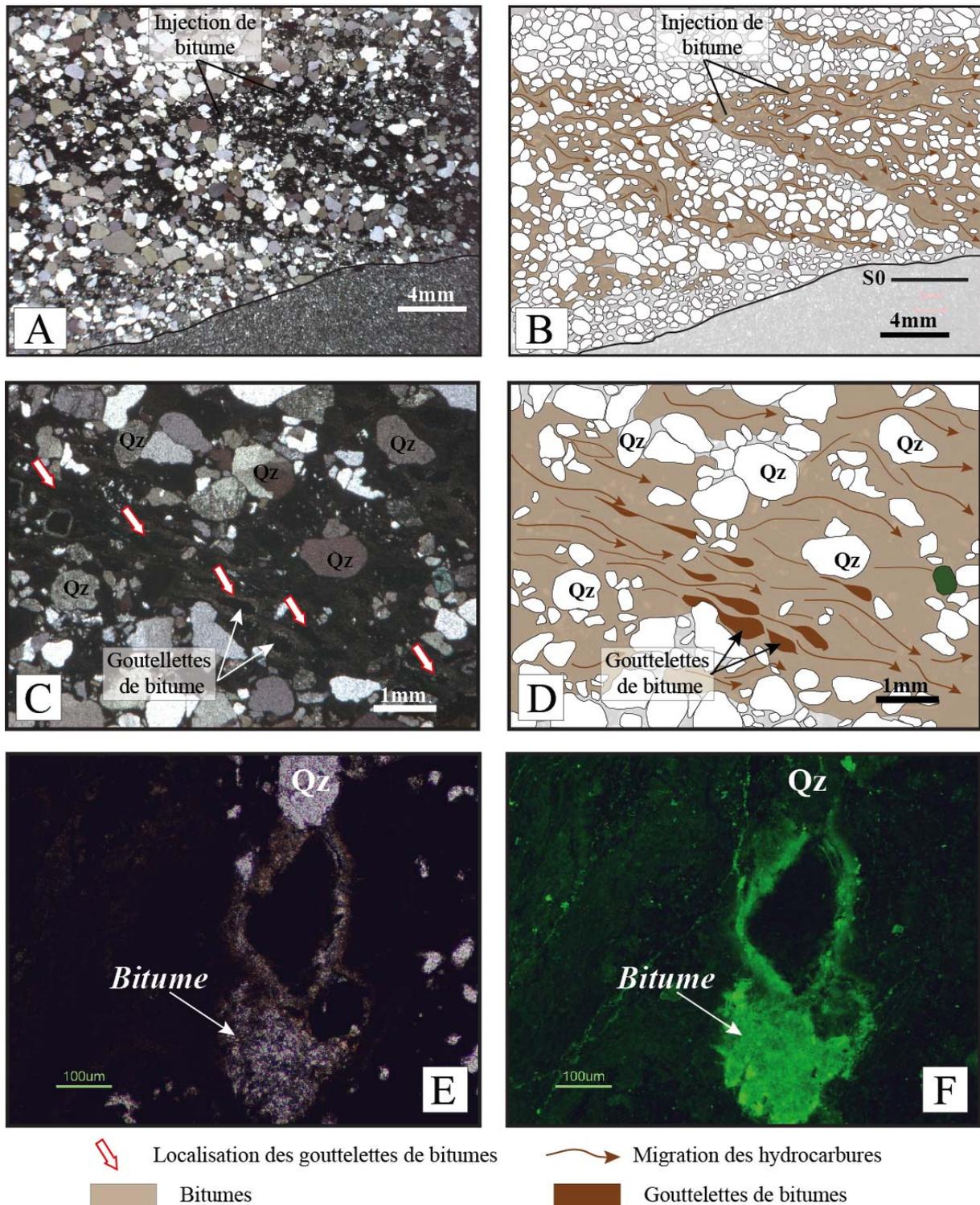
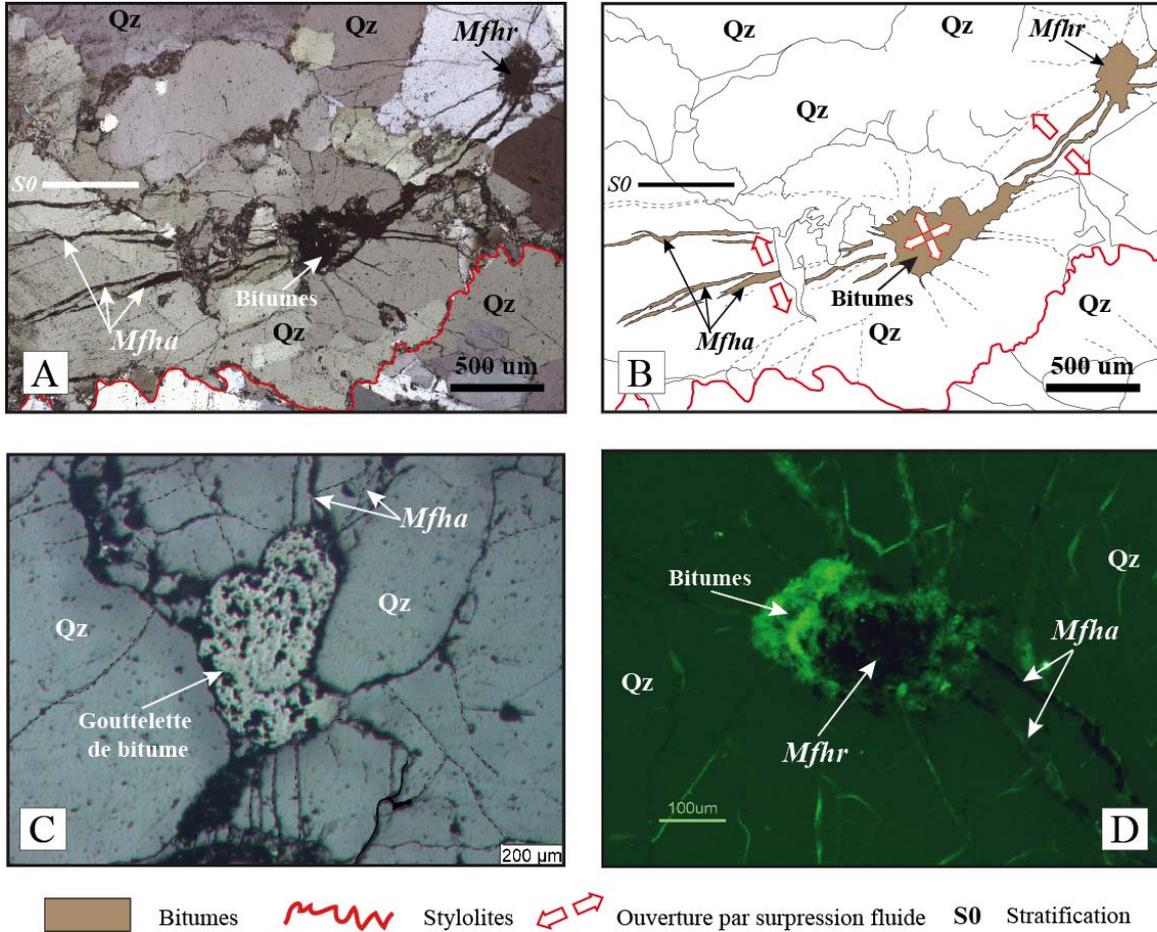


Figure III-25: (A, B) photographie et interprétation de la lame mince n°ML013 E07 (Mikouloungou), montrant des bandes d'injection associées au bitume. (B, C) détail de la lame illustrant les gouttelettes de bitume. Les flèches rouges localisent les gouttelettes de bitumes. Les flèches de couleur marron indiquent le sens de migration des bitumes. (E) Photographie détaillée d'une gouttelette de bitume (LPA). (F) Photographie d'une la gouttelette de bitume en fluorescence X. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences).



**Figure III-26: (A, B) Photographie et interprétation de la lame mince n°9651 2A, sondage de Bagombe BA.216. (A) Photographie en lumière transmise montrant des microfractures hydrauliques radiales interconnectées. (B) Interprétation de la photographie (A). (C) Photographie prise en lumière réfléchie présentant une gouttelette de bitume dans une microfracture radiale. (D) Photographie en fluorescence X, de plusieurs microfractures anastomosées et d'une microfracture radiale. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences).**

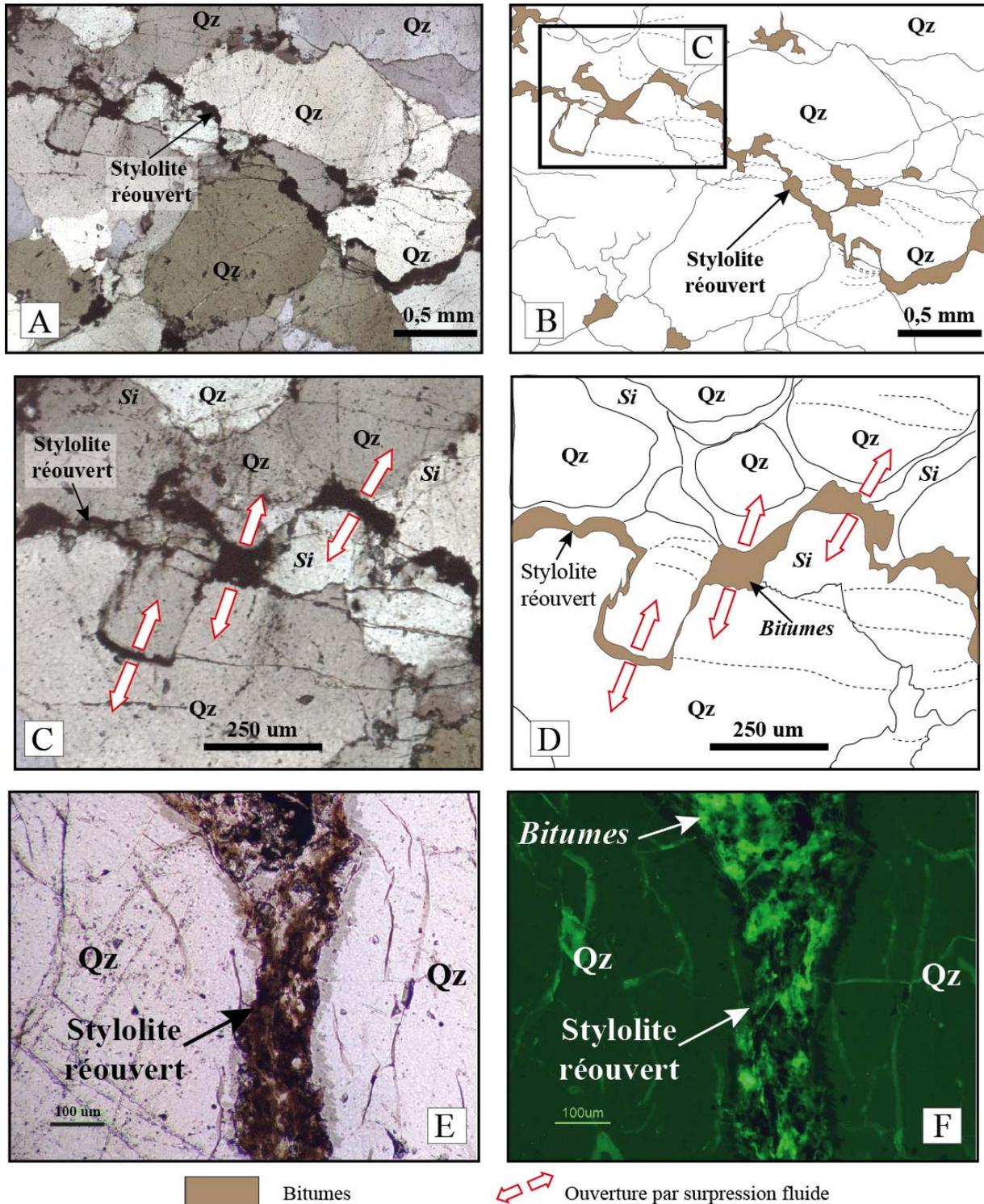


Figure III-27: Photographie et interprétation de lame mince n°9651-2B illustrant un stylolite ré ouvert-et rempli par des bitumes (A-D). Photographie détaillée en (LPA) et en fluorescence X, d'un stylolite ré ouvert présentant des bitumes. Fluorescence X réalisée à l'aide du Nikon Eclipse E600, filtre d'excitation 465 to 495 nm ; miroir dichroïque 505 nm ; barrière filtre 515 to 555 nm (Laboratoire Biogéosciences).

Le cracking des hydrocarbures regroupe deux processus : le cracking des kérogènes et la transformation des kérogènes en pétroles liquides qui intervient entre 100-180°C (Reissner 1978 ; Rouchet, 1978 ; Tian et al., 2008) et le cracking des pétroles (entre 200 et 300°C) qui transforment les pétroles en gaz (Hedberg, 1974 ; Tian et al., 2008). Ces processus sont liés à une importante augmentation du volume des hydrocarbures à l'intérieur du réservoir gréseux (Tian et al., 2008). Le cracking des hydrocarbures peut augmenter à près de 20 % le volume des hydrocarbures dans un réservoir gréseux, soumis à un gradient géothermique de 35°C/km (Tian et al., 2008). Les études de Gauthier-Lafaye, (1986), Gauthier-Lafaye et Weber, (1989) et Dutkiewicz et al., (2007), montrent que des hydrocarbures liquides et probablement gazeux ont circulés dans le réservoir FA, et pourrait être à l'origine de la fracturation hydraulique.

### ❖ **Les veines de calcite**

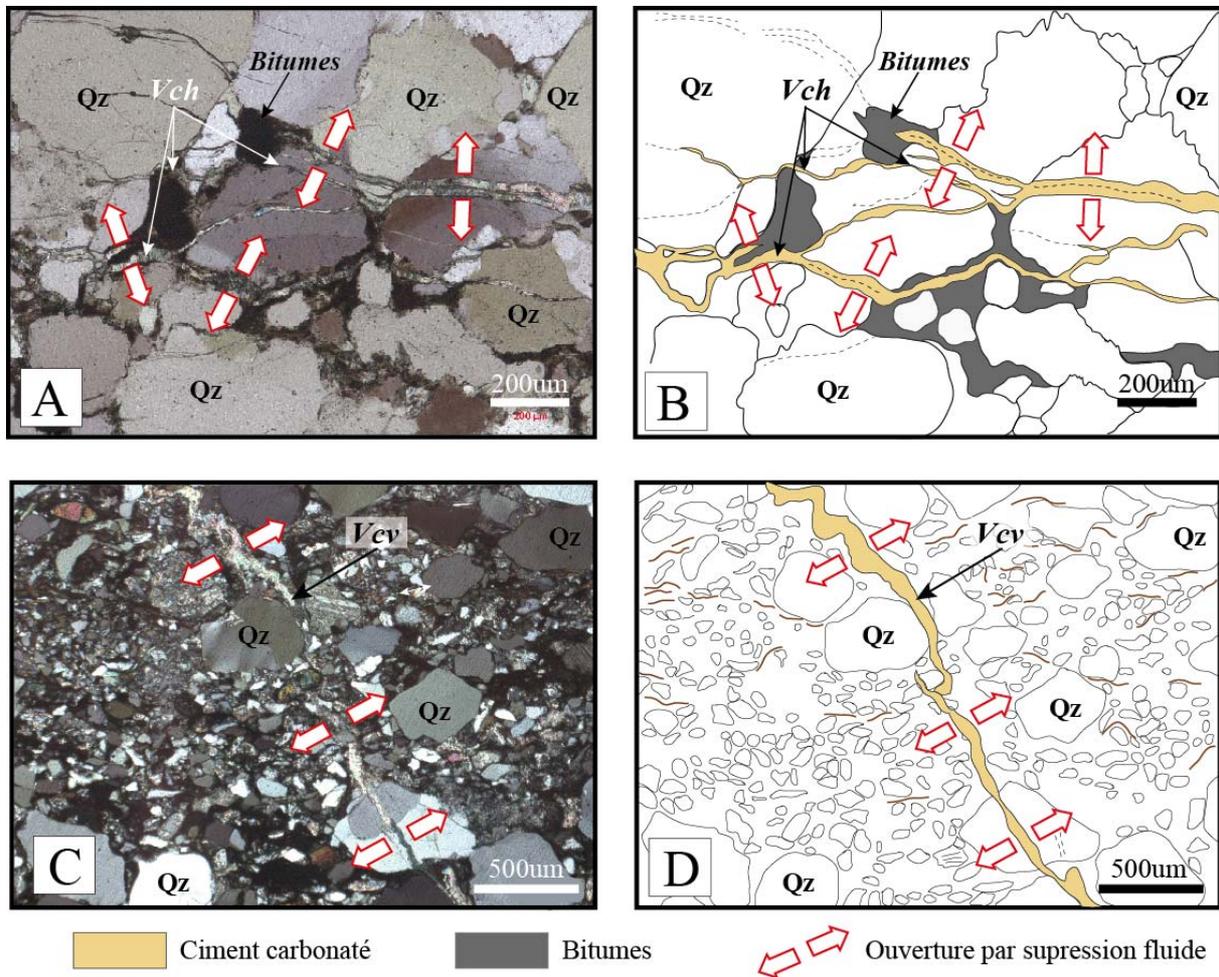
Les veines de calcite décrites dans les lames minces de Bagombe et Mikouloungou sont de deux types : les veines horizontales et verticales. Ces deux types de veines sont remplis par des ciments carbonatés (Fig.III.28A, B). Les veines horizontales se répartissent selon une distribution anastomosée globalement subparallèles à la stratigraphie (S0) et, affectent de manière indifférenciée les grains de quartz, les ciments siliceux ainsi que les microfractures, et les stylolites (Fig.III.28A). Les veines verticales sont sécantes au plan de stratification et recoupent l'ensemble des structures préexistantes (Fig.III.28D, C B).

Les veines fibreuses de calcite paires à la stratigraphie, sont décrites dans plusieurs bassins (en Argentine, en Australie, au Congo...,) et sont connues sous le nom de « beef » (Cobbold, 2013). Elles se forment grâce aux processus de *crack-seal* marqué par la cristallisation successive d'un fluide (siliceux, carbonaté etc.) à l'intérieur de microfractures créées par des microfracturations hydrauliques répétées (Ramsay, 1980b ; Hancock, 1984 ; Cobbold and Castro, 1999 ; Cobbold and Rodrgues, 2007 ; Zanella et al., 2014). Les veines de calcite observée dans les grès du FA se rattachent probablement à des Beef. En revanche, les fentes de tension verticales peuvent être liées à la compression associée à des failles inverses et/ou à des décrochements (Horland and Bayrly, 1958 ; Wilson, 1982 ; Hancock, 1984).

### **III.C.3 Synthèse des facteurs contrôlant l'augmentation de la surpression dans le bassin de Franceville**

L'étude des microstructures de déformation permet de décrire plusieurs processus de surpression fluide : (1) **l'éluatriation des argiles**, qui résulte de la fluidisation et l'expulsion des particules argileuses sous l'effet des surpressions fluides (Fig. III.23). (2) Les **bandes d'injection** (Fig.

III.24, 25). (3) Les **microfractures hydrauliques et stylolites ré ouverts** (Fig. III.26, 27). (4) Les **veines de calcite horizontales et verticales** (Fig. III.28). Le développement de toutes ces structures nécessite l'existence de surpressions fluides importantes dans le bassin de Franceville.



**Figure III-28: (A et B) : Veines de calcite horizontales recoupant les ciments siliceux, les grains de quartz, et les bitumes, (C et D) : Veines de calcite verticale recoupant les grains de quartz et la matrice argileuse. . Les flèches rouges représentent l'ouverture surpression fluide. (VCH=Veine de calcite horizontale. VCV= Veine de calcite verticale.**

Les études de Graule, (1999) montrent que plusieurs facteurs sont responsables de l'augmentation de la pression fluide : les contraintes mécaniques, les contraintes thermiques, les contraintes chimiques et le transfert dynamique des fluides. Parmi ces facteurs, nous considérons uniquement le **transfert dynamique des fluides**, les **contraintes thermiques et chimiques**.

Nous avons montré grâce à l'étude des structures de surpression fluide du bassin de Franceville, (cf. chapitre III), que le **transfert dynamique des fluides** favorise la migration des fluides (hydrocarbures, saumures etc.) des zones profondes sous pression vers les anticlinaux de mur, par le biais des paléoaquifères et des failles normales (Ndongo et al., en révision). Le mécanisme de

transfert de fluides identifié au cours de cette étude, précise les observations de Mathieu (2001) qui met en évidence la recharge du réservoir FA par des fluides météoriques réchauffés et enrichis en uranium le long des zones de déformation associées aux failles majeures du bassin.

Les **contraintes chimiques** sont représentées par la production des ciments siliceux, par la compaction chimique (Sheldon et al., 2003). Cette étude montre que les ciments siliceux peuvent obturer plus de 80% de la porosité primaire, dans le microfaciès bien trié M1 (Fig. III.8). La réduction importante de la porosité par les ciments siliceux a probablement contribué au confinement d'une importante quantité de fluide à l'intérieur d'un espace poreux réduit, au niveau des anticlinaux de mur. La morphologie et la distribution particulière des microfractures radiales et anastomosées décrit au cours de cette étude, semblent être liées à l'augmentation brutale du volume des fluides à l'intérieur des pores sous l'effet du **cracking** des hydrocarbures (Fig. III.26). Le cracking des hydrocarbures peut augmenter à près de 20 % le volume des hydrocarbures dans un réservoir gréseux, soumis à un gradient géothermique de 35°C/km (Tian et al., 2008). Les études de Gauthier-Lafaye, (1986), Gauthier-Lafaye et Weber, (1989) et Dutkiewicz et al., (2007), indiquent que des hydrocarbures liquides et probablement gazeux ont circulé dans le réservoir FA.

En synthèse, l'augmentation de la pression fluide dans le réservoir FA et dans le bassin de Franceville résulte donc de l'interaction de trois principaux facteurs : **le transfert latéral des fluides, la compaction chimique et le cracking des hydrocarbures.**

## III.D Séquence diagénétique virtuelle

L'étude pétrographique des différentes phases diagénétiques décrites dans les paragraphes précédents débouche sur la reconstitution d'une séquence diagénétique virtuelle. En général, les séquences diagénétiques virtuelles insistent sur la chronologie d'apparition ou de disparition des phases minérales antigéniques et détritiques. Dans le cas de cette étude, la séquence diagénétique intègre également l'évolution des microfractures au cours du temps. Elle est formée par une succession de sept stades caractéristiques.

### III.D.1 Le stade I : Hydrocarbures de type 1 (HC1)

Le stade I correspond à une première injection d'hydrocarbures (i.e. bitumes de type 1 : HC1 ; Fig.III.29). La mise en place de ces hydrocarbures est précoce dans la mesure où ils se mettent en place entre les grains de quartz et les premières surcroissances dans le microfaciès M1 (Fig. III.30A, B). Dans le microfaciès M2, le stade 1 est représenté par la mise en place de bandes d'injection qui

permettent la fluidisation des niveaux gréseux par les bitumes de type 1 et leur injection de manière oblique à la stratigraphie (Fig. III.30C, D).

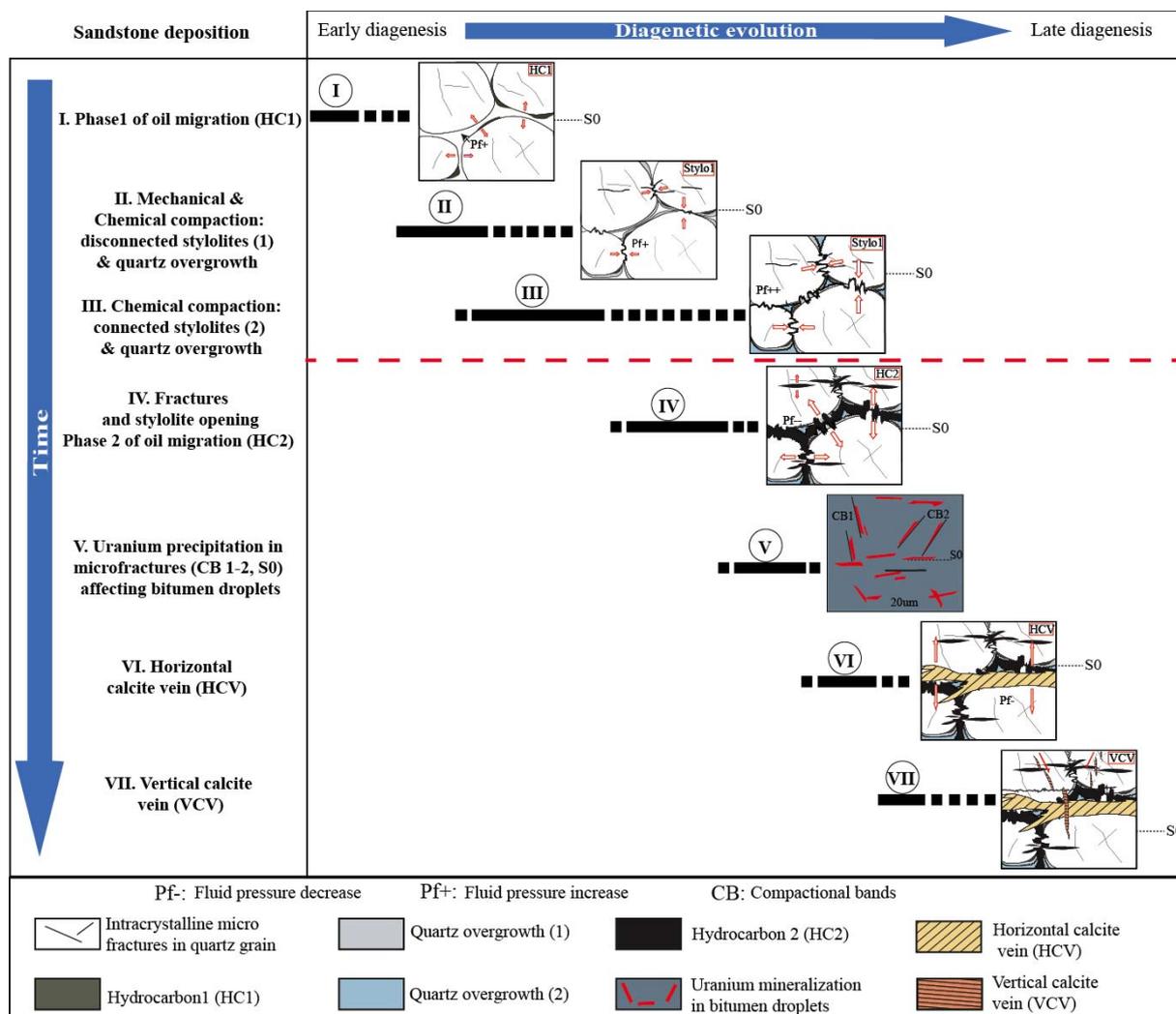


Figure III-29: Séquence diagénétique virtuelle du réservoir FA dans les secteurs de Bagombe et Mikouloungou (corriger après validation le VI veines ("beefs") à remplissage calcitique et HC3? par suppression fluide tardive).

La présence des bitumes entre les auréoles de surcroissance et les grains de quartz et dans les bandes d'injection, indiquent que la mise en place des bitumes de type 1 (HC1), s'est produite très précocement dans l'histoire du bassin, probablement avant ou pendant la première phase de silicification (Fig.III.29).

### III.D.2 Le Stade II : stylolites déconnectés

Le stade II est associé à la mise en place de stylolites déconnectés (Fig.III.29). Ils présentent des contacts concavo-convexes, irréguliers ou suturés entre les grains de quartz. Ils sont bien visibles

dans le microfaciès M1 (Fig. III.31A, B). Ces stylolites sont généralement associés à une première phase de silicification par compaction chimique. La phase de silicification est marquée par le développement de surcroissance de quartz uniquement au niveau des zones poreuses, moins soumises à des domaines de fortes pressions (Fig. III.31B). Les stylolites déconnectés sont donc postérieurs aux bitumes de type 1 (Fig.III.29).

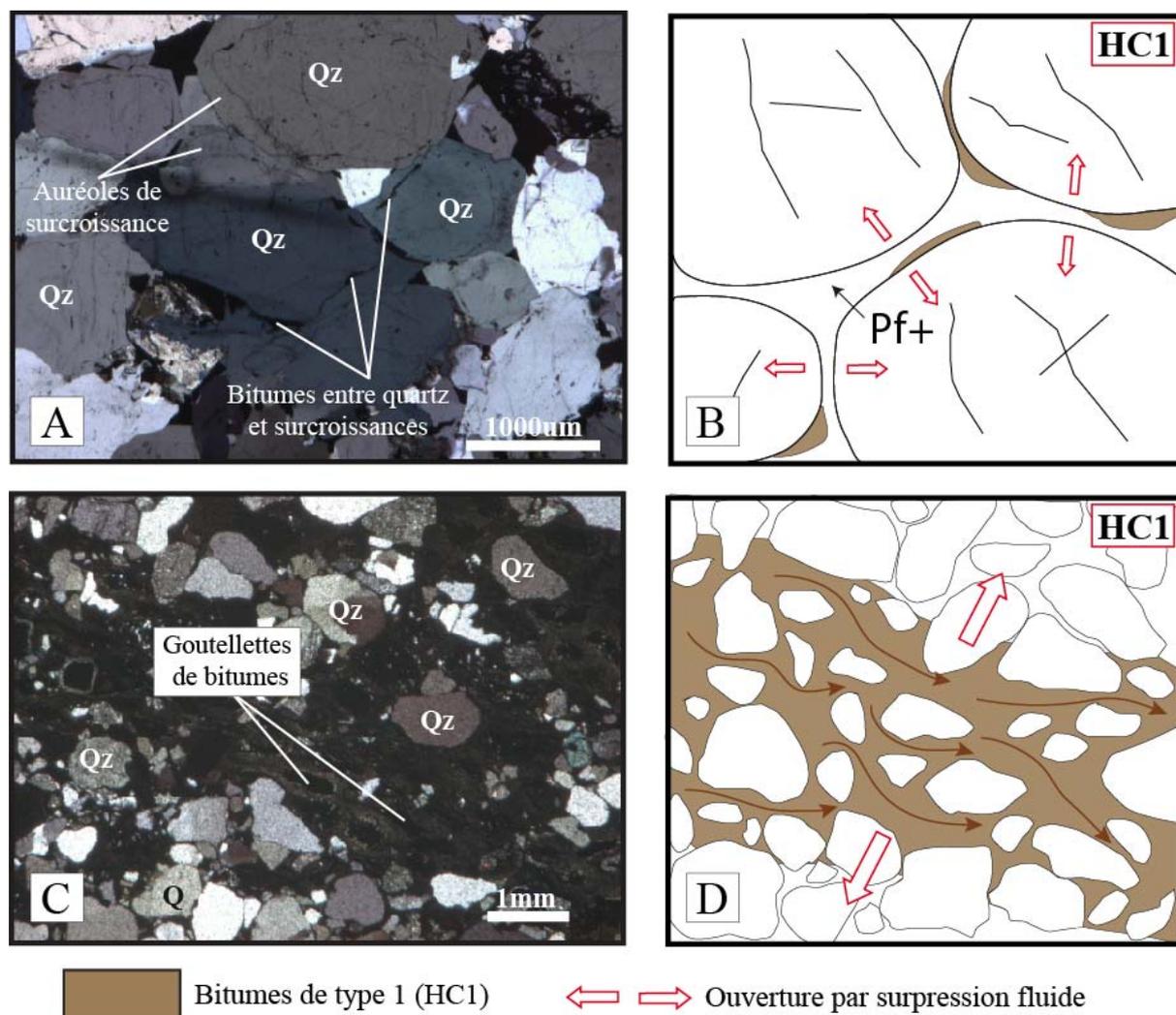


Figure III-30: Formation des bitumes de type 1 (CH1) au cours du stade diagénétique I, dans le microfaciès M1 (A, B) et dans le microfaciès M2 (C, D).

### III.D.3 Le stade III : stylolites connectés

Le stade III est représenté par la seconde génération de stylolites ; les « stylolites connectés » (Fig.III.29). Ces stylolites de plus grandes amplitudes et de formes variées affectent les grains de quartz et les auréoles de surcroissances de silice (Fig. III.31C, D). Ils sont généralement subparallèles au plan de stratification S0 et sont associés à une seconde phase de silicification qui obture pratiquement toute la porosité primaire par des ciments siliceux (Fig.III.29D). Dans certaines lames,

cette phase de silicification majeure est suivie par un évènement corrosif, qui favorise la dissolution des grains de quartz, des ciments siliceux dans le microfaciès M1. Dans les zones de corrosion, les ciments siliceux sont remplacés par des ciments carbonatés de type poecilitique (Fig. III.31A). Les stylolites connectés et la phase de cimentation siliceuse sont donc antérieurs à l'évènement corrosif et à la formation de la calcite poecilitique.

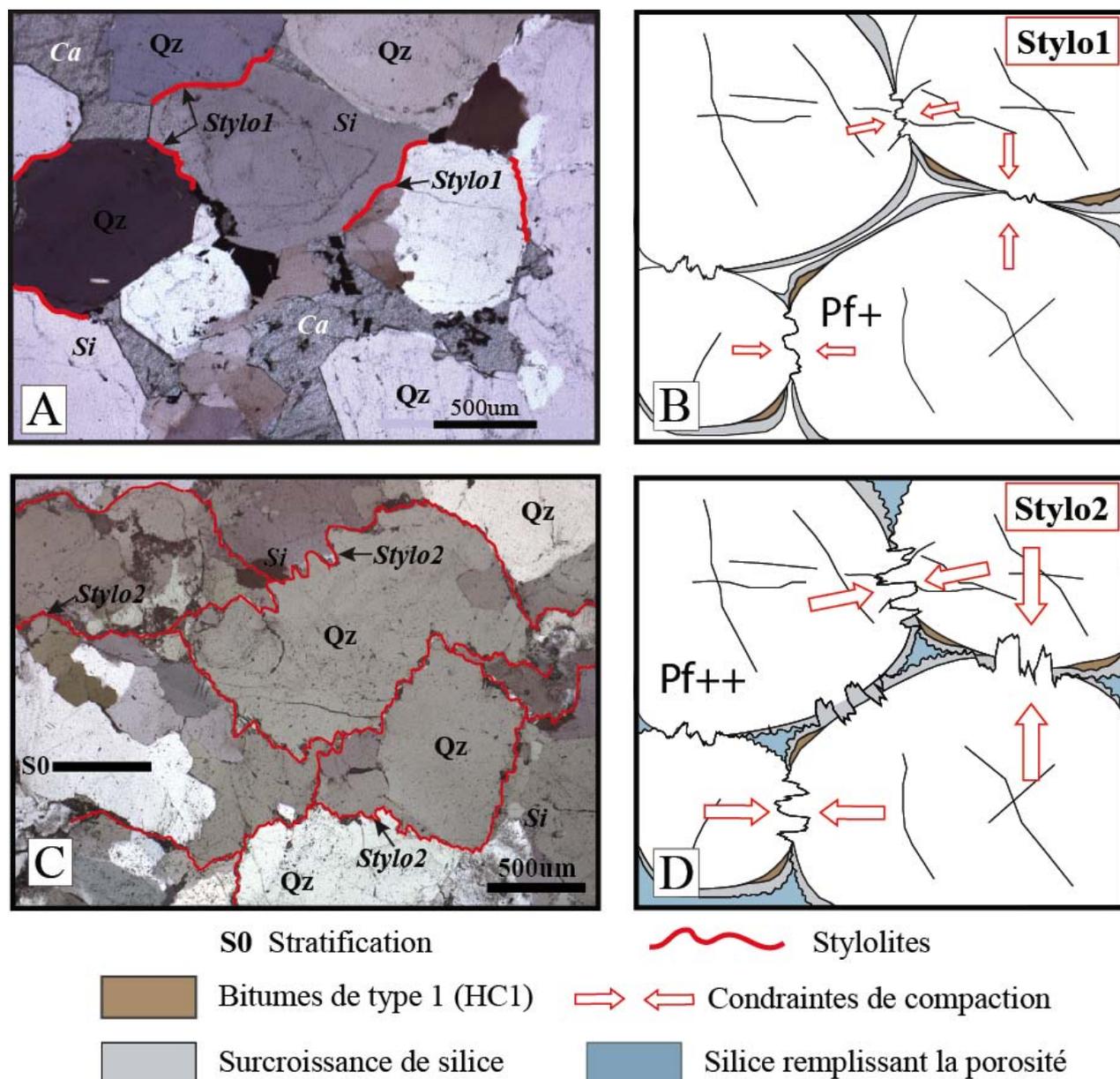


Figure III-31: Développement des stylolites déconnectés (A, B) et des stylolites connectés (C, D) pendant la stade II de la séquence diagénétique virtuelle.

### III.D.4 Le stade IV : Fracturation hydraulique et bitumes de type 2 (HC2)

Le stade IV correspond à une phase majeure de fracturation hydraulique (Fig. III.29). Cette phase se caractérise par le développement du réseau des microfractures hydrauliques radiales et anastomosées, mais aussi par la réouverture des stylolites connectés dans le réservoir FA (Fig.III.32A, B, C). La fracturation induite par l'existence de fortes pressions fluides dans le réservoir, est à l'origine d'une importante porosité secondaire. La porosité a permis la redistribution des hydrocarbures à travers le réseau de microfractures hydrauliques et des stylolites ré ouverts (Fig.III.32C). Les microfractures hydrauliques fragiles affectent les grains de quartz, les ciments siliceux et sont illustrées par la réouverture des stylolites connectés (Fig. III.32B, C). Elles sont donc postérieures à la silicification majeure du bassin.

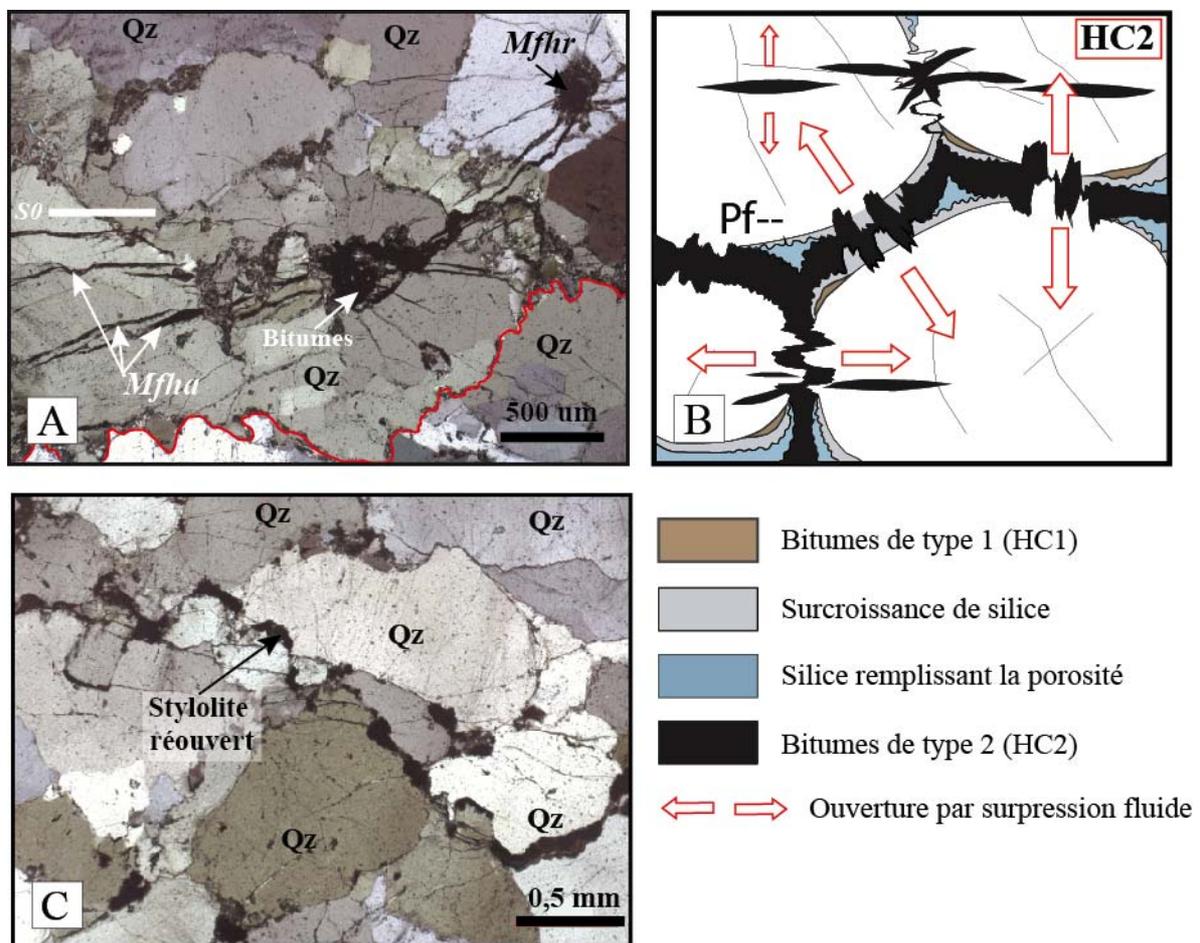


Figure III-32: Développement des microfractures hydrauliques, réouverture des stylolites connectés et injection des bitumes de type 2 (HC2) pendant le stade IV de la séquence diagénétique.

### III.D.5 Le stade V : Minéralisation de l'uranium

Le stade V correspond à la précipitation d'uranium au sein des microfractures (Fig.III.29). Les minéralisations d'uranium sont généralement associées aux bitumes remplissant les microfractures et les stylolites ré ouverts (Fig. III.26CB). Elles peuvent également s'observer à l'échelle de la gouttelette de bitume (20 micromètres, Fig. III.33A, B). À cette échelle, l'uranium se distribue suivant des microfractures mimétiques de la stratification S0 et des bandes de compaction CB1 et CB2, similaires à celles observées à l'échelle de l'affleurement (Fig.III.31A, B). Il apparaît que la mise en place de l'uranium est syn à post-hydrocarbures de type 2 (HC2 ; Fig. III.33A, B).

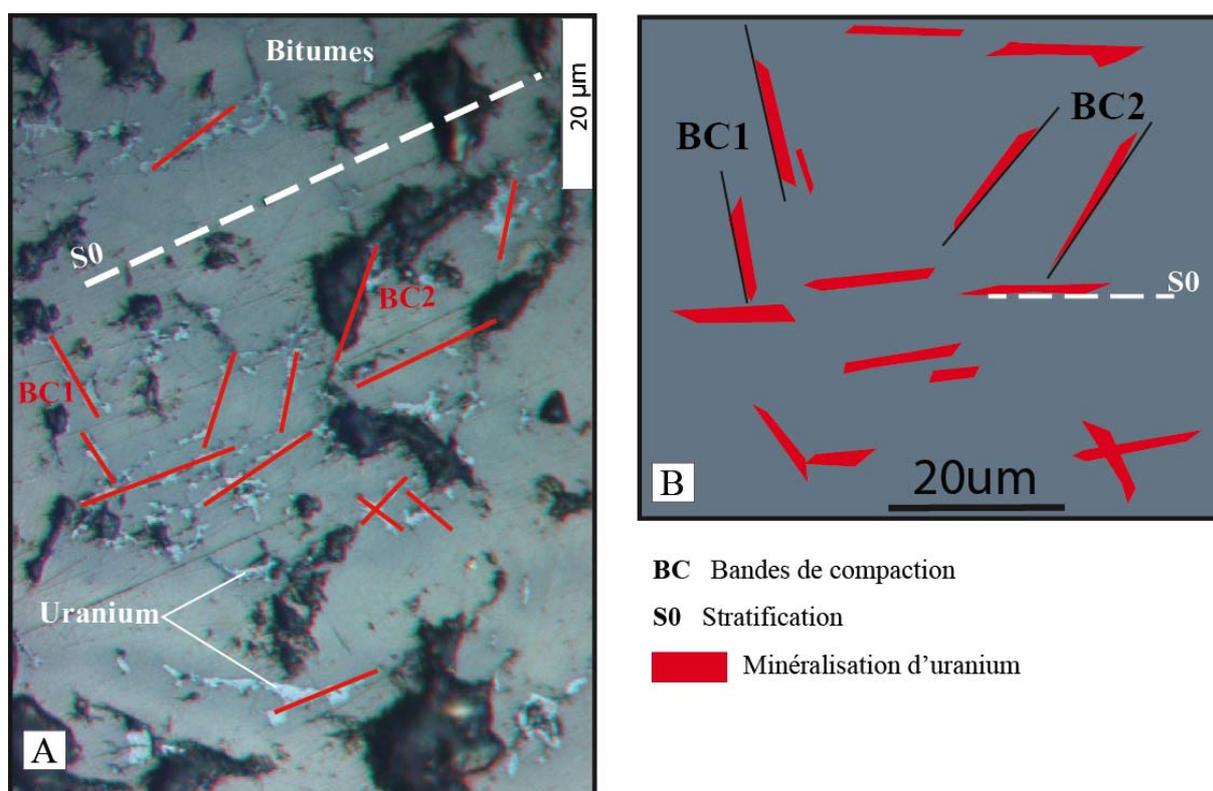


Figure III-33: Photographie d'une gouttelette de bitume montrant la minéralisation d'uranium (en bleu clair, U), dans les microfractures parallèles à S0 et aux bandes de compaction BC1 et BC2., au stade V. (Lame mince n°9651-7 issue de sondage BA216 (grès FA Bagombe).

### III.D.6 Les stades VI et VII : veines de calcite

Les deux derniers stades sont respectivement représentés par la mise en place des veines de calcite horizontales verticales (Fig.III.29). Les veines de calcite horizontales résultent de processus de *crack-seal* et affectent de manière indifférenciée toutes les structures antérieures (Fig. III.34A, B). Ce type de veines de calcite fibreuses et parallèles à la stratification (S0) est associé à des « *beef* », et se forment sous le contrôle de la pression fluide (Cobbold, 2013). Le stade VI pourrait être lié à une phase de surpression fluide ultime.

Les veines de calcite verticales recoupent toutes les phases préexistantes (Fig. III.34B, C). Elles sont probablement associées à la compression tardive postlithification du bassin (Horland and Bayrly, 1958 ; Wilson, 1982 ; Hancock, 1984).

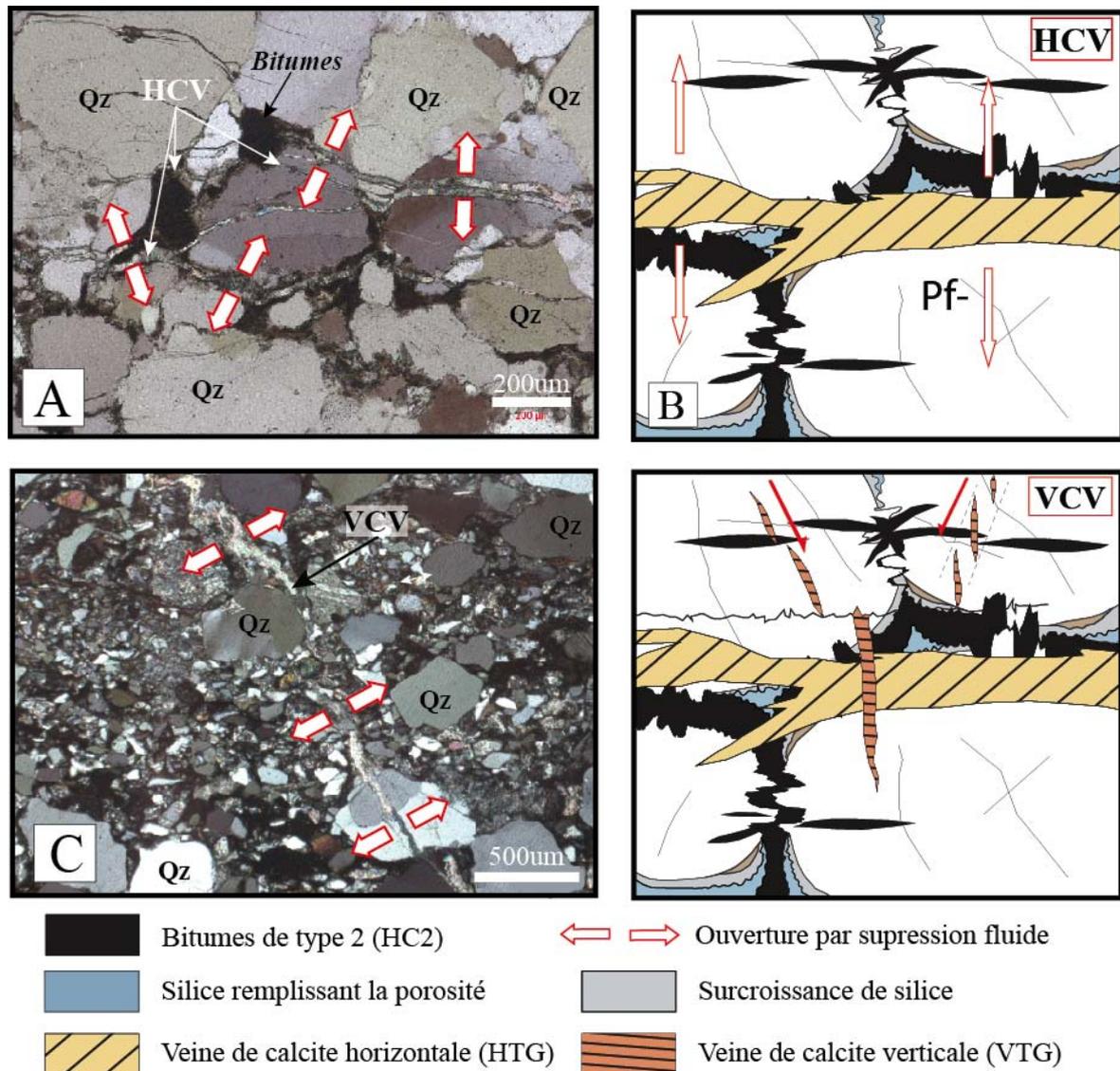


Figure III-34: Formation des veines de calcite horizontales (A, B) et des veines de calcite verticales (C, D), au cours des stades VI et VII.

### III.D.7 Pression fluide, fracturation hydraulique et évolution du bassin

Les différents stades de la séquence diagénétique décrivent globalement l'évolution de la porosité à l'intérieur du réservoir gréseux FA. Cette évolution est étroitement liée à l'évolution de la pression fluide au cours des différentes phases tectono-stratigraphiques du bassin de Franceville.

Très schématiquement, l'évolution du bassin de Franceville peut se répartir en trois phases principales : la phase d'extension initiale, la phase d'activation des failles régionales (ou rift climax) et la phase post-extension Fig.III.35).

### **III.D.7.1 La phase 1 d'extension**

La phase d'extension correspond à l'ouverture du bassin de Franceville, avec le développement sur le craton du Congo d'un réseau de segment de failles normales accommodées par les failles de transfert N-S. La phase d'extension initiale est associée au remplissage du bassin par des conglomérats sur les marges et des grès fluviaux du FA inférieur dans les parties centrales du bassin (Fig.III.35).

### **III.D.7.2 La phase d'activation des failles régionales (extension maximale)**

La phase d'activation des failles régionales marque l'accélération de la subsidence, de la compartimentation et de l'approfondissement du bassin (Fig.III.35). Cette phase d'approfondissement est à l'origine de l'installation d'une mer intracontinentale et de la mise en place des dépôts deltaïques et tidaux du FA moyen à supérieur et des ampélites marines du FB (cf. Chapitre II). L'évolution diagénétique des grès du FA, au cours de cette phase correspond aux cinq premiers stades de la séquence diagénétique (Fig.III.34). Le stade I associé à la mise en place des bitumes de type 1 indique que les ampélites du FB se sont déjà déposés. En effet, une injection précoce d'hydrocarbures dans le réservoir FA, nécessite la présence dans le bassin d'une roche mère riche en matière organique (les ampélites du FB). Les travaux de Mossman et al., (2001 ; 2005), montrent que les bitumes Francevilliens sont bien des hydrocarbures migrés, provenant principalement des ampélites du FB. De plus, Dutkiewicz et al., (2007) associe la formation des bitumes de type 1 du bassin de Franceville à des températures comprises entre 130 et 200° C (i.e. fenêtre à huile).

L'activation des failles régionales favorise la subsidence du bassin, entraînant une augmentation importante de pression lithostatique et de la température dans le bassin de Franceville. La combinaison de ces facteurs permet le développement des stylolites déconnectés et connectés par compaction chimique au cours des stades diagénétiques II et III (Fig. III.35). La formation de ces stylolites s'accompagne d'une cimentation siliceuse qui obture la porosité primaire (Fig. III.35). La porosité primaire étant différente suivant les faciès décrits dans le bassin de Franceville, la compaction montre également des impacts différents sur les modifications de la porosité initiale. Cette étude montre qu'en présence de *coating* argileux, la porosité primaire est

mieux préservée. Par conséquent, au cours des stades I, II et III de la phase 2 d'extension maximale, la réduction progressive de la porosité primaire par les processus de silicification mais surtout en raison d'une augmentation de la pression lithostatique (Fig.III.35), contribue à l'augmentation de la pression fluide. L'augmentation du volume de fluides par transfert latéral et vertical des fluides vers les anticlinaux de mur et le *cracking* des hydrocarbures ont également contribué à augmenter la pression fluide.

Au cours du stade III, la pression fluide est maximale à l'intérieur du réservoir FA (Fig. III.35). Ce paramètre physique est à l'origine des processus de fracturation hydraulique responsables de la formation des microfractures hydrauliques radiales et anastomosées et de la réouverture des stylolites par surpression fluide au stade IV (Fig.III.35). La porosité secondaire créée par les microfractures hydrauliques et les stylolites ré ouverts permet la redistribution des hydrocarbures de type 2 (HC2) et la chute brutale de la pression fluide dans le réservoir FA (Fig.III.35).

La poursuite de la subsidence du bassin de Franceville, permet sans doute une nouvelle augmentation de pression fluide responsable d'une seconde phase de fracturation hydraulique au cours du stade V. Ce second stade de fracturation hydraulique se produit à l'échelle du micromètre et déforment des gouttelettes de bitume. L'existence de microfractures dans une gouttelette indique que les bitumes ont un comportement fragile au cours de la minéralisation. La précipitation de l'uranium à l'intérieur de ces microfractures semble être liée à une ouverture par la pression fluide. La dimension de la micro-fracturation hydraulique correspond à des pressions fluides plus faibles. Elle est matérialisée par une augmentation mineure et une chute rapide de la pression fluide, sur la courbe de la figure III., (Fig.III.35).

### **III.D.7.3 La phase postrift**

La phase postrift marque la fin de l'extension du bassin de Franceville (Fig.III.35). Elle se caractérise par l'installation d'une sédimentation marine peu profonde, marquée par les carbonates et les stromatolithes du FC, ainsi que par les formations FD et FE. Plusieurs études portant sur les inclusions fluides indiquent que l'enfouissement maximal du bassin, probablement associé à cette phase, est de l'ordre de 4 km (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Mathieu et al., 2001). La diagenèse est marquée par la formation des veines de calcites horizontales (*beef*) et des veines de calcite verticales au cours des stades VI et VII. La formation des veines horizontales est associée à des processus de *crack-seal* permettant la cristallisation successive de calcite par des microfracturations hydrauliques répétées (Ramsay, 1980b ; Hancock, 1984; Cobbolds 2013). Par contre, la mise en place des veines verticales pourrait être liée à la compression décrochante, associée à des décrochements

(Horland and Bayrly, 1958 ; Wilson, 1982). La formation de ces veines est associée à de faibles variations de la pression fluide au cours des phases tardives du bassin.

**Pour résumer, la pression fluide augmente progressivement avec l'enfouissement du bassin à cause de la réduction de la porosité, au cours des phases d'extension. La phase d'extension maximale correspond au pic de la pression fluide puis à sa chute brutale grâce au processus de fracturation hydraulique. La période postrift est une période associée à de faibles pressions fluides marquant la déformation postlithification du réservoir FA.**

L'évolution de la pression fluide dans les bassins sédimentaires Paléoproterozoïques est donc fonction de plusieurs facteurs contrôlés par le contexte tectonique, sédimentaire et diagénétique. Ainsi, la migration des fluides dans le bassin de Franceville est étroitement liée à l'évolution de la porosité et au processus de fracturation hydraulique. Tous les facteurs responsables de la pression fluides décrits dans ce paragraphe contribuent à l'augmentation de la pression fluide et à la fracturation hydraulique à l'intérieur du réservoir FA, au niveau des anticlinaux de mur (i.e. piège pétrolier).

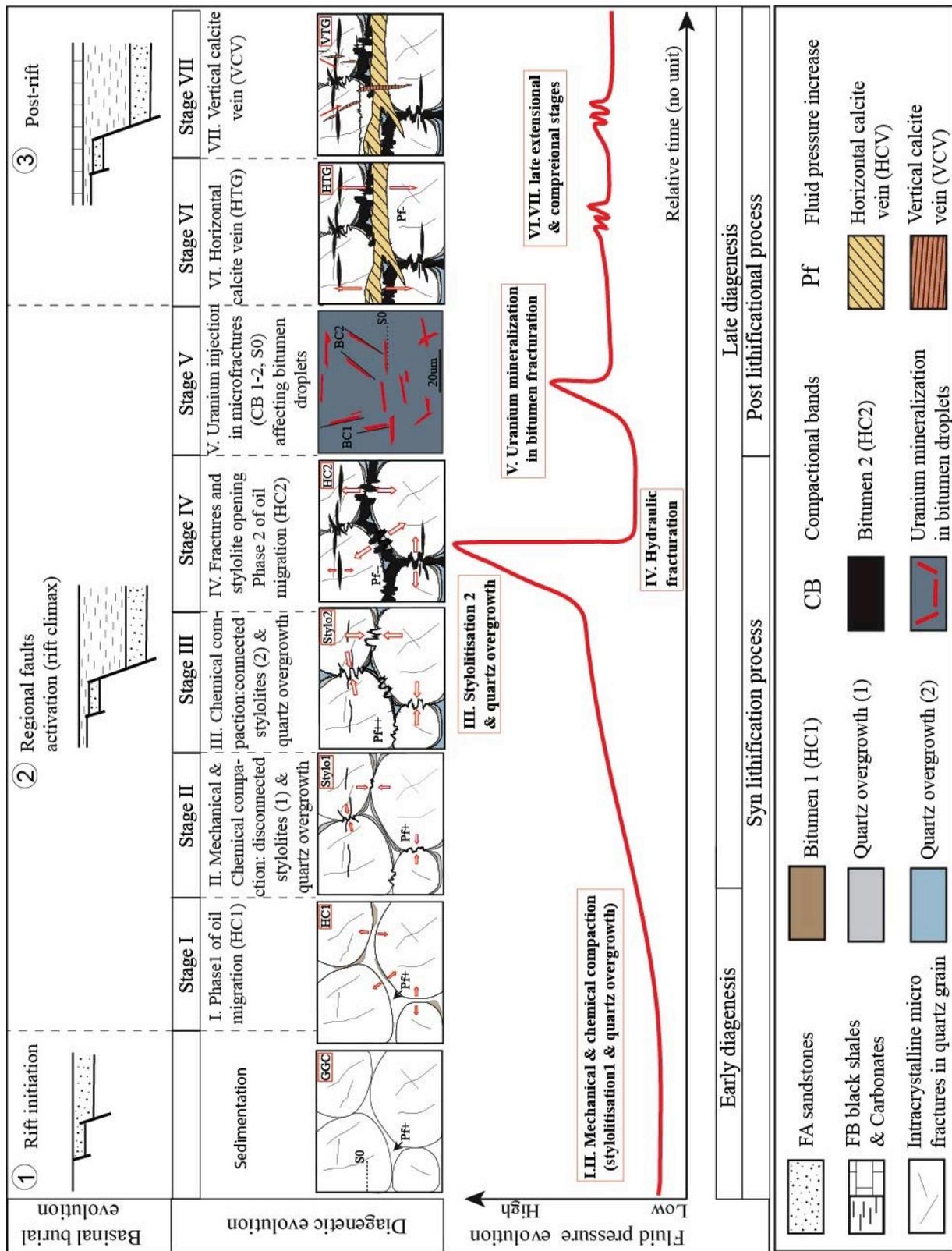


Figure III-35: Évolution schématique du bassin de Franceville et des réservoirs FA, montrant les 4 phases majeures de l'évolution tectono-stratigraphiques du bassin, les sept stades de l'évolution diagenétique du réservoir FA ainsi que les fluctuations de la pression fluide en fonction des stades diagenétiques et des phases tectonique et stratigraphique.

**Chapitre IV**  
**Contrôle tectono-sédimentaire des gisements  
uranifères du bassin de Franceville : exemple des  
gisements de Mikouloungou et Bagombe.**



## Introduction

Les bassins paléoprotérozoïques sont étudiés en raison de leur contribution dans la compréhension de l'histoire géologique de la planète mais surtout à cause de leur potentiel métallogénique (Corrigan, et al., 2007; Large et al., 2005; Meyer, 1988; Hannly et al., 2006). Plusieurs gisements métallogéniques de classe mondiale, sont mis en place dans des bassins sédimentaires d'âge protérozoïque inférieur à moyen. Il s'agit par exemple des gisements de zinc, de plomb et d'argent du bassin de McArthur en Australie (Large et al., 2005) ou encore des gisements d'uranium des bassins de l'Athabasca et du Thelon, au Canada (Meyer, 1988; Hiatt et al., 2010).

Les gisements d'uranium peuvent être classés en fonction de leur contexte géologique ou de leur importance économique. Suivant le contexte géologique, le Livre Rouge de l'IAEA (2009), identifie plus d'une dizaine de types de gisements d'uranium. Il s'agit entre autre des gisements en discordance, (McArthur River, de McClean Lake ou de Cigar Lake, au Canada), des gisements de type conglomérat à galet de quartz (Bassin de Witwatersrand en Afrique du Sud,...), des gisements associés aux veines minéralisées dans les granites (en Allemagne, en RDC Congo,...) , les gisements métasomatiques (en Ukraine, au Brésil,...), ou encore des gisements associés aux grès décrits dans plusieurs régions du monde (au Kazakhstan, aux USA, en Australie, au Niger, au Gabon,...). Parmi tout cet ensemble, les gisements en discordance et les gisements associés aux grès représentent une part importante des ressources d'uranium actuellement exploitées à travers le globe.

Les gisements d'uranium en discordance, reliés à la précipitation des veines d'uraninite au voisinage de la discordance socle-couverture, s'observent par exemple dans le bassin clastique paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque d'Athabasca au Canada (Hoeve et Sibbald, 1978; Jefferson et al., 2007). Ces gisements sont généralement localisés à l'intersection d'un ou de plusieurs systèmes de failles inverses riches en graphites (Hoeve et Sibbald, 1978; Jefferson et al., 2007). Dans les gisements en discordance, le graphite constitue souvent l'agent réducteur qui favorise la précipitation de l'uranium (Hoeve et Sibbald, 1978).

Les gisements associés aux grès regroupent les gisements de types roll-front, tabulaires, en base de chenaux ou tectonique/lithologique. (1) Dans le modèle de gisement de types roll-front la zone minéralisée de forme convexe se distribue de manière perpendiculaire à la direction d'écoulement des eaux souterraines, au niveau de la transition entre les grès réduits et des grès oxydés. Plusieurs gisements de type roll-front sont actuellement exploités au Kazakhstan. (2) Les gisements tabulaires se caractérisent par des imprégnations d'uranium de forme lenticulaires dans des sédiments réduits. Il s'agit par exemple des gisements de Westmoreland en Australie, d'Imouraren au Niger, ou du plateau du Colorado aux USA. (3) Les gisements en base de chenaux

montrent des minéralisations qui s'accumulent dans de vastes réseaux de chenaux fluviaux. (4) Et les gisements tectoniques/lithologiques se distribuent dans des grès fracturés et perméables.

Les gisements du bassin de Franceville, tel que celui de Mikouloungou, sont classés parmi les gisements de type tectonique/lithologiques, où les minéralisations d'uranium s'accumulent dans des grès perméables du FA au voisinage de grandes structures tectoniques.

Après avoir étudié le contexte tectonique, sédimentologique et diagénétique du bassin de Franceville (Chapitres II et III du manuscrit), ce dernier chapitre se focalise sur l'étude de la distribution de la minéralisation d'uranium dans le bassin de Franceville et dans les grès minéralisés des gisements de Bagombe et Mikouloungou. L'étude se base sur les résultats tectoniques, sédimentologiques et pétrographiques présentés dans les chapitres précédents. Elle intègre également l'étude des grès à minéralisation uranifère au microscope photonique à transmission (LT) et à réflexion (LR), afin de caractériser la minéralisation d'uranium. Ces observations ont été réalisées dans les locaux de la compagnie AREVA à Paris à l'aide d'un microscope Axio Scope (Zeiss). Des analyses supplémentaires au Microscope Electronique à Balayage (MEB) et à la sonde électronique ont été effectuées au Laboratoire Interdisciplinaire Carnot de Bourgogne (LICB), de l'Université de Bourgogne, afin de caractériser la composition chimique des échantillons.

## IV.A Les gisements du bassin de Franceville

### IV.A.1 Caractéristiques générales

Les gisements d'uranium du bassin de Franceville se répartissent généralement sur la bordure occidentale du bassin (Fig. V.1). Il s'agit des gisements de Mounana avec 5.700 tonnes d'uranium ; de Boyindzi avec 2.700 tonnes d'uranium et d'Oklo-Okelobondo 17.800 tonnes d'uranium (sources AREVA).

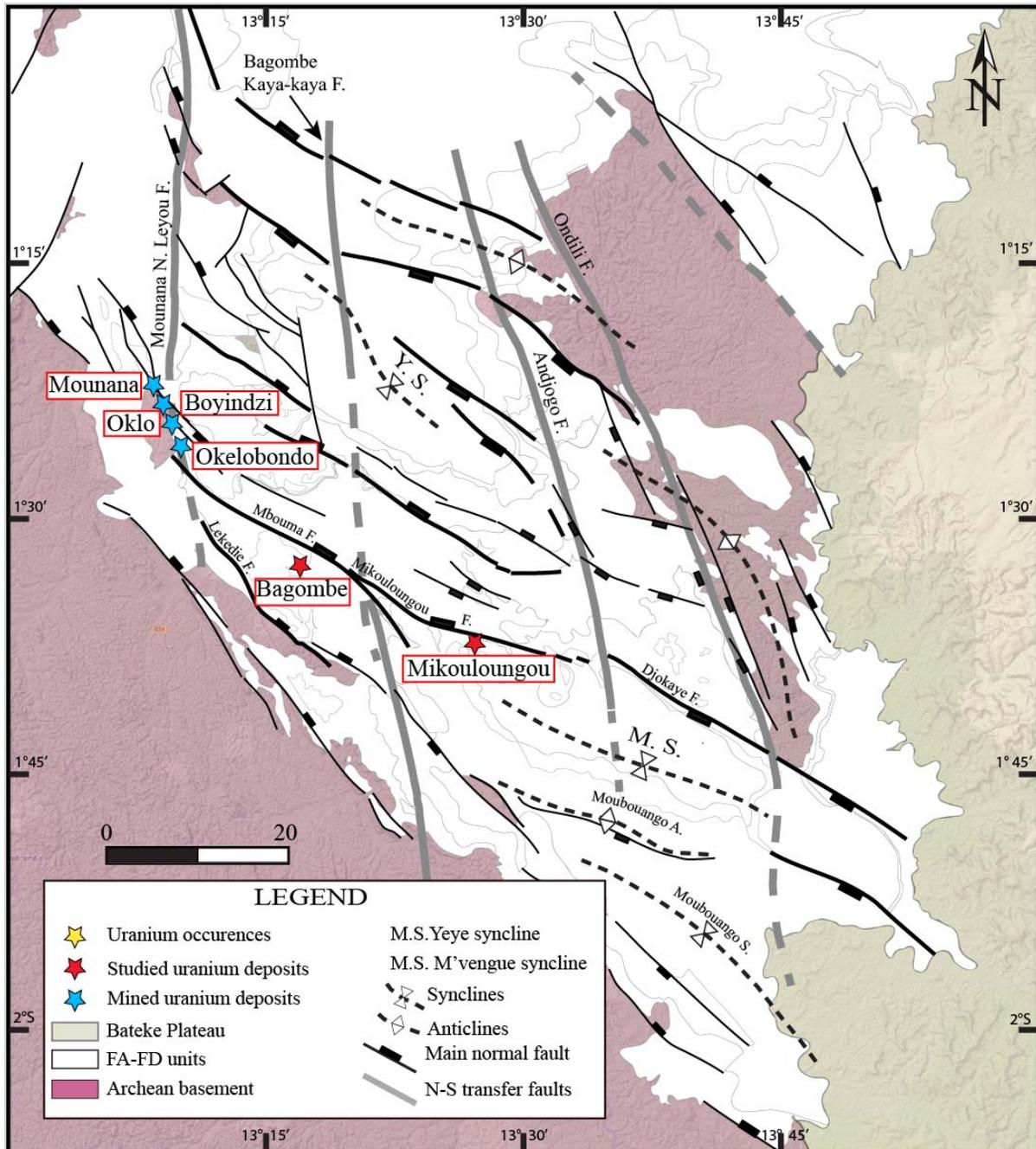


Figure IV-1: Carte de distribution des gisements d'uranium du bassin de Franceville.

Les gisements d'uranium de Mounana, de Boyindzi, et d'Oklo-Okelobondo, ont été exploités entre 1960 et 1997. Le gisement de Mikouloungou a été exploité de 1997 à 1999. Le gisement de Bagombe, n'a jamais été exploité.

#### IV.A.2 Paléofluides associés aux minéralisations uranifères

Depuis la découverte des gisements d'uranium dans le bassin de Franceville, plusieurs auteurs se sont intéressés à l'étude des paléofluides ayant circulés dans le bassin (Gauthier-Lafaye et al., 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Mathieu, 1999 ; Matthieu et al., 2001 ; Massman et al., 2001 et 2005 ; Dutkiewicz et al., 2007). Ces travaux ont permis de déterminer l'origine et la nature des fluides responsables de la formation des gisements d'uranium et de caractériser leurs interactions avec les roches encaissantes.

Les travaux de Mathieu, (1999) et Mathieu et al., (2000), sur la micro-thermométrie des inclusions de fluides ont permis d'identifier quatre principaux groupes de fluides associés aux gisements d'uranium dans le bassin de Franceville (Fig.IV.2) : **(1) Les saumures diagénétiques** qui correspondent à des fluides oxydants très salés associés à de fortes concentrations en chlore (Cl), en calcium (Ca), ou encore en lithium (Li; Mathieu, 1999); **(2) les fluides météoriques** à faible salinité contenant des traces de méthane, ayant été réchauffés dans le socle (Mathieu, 1999) ; **(3) les fluides organiques** représentés par les hydrocarbures (pétrole et gaz) qui dérivent de la maturation de la matière organique contenue dans les ampélites du FB (Mathieu, 1999). Ces hydrocarbures apparaissent souvent mélangés avec les saumures diagénétiques. **(4) Les fluides de réaction nucléaires** sont strictement liés au fonctionnement et au refroidissement des réacteurs nucléaires naturel d'Oklo et de Bagombe (Fig. IV.2; Mathieu, 1999).

Seuls les trois premiers types de fluides interviennent dans la mise en place des gisements d'uranium. Les saumures diagénétiques ont favorisé le lessivage de l'uranium des minéraux accessoires (Fig. IV.2; Mathieu et al., 2000). Les fluides météoriques se sont enrichis en uranium par infiltration dans le socle à travers les failles avant de se mélanger aux saumures diagénétiques dans le réservoir FA (Fig. IV.2; Mathieu, 1999). Les hydrocarbures constituent l'agent réducteur qui permet la précipitation de l'uranium dans les grès du FA (Fig. IV.2; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye et weber, 1989).

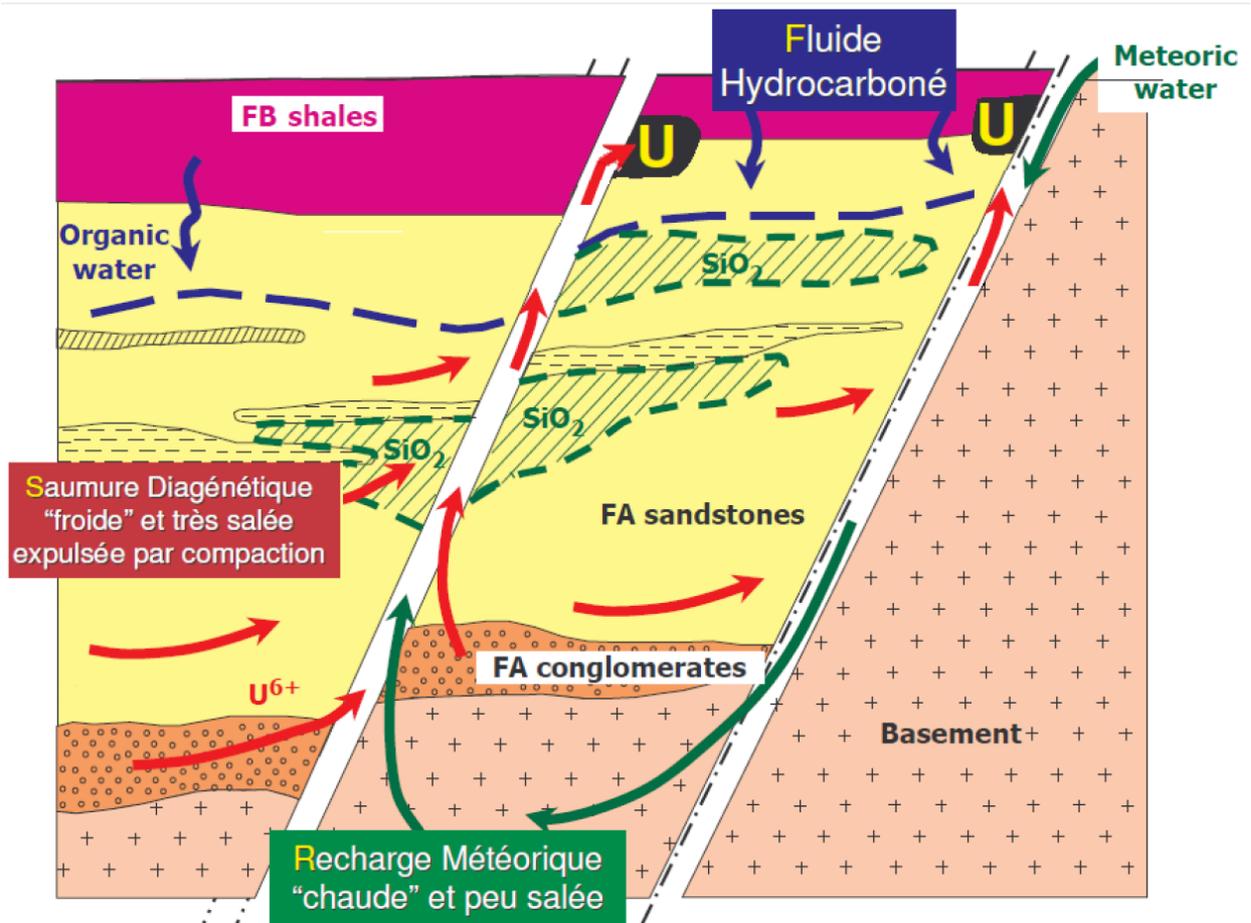


Figure IV-2: Modèle de circulation des paléofluides dans le bassin de Franceville (d'après Mathieu, 1999).

## IV.B Rôle de la tectonique et de sédimentation sur les gisements de Bagombe et Mikouloungou.

### IV.B.1 Structuration du bassin de Franceville et répartition spatiale des gisements d'uranium.

L'étude structurale du bassin de Franceville présentée au chapitre II montre que le bassin de Franceville est structuré par deux directions de failles majeures : les failles subméridiennes N170-180, héritées de la tectonique archéenne et réactivées en failles de transfert pendant la mise en place des failles longitudinales N110-120. Les failles longitudinales sont associées à la phase extensive N50-70°E du bassin de Franceville qui structure le bassin en blocs extensifs et est responsable de son approfondissement vers le NE.

Nous avons montré que les failles longitudinales sont toujours accompagnées par des anticlinaux de mur, au niveau du compartiment inférieur et par des synclinaux de toit au niveau du compartiment supérieur (Fig. II.30.). La confrontation de la distribution des gisements et des indices

d'uranium avec les structures de la carte tectonique actualisée du bassin de Franceville apparaît fructueuse. Les gisements d'uranium se répartissent au niveau du compartiment inférieur des failles normales synsédimentaires, et au milieu des anticlinaux de mur, dans plusieurs secteurs du bassin (Bagombe, Mikouloungou, Kiéne ; Fig. IV.3). Seul le gisement d'Oklo fait exception à cette règle (Fig. IV.4). Ce dernier se situe dans le compartiment supérieur de la faille d'Oklo (Fig. IV.5).

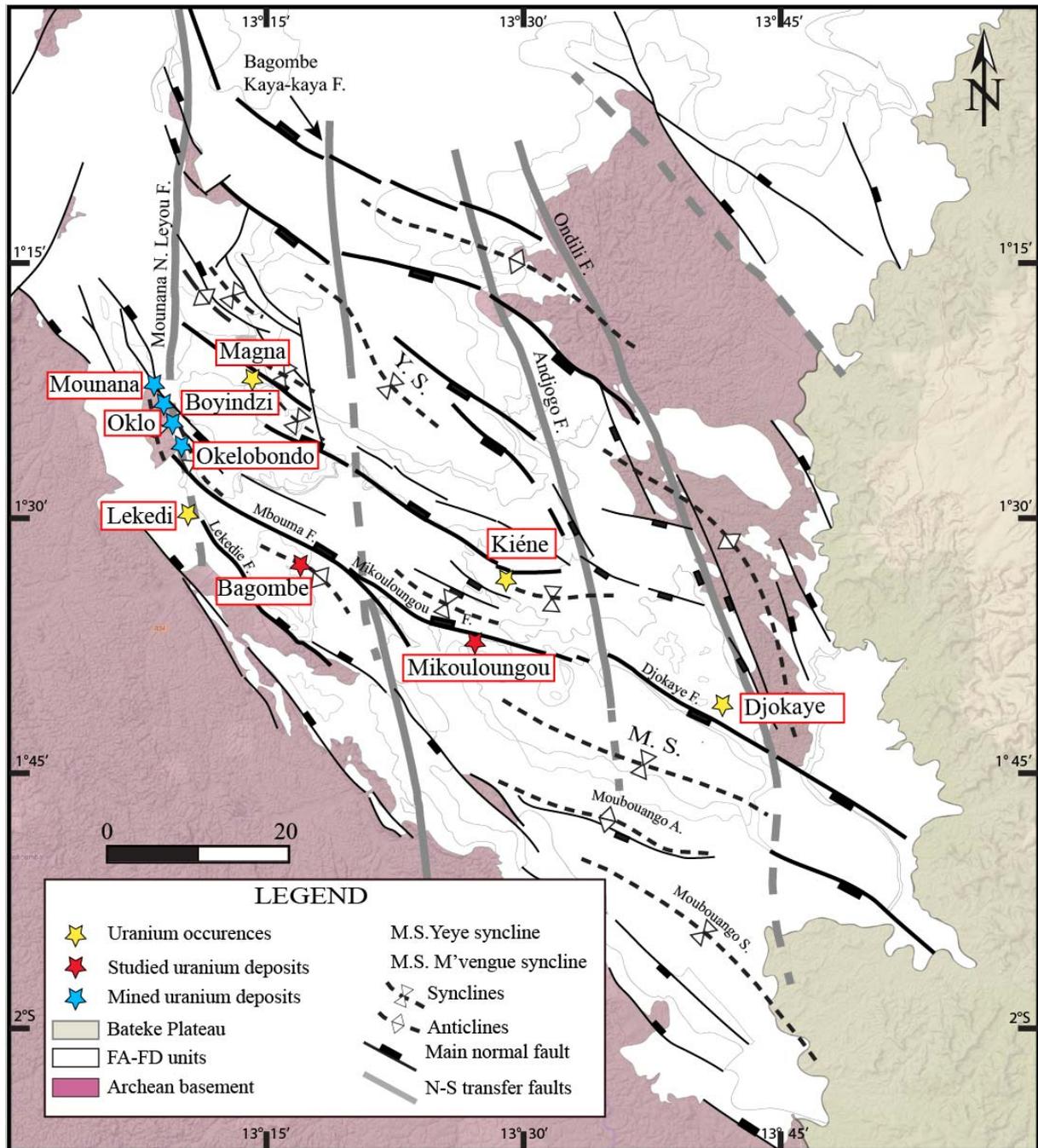
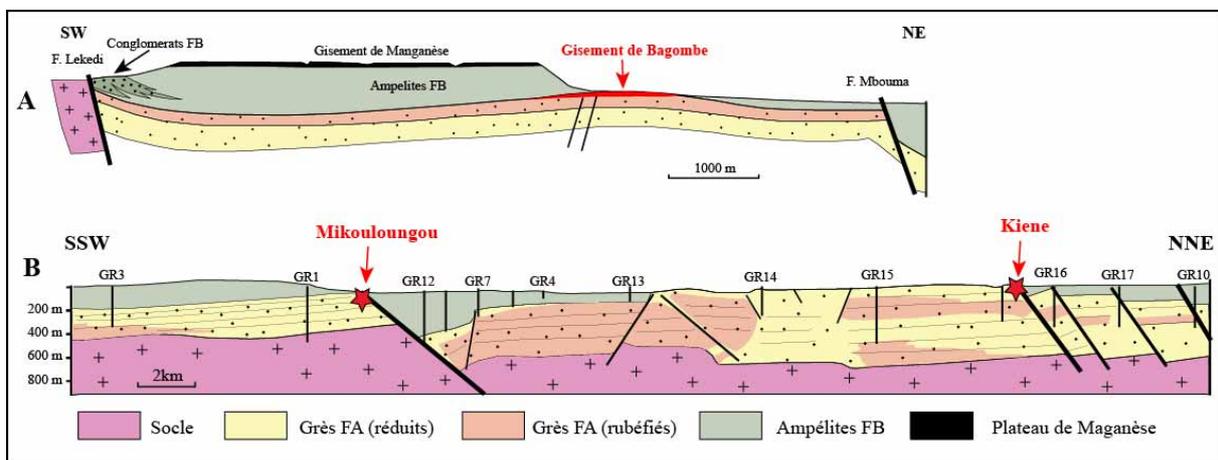


Figure IV-3: Carte structurale du bassin de Franceville (modifié d'après Bouton et al., 2009), montrant la localisation des gisements et des indices d'uranium au niveau des anticlinaux de mur contrôlés par le jeu des failles normales intra-bassins.

**Le gisement de Bagombe** se localise sur la partie centrale de l'anticlinal de Bagombe (Fig. IV.3). Cet anticlinal se situe au niveau du compartiment inférieur de la grande faille longitudinale de Mbouma, situé au nord du secteur de Bagombe (Fig. IV.3). Les minéralisations d'uranium se répartissent, au niveau de la charnière de l'anticlinal de Bagombe, dans les grès du FA supérieur, situés immédiatement au contact avec les ampélites du FB (Fig. IV.4A). Le gisement de Bagombe est donc associé à un piège structural.

**Le gisement de Mikouloungou** se localise au niveau du compartiment inférieur de la faille de Mikouloungou (Fig. IV.4B). Les couches stratifiées de ce gisement sont légèrement basculées vers le sud et les minéralisations se distribuent en plusieurs couches à l'intérieur des grès inter-stratifiés avec les niveaux pélitiques, à l'intérieur du FA supérieur (Fig. IV. 5C). Les minéralisations sont localisées directement au contact des niveaux d'ampélites FB1 (Fig. IV.5C). Le gisement de Mikouloungou est un piège de type structural (Fig. IV.5C).



*Figure IV-4: Coupes régionales du bassin de Franceville (Mikouloungou Kiéné) montrant la distribution des grès oxydés et la localisation des gisements d'uranium de Bagombe, de Mikouloungou et l'indice de Kiéné (données internes AREVA).*

## IV.B.2 Environnements de dépôts et barrières de perméabilité : Contrôle sur la répartition verticale des gisements.

L'étude sédimentologique présentée au chapitre II démontre que la transition entre les formations du FA et du FB1 se caractérise par une succession de trois types d'environnements sédimentaires : tidal, fluviatile et marin profond (Fig. 8 de l'article Ndongu et al., en cours de révision). La distribution des différents environnements de dépôt favorise la mise en place d'une alternance de faciès grossiers (réservoirs) et des faciès fins (couvertures), au niveau du FA supérieur. Les faciès grossiers sont constitués par des chenaux fluviatiles, des barres tidales ou deltaïques tandis que les faciès fins correspondent à des silts et à des argiles attribuées à des dépôts de plaine

deltaïque (Fig.8 article Ndongo et al., en cours de révision). Les faciès hétérolithiques du FA supérieur sont entièrement recouverts par les ampélites marines du FB, riches en matière organique (roche mère couverture). La mise en place des faciès fins intra-FA et des ampélites du FB correspond à l'installation de deux types de barrières de perméabilité. La barrière de perméabilité principale et les barrières de perméabilité secondaires (Fig. 8 de l'article Ndongo et al., en cours de révision). La barrière de perméabilité principale est représentée par les ampélites riches en matières organiques du FB qui recouvrent les grès du FA supérieur. Par contre, les barrières de perméabilité secondaires correspondent aux dépôts pélitiques intra-FA qui séparent les corps gréseux du FA supérieur. Ces deux types de barrières de perméabilité contribuent à l'augmentation de la pression fluide à l'intérieur du réservoir FA. (Ndongo et al., en cours de révision).

En utilisant les failles normales intra-bassins, qui structurent le bassin en plusieurs blocs extensifs comme drain principal (cf. Chapitre II.A), les fluides ont migré vers les anticlinaux de mur des failles normales. C'est au voisinage de ces structures que se localise l'ensemble des gisements d'uranium dans le bassin. Par contre, les barrières de perméabilité secondaires ont probablement empêché la migration verticale des fluides et ont contrôlé la compartimentation des paléoaquifères ou des réservoirs gréseux au niveau du FA supérieur. Le rôle de la barrière de perméabilité principale et les barrières perméabilités secondaires est illustré par la géométrie des gisements d'Oklo, de Bagombe et de Mikouloungou, présentés dans la figure IV.5.

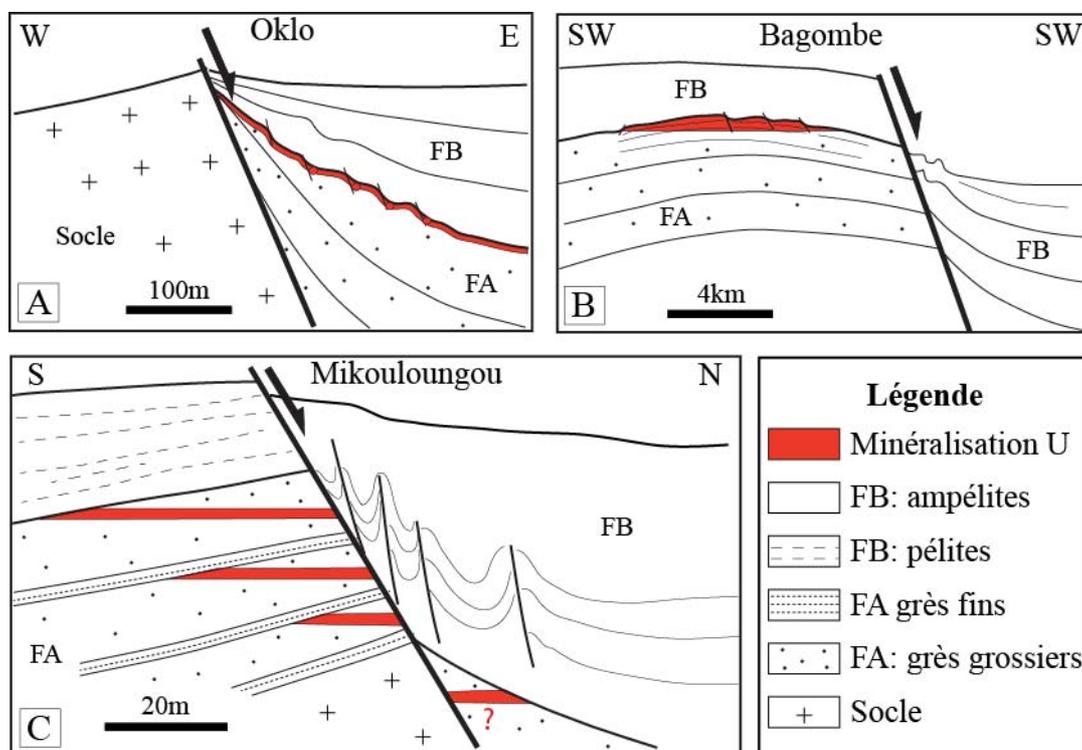


Figure IV-5: Modèles des gisements d'Oklo, de Bagombe et de Mikouloungou (modifié d'après Gauthier-Lafaye, 1986 et des données internes AREVA, 2014).

## IV.C Minéralisation d'uranium

### IV.C.1 Grès oxydés et paléoaquifères paléoprotérozoïques

Dans les gisements de Bagombe et Mikouloungou, les grès du FA supérieur contenant la minéralisation d'uranium peuvent être de couleur rouge ou gris foncé à noir. Les grès rouges sont nommés « grès oxydés », alors que les grès de couleur gris foncé à noir correspondent à des « grès réduits ». Les grès réduits sont visibles dans plusieurs sondages carottés de Mikouloungou et de Bagombe. La figure IV.6A illustre les grès réduits des sondages de BA 37, à Bagombe et ML428, à Mikouloungou. Les grès oxydés s'observent au niveau de la dalle de Bagombe, qui est formé par des grès rouges fracturés (Fig. IV.6B). Ils s'observent également au niveau du sondage ML 428, de Mikouloungou, par un grès minéralisé très grossier-de couleur rouge (Fig. IV.6.C).

Dans les bassins Paléoprotérozoïques, la présence de grès rouges oxydés riches en hématite marquent l'existence des paléoaquifères (Kyser, 2007). Des facies gréseux oxydés similaires sont décrits dans le bassin du Thelon au Canada (Hiatt et al., 2003), et au niveau du bassin McArthur en Australie (Kyser, 2007).

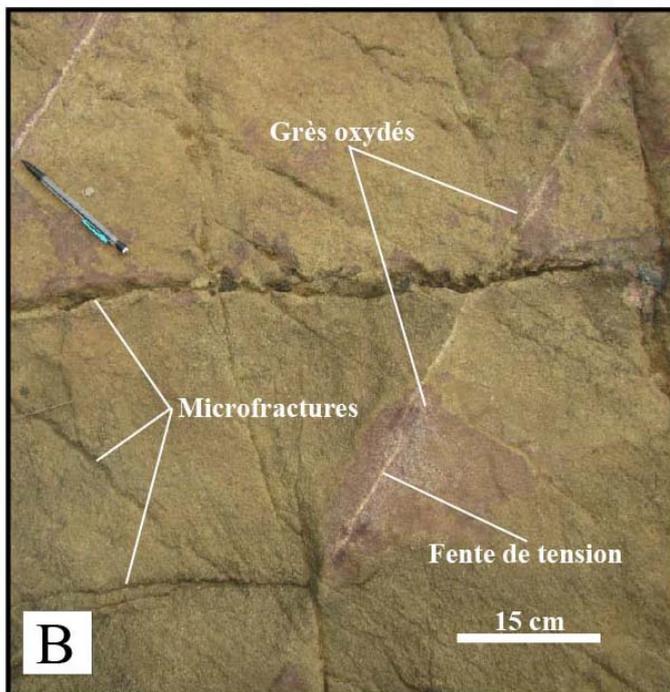
Dans le bassin de Franceville, les grès rouges oxydés ont aussi été observés dans le secteur de Kiéné (Weber, 1969 ; Haubensack, 1981 ; Gauthier-Lafaye, 1986) et dans plusieurs sondages, effectués dans les années 80. La présence des faciès réduits gris foncé à noirs est probablement lié à la circulation de matière organique associés aux bitumes décrits par Gauthier-Lafaye et Weber, (1989),-Mossman et al., (2001 ; 2005), Dutkiewicz et al., (2007).

Il est donc très probable que la formation gréso-conglomératique FA du bassin de Franceville ait fonctionné comme un paléoaquifère, à l'intérieur duquel ont circulé des fluides oxydants tels que les saumures, les eaux météoriques chargées en uranium, mais également des fluides hydrothermaux et des hydrocarbures (Gauthier Lafaye et Weber, 1989 ; Mathieu, 1999 ; Mathieu et al., 2001).

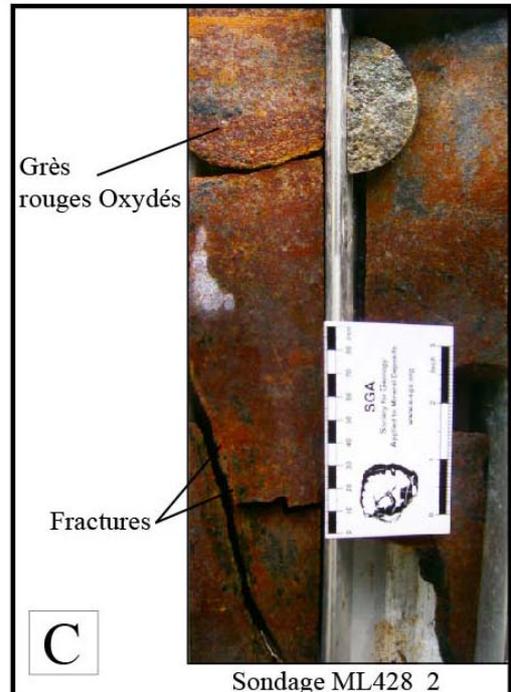


**Grès réduits du sondage BA 37**

**Grès réduits du sondage ML013**



**Grès Oxydés dalle de Bagombe**



**Grès Oxydés sondage ML 428\_2**

*Figure IV-6: (A) Grès gris à noirs ou grès "réduits" du sondage BA 37 (FA-Bagombe) et ML 013 (Mikouloungou). (B) Grès "oxydés" de la dalle du FA à Bagombe. (C) Grès rouge "oxydé" dans le sondage ML428\_2 (FA-Mikouloungou).*

## IV.C.2 Bitumes et minéralisation d'uranium dans les gisements de Bagombe et Mikouloungou

Les bitumes correspondent à de la matière organique qui apparaît opaque en lumière transmise (LT), mais présente une teinte brunâtre au microscope photonique à réflexion. (Fig. IV.8B, C et 9B, C). Cette matière organique se retrouve associée à tous les microfaciès décrits dans le chapitre III (cf. Figs. III. 8A ; III. 10A ; III.12A). Dans le microfaciès M1, les bitumes remplissent la porosité résiduelle laissée entre les grains par la dissolution des auréoles de surcroissance et des ciments carbonatés (Fig.III.16C). Mais les bitumes se rencontrent également sous forme d'impuretés entre les grains de quartz et les auréoles de surcroissance de silice et dans certaines fractures intracristallines (Fig.III.16C, D). Dans le microfaciès M2, Les bitumes remplissent l'espace intergranulaire laissé par les processus de fluidisation des grains de manière oblique au plan de stratification S0 (Fig.III.25C, E). Dans le microfaciès M3, les bitumes se maintiennent dans la porosité conservée grâce au mécanisme de tapissage argileux (*Coating*).

L'étude pétrographique réalisée au chapitre III, met en évidence deux types de bitumes dans le réservoir FA : les bitumes de type (HC1) et les bitumes de type 2 (HC2 ; Fig. IV.7.). Les bitumes de type 1 correspondent à la phase d'injection précoce d'hydrocarbures dans le réservoir FA (i.e. stade I de la séquence diagénétique, Fig. IV.7). Ces bitumes sont associés à la fluidisation de certains niveaux de grès du FA et aux bitumes retenus entre les grains de quartz et les auréoles de surcroissance de silice (Fig.IV.7). Les bitumes de type 2 correspondent à la seconde phase d'injection d'hydrocarbures dans le réservoir FA, lié à la fracturation hydraulique (Fig. IV.7).

Nos observations sont en accord avec les nombreux travaux antérieurs qui mettent en évidence deux types d'hydrocarbures dans le bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Dutkiewicz et al., 2007). Les travaux de Mossman et al., (2001 ; 2005), attestent que les bitumes Francevilliens sont des hydrocarbures migrés, provenant principalement des ampélites du FB. Ces auteurs différencient les bitumes associés aux kérogènes du FB, des bitumes contenus dans les grès du FA. Ils montrent que les bitumes du FA sont des hydrocarbures liquides et gazeux dérivant de la maturation des bitumes du FB. Pour Dutkiewicz et al., (2007), les hydrocarbures de type 1 sont associés à des températures comprises entre 130 et 200°C tandis que les hydrocarbures de type 2 sont associés à des températures de l'ordre de 250 à 350°C. Ces deux évènements thermiques sont probablement reliés au processus de *cracking* des hydrocarbures, qui permet la transformation des pétroles en gaz (Hedberg, 1974 ; Reissner 1978 ; Rouchet, 1978 ; Tian et al., 2008). Ce mécanisme permet une augmentation de la pression fluide et favorise la fracturation hydraulique à l'intérieur du réservoir FA, au niveau des anticlinaux de mur.

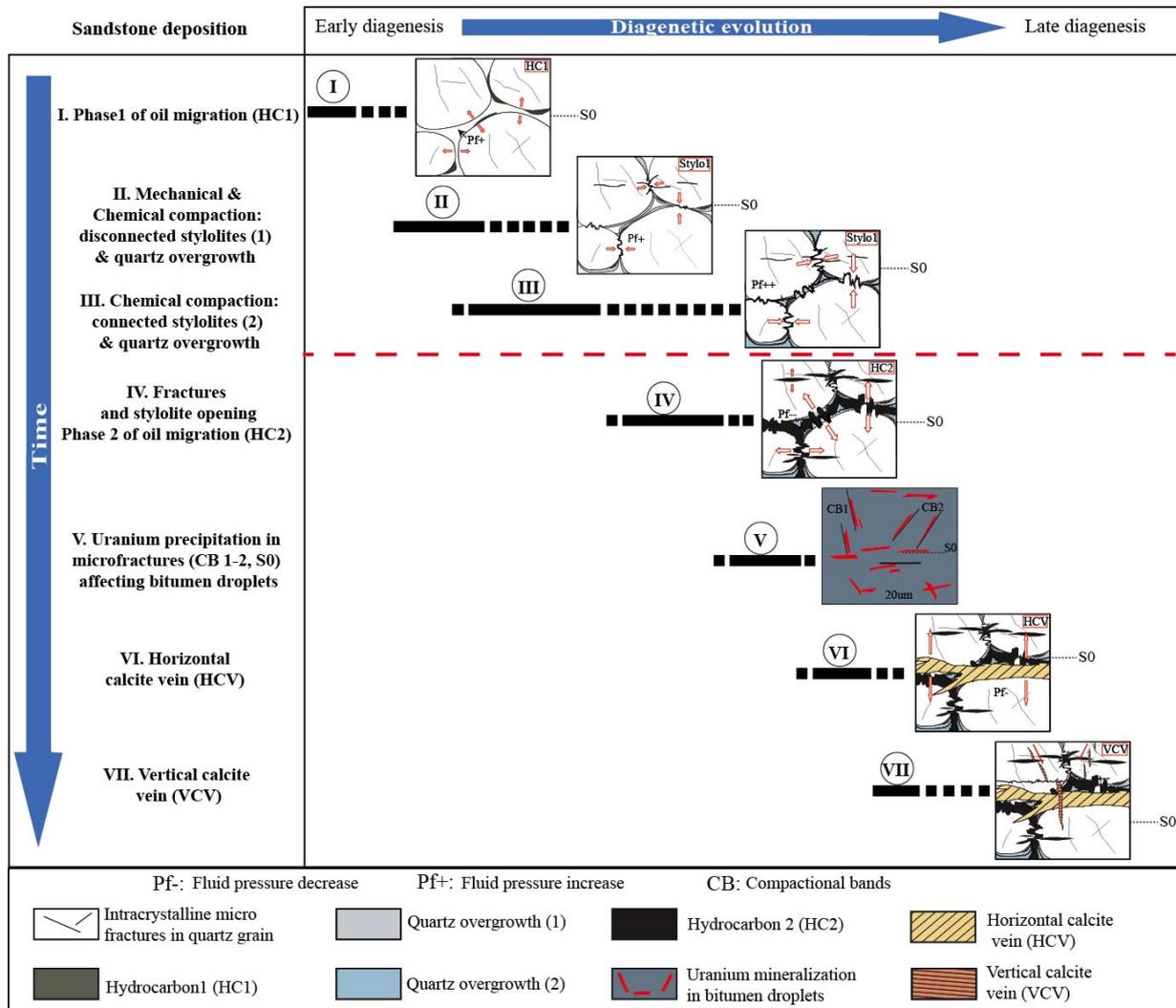


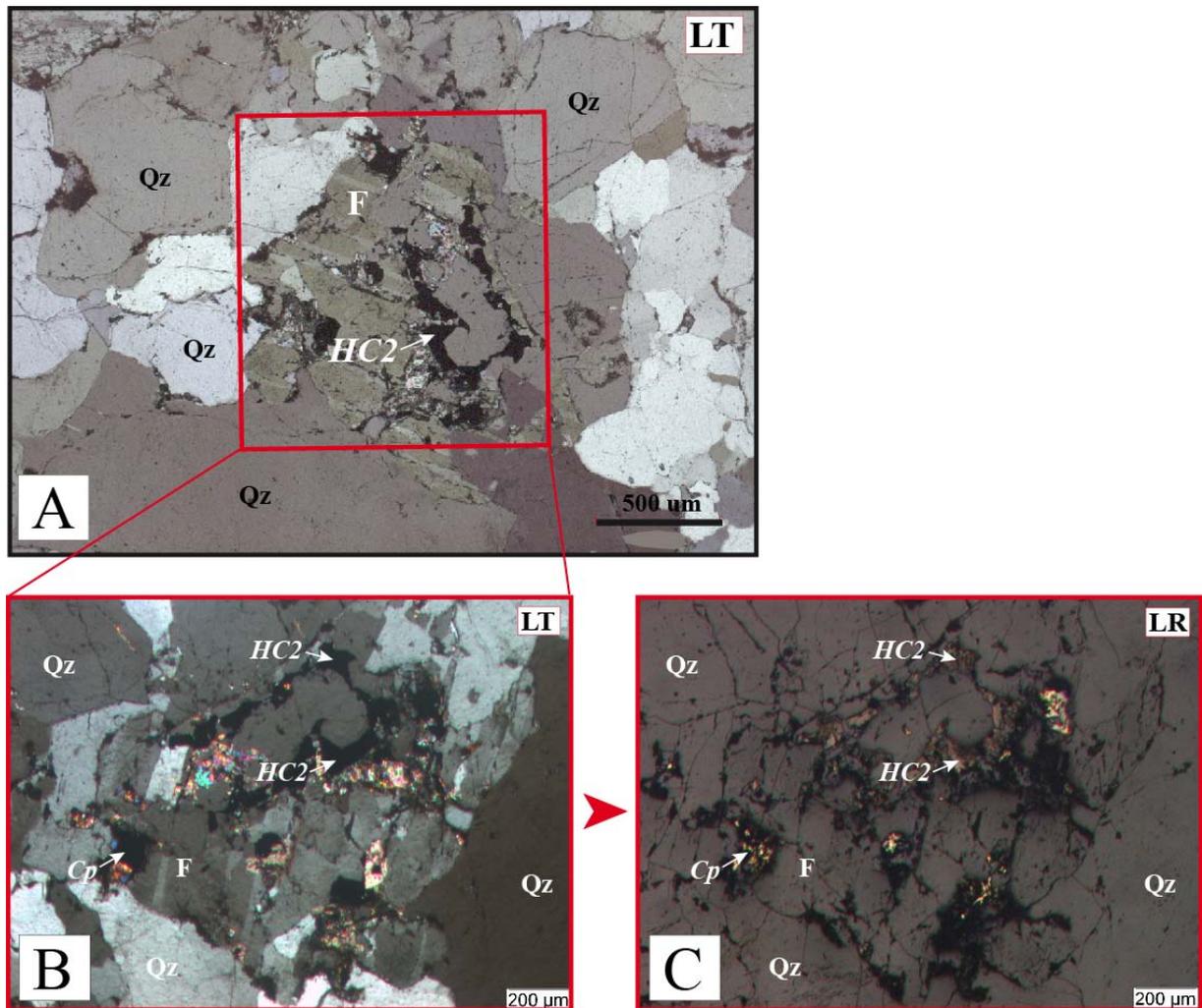
Figure IV-7: Séquence diagénétique virtuelle du réservoir FA dans les secteurs de Bagombe et Mikouloungou.

L'étude des lames minces au microscope à réflexion, montre que les principaux minéraux d'uranium sont l'uraninite et la coffinite (apparaissant en bleu clair, en lumière réfléchiée Fig. IV.10B). La minéralisation d'uranium, dans les gisements de Mikouloungou et Bagombe, peut être associée aux bitumes dans les microfractures, aux micas et à la matrice argileuse (Fig. IV.10, IV.11).

Lorsque la minéralisation de l'uranium est liée aux micas, les cristaux d'uraninite, (teinte bleu clair en lumière réfléchiée), se distribuent le long-des clivages des muscovites (Fig. IV.10A). Les zones contenant les cristaux d'uraninite apparaissent sombres en lumière transmise (Fig. IV.10A).

Quand la minéralisation d'uranium est reliée à la matrice argileuse, les minéraux d'uraninites, souvent associés à l'oxyde de titane uraneux se retrouvent sous formes d'amas à l'intérieur de la matrice argileuse, dans la porosité (Fig. IV.10B). Les amas d'uraninite associés à la matrice argileuse, sont accompagnés par des sulfures tels que la pyrite ou la chalcopryrite, qui présentent une teinte jaune vive en lumière réfléchiée (Fig. IV.10B). La présence de l'uranium dans les clivages de muscovite

pourrait être liée à une microfracturation hydraulique ré ouvrant les clivages de muscovite conjointement à une circulation de paléofluides favorables et donc une minéralisation d'uranium.



*Figure IV-8: (A, B) Photographies en lumière transmise (LPA) de la lame mince 9651-2B, du sondage BA216 (FA-Bagombe), montrant des bitumes opaques. (C) Photographie de la même lame en lumière réfléchie, illustrant les bitumes de teinte brunâtre et les pyrites de teinte jaune vif.*

L'observation des gouttelettes de bitume, en lumière réfléchie permet d'observer la minéralisation d'uranium à 20 µm. A cette échelle, l'uraninite cristallise sous forme d'amas de teinte bleue clair en lumière réfléchie (Fig. IV.11F). L'observation montre que les amas d'uraninite précipitent suivant des microfractures parallèles à la stratification (S0) et suivant des microfractures mimétiques des bandes de compaction D1 et D2 observées aux échelles du micromètre (Fig. IV.11F). Cette fabrique particulière, observée à 20 µm dans une gouttelette de bitume, reproduit parfaitement la fabrique observée en lame mince et les déformations des joints de stratification (S0) et des bandes de cisaillement extensif (BC) par surpression fluides (dykes, stylolites à joints bitumineux, fente de tension de quartz) à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle du bassin de

Franceville. D1 et D2 sont vraisemblablement des microfracturations hydrauliques à l'intérieur d'une gouttelette de bitume.

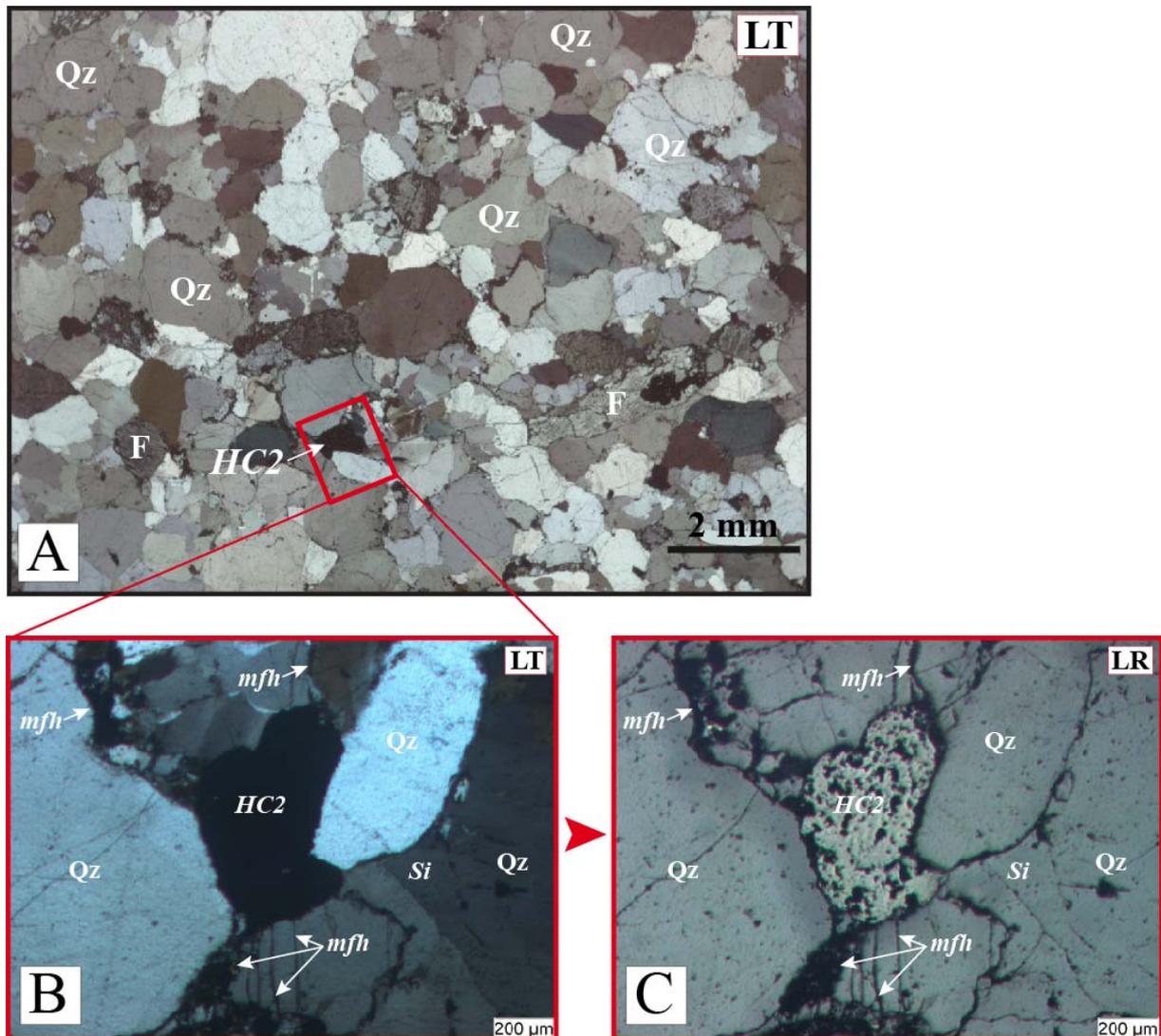


Figure IV-9: Photographies de la lame 9651-2A, du sondage BA 216 (Grès FA-Bagombe). (A) grès FA présentant une gouttelette de bitume. (B) Photographie en lumière transmise (LPA) d'une gouttelette de bitume de type 2, dans une porosité fracturée. (C) Photographie de la même gouttelette de bitume en lumière réfléchie. HC2= Bitumes de type 2. Mfh=Microfracture hydraulique.

Les observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB), et les analyses à la microsonde, effectuées sur la lame n°9651-2A (FA-Bagombe), sont représentées dans le tableau de la figure IV.12. Ces résultats révèlent que les microfractures hydrauliques et les stylolites peuvent contenir entre 1 à 8% d'uranium (Fig. IV.12). On voit très bien que le pourcentage d'uranium augmente avec la taille et l'épaisseur de la microfracture hydraulique. Ce qui démontre la relation forte entre les deux processus (Fig. IV.12). Le tableau indique également que l'uranium est associé à plusieurs autres éléments tel que le sodium (Na), le calcium (Ca), le titane (Ti), le plomb (Pb).

La présence du titane (Ti) et du plomb (Pb), confirme la présence d'oxyde de titane, ainsi que les sulfures de plomb tels que la pyrite ou la chalcopyrite identifiés au microscope à réflexion (Fig. IV.10B). La présence du sodium (Na) et du calcium (Ca), est probablement liée à la circulation des saumures et des fluides carbonatés dans le réservoir FA, comme nous l'avons montré dans le chapitre III (Fig. III.15; 19).

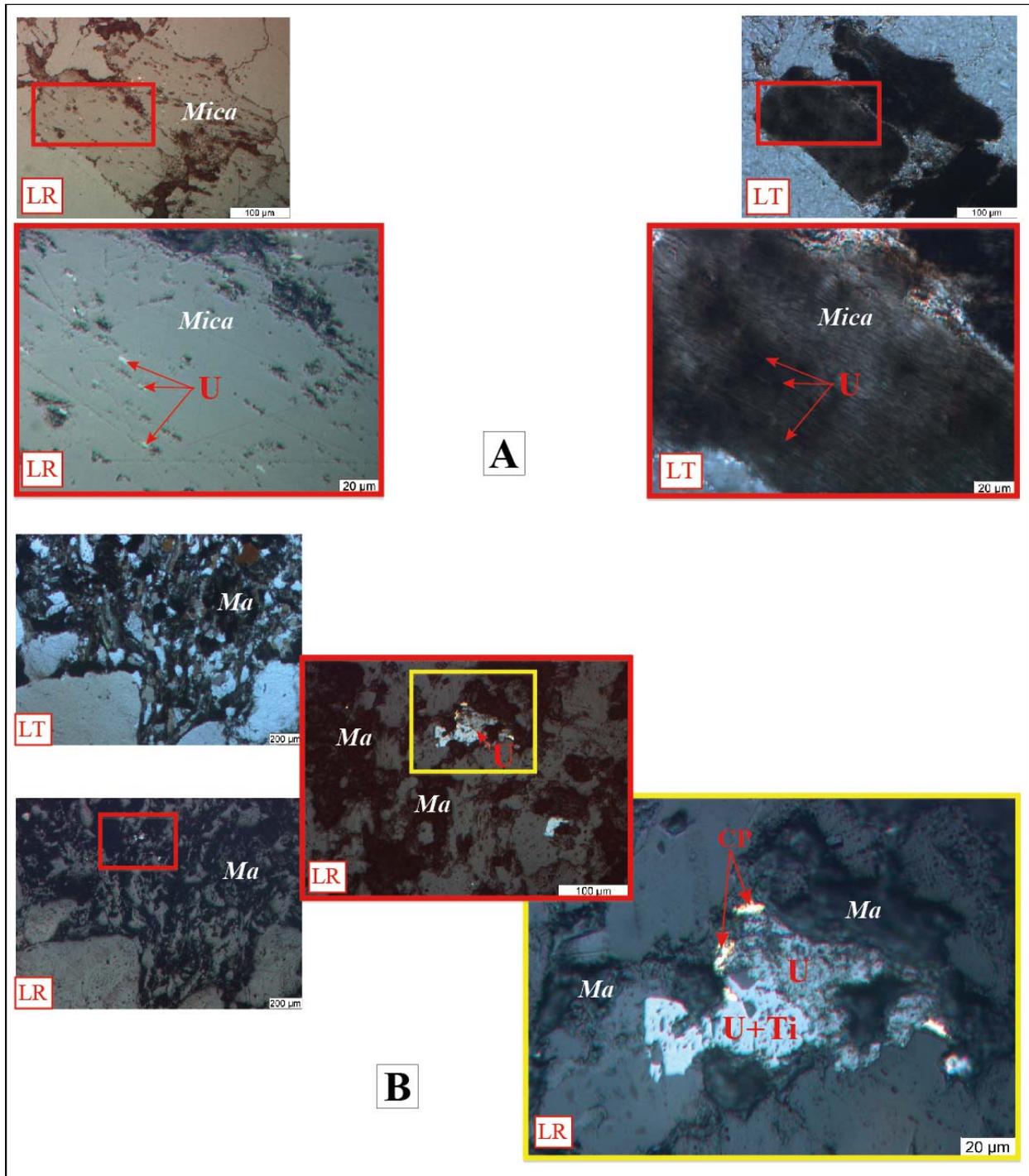


Figure IV-10: (A) Photographies en lumière transmise et réfléchie de la lame mince 9651-3B, (sondage BA 216, Bagombe), montrant la minéralisation d'uranium dans les clivages des muscovites (en LR et en LT). (B) Photographies en LT et LR, illustrant la présence de la minéralisation d'uranium dans la matrice argileuse.

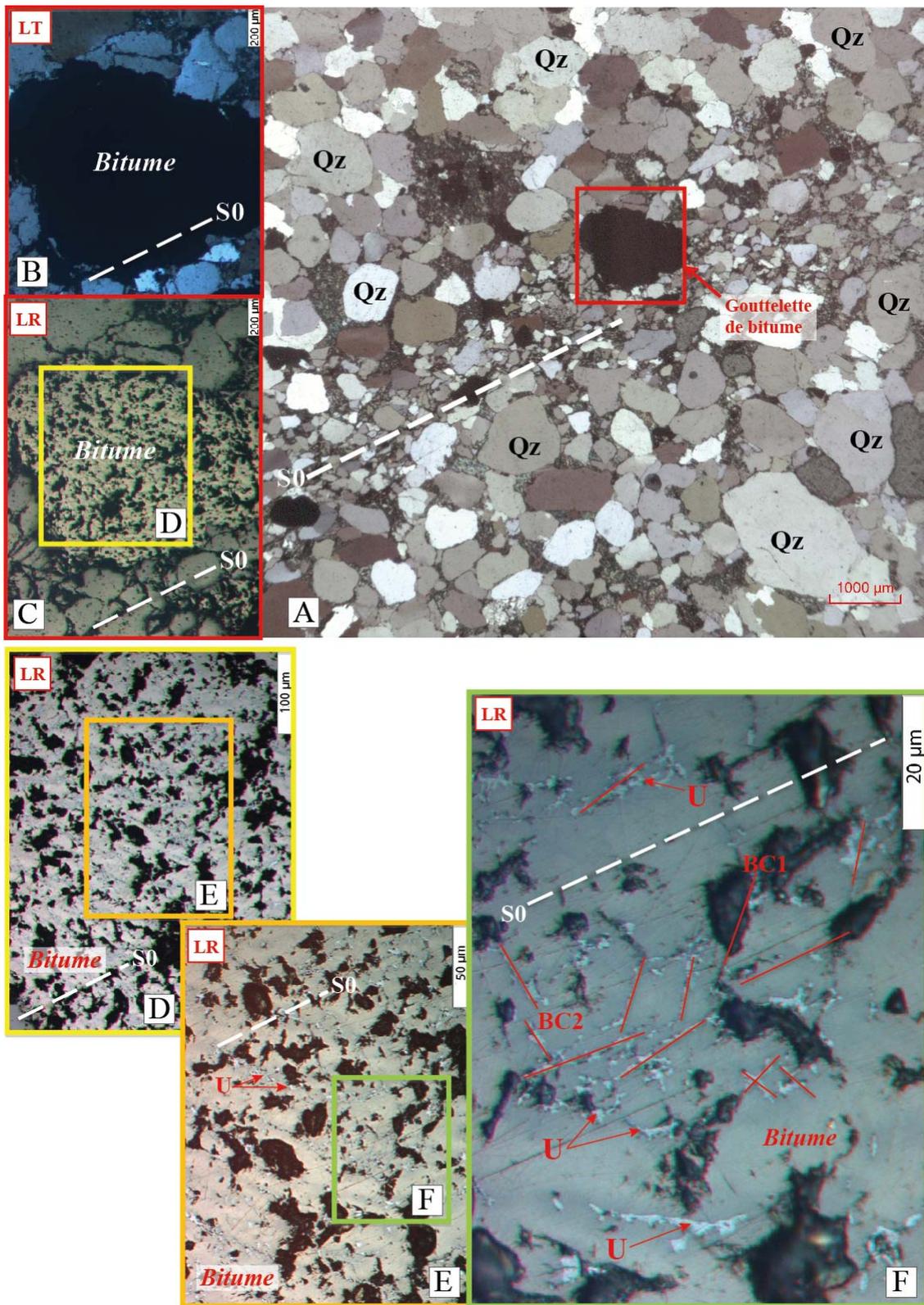
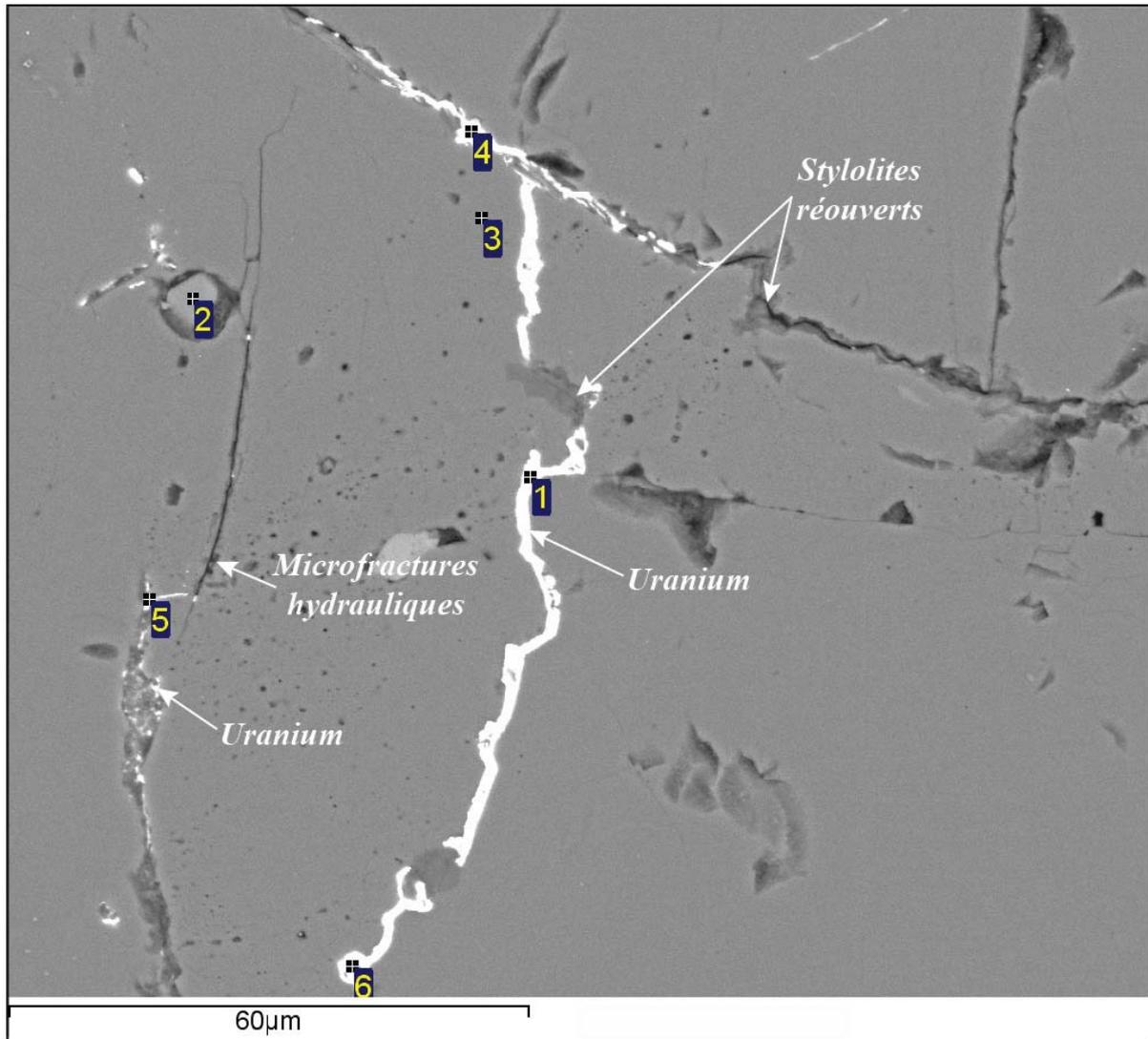


Figure IV-11: Photographies de la lame mince 9651-7 issues de sondage BA216 (grès FA Bagombe) montrant la minéralisation d'uranium associée au bitume. (A) grès grossier montrant une porosité occupée par une gouttelette de bitume. (B) gouttelette de bitume en lumière transmise. (C) Gouttelette de bitume en lumière réfléchie. (D, E) zoom de la gouttelette de bitume en lumière réfléchie. (F) Photographie de la gouttelette montrant l'uraninite (en bleu clair, U), qui se distribue préférentiellement le long de microfractures hydrauliques parallèles à S0 et aux bandes de compaction BC1 et BC2.



Spectres	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Zr	Pb	U
1	71.5			2.7	12.3	0.9			2.9	0.9	<b>8.7</b>
2	61.1	6.5	2.2	0.6	26.5	3.0					
3	68.0				32.0						
4	65.5	0.6		9.9	16.2		0.4		0.8	2.1	<b>4.5</b>
5	58.5	0.4		9.3	29.3		0.5			0.5	<b>1.5</b>
6	71.2			9.9	12.4	0.4		0.4	1.4	0.4	<b>3.9</b>

Tous les éléments analysés (Normalisé), résultats en % atomique

*Figure IV-12: Image MEB de la lame mince n°9651-2A, du sondage BA 216 (grès FA-Bagombe), montrant la minéralisation d'uranium (en blanc), dans les microfractures hydrauliques et les stylolites ré ouverts. Les spectres de mesures réalisées grâce à la microsonde électronique EDS, montrent que les microfractures hydrauliques et les stylolites ré ouverts par fracturation hydraulique peuvent contenir jusqu'à 8% d'uranium, et sont associés à plusieurs autres éléments chimiques.*

La mise en place de la minéralisation d'uranium au niveau des anticlinaux de mur des failles normales se fait grâce à la migration des hydrocarbures (HC1, HC2), des zones profondes du bassin (synclinaux de toit) vers les anticlinaux, à travers les failles normales (Fig. IV.13). Le transfert des hydrocarbures vers les anticlinaux et le craquage des hydrocarbures (*cracking*), favorisent l'augmentation de la pression fluide (PF) et la fracturation hydraulique du réservoir (Fig. IV.13). La porosité secondaire créée par fracturation hydraulique (microfractures, stylolites ré ouverts), permet la migration des fluides oxydants (saumures, fluides météoriques et hydrothermaux), riches en uranium, vers les anticlinaux, à travers le réservoir FA (Fig. IV.13). La zone de contact entre les hydrocarbures (agent réducteur) et les fluides oxydants, constitue le front d'oxydo-réduction qui permet la précipitation de l'uranium dans les microfractures (Fig. IV.13).

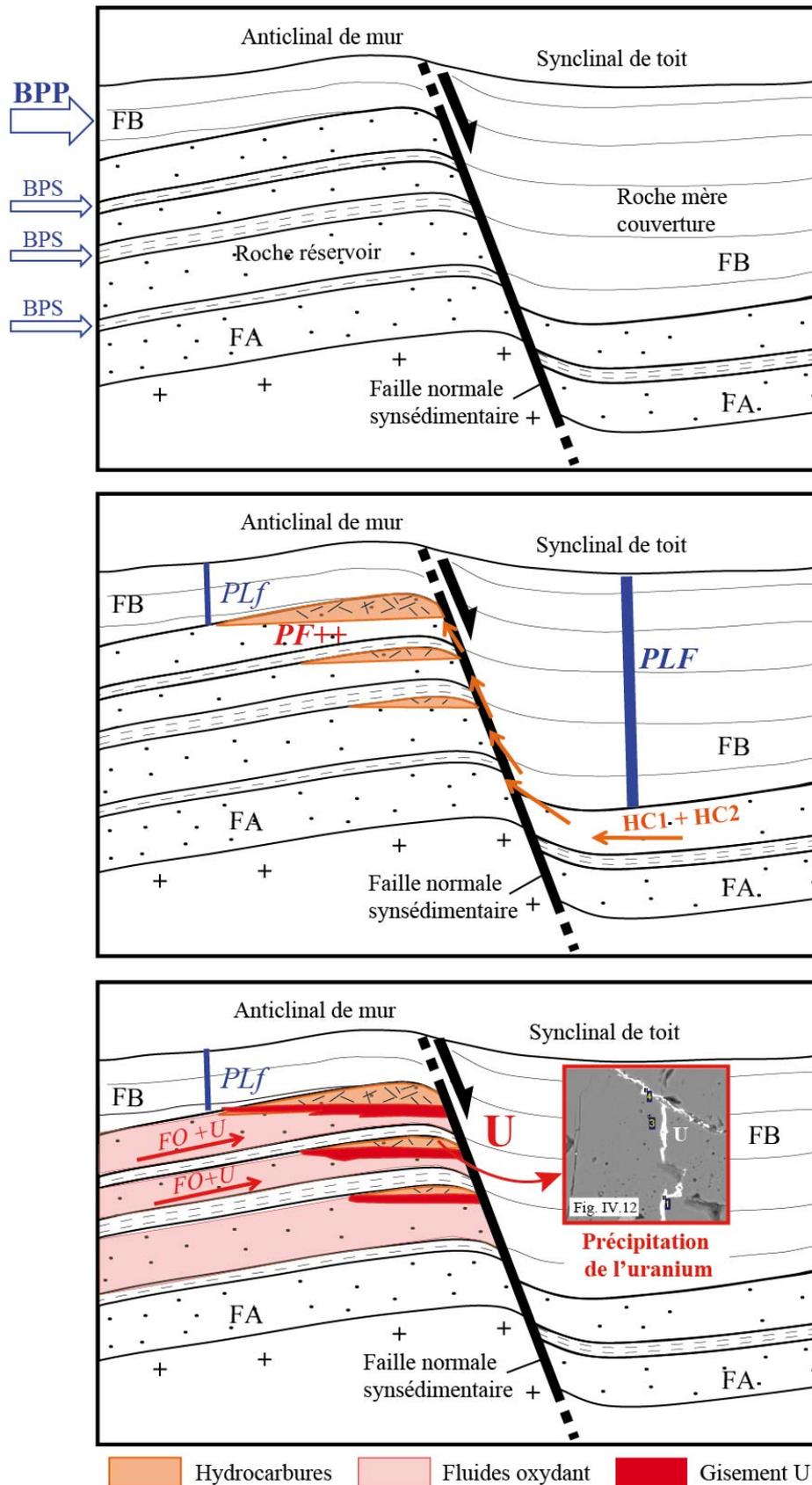


Figure IV-13: Modèle de formation des gisements d'uranium du bassin de Franceville : (BPP) Barrière de Perméabilité Principale ; (BPS) Barrière de Perméabilité Secondaire ; (PLf) Pression lithostatique faible ; (PLF) Pression lithostatique Forte. (PF) Pression fluide ; (HC1) Hydrocarbures de type 1 ; (HC2) Hydrocarbures de type 2 ; (FO) Fluides oxydants (saumures, infiltration météoriques, fluides hydrothermaux) ; (U) Uranium.



## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**



## Conclusion

Le chapitre II présente l'étude tectonique, sédimentaire, ainsi que l'analyse des structures de surpression de fluides, dans le bassin de Franceville.

L'étude tectonique met en évidence les **failles de transfert N180-170**, héritées de la tectonique archéenne et les **failles normales longitudinales N110-120** qui permettent la compartimentation du bassin de Franceville en plusieurs sous-bassins de subsidence variables. Les failles longitudinales N120-N110, contrôlent la mise en place **d'anticlinaux de mur et des synclinaux de toit synsédimentaires associés à des discordances progressives**. Ces structures résultent d'une phase de structuration marquée par un étirement horizontal régional N50 - 70°E. L'analyse sédimentologique du bassin met en évidence quatre grands environnements de dépôts : fluviatile (FA inférieur), deltaïque (FA moyen), tidal (FA Supérieur) et marin profond (FB). La distribution des faciès à la transition FA-FB est responsable de la mise en place de barrières de perméabilité.

L'analyse sédimentaire a permis de comprendre la distribution spatiale des paléo environnements de dépôt dans le bassin de Franceville.

Dans le chapitre III nous avons montré que l'évolution de la porosité dans le réservoir FA dépend des processus sédimentaires (tri granulométrique) et des processus diagénétiques : compaction chimique, cimentation carbonatée, tapissages argileux (*coating*), corrosion. L'étude pétrographique des lames minces, décrit trois principaux microfaciès FA, en fonction de la distribution granulométrique : le microfaciès bien trié M1, le microfaciès à tri moyen M2 et mal trié M3, dont la distribution dans le réservoir FA dépend des processus de dépôts sédimentaires. Ces microfaciès conditionnent l'existence ou non d'une porosité primaire dans le réservoir FA.

Les processus diagénétiques liés à la compaction chimique (stylolitisation et silicification), et à la cimentation carbonatée sont des facteurs destructeurs de la porosité. Mais la compaction chimique, constitue le principal mécanisme responsable de l'obturation quasi-totale de la porosité primaire. La porosité secondaire est principalement générée par les processus de fracturation hydraulique, contrôlés par l'augmentation de la pression fluide, sous les effets conjugués de la cimentation siliceuse, du transfert latéral des fluides (hydrocarbures), et du craquage des hydrocarbures (*cracking*).

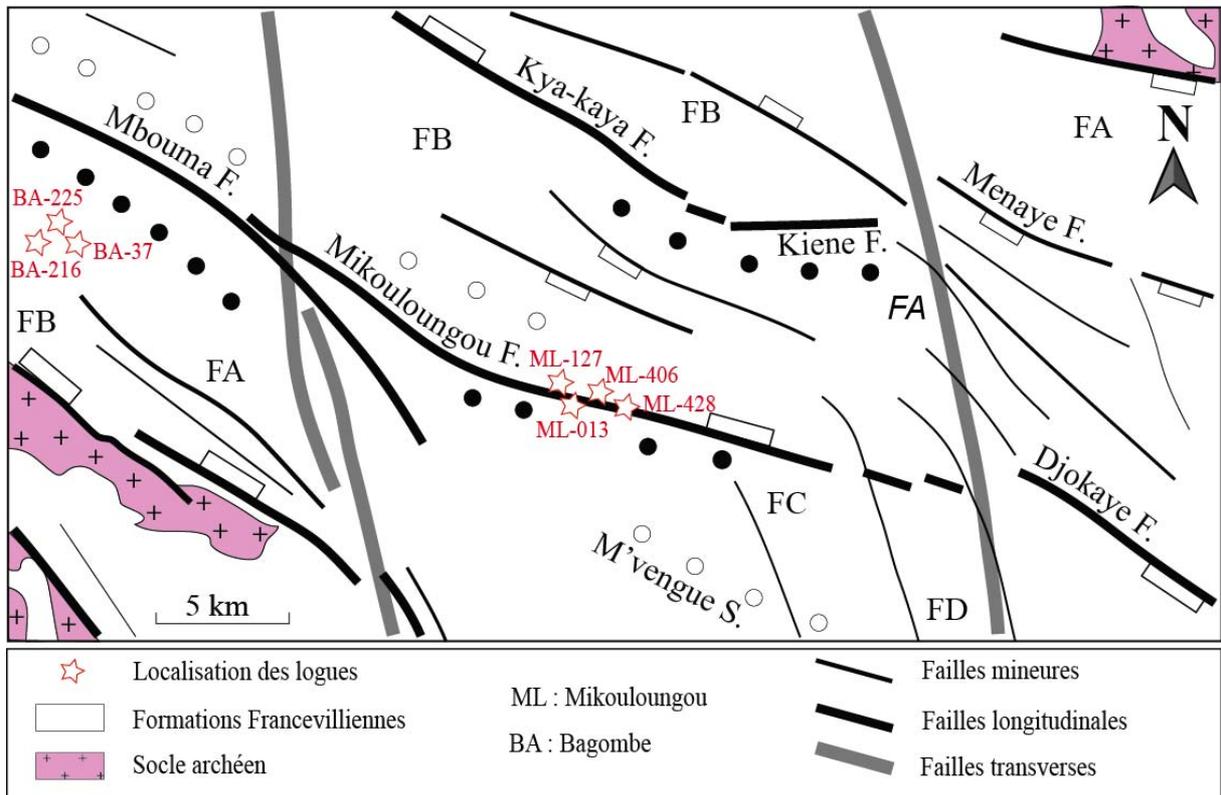
Cette étude montre que les gisements d'uranium du bassin de Franceville, se localisent presque toujours dans le compartiment inférieur, *au niveau des anticlinaux de mur des failles normales*.

L'étude sédimentologique révèle le rôle des environnements de dépôts et des barrières de perméabilité qui favorisent le développement local des surpressions de fluide dans le bassin et qui permettent la migration des fluides vers les anticlinaux de mur, dans les réservoirs pétroliers.

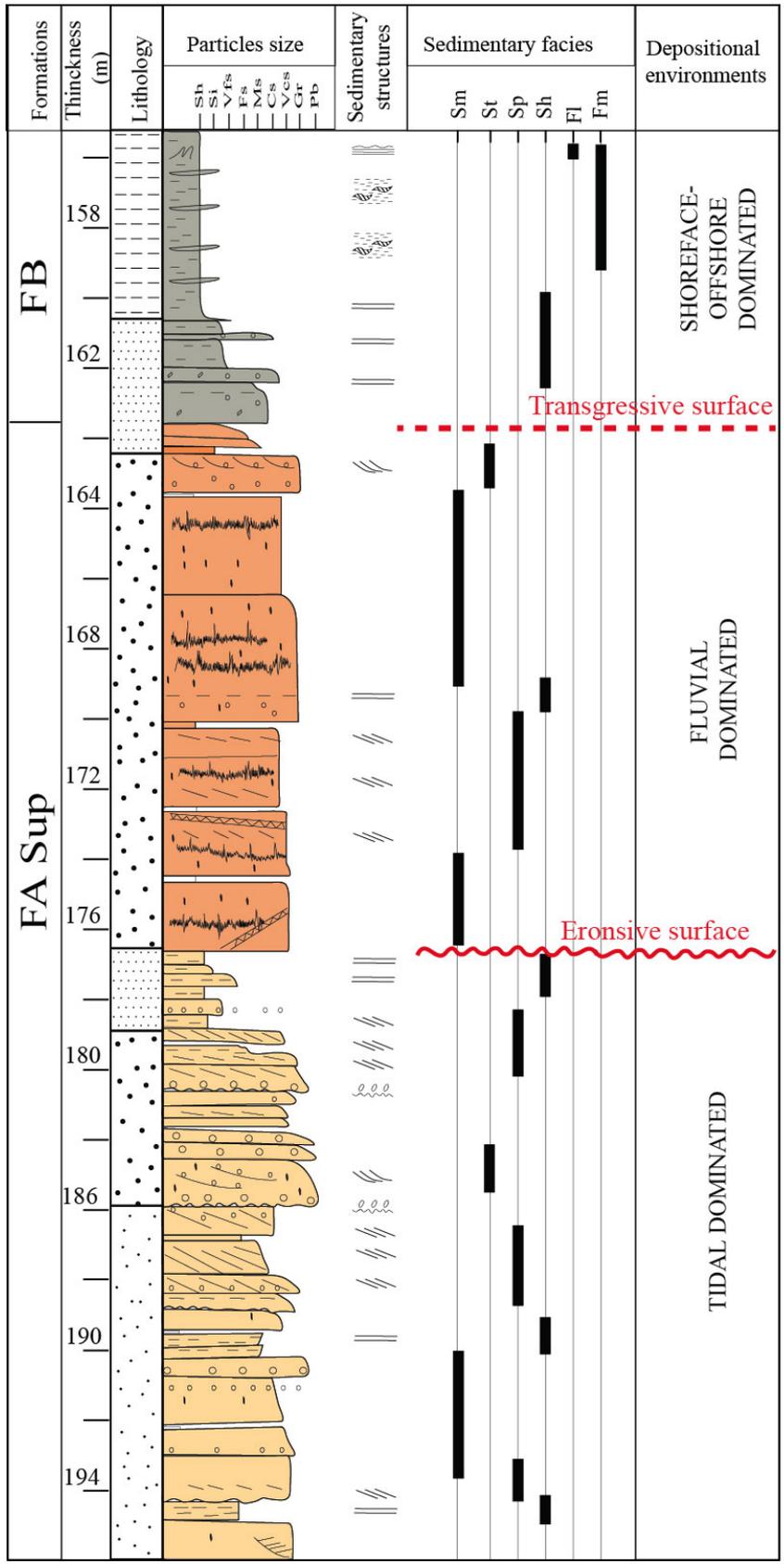
La minéralisation d'uranium est principalement associée à une phase de fracturation hydraulique, liée à l'injection des bitumes de type 2 (HC2) dans le réservoir FA.

Une perspective intéressante à cette étude serait d'envisager une analyse des anticlinaux de mur contrôlés par les failles normales synsédimentaires du bassin d'Okondja, localisé au nord du bassin de Franceville (Figure de localisation du bassin d'Okondja). Cette perspective pourrait alors déboucher sur la question des relations potentielles entre les minéralisations uranifères et les anticlinaux de mur des failles normales synsédimentaires du bassin d'Okondja.

**ANNEXE I : Logs sédimentologiques et  
lithologiques issus des carottes de Mikouloungou  
et de Bagombe**



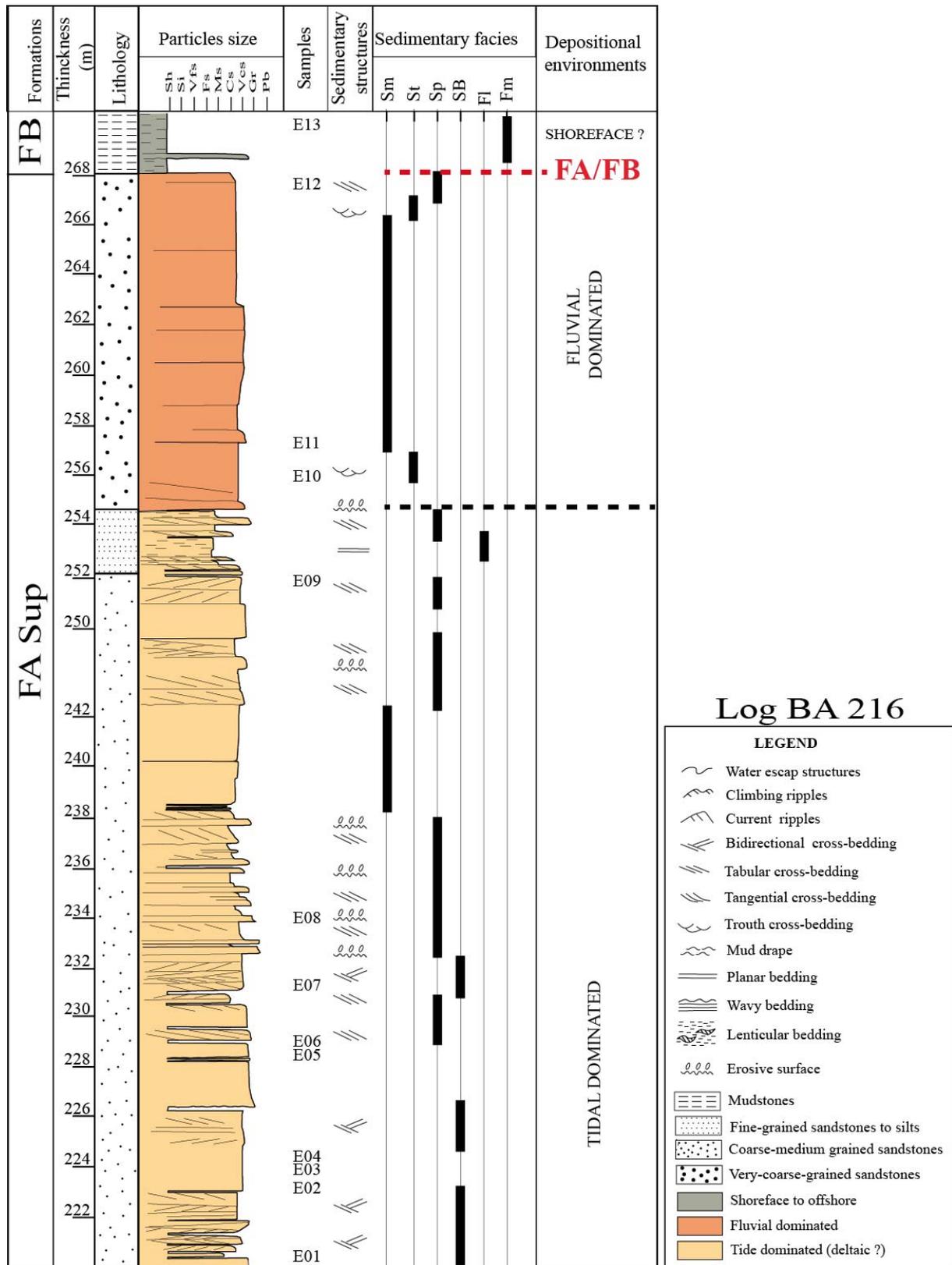
**A.I.1 Carte du bassin de Franceville montrant la localisation des logs ML-013, ML-127, ML-406, ML-428, de Mikoulougou et BA-37, BA-216, BA-225, de Bagombe, étudiés au cours de cette étude.**



### Log BA 37

**LEGEND**

- Water escape structures
- Climbing ripples
- Current ripples
- Bidirectional cross-bedding
- Tabular cross-bedding
- Tangential cross-bedding
- Trough cross-bedding
- Mud drape
- Planar bedding
- Wavy bedding
- Lenticular bedding
- Erosive surface
- Mudstones
- Fine-grained sandstones to silts
- Coarse-medium grained sandstones
- Very-coarse-grained sandstones
- Shoreface to offshore
- Fluvial dominated
- Tide dominated (deltaic ?)

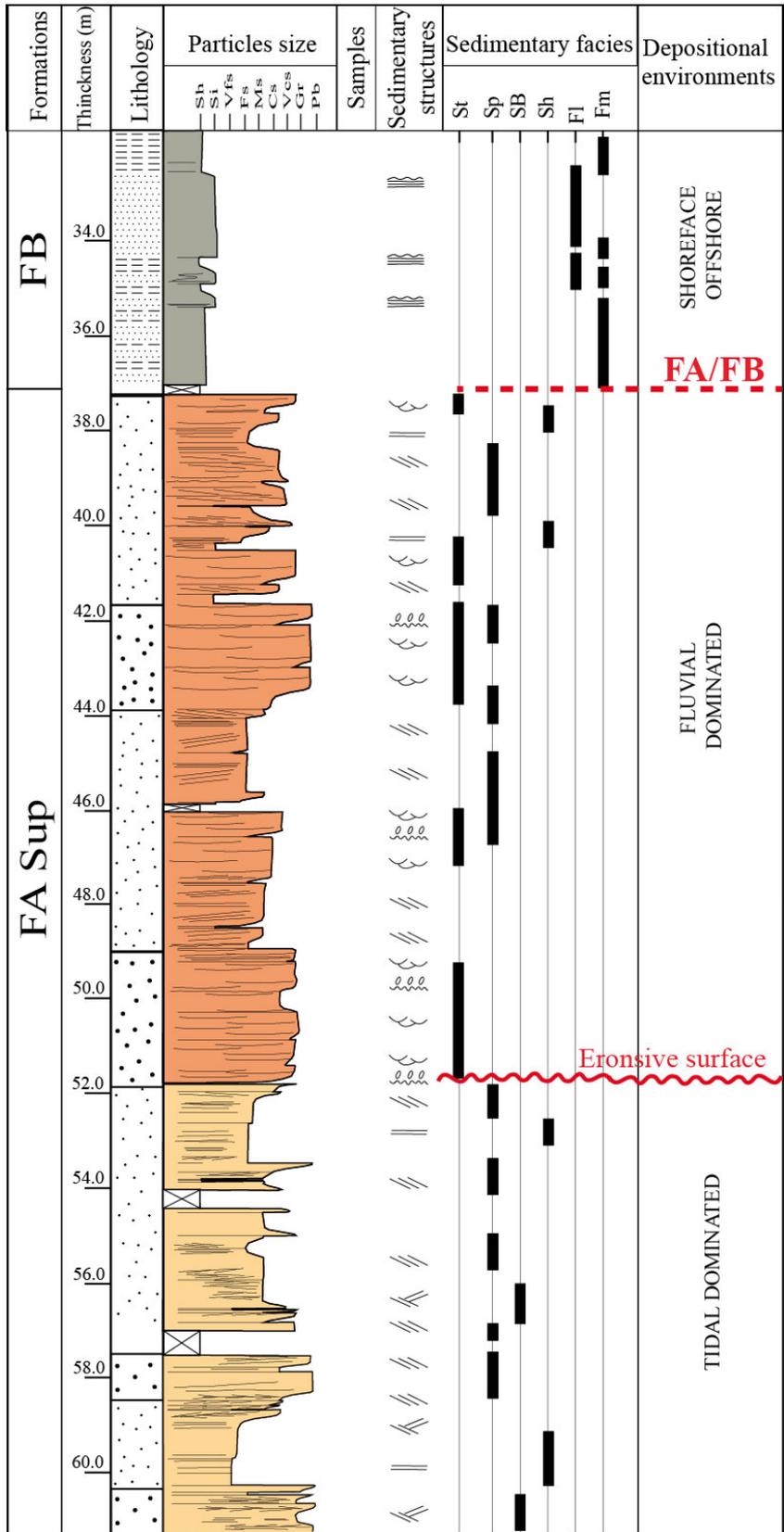


### Log BA 216

**LEGEND**

- Water escarp structures
- Climbing ripples
- Current ripples
- Bidirectional cross-bedding
- Tabular cross-bedding
- Tangential cross-bedding
- Trough cross-bedding
- Mud drape
- Planar bedding
- Wavy bedding
- Lenticular bedding
- Erosive surface
- Mudstones
- Fine-grained sandstones to silts
- Coarse-medium grained sandstones
- Very-coarse-grained sandstones
- Shoreface to offshore
- Fluvial dominated
- Tide dominated (deltaic ?)



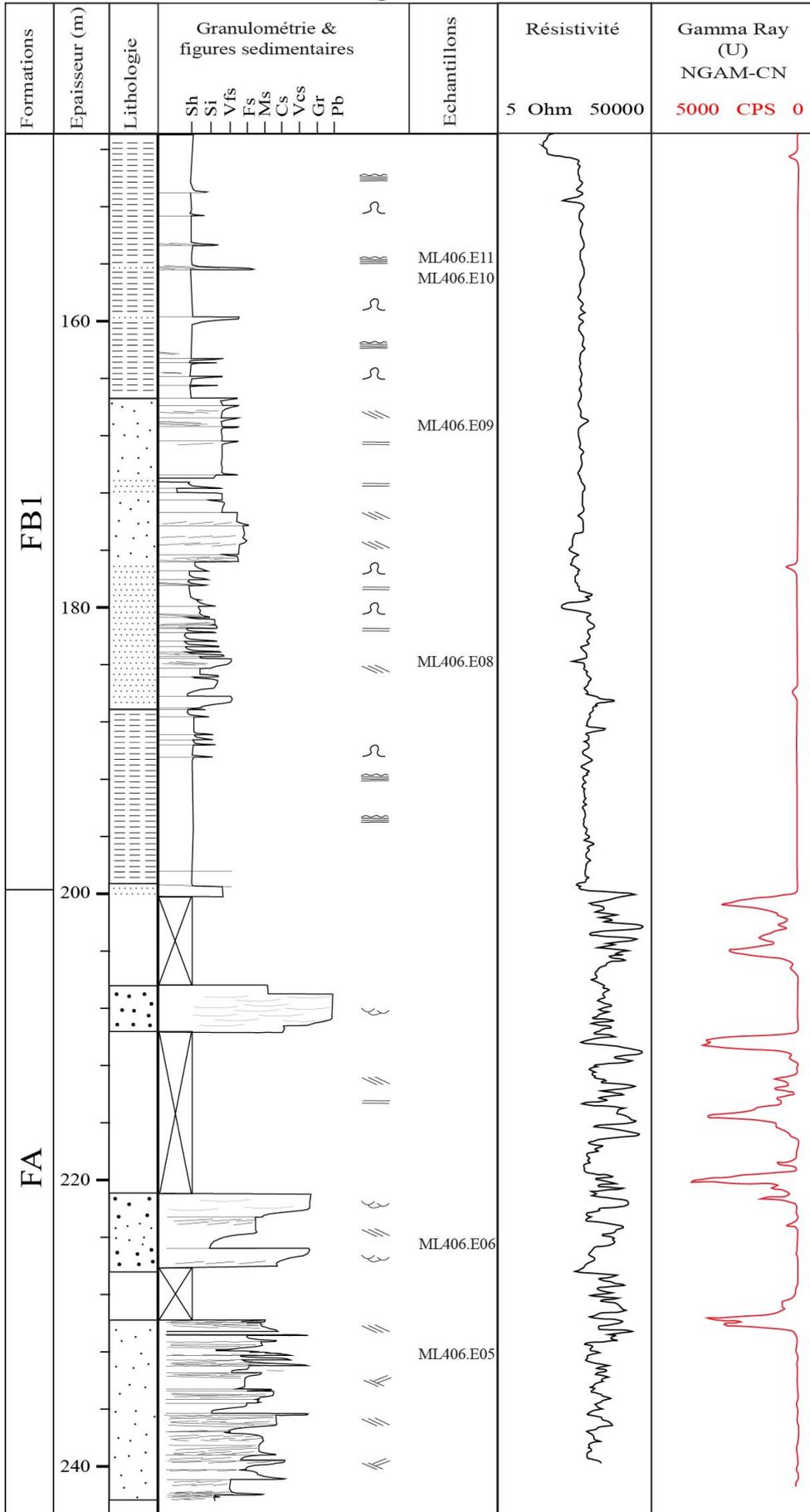


Log ML 428-2

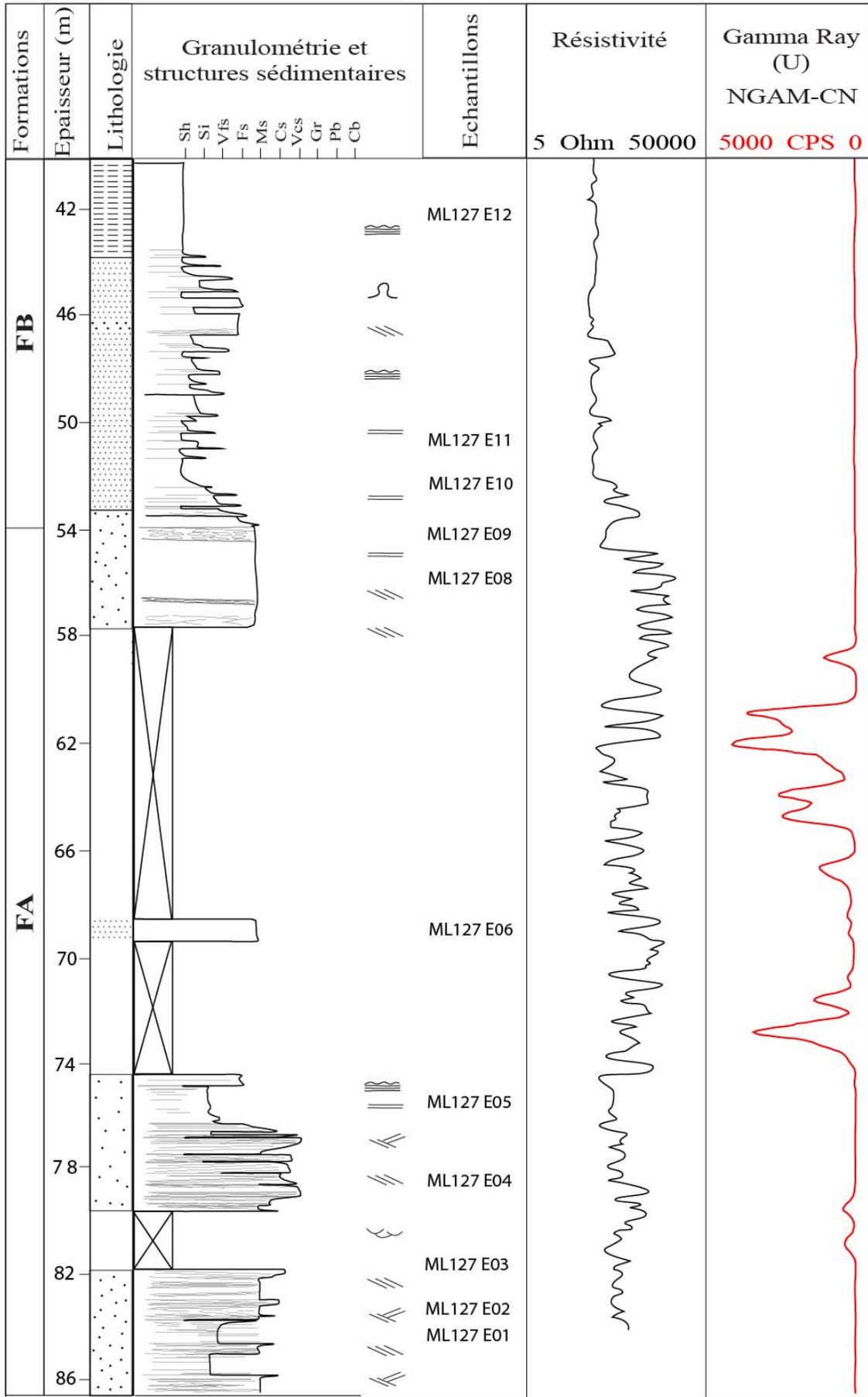
**LEGEND**

- Water escarp structures
- Climbing ripples
- Current ripples
- Bidirectional cross-bedding
- Tabular cross-bedding
- Tangential cross-bedding
- Trough cross-bedding
- Mud drape
- Planar bedding
- Wavy bedding
- Lenticular bedding
- Erosive surface
- Mudstones
- Fine-grained sandstones to silts
- Coarse-medium grained sandstones
- Very-coarse-grained sandstones
- Shoreface to offshore
- Fluvial dominated
- Tide dominated (deltaic ?)

### Log ML 406



# Log ML 127\_3



## **ANNEXE II. Liste et localisation des échantillons**

N°	Nom ech.	Formation	Affleurements	Localisation GPS	Lames minces	Lithologie
1	Mopi1	FB2a	Mopia	1°39,639S/13°34,393E	Mopi1	grès fin
2	Mopi1bis	FB2a	Mopia	1°39,639S/13°34,393E	Mopi1bis	grès fin
3	Mopi2	FD	Mopia	1°50,907S/13°36,154E	Mopi2	silt-argile
4	Mopi3	FD	Mopia	1°48,450S/13°36,660E	Mopi3	Grès fin-silt
5	Mopi3bis	FD	Mopia	1°48,450S/13°36,660E	Mopi3	Grès fin-silt
6	Ogo1	FC	Mbaya	1°40,491S/13°22,371E	Ogo1	jaspe
7	Ogo1bis	FC	Mbaya	1°40,491S/13°22,371E	Ogo1bis	jaspe
8	Ogo3	FC	Mbaya	1°40,491S/13°22,371E	Ogo3	jaspe
9	Comi1	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi1	ampélite
10	Comi2a	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi2a	lentille carb.
11	Comi2b	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi2b	lentille carb.
12	Comi2c	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi2c	lentille carb.
13	Comi3	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi3	coulée débris
14	Comi4	FB1	G. Comilog	1°29,853S/13°15,160E	Comi4	coulée débris
15	NGA1a	FB2a	Ngangolo	1°24,807S/13°11,977E	NGA1a	grès fin
16	NGA1b	FB2a	Ngangolo	1°24,807S/13°11,977E	NGA1b	grès fin
17	NGA2	FB2a	Ngangolo	1°24,807S/13°11,977E	NGA2	grès fin
18	NGA3	FB2a	Ngangolo	1°24,807S/13°11,977E	NGA3	grès fin laminé
19	MVEN 1a	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 1a	grès fin dyke
20	MVEN 1b	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 1b	grès fin dyke
21	MVEN 1c	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 1c	grès fin dyke
22	MVEN 2	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 2	grès fin
23	MVEN 2 bis	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 2 bis	grès fin
24	MVEN 3 bis	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 3 bis	grès fin
25	MVEN 4	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 4	grès fin
26	MVEN 5a	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 5a	grès fin
27	MVEN 5b	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN 5b	grès fin
28	MVEN1a	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN1a	grès fin
29	MVEN1a	FB2a	M'vengue	1°38,286S/13°24,925E	MVEN1a	grès fin
30	RP1 Mvengue	FB	Mvengue	1°38,286S/13°24,925E	9663 3A	grès fin

31	RP1 Mvengue	FB	Mvengue	1°38,286S/13°24,925E	9663 3B	grès fin
32	Soco 1	FB2a	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 1	grès fente de t.
33	Soco 2	FB2b	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 2	ampélite
34	Soco 2bis	FB2b	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 2bis	ampélite
35	Soco 2bis	FB2b	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 2bis	ampélite
36	Soco 3	FB2a	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 3	grès stylo
37	Soco 3bis	FB2a	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 3bis	grès stylo
38	Soco 4	FB2a	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 4	grès fente de t.
39	Soco 4bis	FB2a	Socoba	1°37,588S/13°27,978E	Soco 4bis	grès fente de t.
40	RP 1	FB2a	R. Poubara	1°41,564S/13°25,927E	RP1	grès fins
41	RP 2	FB2a	R. Poubara	1°41,564S/13°25,927E	RP2	grès fins
42	RP 3	FB2a	R. Poubara	1°41,564S/13°25,927E	RP3	grès fins HC
43	RP 4	FB2b	R. Poubara	1°40,700S/13°29,369E	RP4	grès grossier
44	RP 2 R Poubara	FB	R. Poubara	1°40,700S/13°29,369E	9663 4	grès fin
45	RK 2	FA	Kele	1°36,542S/13°44,291E	9663 6A	grès fin
46	RK 2	FA	Kele	1°36,542S/13°44,291E	9663 6B	grès fin
47	SUC 1	FA	SUCAF	1°39,888S/13°21,842E	SUC 1	grès grossier
48	SUC 1bis	FA	SUCAF	1°39,888S/13°21,842E	SUC 1bis	grès grossier
49	SUC 2	FA	SUCAF	1°39,888S/13°21,842E	SUC 2	grès grossier
50	SUC 3a	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUC 3a	Strom
51	SUC 3b	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUC 3b	Strom
52	SUC 3c	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUC 3c	Strom
53	SUC 4a	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUC 4a	ampélite + strom
54	SUC 4b	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUC 4b	ampélite + strom
55	SUCAF	FC	SUCAF	1°40,491S/13°22,371E	SUCAF	Strom
56	SUCAF1	FA	SUCAF	1°39,888S/13°21,842E	SUCAF1	grès grossier
57	MT mounana	FB2a	MT mounana	1°22,956S/13°10,046E	9663 12A	grès fin
58	MT mounana	FB2a	MT mounana	1°22,956S/13°10,046E	9663 12B	grès fin
59	MT moanda	FA	MT moanda	1°34,120S/13°10,709E	9663 10	grès grossier
60	MT moanda	FA	MT moanda	1°34,120S/13°10,709E	9663 9	grès grossier
61	Mikoto	FA	Mikoto	1°25,231S/13°43,271E	9663 8	grès moyen

62	PL1 Pont Leyou	FA	Pont Leyou	1°19,601S/13°05,881E	9663 2A	grès fin
63	PL1 Pont Leyou	FA	Pont Leyou	1°19,601S/13°05,881E	9663 2B	grès fin
64	PL1 Pont Leyou	FA	Pont Leyou	1°19,601S/13°05,881E	9663 2Bbis	grès grossier
65	RP4 Poubara	FD?	R. Poubara	1°44,108S/13°27,168E	9663 5	grès cendre V
66	OTO 2	FA	Otobo	1°33,527S/13°33,897E	9663 13	grès moyen
67	OK1	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 14	conglomérat
68	OK11		Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 23	grès grossier
69	OK2	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 15	silt
70	OK3	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 16	grès fin
71	OK4	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 17A	grès moyen
72	OK4	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 17B	grès moyen
73	OK5	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 18A	grès moyen
74	OK5	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 18B	grès moyen
75	OK12	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 24	grès grossier
76	OK 8	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 21A	grès rouge
77	OK 8	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 21B	grès rouge
78	OK 7	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 20A	grès grossier
79	OK 7	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 20B	conglomérat
80	OK 6	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 19A	grès grossier
81	OK 9	FB	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 22	brèche sed FB
82	OK 6	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 19B	grès grossier
83	Ok 01	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	Ok 01	Conglomérat
84	OkB 01	FB	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	OkB 01	brèche FB
85	OkB12	FB	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	OkB12	grès grossier
86	MIKO	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 26	grès grossier
87	MIKO	FA	Oklo	1°25,056S/13°09,792E	9663 27	grès grossier
88	ML01 E01	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML01 E01	grès fin
89	ML01 E02	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML01 E02	grès grossier
90	ML01 E03	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML01 E03	grès grossier
91	ML01 E05	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML01 E05	grès fin
92	Miko01 E06	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	Miko01 E06	grès moyen

93	ML02 E04	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML02 E04	grès fin
94	ML02 E08	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML02 E08	grès moyen
95	ML02 E09	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML02 E09	grès grossier
96	Miko02 E14	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	Miko02 E14	grès grossier
97	ML03 E09	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML03 E09	grès fin
98	ML03 E10	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML03 E10	grès grossier
99	ML E. chenai	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML E ch	conglomérat
100	ML 2	FB	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML 2	pélite
101	ML 3a	FB	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML 3a	pélite déformée
102	ML 3b	FB	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML 3b	pélite déformée
103	ML 1 Mikouloungou	FA	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	9663 7	conglomérat
104	ML 4	FB	Mikouloungou	1°36,595S/13°26,273E	ML 4	pélite+veine Q
105	ML013_2 E12	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E12	grès grossier
106	ML013_2 E05	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E05	grès moyen
107	ML013_2 E08	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E08	silt
108	ML013_2 E03	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E03	grès pyrite
109	ML013_2 E06	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E06	silt
110	ML013_2 E012	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E012	grès grossier
111	ML013_2 E09	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E09	grès grossier
112	ML013_2 E07	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E07	grès grossier
113	ML013_2 E010	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E010	grès
114	ML013_2 E11	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E11	grès
115	ML013_2 E02	FA	Mikouloungou	Sondage ML013	ML013_2 E02	grès fin
116	ML406 E09	FB	Mikouloungou	Sondage ML406	ML406 E09	injection grès
117	ML406 E8	FB	Mikouloungou	Sondage ML406	ML406 E8	injectite grès

118	ML406 E09 bis	FB	Mikouloungou	Sondage ML406	ML406 E09 bis	injectite grès
119	ML406 E5	FA	Mikouloungou	Sondage ML406	ML406 E5	grès grossier
120	ML127_2 E02	FA	Mikouloungou	Sondage ML127	ML127_2 E02	grès moyen
121	ML127_2 E03	FA	Mikouloungou	Sondage ML127	ML127_2 E03	grès grossier
122	ML127_2 E04	FA	Mikouloungou	Sondage ML127	ML127_2 E04	grès grossier
123	ML127_2 E05	FA	Mikouloungou	Sondage ML127	ML127_2 E05	grès moyen
124	ML127_2 E09	FA/FB	Mikouloungou	Sondage ML127	ML127_2 E09	brèche FA/FB
125	BAGO 61	FA	Bagombe	1°33,202S/13°17,138E	9663 25	grès grossier
126	BA 1	FA	Bagombe	1°33,202S/13°17,138E	BA 1	grès moyen
127	BA bis	FA	Bagombe	1°33,202S/13°17,138E	BA 1bis	grès moyen
128	BA1	FA	Bagombe	1°33,202S/13°17,138E	9663 1	grès moyen
129	CK-F. Mbouma	FA	Mbouma	1°33,174S/13°19,785E	9663 11	grès moyen
130	BA225 E02	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E02	grès grossier
131	BA225 E03a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E03a	conglomérat
132	BA225 E03b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E03b	conglomérat
133	BA225 E05a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E05a	grès grossier
134	BA225 E05b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E05b	grès grossier
135	BA225 E06a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E06a	grès grossier
136	BA225 E06b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E06b	grès grossier
137	BA225 E07a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E07a	grès grossier
138	BA225 E07b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E07b	grès grossier
139	BA225 E08a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E08a	grès moyen
140	BA225 E08b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E08b	grès moyen
141	BA225 E09	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E09	grès grossier
142	BA225 E10a	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E10a	conglomérat
143	BA225 E10b	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E10b	conglomérat
144	BA225 E12	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 8A	grès grossier
145	BA225 E12	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 8B	grès grossier

146	BA225 E13	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E13	silt
147	BA225 E13	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 9A	grès à U
148	BA225 E13	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 9B	grès à U
149	BA225 E14	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 10A	grès à U
150	BA225 E14	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 10B	grès à U
151	BA225 E15	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 11	grès (beef)
152	BA225 E16	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 12	grès à U
153	BA225 E16	FA	Bagombe	Sondage BA225	9651 12	grès à U
154	BA225 E17	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E17	grès très gros.
155	BA225 E17 bis	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E17 bis	grès très gros.
156	BA225 E18	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E18	grès fin
157	BA225 E19	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E19	grès grossier
158	BA225 E19	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E19	grès grossier
159	BA225 E20	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E20	grès moyen
160	BA225 E24	FA	Bagombe	Sondage BA225	BA225 E24	silt
161	BA216 E01	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 1	grès à U
162	BA216 E02a	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E02a	grès grossier
163	BA216 E02b	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E02b	grès grossier
164	BA216 E03A	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 2A	grès à U stylo/hydrofra
165	BA216 E03B	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 2B	grès à U
166	BA216 E04A	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 3A	grès à U
167	BA216 E04B	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 3B	grès à U
168	BA216 E05A	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 4A	grès à U
169	BA216 E05B	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 4B	grès à U
170	BA216 E06	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E06	grès fin-silt
171	BA216 E07	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 5A	grès à U
172	BA216 E07	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 5B	grès à U
173	BA216 E08	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E08	grès grossier
174	BA216 E09	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 6A	grès à U
175	BA216 E09	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 6A	grès à U

176	BA216 E10	FA	Bagombe	Sondage BA216	9651 7	grès à U
177	BA216 E11a	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E11a	grès + stylo
178	BA216 E11b	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E11b	grès grossier
179	BA216 E12	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E12	grès grossier
180	BA216 E13	FA	Bagombe	Sondage BA216	BA216 E13	silt
181	Moy 1	Socle	Moyabi	1°19,601S/13°05,882E	Moy 1	Granitoïde
182	Moy 2	FA	Moyabi	1°43,402S/13°18,353E	Moy 2	conglomérat
183	Moyabi 3	FA	Moyabi	1°43,587S/13°18,298E	Moyabi 3	grès grossier
184	Moyabi 3 bis	FA	Moyabi	1°43,587S/13°18,298E	Moyabi 3 bis	grès très gros.
185	MO1	Socle	Mouba	1°25,231S/13°43,882E	MO1	amphibolite
186	MO2	Socle	Mouba	1°25,231S/13°43,882E	MO2	amphibolite
187	MO3	Socle	Mouba	1°25,231S/13°43,882E	MO3	granodiorite
188	MO4	Socle	Mouba	1°25,231S/13°43,882E	MO4	granodiorite

**ANNEXE III. Rapports d'avancement et  
résumés des congrès**

# **Rapport d'avancement trimestriel Janvier 2014**

Alexis NDONGO

Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France  
(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

## **Rapport d'avancement trimestriel**

Le secteur uranifère que nous étudions se situe dans la partie sud-est de la république gabonaise, dans la région du haut Ogooué. Les gisements d'uranium sont encaissés dans la partie basale de la série Paléoproterozoïque du Francevillien (2150 Ma; Bonhomme et al., 1982). La série volcano-sédimentaire Francevillienne a été reconnue par Weber en 1969, et correspond à cinq unités stratigraphiques, nommées Francevillien A à E (ou FA, FB, FC, FD, FE). Ces formations affleurent dans un ensemble de quatre bassins intra-cratoniques, datés du protérozoïque inférieur. Il s'agit des bassins de Booué, de Lastourville, d'Okondja et de Franceville. Tous les gisements d'uranium découverts et exploités dans cette région se situent dans le bassin de Franceville et plus précisément dans la partie supérieure de l'unité FA (Weber 1969; Bourrel & Pfiffelmann, 1972; Gauthier Lafaye, 1996, 2003). En général, le FA est constitué par des grès et des conglomérats fluvio-deltaïques, surmontés par les ampélites riches en matière organique du FB (Weber 1969 ; Gauthier Lafaye, 1986 ; Azzibrouck Azzilet, 1986). Plusieurs auteurs ont montré que les gisements d'uranium dans le bassin de Franceville, sont toujours associés à d'anciens systèmes pétroliers (Weber et Gauthier-Lafaye, 1989; Gauthier-Lafaye, 1986; 1996 ; Mosman et al., 2001, 2005).

Le but de cette étude, basée sur le gisement de Mikouloungou sera de (1) décrire les principales failles qui structurent le bassin de Franceville, (2) de définir leur contrôle sur la mise en place des gisements d'uranium et (3) de caractériser les réservoirs par l'étude sédimentaire et pétrographique.

Dans le bassin de Franceville, deux principales familles de failles s'observent. Il y a d'une part, des failles de transfert, généralement orientées N 170°- N 180° et d'autre part, les failles normales longitudinales qui sont globalement orientées N 145° et correspondent à l'orientation générale du bassin. Les failles longitudinales majeures du bassin de Franceville, sont représentées par les grandes failles normales intra-bassin qui mettent souvent en contact tectonique la formation gréseuse du FA et les ampélites riches en matière organiques du FB (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Ces failles sont toujours associées à des anticlinaux de mur sur leurs compartiments inférieurs et des synclinaux de toit sur leurs compartiments supérieurs et contrôlent la structuration en blocs basculés du bassin. Les anticlinaux de mur associés aux failles normales intra-bassin constituent les pièges structuraux où se sont rencontrés les hydrocarbures et les fluides uranifères. De ce fait, la presque totalité des gisements d'uranium connus dans le bassin de Franceville se localisent au milieu et dans les compartiment inférieurs des failles normales intra-bassin.

Outre le contrôle structural des gisements d'uranium à l'échelle du bassin, l'analyse sédimentaire de la carrière de Mikouloungou a permis de mettre en évidence l'influence des faciès sédimentaires, sur le réservoir à uranium, à l'échelle du gisement. Quatre principaux faciès sédimentaires ont été définis dans la carrière de Mikouloungou ; trois dans le FA supérieur et le quatrième dans le FB. Il s'agit respectivement de : (1) des chenaux et barres de grès fluviaux, (2) des barres de grès à influence tidale, (3) des dépôts fins de débordement (silt-argileux) et de plaines d'inondation (pélites) et enfin, (4) les ampélites du FB qui recouvrent les faciès précédents. L'étude sédimentologique révèle ainsi des hétérogénéités lithologiques, marquées notamment par les niveaux fins inter-bancs qui limitent la migration verticale des fluides lors de la formation du

gisement. Les pélites vertes et ampélites peuvent servir de roches mères et couvertures, indispensable au piégeage des hydrocarbures et des fluides minéralisateurs, à l'intérieur du réservoir. Les barrières de perméabilité, constituées par les niveaux fins inter-bancs et les roches couvertures (pélites vertes et ampélite FB), permettent d'expliquer la distribution et la forme lenticulaire des minéralisations d'uranium à Mikouloungou. Mais elles peuvent aussi constituer un facteur d'accroissement de la pression fluide à l'intérieur du réservoir, au cours de la diagenèse.

Les hétérogénéités lithologiques s'observent aussi à l'échelle microscopique. En effet, l'observation des lames minces montre que les grès du FA (réservoirs) sont principalement composés de grains de quartz arrondis à sub-arrondis et de feldspath plus ou moins altérés, s'organisant en plusieurs fabriques différentes. Les sections bien triées, avec une porosité initiale, montrent d'importantes surcroissances des grains de quartz, associés à un ciment siliceux. Par endroits, le ciment siliceux est remplacé par un ciment calcitique. Les sections mal triées montrent des grains de quartz associés à un ciment argileux et/ou une transition abrupte entre des grains grossiers et des grains fins. Les indices de compaction sont fréquents et sont marqués par le contact grains à grains au niveau des sections bien triées et par des stylolites dans les sections mal triées. On observe en outre une réouverture des stylolites par la pression fluide, en association avec l'injection d'hydrocarbures, la remobilisation et le réarrangement des grains. Les fractures induites par les chaînes de forces au niveau des points de contact des grains sont aussi remplies des bitumes. Un dernier réseau de fractures horizontales et verticales, rempli de calcite, affecte de manière cassante et indifférenciée les grains et les fractures préexistantes. Des micro-brèches sont associées aux fractures verticales de ce réseau tardif.

L'intégration de toutes les observations permet de proposer une évolution chronologique des grès uranifères (FA) au cours de l'histoire du bassin de Franceville. **1)** Le premier stade correspond à la mise en place des grès du FA supérieur marqués par une forte variabilité de l'hétérogénéité granulométrique. **2)** Le deuxième stade d'évolution est illustré par deux phases de compaction. La première phase de compaction induit un contact grain à grain et une surcroissance des grains de quartz. La deuxième phase de compaction, plus marquée, est à l'origine de la stylolitisation des grains de quartz et même des surcroissances. **3)** Le troisième stade d'évolution des grès uranifères (FA) se caractérise par la réouverture des stylolites et l'injection des hydrocarbures. Des pressions fluides importantes sont associées à cette phase de déformation à l'origine de la réouverture des stylolites, de la remobilisation et du réarrangement des grains. Cette phase est aussi caractérisée par l'injection d'importantes quantités d'hydrocarbures. La fin de cette phase de déformation est marquée par de faibles pressions fluides contrôlant le remplissage par les bitumes des fractures intra-cristallines et des feldspaths altérés. L'hydrofracturation est le phénomène dominant au cours de cette phase de déformation. **4)** Le quatrième et dernier stade d'évolution est marqué par des fractures horizontales et verticales remplies de calcite et associée à des micro-brèches. Cette phase peut être rattachée à la compression tardive mineure connue dans le bassin de Franceville et représentée dans la carrière de Mikouloungou par les failles inverses de faible rejet.

Cette étude met en évidence plusieurs facteurs de contrôle de l'augmentation de la pression fluide dans les grès uranifères (réservoirs) du bassin de Franceville: l'hétérogénéité lithologique marquée par la succession grès-argiles, la cimentation siliceuse obturant les pores entre les grains, la pression lithostatique liée à la surcharge sédimentaire d'enfouissement, le cracking et la migration des hydrocarbures vers l'anticlinal localisé dans le compartiment inférieur des failles normales intrabassins.

# **Rapport d'avancement trimestriel Avril 2014**

Alexis NDONGO

Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogeosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France  
(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

## **Synthèse de la mission de terrain Janvier –Février 2014**

Les travaux de thèse intitulée « Les gisements paléoprotérozoïques de Bagombé et Mikouloungou (Gabon) et leur environnement; dans leur cadre sédimentologique et tectonique actualisé », que je mène à l'Université de Bourgogne, poursuivent leur cours sans difficultés majeurs. Nous avons à ce jour, pu effectuer, au Gabon, les trois missions de terrain prévues dans le programme. La dernière s'est déroulée du 13 Janvier au 13 Février 2014. Elle avait pour but d'affiner les observations sédimentologiques et structurales, et de valider les premières hypothèses de travail, de faire des mesures structurales quantitatives et d'échantillonner dans des secteurs éloignés des gisements uranifères.

### ***Analyse tectonique***

L'étude cartographique du bassin de Franceville et les observations faites lors de précédentes missions de terrain avaient permis d'identifier deux principales familles de failles: (1) les failles de transfert de grande extension régionale, orientées N 170° à N 180° et (2) les failles normales longitudinales orientées N 145°, souvent associées aux gisements d'uranium. Les mesures structurales effectuées lors de cette dernière mission permettent de quantifier les déformations syn-lithifications précoces et fragiles (injectites, microfailles, filons, etc.) sur plusieurs secteurs du bassin, de proposer des états de contraintes et de discuter de la chronologie relative des grandes phases structurales précédemment identifiées. Ce travail apportera une meilleure compréhension sur l'interaction entre la tectonique, la sédimentologie et les processus diagénétiques et leur contrôle sur la mise en place des gisements uranifères.

### ***Analyse sédimentologique***

Les observations sédimentologiques ont permis d'affiner l'étude des environnements de dépôts à Mikouloungou et dans d'autres secteurs du bassin relativement excentrés par rapport aux gisements d'uranium. Les missions précédentes (Juin 2012 ; Mars 2013) avaient permis de définir quatre principales associations de facies sédimentaires dans la carrière de Mikouloungou ; trois dans le FA supérieur et le quatrième dans le FB. Ces associations permettent de proposer quatre environnements de dépôt : (1) des chenaux et barres fluviales, (2) des barres tidales, (3) des dépôts fins de plaines d'inondation et enfin, (4) les ampélites du FB qui recouvrent les facies précédents et qui correspondent à des environnements d'offshore supérieur à inférieur. Les observations de cette dernière mission complètent ces premiers résultats et permettront au final de faire un inventaire des différents environnements de dépôts à l'échelle du bassin de Franceville et de mieux contraindre le contexte sédimentaire qui accueille les gisements d'uranium.

### ***Echantillonnage pour caractériser l'hydrofracturation***

Les échantillons prélevés sur le terrain ont été envoyés à Bessines (site Areva) pour la confection des lames minces. L'étude de ses dernières permettra de discuter de l'évolution diagénétique des dépôts et des hypothèses faites concernant les processus d'hydrofracturation et de circulation de fluides

(hydrocarbures et fluides uranifères). L'analyse de ces lames sera complétée par l'étude de la collection de lames minces confectionnées lors des travaux de Régis Mathieu et Gauthier-Lafaye sur les secteurs d'Oklo et de Bagombe.

## Travail en cours

### Rédaction d'un article

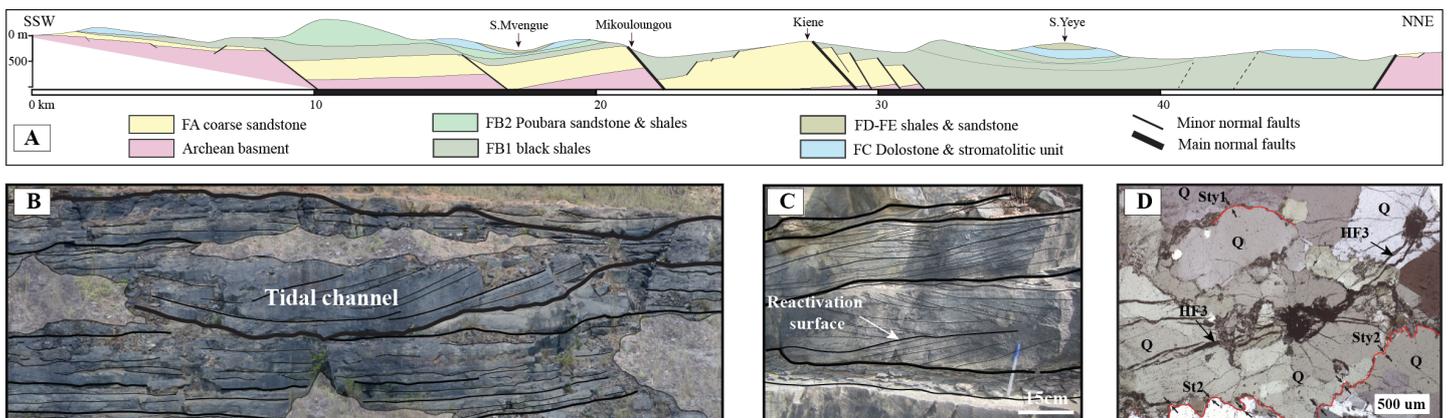
La date de soutenance de thèse est prévue pour le premier trimestre 2015, nous avons depuis mi-février lancée la rédaction d'un article sur le thème de l'évolution des réservoirs dans les bassins sédimentaires. Cet article sera axé sur le contrôle tectono-sédimentaire et diagénétique des réservoirs sableux Paléo-protérozoïques dans le bassin de Franceville.

## Travail en perspectives

### Etudes pétrographiques: diagenèse et hydrofracturation

Il est prévu que les 22 et 23 Avril, je me rendrai à Paris pour récupérer la collection des lames minces de Régis Mathieu et Gauthier-Lafaye sur Oklo et Bagombe. La suite du travail consistera à observer ces lames minces et les comparer aux observations préalables. L'objectif est de proposer un diagramme d'évolution de la porosité et de la structuration du réservoir (bandes de déformation, stylolites, hydrofracturation) en tenant compte de la structuration et de la diagenèse du bassin.

## Quelques figures d'illustrations



**Figure:** la figure ci-dessus présente quelques illustrations des différents aspects abordés dans le cadre de cette thèse et brièvement résumés dans ce rapport d'avancement. A- coupe synthétique traversant le bassin de Franceville suivant une direction SSW-NNE et montrant les grandes failles normales qui structurent le bassin en blocs basculés et associées à des anticlinaux de Mur (compartiments inférieurs des failles normales) et à des synclinaux syn-sédimentaire de toit (compartiments supérieurs de faille normales); les grands ensembles géologiques sont : le socle en rose, le FA en jaune, le FB en vert, le FC en bleu et le FD-FE en vert olive. B- Photographie d'un chenal tidal à Mikouloungou. C- Photographie de bancs de grès fin montrant des litages en arête de poisson et une surface de réactivation caractéristique d'environnement tidal à Mikouloungou. D- Photographie de lame 9651-2A de la carotte BA216 de Bagombe, montrant des phénomènes de stylolitisation et d'hydrofracturation.

# **Rapport d'avancement trimestriel Juillet 2014**

Alexis NDONGO

Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France  
(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

## **Contexte et actions menées**

Les résultats présentés dans ce rapport s'inscrivent dans le cadre de la thèse portant sur l'étude des « gisements Paléoproterozoïques du Bassin de Franceville, au Gabon ». Ce travail amorcé en 2012, a permis une meilleure compréhension du contrôle structural, sédimentaire et pétrographique des gisements d'uranium dans le bassin de Franceville.

Les études tectoniques ont permis d'identifier les deux grandes directions de failles, à savoir, les grandes transverses subméridiennes, enracinées dans le socle Archéen et les failles longitudinales qui contrôlent la distribution géographique des gisements d'uranium à l'échelle du Bassin. Les grandes failles normales longitudinales qui ont fonctionné lors de la mise en place des dépôts gréseux du FA (roche réservoir) et ampélique du FB (roche mère-couverture) contrôlent à leur voisinage des anticlinaux de mur qui constituent des pièges structuraux favorables à l'accumulation d'hydrocarbures et des gisements d'uranium.

Les analyses sédimentologiques effectuées à l'interface de FA-FB, dans la carrière de Mikouloungou en particulier, ont permis de mettre en évidence les hétérogénéités sédimentaires et granulométriques liées aux types d'environnement de dépôts ayant prévalu lors du passage du FA supérieur, deltaïque-estuarien au FB inférieur, marin.

Le travail pétrographique effectué sur les nouvelles et anciennes lames minces des secteurs de Mikouloungou, Bangombe et Oklo-Okelobondo montre que les minéralisations d'uranium sont contenues dans des grès grossiers à moyens, principalement constitués de grains de quartz, de feldspath et accessoirement de fragments lithiques et minéraux tels que des zircons. Ces grès montrent plusieurs types de ciment qui peuvent être siliceux, carbonatés ou argileux. Ils présentent aussi une porosité secondaire remplie par des bitumes, mais surtout une importante porosité de fracture.

Dans ce rapport trimestriel, nous présenterons quelques résultats obtenus sur l'étude de la porosité dans les gisements de Mikouloungou et Bagombe et son évolution au cours de la diagenèse et de l'histoire du bassin de Franceville.

## **Notion de porosité et facteurs de contrôle dans les réservoirs gréseux à hydrocarbures**

La porosité d'une roche définit le pourcentage de vides par unité de volume de cette roche. Un bon réservoir se définit par l'inter-connectivité de ses vides et sa capacité à transporter des fluides, c'est à dire sa perméabilité. Dans les réservoirs, la porosité est contrôlée par plusieurs facteurs.

### ***Les facteurs de contrôle de la porosité***

Les facteurs de contrôle de la porosité d'un réservoir sont multiples. On peut les regrouper en trois grands ensembles à savoir les facteurs liés à la nature de la roche et son environnement de

dépôt, les facteurs liés aux processus diagénétiques (Ajdukiewicz & Lander, 2010) et les facteurs associés aux déformations syn à post diagénétiques du réservoir.

#### Environnement de dépôts et porosité

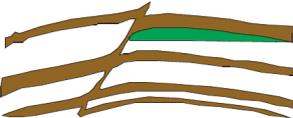
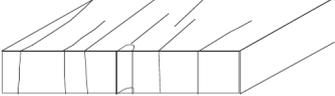
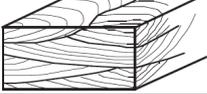
Les corps gréseux se mettent en place presque dans de nombreux types d'environnement. Des barres fluviales aux lobes turbiditiques en passant par les milieux deltaïques et côtiers (Morad et al., 2010). Dans tous ces environnements, la porosité des corps gréseux varie en fonction de la nature, de la forme et de la taille des grains, mais surtout en fonction de l'hydrodynamisme du milieu de dépôt. Ainsi les sédiments formés dans un environnement de forte énergie (grès conglomérat) seront plus poreux que les sédiments fins (silts, argiles, etc.) des milieux calmes. De plus, les sables mal triés seront moins poreux, du fait de la présence des silts ou des matrices argileuses, qui colmatent la porosité initiale. Notons aussi que la présence d'argiles autour des grains (ou grain coating) inhibe la cimentation siliceuse au cours de la diagenèse, et donc empêche le remplissage des pores par la silice (Morad et al., 2010).

#### Diagenèse et porosité

Les processus diagénétiques peuvent constituer des facteurs de destruction de la porosité initiale ou de création la porosité secondaire. Par exemple, les mécanismes de compaction mécanique et chimique et la cimentation siliceuse associée, ont tendance à obstruer la porosité initiale (Ajdukiewicz & Lander, 2010). Cependant les processus d'altération de certains minéraux (feldspaths) et la dissolution des ciments carbonatés ou siliceux sont souvent à l'origine de la création d'une porosité secondaire (Ajdukiewicz & Lander, 2010).

#### Déformation syn-post diagénétique et porosité

Un autre facteur contrôlant la porosité dans les réservoirs est la fracturation et l'hydrofracturation. Les réseaux de fractures ou de micro-fracture associés aux zones de dommage des failles par exemple peuvent constituer une véritable zone de circulation des fluides. Mais le type de fracture le plus répandu dans les réservoirs à hydrocarbures est la fracturation hydraulique. Ce type de fracture se forme sous l'effet de surpressions fluides importantes qui fracturent les roches à l'intérieur du réservoir et favorisent une importante circulation de fluides.

Scale	Reservoir heterogeneity types	
Giga (>300 m)	Sealing to nonsealing faults	
	Fracturing	
Mega (10–100 m)	Genetic unit boundaries	
	Permeability zonation within genetic units	
Macro (in meters)	Baffles within genetic units	
	Sedimentary structures	
Micro ( $\mu\text{m}$ )	Microscopic heterogeneity	

**Figure 1.** Types of reservoir heterogeneity in sandstone bodies that occur to various extents and scales, ranging from micrometers to hundreds of meters, and is commonly attributed to variations in depositional facies, diagenetic evolution pathways, and structural features, such as the presence of fracture network and faults (modified from Weber, 1986).

Figure 1 : les différents types d'hétérogénéité dans les réservoirs sableux et leur influence sur la porosité (modifié d'après Weber, 1986, dans Morad et al., 2010).

## Résultats: Analyses pétrographique et microstructurale

### Pétrographie

L'analyse pétrographique des lames minces montre que les grès du FA (réservoirs) sont des grès grossiers à moyens principalement composés grains de quartz arrondis à sub-arrondis de feldspath plus ou moins altérés, s'organisant en trois fabriques majeures. 1) la première fabrique (ou microfaciès 1) s'observant aussi bien dans le gisement de Mikouloungou que dans le gisement de Bagombe, se caractérise par la présence dans les lames minces des grains sub-arrondis à sub-anguleux, bien triés et liés par des ciments siliceux et carbonatés, qui obstruent en grande partie la porosité initiale (Pl.1A). Les contacts grains à grain ou concavo-convex sont fréquents. Les contacts suturés (ou stylolites) entre les grains de quartz, mais aussi entre certains grains et les auréoles de surcroissance de quartz, s'observent également (Pl.1A). Le ciment carbonaté se met en place par endroit, en remplacement du ciment siliceux et de certains grains de quartz corrodés. Dans ce faciès, les hydrocarbures (bitumes) se localisent dans la porosité secondaire créée par l'altération des feldspaths, la dissolution des ciments siliceux et carbonatés. 2) La seconde fabrique (ou microfaciès 2) est marquée par une granulométrie bimodale et des grains moyennement triés (Pl.1B). Les grains sont sub-anguleux à sub-arrondis et se répartissent selon une distribution hétérogène. Le ciment majeur dans ce faciès est constitué par la matrice argileuse, alors que le ciment siliceux est moins abondant et le ciment carbonaté quasi inexistant. Les contacts stylolitisés entre grains sont souvent réouverts par l'injection des hydrocarbures (Pl.1D). Dans certaines lames, la présence de bitume coïncide avec une remobilisation des grains de quartz et une déformation des structures sédimentaires. Sur plusieurs lames du gisement de Bagombe, il est fréquent que les zones remobilisées soient à nouveau affectées par une cimentation siliceuse tardive, et par des stylolites (Pl.1E). Les fractures en réseau remplies de bitumes et les fractures remplies de carbonates sont

aussi visibles sur certaines lames (Pl.1F). 3) La troisième fabrique (ou microfaciès 3) montre des grains de quartz pris dans une matrice argileuse abondante, souvent associés à des feuillets de micas blancs (Pl.1C). Dans ce faciès on observe des figures de remobilisation des argiles et des traces de déformations ductiles. Les ciments siliceux sont très peu développés mais les rares niveaux à grains de quartz présentent des surfaces irrégulières et des stylolites. Les fractures sont remplies d'un mélange d'argile et de bitumes, associé à des cristaux de pyrites, chalcopyrite.

### **Microstructures**

Les microstructures observées sont soit des zones de déformations ductile syn-lithification, des stylolites, ou des fractures.

### **Déformation ductiles synlithification**

Les déformations ductiles synlithifications s'observent surtout dans les faciès de type 2 et 3, tandis que le microfaciès de type 1 est très peu déformé (Pl.1A). Elles sont marquées par l'aspect hétérogène des grains remobilisés par des circulations de fluides à l'intérieur du sédiment. Elles se caractérisent par la remobilisation du sédiment aussi par les hydrocarbures (bitumes) et la réouverture des stylolites de faible amplitude dans le microfaciès de type 2 (Pl.1D), et par des phénomènes d'élutriation des argiles dans le microfaciès de type 3 (Pl.1C). Les phénomènes d'élutriation des argiles sont le résultat de la compaction mécanique associée l'enfouissement du bassin et la perte d'eau du sédiment. Ce mécanisme est rendu possible par l'augmentation de la pression fluide à l'intérieur du sédiment gorgé d'eau et soumis à la pression lithostatique. Par contre la remobilisation par les hydrocarbures et la réouverture des stylolites correspond à une première phase d'hydrofracturation, associée à une augmentation de la pression fluide dans les réservoirs sableux. Dans ce cas, la compaction mécanique et chimique dû à l'enfouissement réduit significativement la porosité et augmente la pression fluide dans le réservoir sableux, situé dans l'anticlinal de mur sous la faille normale et les ampélites imperméable du FB. Il se produit alors un phénomène de fracturation hydraulique qui engendre la remobilisation des grains et la réouverture des stylolites dans un matériel peu lithifié.

### **Les stylolites**

Les stylolites sont bien développés dans le gisement de Bagombe, où on peut les observer aussi bien à l'échelle de la carotte qu'en lame mince. Ils se retrouvent généralement dans les microfaciès de type 2 et 3 et peuvent se regrouper en deux ensembles. Le premier ensemble correspond à des stylolites de faible amplitude (*small amplitude*), assez peu marqués (Pl.1C, 1D). Ces stylolites sont localisés au niveau des contacts des grains et sont souvent réouverts par « hydrofracturation ductile », lié à des apports abondants d'hydrocarbures (bitumes) sous pression. Le second ensemble est représenté par des stylolites de large amplitude (10 cm à n cm) qui affectent aussi bien les grains que la matrice (Pl.1E, 1F). I

Is présentent des formes irrégulières et concernent plusieurs grains. En général les deux groupes de stylolites sont subparallèles à la stratification, mais peuvent être sinueux ou anastomosés, lorsqu'ils épousent les contours des grains. Ils sont souvent associés à la présence de bitumes ou d'argile. Les deux groupes de stylolites sont le résultat combiné de plusieurs facteurs tels que la température, la présence de bitumes ou d'argiles, la compaction mécanique, la compaction chimique (variable température élevée, présence d'argile et de matière organique, pression fluide élevée, voir revue générale de la compaction chimique (Worden, et Morad, 2000 ; Sheldon et al., 2003). Cependant, le premier groupe de stylolites résulte d'une compaction chimique précoce qui se met en place avant la première injection d'hydrocarbures. Le second groupe par contre se forme de manière tardive, par accentuation de la compaction chimique, en présence des hydrocarbures et des argiles.

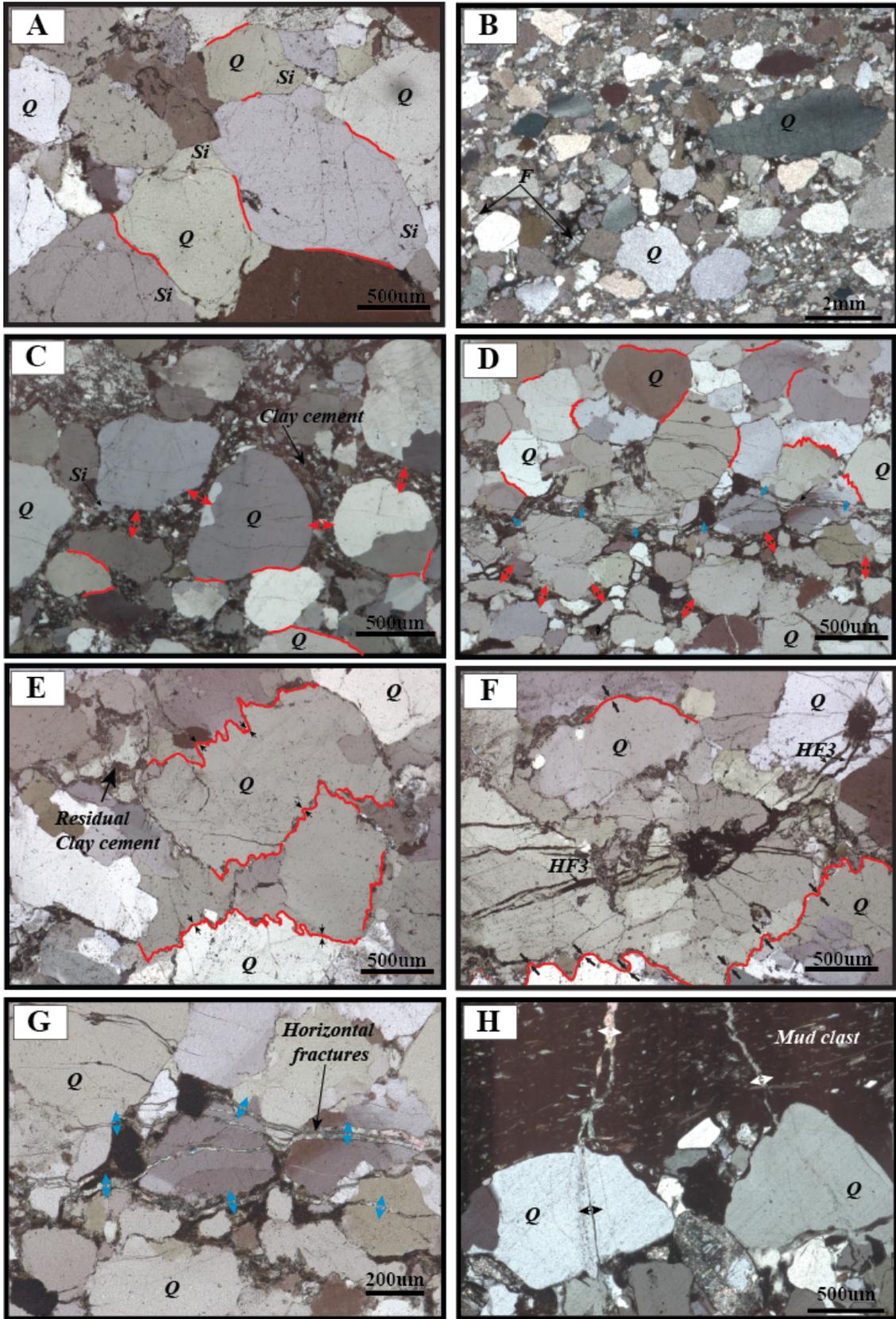


Planche 1 : Photographie des lames minces des secteurs de Mikouloungou et Bagombe

## **Les microfractures**

Les microfractures sont de deux types. Il y a d'une part, les microfractures remplies de bitume et d'argile bitumineuse et des microfractures remplies de carbonates.

Le premier type de microfractures est souvent subparallèle à la stratification (S0). Il est formé d'un ensemble de plusieurs microfractures interconnectées les unes aux autres. Les connections majeures correspondent souvent à une fracture en étoile, située au niveau des points de contact des grains et à l'intérieur de laquelle se localisent les gouttelettes de bitumes ou la matrice argileuse (Pl.1D,1F). Cette fracturation caractéristique correspond à une nouvelle phase d'hydrofracturation « fragile », associée à une seconde injection d'hydrocarbure (ou hydrocarbures de deuxième génération HC2) dans le réservoir sableux. Le réseau de microfractures ainsi créé, contribuera à augmenter la porosité du réservoir et ainsi favoriser la circulation des hydrocarbures et des fluides uranifères. C'est donc à cette seconde phase de migration d'hydrocarbure qu'est associée la mise en place de la minéralisation d'uranium, comme on peut l'observer dans de nombreuses lames minces.

Le second type de microfractures est rempli de carbonate (Pl.1G). Il est généralement subparallèle à la stratigraphie (S0), et affecte de manière indifférenciée les grains de quartz, les stylolites et les fractures préexistantes. Cette fracturation semble correspondre à une phase de déformation compressive tardive du bassin, associée à l'injection des fluides carbonatés dans les réservoirs gréseux.

### **Hydrofractures et minéralisation d'uranium**

L'étude pétrographique et microstructurale montre que la minéralisation d'uranium dans les gisements de Bagombe et Mikouloungou est étroitement liée à des phénomènes d'hydrofracturation qui créent la majeure partie de la porosité secondaire de fracture, dans laquelle se mettent en place les hydrocarbures et les argiles porteurs du minerai d'uranium.

L'observation au microscope photonique à réflexion de ces fractures a permis de montrer que l'uranium se présente sous trois aspects, à l'intérieur des fractures. Il est soit absorbé dans le réseau cristallin des muscovites, soit associé à la matrice argileuse, soit incrusté dans les gouttelettes de bitumes. Dans les cristaux de muscovites, l'uranium s'insère probablement dans le réseau cristallin de la muscovite en remplacement d'un cation de taille ionique similaire. Les cristaux de muscovites noircies par radiolyse, sont pris dans les stylolites ou dans les fractures (Fig. 2B).

Lorsque la minéralisation d'uranium est associée à la matrice argileuse, les minéraux d'uraninites, souvent associés à l'oxyde de titane uraneux et les sulfures tels que la pyrite et la chalcopryrite, se retrouvent emmêlés dans un réseau d'argilites fibreuses, à l'intérieur des fractures (Fig. 2B). Quand la minéralisation est associée aux gouttelettes de bitumes, l'uraninite peut être sous forme diffuse à l'intérieur de la gouttelette, mais elle s'organise assez souvent selon des microfractures parallèles à la stratification (S0) et selon la direction des dièdres extensifs notés D1 et D2 sur la figure (Fig. 2A). Cette fabrique particulière, observée à 20 µm dans une gouttelette de bitume, reproduit parfaitement la fabrique observée en lame mince et les déformations des joints de stratification (S0) et Bandes de Cisaillement Extensif (BCE) par surpression fluides (dykes, stylolites à joints bitumineux, fente de tension de quartz) à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle du bassin de Franceville.

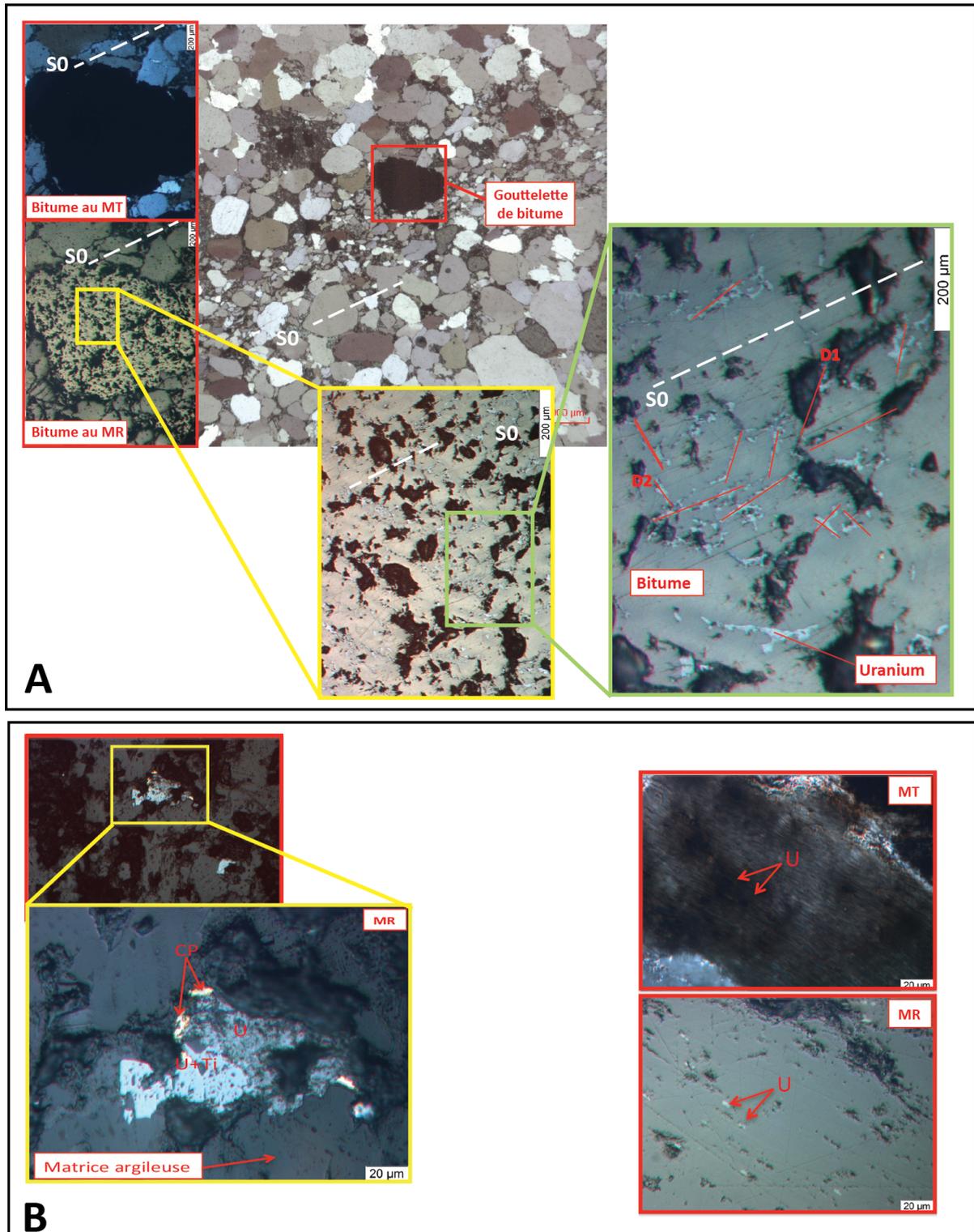


Figure 2: Forme de la minéralisation d'uranium dans les gisements de Bagombe et Mikouloungou

## Synthèse

Au vu de ce travail, il apparaît que la minéralisation de l'uranium dans les gisements de Mikoulougou et Bagombe est liée à plusieurs facteurs que l'on regroupe en trois ensembles. Il y a d'abord le contexte structural qui contrôle, les environnements de dépôt et les hétérogénéités des réservoirs sableux (fortes pressions fluides et mis en place de la séquence hydrocarbure-uranium au niveau des anticlinaux de mur associée aux failles normales). Ce contexte structural contrôle les processus diagénétiques qui détruisent la porosité initiale et créent la porosité secondaire. Mais surtout les processus de fracturation hydraulique qui sont à l'origine de la porosité de fracture qui conduit la migration des hydrocarbures et des fluides uranifères. Nous montrons aussi que la minéralisation d'uranium est associée soit aux micas blancs, soit à la matrice argileuse, mais surtout aux gouttelettes d'hydrocarbures. Selon la séquence diagénétique virtuelle que nous proposons (Fig. 3), la minéralisation d'uranium est contemporaine de la seconde phase d'hydrofracturation « fragile », qui injecte dans le réservoir, à l'intérieur du réseau de fracturation hydraulique, une importante quantité d'hydrocarbures. Les fluides uranifères sont probablement injectés en même temps que les hydrocarbures de deuxième génération (HC2).

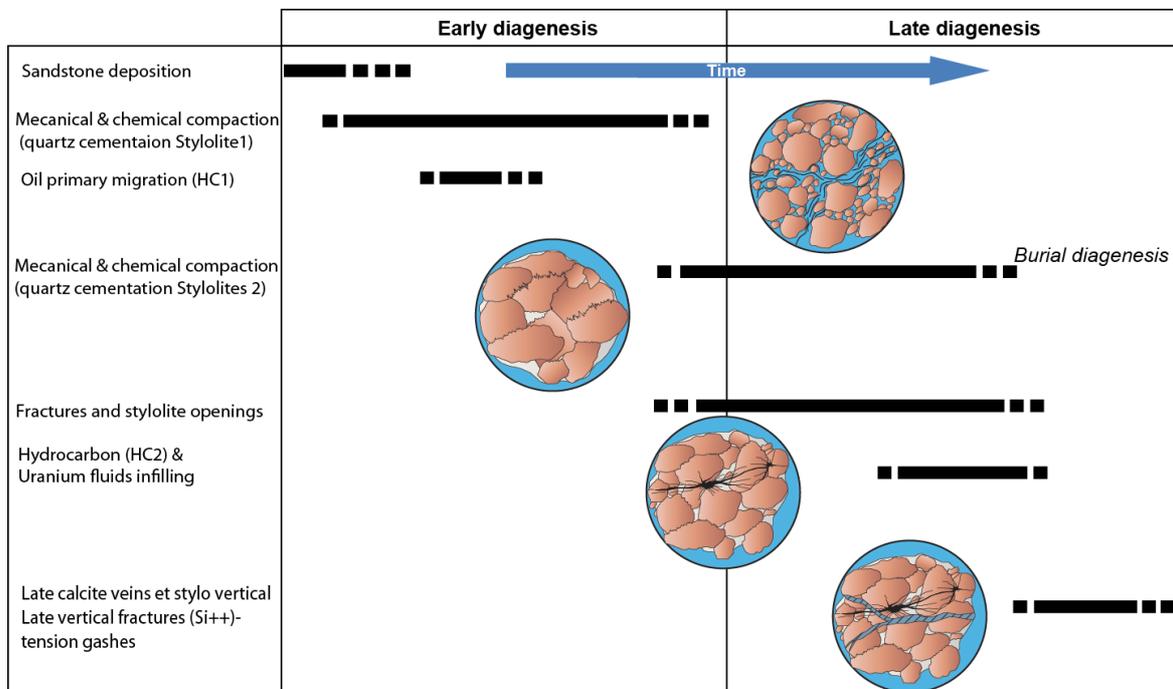


Figure 3 : Séquence diagénétique virtuelle des gisements d'uranium de Bagombe et Mikoulougou.

## Difficulté et demandes

Après les problèmes rencontrés au début de ce contrat, la thèse se déroule correctement. La difficulté à signaler correspond au retard pris par les échantillons de la dernière mission de terrain (Janvier 2014), envoyés à Bessine pour la confection des lames minces. Une remarque concernant le schéma du gisement de Mikoulougou (littérature) a été faite lors de la journée des thésards du 4 Juillet 2014 à la Défense. Pour améliorer ce point, j'aurai besoin du schéma actualisé du gisement de Mikoulougou. Dans la mesure du possible, j'aurai aussi besoin de la dernière synthèse géologique du bassin de Franceville.

## **Perspectives**

Le travail complémentaire de cette étude sur le réservoir d'uranium et son évolution diagénétique, consistera à effectuer le comptage des grains et à quantifier la porosité à l'aide du logiciel jmicrovision. Parallèlement, il s'agit de soumettre l'article et de rédiger le manuscrit de thèse.

## **Bibliographie**

Ajdukiewicz, J.M., and Lander, R.H., 2010, Sandstone reservoir quality prediction : The state of art, AAPG Bulletin, v. 94, p. 1083-1091.

Morad, S., Khalid Al-Ramadan, Ketzer, J.M., and De Ros, L.F., 2010, The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy, v.94, p.1267-1309.

SHELDON, H., WHEELER, J., WORDEN, R.H., LIND, A., AND CHEADLE, M.J., 2003, Relative importance of effective stress and temperature in porosity reduction of quartz sandstones: Journal of Sedimentary Research, v. 73, p. 64–71.

WORDEN, R.H., AND MORAD, S., 2000, Quartz cement in oil field sandstones: a review of the critical problems, in Worden, R.H., and Morad, S., eds., Quartz Cementation in Sandstones: International Association of Sedimentologists, Special Publication 29, p. 1–20.

## **Rapport trimestriel Janvier 2015**

Alexis NDONGO

Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogeosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France

(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

### **Contexte de l'étude :**

Ce rapport trimestriel concerne l'état d'avancement de la thèse portant sur l'étude des « gisements Paléoprotozoïques du bassin de Franceville, au Gabon ». Au cours du dernier trimestre de l'année 2014, mon travail s'est uniquement focalisé sur la rédaction de l'article scientifique nécessaire pour la soutenance. Cette note, qui a pour titre "*Fluid overpressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville basin (SE Gabon)*", a pour objectif de décrire, grâce à une étude intégrant analyses tectonique, sédimentologique et pétrographique, les déformations par surpression fluide et de comprendre leur distribution spatiale et stratigraphique à l'échelle du bassin de Franceville.

### **Principaux résultats : Résumé article**

Le bassin de Franceville (2.2 Ga) a largement été étudié du fait des gisements uranifères qu'il renferme. Ces gisements d'uranium se localisent essentiellement au voisinage des grandes failles structurant le bassin et à la transition FA-FB. Les anciennes études ont montré que les gisements uranifères du bassin de Franceville sont reliés à d'anciens systèmes pétroliers, mais également que les gisements à forte teneur en uranium sont étroitement associés aux processus de fracturation hydraulique mise en évidence par l'existence de fractures et brèches hydrauliques. Cette étude a permis d'identifier les anticlinaux de mur et les synclinaux de toit associés aux failles normales longitudinales d'orientation NW-SE. Elle a également contribué à la mise en évidence de deux types de barrières de perméabilité MPB (Main Permeability Barrier) and SPB (Secondary Permeability Barrier), situées au niveau des transitions stratigraphiques FA-FB et FB2a-FB2b. L'analyse

multiéchelle de plusieurs échantillons et affleurements du bassin de Franceville a permis de décrire deux types de structures de surpression fluide; les structures précoces de surpression fluide et les structures tardives de surpression fluide. 1) Les structures précoces de surpression fluide sont représentées par les failles synlithification de la carrière d'Oklo, les dykes et sills de M'vengue. 2) Les structures tardives de surpression fluide sont les fentes de tension et stylolites de la carrière de Socoba, les veines de quartz associées aux mass flows d'Oklo et de Mikouloungou, et les brèches intraformationnelles décrites sur les carottes de Mikouloungou et de Bagombe. L'ensemble de ces structures de surpression fluide se localisent dans les anticlinaux de mur (i.e. pièges pétroliers), associés aux failles longitudinales et au voisinage des barrières de perméabilité MPB et SPB au niveau des transitions FA-FB et FB2a-FB2b. Nous avons ainsi défini une distribution spatiale et stratigraphique des structures de surpression fluide.

La localisation des structures de surpression fluide liées à la transition FA-FB est la même que celle des gisements d'uranium et des anciens pièges pétroliers. L'identification des structures de surpression fluide semble donc être un bon outil pour la prospection uranifère dans le bassin de Franceville.

**Difficultés et besoins :**

Je ne rencontre actuellement aucune difficulté dans le déroulement de la thèse.

**Perspectives :**

Les perspectives de ce travail sont la soumission de l'article en Février et la rédaction du manuscrit de thèse en vue de la soutenance en septembre 2015.

## **Rapport d'avancement Avril 2015**

Alexis NDONGO

Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogeosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France  
(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

Ce rapport trimestriel s'inscrit dans le cadre de la thèse sur « *Les gisements Paléoprotérozoïques du bassin de Franceville, au Gabon* ». Au cours du premier trimestre 2015, le travail de thèse a consisté en la rédaction de l'article scientifique, l'élaboration du plan du manuscrit de thèse et la préparation de figures.

### **Travail sur l'article scientifique**

L'article, qui a été soumis à AREVA le 2 Avril 2015 et autorisé à la publication le 14 Avril 2015, s'intitule : « *Surficial fluid overpressure deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon)* ». Cet article a pour but de décrire les structures de surpression fluide associées aux gisements d'uranium dans le bassin de Franceville, de discuter des processus responsables de leur mise en place et du lien avec les gisements d'uranium.

Cet article a permis d'identifier les barrières de perméabilité principales et secondaires (MPB, SPB) au niveau des transitions stratigraphiques FA-FB et FB2a-FB2b. Ces barrières de perméabilité limitent la migration verticale ou latérale des fluides du fait des ampélites peu perméables qui recouvrent les grès du FA et du FB2a. Elles sont donc responsables de l'augmentation de la pression fluide dans le bassin.

L'article met en évidence : (1) les structures de surpression fluide synlithification (les failles synlithification d'Oklo, les dykes gréseux de M'vengue et les brèches intraformationnelles de Bagombe et de Mikouloungou.), (2) les structures de surpression fluide postlithification (fentes de tension et stylolites de la carrière de Socoba). L'ensemble de ces structures se localise préférentiellement dans les anticlinaux de mur des failles longitudinales. La mise en place des structures de surpression fluide semble être contrôlée par des processus de fracturation hydraulique, à différents stades de l'évolution diagénétique des formations gréseuses.

Enfin, le lien étroit entre les structures de surpression fluide et les gisements d'uranium du bassin de Franceville pourrait servir à la prospection dans d'autres secteurs du bassin.

Après les dernières corrections, l'article sera soumis dans les prochaines semaines à *Precambrian research*.

### **Architecture du manuscrit de thèse**

Parallèlement à la rédaction de l'article, j'ai également commencé le travail de rédaction du manuscrit de thèse, par l'élaboration du plan et la préparation des figures. Globalement le manuscrit de thèse s'articulera autour de quatre parties : géologie structurale, sédimentologie, pétrographie-diagenèse et gîtologie. La partie structurale insistera sur la définition des failles de transfert et des failles longitudinales qui structurent le bassin de Franceville et sur la compréhension de leur implication dans la compartimentation du bassin et la distribution spatiale des gisements d'uranium. La partie sédimentologie sera axée sur la caractérisation des environnements de dépôt, la détermination des hétérogénéités granulométriques dans le bassin (barrières de perméabilité) et la compréhension de leur influence sur l'augmentation de la pression fluide et les processus de

fracturation hydraulique. La partie sur la pétrographie permettra de discuter de l'évolution de la porosité, et des processus de migration des fluides à l'intérieur du réservoir FA et des gisements d'uranium francevilliens. Enfin, la dernière partie se focalisera sur la caractérisation des gisements de Bagombe et Mikouloungou en tentant de discuter de la distribution verticale des minéralisations d'uranium, de la circulation des fluides, de la position des fronts d'oxydo-reduction et du contrôle de la fracturation hydraulique dans les processus de minéralisation. Le but étant de proposer des modèles assez complets de ces gisements.

**Perspectives et demandes:**

Le travail de rédaction se poursuit sans difficulté majeure. En terme de perspectives, il y a la participation à la journée des thésards du 29 Mai 2015 à Paris, la participation du 13<sup>eme</sup> congrès de l'Association de Géologie Appliquée en Août 2015 à Nancy et la soutenance en fin d'année 2015.

Je travaille en ce moment sur les figures de la thèse. Afin d'illustrer la partie sur les gisements d'uranium de Bagombe et Mikouloungou, j'ai besoin de deux coupes non interprétées traversant ces deux gisements, comprenant 4 logs chacun et donnant des informations sur la granulométrie, la résistivité, la radioactivité (gamma-ray), et le redox. Une coupe passant par le log ML406-2 à Mikouloungou et une autre par le log BA37, ou BA225, ou BA216, à Bagombe, serait l'idéal. Ces coupes serviront d'appui aux modèles de gisement illustrés par la figure 1 ci-dessous.

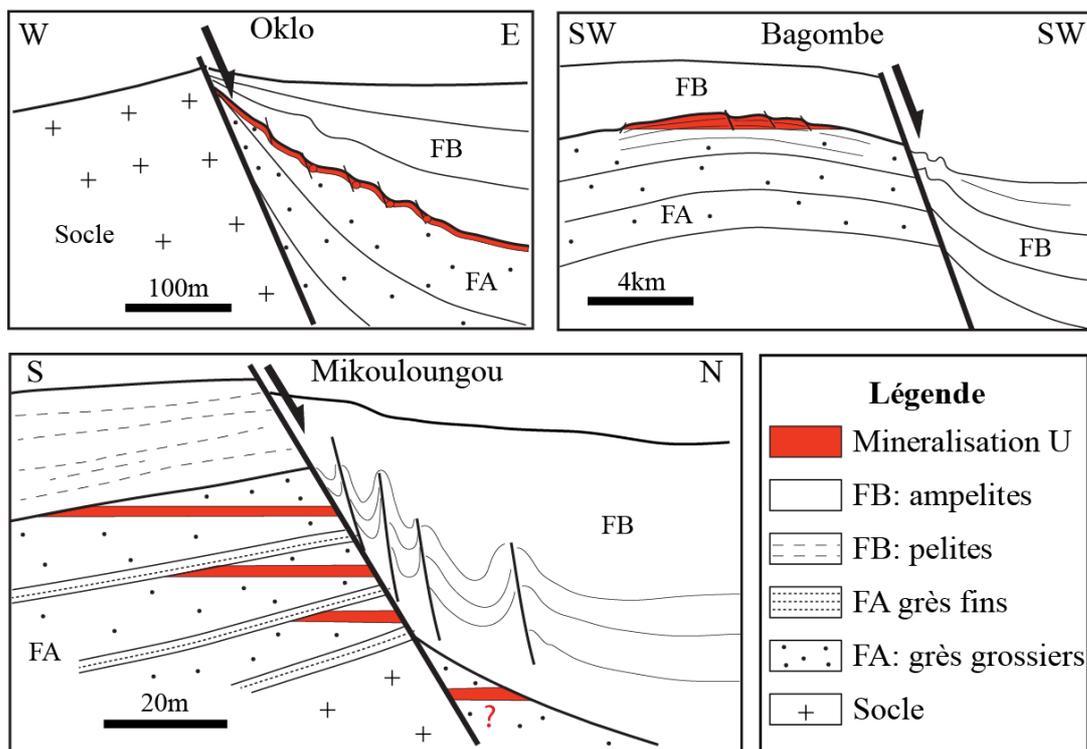


Figure 1: Modèles des gisements d'Oklo, de Bagombe et de Mikouloungou.

## CONTRÔLE STRUCTURAL ET SÉDIMENTAIRE DES GISEMENTS URANIFÈRES DU BASSIN DE FRANCEVILLE : EXEMPLE DU GISEMENT DE MIKOULOUNGOU.

Alexis NDONGO<sup>(1)</sup>, Michel GUIRAUD<sup>(1)</sup>, Emmanuelle VENNIN<sup>(1)</sup>,  
Jean-François BUONCRISTIANI<sup>(1)</sup>, Michel MBINA<sup>(2)</sup>,  
Mathieu MOUSAVOU<sup>(2)</sup> Nicolas FLOTTE<sup>(3)</sup>, Olivier GERBEAUD<sup>(3)</sup>

(1) UMR CNRS 6282 Biogéosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France

(2) Université des Sciences et Techniques de Masokou B.P. 943 Franceville Gabon

(3) AREVA GABON S.A. Quartier Bellevue, BP 181 Franceville, Haut Ogooué - Gabon

(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

Situé au sud-est de la république gabonaise, dans la région du Haut Ogooué, le bassin Protérozoïque de Franceville s'étend sur une superficie d'environ 48000 km<sup>2</sup>, entre le seuil de Matsatsa et le horst d'Ondili (Azzibrouck, 1986). Les dépôts Francevilliens affleurant dans ce bassin, s'organisent en cinq unités stratigraphiques correspondant à la succession FA, FB, FC, FD et FE, décrite par Weber (1969). Le bassin de Franceville est un bassin extensif intra-cratonique, qui s'est mis en place en contexte orogénique entre 2150 et 1950 Ma (Ruffenach, 1979; Bonhomme *et al.*, 1982; Holliger, 1988 et Naudet, 1991). Tous les gisements d'uranium connus dans le bassin de Franceville se localisent dans la partie supérieure de l'unité FA, à la transition avec l'unité FB.

Notre travail s'intéresse à la transition FA-FB, avec pour objectif principal, de replacer les secteurs uranifères du bassin de Franceville, dans leurs contextes structural, sédimentologique et pétrographique, afin de mieux comprendre les différents processus ayant présidé à leur mise en place.

Grâce à l'intégration de différentes données de terrain, des Cartes géologiques et des données de sondages, nous avons pu redéfinir les principales structures du bassin de Franceville et identifier le contrôle des failles normales intra-bassin sur la répartition spéciale des gisements d'uranium. En outre la description pétro-sédimentaire à partir des échantillons issus des carrières et des sondages carottés, nous a permis de préciser les caractéristiques pétro-physiques (porosité et perméabilité) et la hiérarchisation des différentes phases de sédimentation et de diagenèse ayant affecté les dépôts des gisements d'uranium et comprendre l'architecture des réservoirs uranifères à la transition FA-FB.

Le gisement de Mikouloungou est situé au centre du bassin de Franceville et plus précisément dans le compartiment inférieur et en position centrale de la faille de Mikouloungou. Le modèle classique de ce gisement décrit des minéralisations d'uranium sous la forme de plusieurs amas lenticulaires (inférieurs à 30m), plaqués contre la faille (Weber, 1969; Gauthier-Lafaye, 1989). Les analyses pétro-sédimentaires montrent que les minéralisations sont contrôlées par la structure et la répartition des corps gréseux à la transition FA-FB, dont la porosité contrôle la circulation des hydrocarbures et des fluides uranifères.

### Références:

- Weber, F., 1969, Une série précambrienne du Gabon: le Francevillien, sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux, Thèse d'état de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, 340 p.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989, The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Economic Geology*, 84, 2267-2285.

## RECONSTITUTION PALÉO-ENVIRONNEMENTALE DES DÉPÔTS PALÉOPROTÉROZOÏQUES DE LA COUPE DE MIKOULOUNGOU (GABON).

Alexis NDONGO<sup>(1)</sup>, Emmanuelle VENNIN<sup>(1)</sup>, Jean-François BUONCRISTIANI<sup>(1)</sup>, Michel GUIRAUD<sup>(1)</sup>

(1) UMR CNRS 6282 Biogeosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France

(@) [alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr)

La série du Francevillien affleure dans le bassin de Franceville, situé dans le sud-est Gabon. Elle est constituée de dépôts volcanosédimentaires peu déformés et non métamorphisés, sur 1000 à 4000 mètres d'épaisseur (Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). Cette série est classiquement définie de la base au sommet par cinq unités stratigraphiques qui correspondent à la succession FA, FB, FC, FD et FE (Weber, 1969). Le secteur de Mikouloungou est situé dans la partie centrale du bassin de Franceville. Il s'agit d'un bassin intracratonique d'âge (2.15 Ga), qui s'est mis en place pendant l'orogénèse Eburnéenne (2.5-2.0 Ga) (Bonhomme et al., 1981; Feybesse et al., 1998).

Notre étude s'intéresse à la partie supérieure de la formation basale (FA) du Francevillien. Les travaux menés sur cette formation dans d'autres secteurs du bassin, décrivent des environnements fluviaux et deltaïques en contexte de transgression marine (Haubensack, 1982 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989).

L'objectif de ce travail est de définir les environnements de dépôt lors de la mise en place du FA supérieur dans le secteur de Mikouloungou. Les observations sédimentologiques des affleurements et des carottes, définissent sept lithofaciès. Ces derniers sont essentiellement composés de grès massifs grossiers à très grossiers (Sm), de grès à structures en auges (St), de grès grossiers à litages obliques (Sp), de grès grossiers à moyens à litages obliques entrecroisés (Sr), de grès à litages parallèles plans (Sh) et enfin de niveaux silto-argileux à rides grimpantes et lamines planes (Fl ; Fm). Les lithofaciès ont été regroupés en quatre associations de faciès dont les interprétations environnementales sont les suivantes : (1) MFa.1, composé de lithofaciès Sm, St, et Sp, est caractéristique de chenaux fluviaux ; (2) MFa.2, comprend les lithofaciès St, Sp et Sr qui définissent des barres d'accrétion fluviales ; (3) MFa.3 est constitué du lithofaciès Sh qui correspond à des dépôts de levée ou de crevasse ; (4) MFa.4 est formé par les lithofaciès Fl et Fm qui sont caractéristiques des dépôts de débordement et de plaine alluviale.

A Mikouloungou, les associations de faciès se repartissent en deux ensembles sédimentaires séparés par une surface d'érosion majeure. Le premier ensemble inférieur est caractérisé par une alternance des associations de faciès MFa.2 et MFa.3, que nous interprétons comme une succession de séquences fluviales incomplètes (barres d'accrétion, levées et fines passées argileuses). Le second ensemble supérieur est par contre constitué de chenaux érosifs (FMa.1), passant verticalement et latéralement à des dépôts fins de débordement et de plaine alluviale ou deltaïque (FMa.4).

### Références:

## Fluid pressure deformations in the Paleoproterozoic francevillian uranium deposits (SE Gabon)

Alexis NDONGO, Michel GUIRAUD, Emmanuelle VENNIN

UMR CNRS 6282 Biogeosciences, 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France, ([alexis.ndongo@u-bourgogne.fr](mailto:alexis.ndongo@u-bourgogne.fr))

Nicolas FLOTTE,

AREVA Mining Business Group Tour AREVA - 1 place Jean Millier 92084 Paris La Défense

**Abstract.** Uranium deposits in the Franceville Basin in Gabon (2.0 Ga.,) are generally located in the vicinity of faults zones, below the stratigraphic contact between FA sandstones and FB ampelites. Previous works have showed that the uranium mineralizations are related to petroleum traps. They insisted on the role of fluid pressure (hydraulic fractures and hydraulic breccias) and their capacity to trap high-grade uranium ore in the francevillian deposits.

In this study, footwall anticlines are identified and associated with NW–SE trending longitudinal normal faults (i.e. ore location). They are also associated with main (MPB) and secondary permeability barriers (SPB) in the vicinity of stratigraphic FA–FB and FB2a–FB2b transitions, respectively. Related to the permeability barriers, synlithification and postlithification fluid pressure structures have been identified. We will discuss the impact of fluid pressure distribution and fluid migration on uranium deposits.

**Keywords.** Franceville basin, uranium deposits, permeability barriers, fluid pressure, hydraulic fracturing.

### 1. Framework of study

The Franceville Basin is well known for its uranium deposits and its natural nuclear reactor in Oklo. Most uranium ore are found close to faults structuring the basin and at the interface between the sandstones (FA) and the ampelites (FB) (Weber, 1969; Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Numerous metallogenic, geological, and geochemical studies of the basin have been conducted. These studies have characterized the uranium ore (Gauthier-Lafaye, 1986) and determined the nature of the oxidizing fluids transporting the uranium and the reducing fluids responsible for its precipitation (Mossman et al., 2001; Mathieu et al., 2000). Gauthier-Lafaye and Weber (1981, 1989) and Gauthier-Lafaye et al., (1996) showed that the uranium ore deposits of the Franceville Basin are related to old petroleum traps and that the high-grade uranium ore are invariably associated with hydraulic fracturing structures, consisting of hydraulic fractures and hydraulic breccias (Gauthier-Lafaye et Weber, 1981; 1989; Gauthier-Lafaye et al., 1996; Cortial et al., 1990; Mossman et al., 2001).

This work aims to describe processes associated with high fluid pressures and their control on the fluid migration model in Franceville uranium deposits.

## **2. Tectono-sedimentary control**

The Franceville Basin is structured by two major fault directions (i.e. N-S transfer faults and N130°-140° longitudinal normal faults). The second fault direction corresponds to the longitudinal faults delimiting footwall anticlines where uranium deposits are located.

Sedimentological description of the FA-FB stratigraphic transition shows a wide distribution of depositional environments from fluvial dominated to tide dominated and from shoreface to offshore marine environments. These different depositional environments have favoured the formation of two permeability barriers named as the MPB and the SPB (Fig.1). These permeability barriers promote the development of hydrofracturing processes and high fluid pressure in FA sandstones.

## **3. Fluid pressure structures**

The multi-scale analysis of outcrops well cores and thin sections allows to identify (1) synlithification and (2) postlithification fluid pressure structures. The former are indicated by the occurrence of synlithification faults in Oklo quarry, and dykes and sills (i.e. injectites) at M'vengue. The synlithification structures are also illustrated by intraformational breccia described at Mikouloungou and Bagombe. They result from dense hydraulic fracturing combined with high intergranular fluid pressures. The synlithification structures of the Franceville Basin are associated with hydroplastic deformation, liquefaction, and fluidization. The postlithification structures are composed of quartz tension gashes and stylolites in the vicinity of the Mikouloungou regional fault (i.e. footwall anticline; Socoba quarry). In the Oklo and Mikouloungou quarries, quartz- tension gashes are observed in mass flow deposits (i.e. surficial resedimentation). There, these postlithification tension gashes are rather associated with surface chemical compaction than burial compaction, allowing a widely accepted process to be discussed.

This study shows that all fluid pressure-induced structures are located in footwall anticlines (i.e. petroleum traps) associated with longitudinal faults. These structures occur in the vicinity of MPB and SPB permeability barriers at the FA-FB and FB2a-FB2b transitions. The understanding of the fluid pressure evolution in the Paleoproterozoic deposits of Gabon allows petroleum systems and uranium resources to be better constrained.

## **4. Hydraulic fracturing and fluid migration**

Intraformational breccias are directly associated with Mikouloungou and Bagombe uranium deposits. At Mikouloungou, liquefied or fluidized sandy matrix intrudes and fractures the finely laminated and partially lithified silt facies. This hydraulic fracturing mechanism is related to the emplacement of FB1 ampelites above the porous sandstones of the upper FA, contributing to the formation of a main permeability barrier (MPB) at the FA-FB transition. At Bagombe, intraformational breccia was described between two undeformed clay layers. It consists of highly silicified elements of sandstones irregularly fractured. The fractures and gashes are filled with a recrystallized amorphous silica phase (i.e. quartz cement). In this case, fluid pressure increase seems to be related to the compaction of a sandstone layer confined between two intraformational clay layers inducing secondary permeability barriers (SPB).

The occurrence of intraformational breccia at Mikouloungou and Bagombe is therefore the result of fluid pressure increase in FA sandstones and compaction of this water saturated sandstone beneath permeability barriers (MPB, SPB).

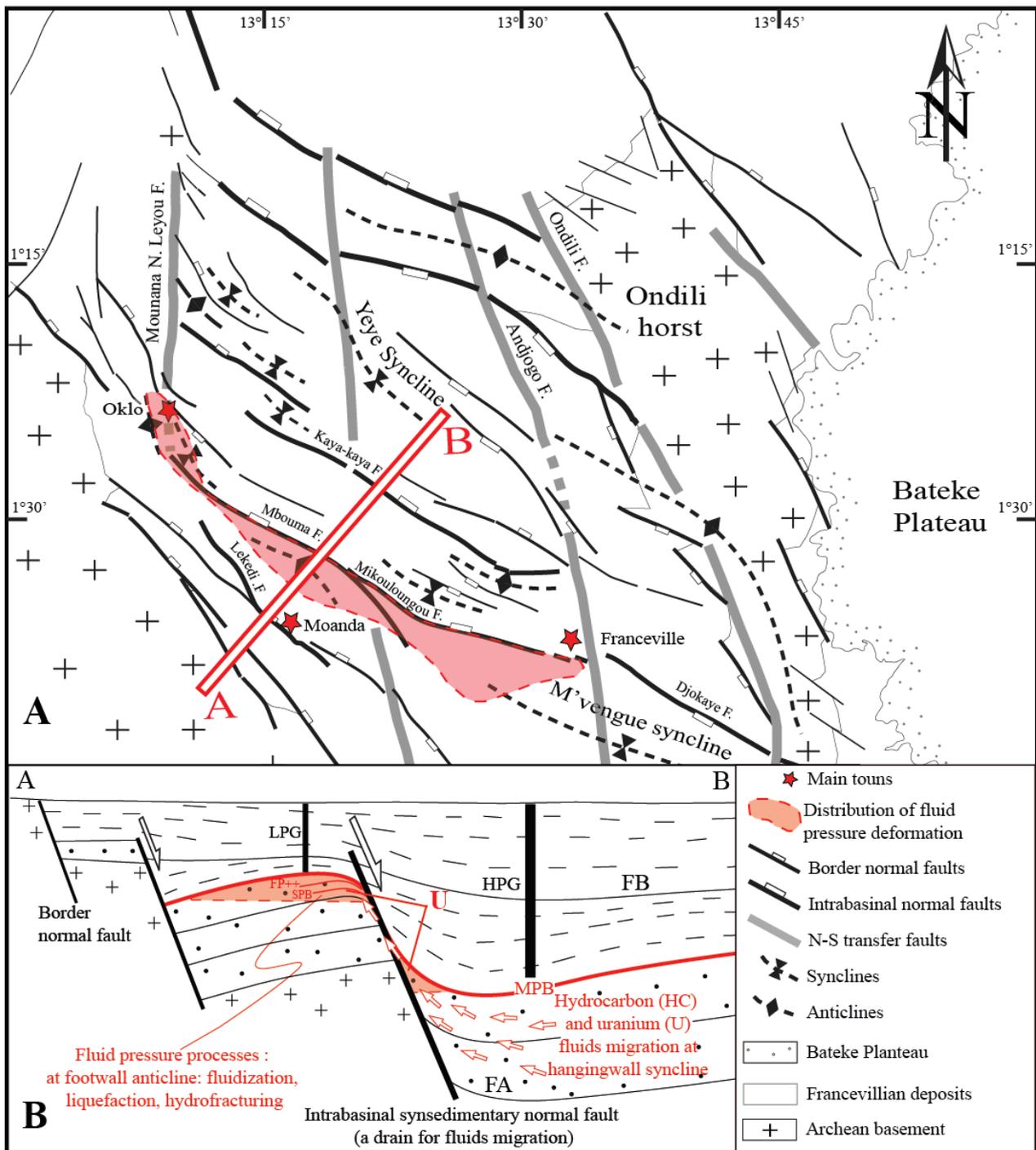
According to Grauls, (1999) the dynamic transfers including hydraulic fracture regime, reservoir overcharging and lateral up dip flow trigger pressure increase in sedimentary basins. The difference of thickness of the ampelites overlapping the high-permeable sandstones conducts the transmission of fluid pressure from the deeper portions of basin to the margin. In the Franceville Basin, fluid pressure gradient was estimated about 0,15 to 0,20 bars/m, at the FA-FB transition and around fault zones. These values were obtained for a sediment thickness of about 3000 meters and a lithostatic pressure of 400 bars (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989). Along the Mikouloungou synsedimentary fault, the associated footwall anticline and deformed fault zone correspond to a zone of abnormal fluid pressure (Fig.1A). The difference in lithostatic pressure between the footwall anticline and hangingwall syncline (HPG > LPG, Fig.1B) is responsible for a high pressure gradient in the deeper basin. In association with this high fluid pressure, U-hydrocarbon migrated from the hangingwall syncline (HPG, Fig.1B) to the footwall anticline zones (LPG, Fig.1B; i.e. structural trap).

This work highlights the necessity to consider tectonic and sedimentological processes and their relationship with fluid migration to better understand uranium deposits model in the Franceville Basin. The model presented in this study shows that uranium deposits are located in footwall anticlines (i.e. petroleum traps). As suggested by Mathieu, (2000) uranium charged meteoric fluids and hydrocarbon have migrated through faults and fractures before their mixing with brines in footwall anticlines. The contrast of density between hydrocarbons and water creates the classic fluid stratification of petroleum reservoir, with water below hydrocarbons. A similar segregation seems to occur in the Franceville old oil traps. The contact zone between oxidizing fluids (i.e. brines and meteoric fluids) and the reducing fluids (i.e. hydrocarbons) corresponded to the oxydo-reduction front, which controlled uranium mineralization.

## References

- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Oberlin, A., Lacrampe-Couloume, G., Weber, F., (1990). Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Org. Geochem.* 15, 73–85.
- Gauthier-Lafaye, F., and Weber, F., (1981), Les concentrations uranifères du Gabon leur association avec des gîtes à hydrocarbures fossiles du Protérozoïque inférieur : A cad. Sci. [Paris], *Comptes Rendus* v. 292, p. 69-74.
- Gauthier-Lafaye, F., (1986) Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur. *Thèse Université Louis Pasteurs de Strasbourg*.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., (1989). The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Ec. Geol.* 84, 2267–2285.

- Gauthier-Lafaye, F., Holliger, P., Blanc, P. L. (1996) Natural fission reactors in the Franceville basin (Gabon) : a review of the conditions and results of a "critical event" in a geologic system. *Geochimica Cosmochimica Acta*. 60, 4831-4852.
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., (2003). Natural nuclear fission reactors : time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Res.* 120, 81–100.
- Grauls, D., (1999) Overpressures : causal mechanisms, conventional and hydromechanical approaches. *Oil and gas sciences and technology*, Rev. IFP, 54, 667-678.
- Mathieu, R., Cuney, M., Cathelineau, M., (2000). Geochemistry of palaeofluids circulation in the Franceville basin and around Oklo natural nuclear reaction zones (Gabon). *J. Geochem. Exp.* 69, 245–249.
- Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye F. & Jackson S., (2001) Carbonaceous substances associated with the Paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon : Paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element composition. *Precamb. Research* 106, 135-148.
- Weber, F., (1969). Une série précambrienne du Gabon : le Francevillien. Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés. PhD., 28. Université Louis Pasteur and Memoire Service Cartes Géologique Alsace-Lorraine, Strasbourg, France 328.



**Figure 1:** (A) Structural map showing transfer faults, normal longitudinal faults, and associated forced folds. Fluid pressure induced structures are indicated by the red zone and the location of cross-section AB shown in Fig.1B. (B) Synthetic cross-section of western part of the Franceville Basin exhibiting main longitudinal faults, FA and FB formations, and permeability barriers (MPB-SPB) in the transition zone of the formations. Fluid pressure and fluid migration (red arrows) along the footwall anticline zone. (LPG) Low Pressure Gradient; (HPG) High Pressure Gradient; (FP) Fluid-pressure; (HC) Hydrocarbon; (U) Uranium fluids and ore deposits.

## **BIBLIOGRAPHIE**



- ABOUCAMI, W., BOHER, M., MICHARD, A., ALBAREDE, F., 1990. A MAJOR 2.1 GA EVENT OF MAFIC MAGMATISM IN WEST AFRICA AN EARLY STAGE OF CRUSTAL ACCRETION. *J. GEOPHYS. RES. SOLID EARTH* 95, 17605–17629
- AIGNER, T. (1985). AN ANCIENT STORM DEPOSITIONAL SYSTEM : DYNAMIC STRATIGRAPHY OF INTRACRATONIC CARBONATES, UPPER MUSCHELKALK (MIDDLE TRIASSIC), SOUTH-GERMAN BASIN (PP. 51-158). SPRINGER BERLIN HEIDELBERG.
- AJDUKIEWICZ, J. M., & LANDER, R. H. (2010). SANDSTONE RESERVOIR QUALITY PREDICTION : THE STATE OF THE ART. *AAPG BULLETIN*, 94(8), 1083-1091.
- AJDUKIEWICZ, J. M., & LARESE, R. E. (2012). HOW CLAY GRAIN COATS INHIBIT QUARTZ CEMENT AND PRESERVE POROSITY IN DEEPLY BURIED SANDSTONES : OBSERVATIONS AND EXPERIMENTS. *AAPG BULLETIN*, 96(11), 2091-2119.
- ALKMIM, F. F., & MARSHAK, S. (1998). TRANSAMAZONIAN OROGENY IN THE SOUTHERN SAO FRANCISCO CRATON REGION, MINAS GERAIS, BRAZIL: EVIDENCE FOR PALEOPROTEROZOIC COLLISION AND COLLAPSE IN THE QUADRILATERO FERRIFERO. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 90(1), 29-58.
- ALKMIM, F. F., & MARTINS-NETO, M. A. (2012). PROTEROZOIC FIRST-ORDER SEDIMENTARY SEQUENCES OF THE SÃO FRANCISCO CRATON, EASTERN BRAZIL. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 33(1), 127-139.
- ALLEN, G. P. (1991). SEDIMENTARY PROCESSES AND FACIES IN THE GIRONDE ESTUARY: A RECENT MODEL FOR MACROTIDAL ESTUARINE SYSTEMS.
- ALLEN, J. R. L. (1980). SAND WAVES: A MODEL OF ORIGIN AND INTERNAL STRUCTURE. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 26(4), 281-328.
- ALLEN, J.R.L., (1982). SEDIMENTARY STRUCTURES : THEIR CHARACTER AND PHYSICAL BASIS, VOL. II. ELSEVIER, NEW YORK, 663 PP.
- ALTERMANN, W., & NELSON, D. R. (1998). SEDIMENTATION RATES, BASIN ANALYSIS AND REGIONAL CORRELATIONS OF THREE NEOARCHAEOAN AND PALAEOPROTEROZOIC SUB-BASINS OF THE KAAPVAAL CRATON AS INFERRED FROM PRECISE U–PB ZIRCON AGES FROM VOLCANICLASTIC SEDIMENTS. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 120(1), 225-256.
- ALTERMANN, W., & SIEGFRIED, H. P. (1997). SEDIMENTOLOGY AND FACIES DEVELOPMENT OF AN ARCHAEOAN SHELF: CARBONATE PLATFORM TRANSITION IN THE KAAPVAAL CRATON, AS DEDUCED FROM A DEEP BOREHOLE AT KATHU, SOUTH AFRICA. *JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES*, 24(3), 391-IN4.
- ALVES, T.M., GAWTHORPE, R.L., HUNT, D.W., MONTEIRO, J.H., (2002). JURASSIC TECTONOSEDIMENTARY EVOLUTION OF THE NORTHERN LUSITANIAN BASIN (OFFSHORE PORTUGAL). *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 19, 727–754.
- ANTONELLINI, M., & AYDIN, A. (1994). EFFECT OF FAULTING ON FLUID FLOW IN POROUS SANDSTONES: PETROPHYSICAL PROPERTIES. *AAPG BULLETIN*, 78(3), 355-377.
- ARMSTRONG RL. (1981). RADIOGENIC ISOTOPES : THE CASE FOR CRUSTAL RECYCLING ON A NEAR-STEADY-STATE NO-CONTINENTAL-GROWTH EARTH. *PHILOS. TRANS. R. SOC. A* 301 : 443–72

- ASPLER, L. B., WISOTZEK, I. E., CHIARENZELLI, J. R., LOSONCZY, M. F., COUSENS, B. L., MCNICOLL, V. J., & DAVIS, W. J. (2001). PALEOPROTEROZOIC INTRACRATONIC BASIN PROCESSES, FROM BREAKUP OF KENORLAND TO ASSEMBLY OF LAURENTIA: HURWITZ BASIN, NUNAVUT, CANADA. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 141, 287-318.
- AZZIBROUCK, AZZILEY, G., (1986). SEDIMENTOLOGIE ET GEOCHIMIE DU FRANCEVILLIEN B (PROTEROZOÏQUE INFÉRIEUR). METALLOGENIE DES GISEMENTS DE MANGANESE DE MOANDA, GABON. THESE DE DOCTORAT DU 3EME CYCLE. UNIVERSITE DE STRASBOURG, 214 P.
- BALLAS, G., SOLIVA, R., SIZUN, J.-P., BENEDICTO, A., CAVAILHES, T., RAYNAUD, S., (2012). THE IMPORTANCE OF THE DEGREE OF CATACLASIS IN SHEAR BANDS FOR FLUID FLOW IN POROUS SANDSTONE, PROVENCE, FRANCE. *AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL.* 96, 2167-2186.
- BALLAS, G., SOLIVA, R., SIZUN, J.-P., FOSSEN, H., BENEDICTO, A., SKURTVEIT, E., (2013). SHEARENHANCED COMPACTION BANDS FORMED AT SHALLOW BURIAL CONDITIONS; IMPLICATIONS FOR FLUID FLOW (PROVENCE, FRANCE). *J. STRUCT. GEOL.* 47, 3E15.
- BARATOUX, L., METELKA, V., NABA, S., JESSELL, M. W., GREGOIRE, M., & GANNE, J. (2011). JUVENILE PALEOPROTEROZOIC CRUST EVOLUTION DURING THE EBURNEAN OROGENY (~ 2.2–2.0 GA), WESTERN BURKINA FASO. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 191(1), 18-45.
- BARBOSA, A. L. M., (1968) CONTRIBUIÇÕES RECENTES A GEOLOGIA DO QUADRILATERO FERRIFERO, PAPER PRESENTED AT CONF. PROFERIDA DE SOC. BRAS. GEOL. NUCLEO MINAS GERAIS,, 63 PP., ESCOLA DE MINAS UNIV. FEDERAL DE OURO PRETO, BELO HORIZONTE, BRAZIL,.
- BARKER, C. (1972) AQUATHERMAL PRESSURING-ROLE OF TEMPERATURE IN DEVELOPMENT OF ABNORMAL-PRESSURE ZONES *AM. ASSOC. PETROL. GEOL.*, 56, PP. 2068–2071
- BAROSA, J.S.F., (1989). THE GRANULITES OF THE JEQUIE COMPLEX AND ATLANTIC COAST MOBILE BELT, SOUTHERN BAHIA, BRAZIL AN EXAMPLE OF ARCHEAN/EARLY PROTEROZOIC PLATE CONVERGENCE. IN: VIELZEUF, D., VIDAL, PH. (EDS.), GRANULITES AND CRUSTAL EVOLUTION. KLUMER, DORDRECHT, PP. 195–221.
- BARTLETT, W. L., FRIEDMAN, M., & LOGAN, J. M. (1981). EXPERIMENTAL FOLDING AND FAULTING OF ROCKS UNDER CONFINING PRESSURE PART IX. WRENCH FAULTS IN LIMESTONE LAYERS. *TECTONOPHYSICS*, 79(3), 255-277.
- BARTON, J. M., & VAN REENEN, D. D. (1992). WHEN WAS THE LIMPOPO OROGENY?. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 55(1), 7-16.
- BARTON, J.M., JR.; BLIGNAUT, E.; SALNIKOVA, E.B. AND KOTOV, A.B. (1995). THE STRATIGRAPHICAL POSITION OF THE BUFFELSFONTEIN GROUP BASED ON FIELD RELATIONSHIPS AND CHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL DATA. *SOUTH AFRICAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 98, 386-392.
- BERGER, M., KRAMERS, J.D., NÄGLER, T.F., (1995). AN ARCHAEOAN HIGH GRADE PROVINCE ADJACENT TO A GRANITE GREENSTONE TERRAIN: GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF CHARNOENDERBITES IN THE NORTHERN MARGINAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT, SOUTHERN AFRICA AND GENETIC MODELS. *SCHWEIZER-ISCHER MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN* 75, 17–42.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., & JEGOUZO, P. (1979). ORTHOGNEISS, MYLONITE AND NON COAXIAL DEFORMATION OF GRANITES : THE EXAMPLE OF THE SOUTH ARMORICAN SHEAR ZONE. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 1(1), 31-42.

- BERTRAND, J. M., & JARDIM DE SA, E. F. (1990). WHERE ARE THE EBURNIAN-TRANSAMAZONIAN COLLISIONAL BELTS?. CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 27(10), 1382-1393.
- BEUKES, N.J. (1979). LITOSTRATIGRAFIESE ONDERVERDELING VAN DIE SCHMIDTSDRIFSUBGROEP VAN DIE GHAAP-GROEP IN NOORD-KAAPLAND. TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF SOUTH AFRICA, 82, 313-327.
- BICKFORD, M. E., COLLERSON, K. D., LEWRY, J. F., VAN SCHMUS, W. R., & CHIARENZELLI, J. R. (1990). PROTEROZOIC COLLISIONAL TECTONISM IN THE TRANS-HUDSON OROGEN, SASKATCHEWAN. GEOLOGY, 18(1), 14-18.
- BICKFORD, M. E., COLLERSON, K. D., LEWRY, J. F., VAN SCHMUS, W. R., & CHIARENZELLI, J. R. (1990). PROTEROZOIC COLLISIONAL TECTONISM IN THE TRANS-HUDSON OROGEN, SASKATCHEWAN. GEOLOGY, 18(1), 14-18.
- BJORLYKKE, K., & EGEBERG, P. K. (1993). QUARTZ CEMENTATION IN SEDIMENTARY BASINS. AAPG BULLETIN, 77(9), 1538-1548.
- BJORLYKKE, K., & JAHREN, J. (2012). OPEN OR CLOSED GEOCHEMICAL SYSTEMS DURING DIAGENESIS IN SEDIMENTARY BASINS : CONSTRAINTS ON MASS TRANSFER DURING DIAGENESIS AND THE PREDICTION OF POROSITY IN SANDSTONE AND CARBONATE RESERVOIRS. AAPG BULLETIN, 96(12), 2193-2214.
- BOEHM, A., & MOORE, J. C. (2002). FLUIDIZED SANDSTONE INTRUSIONS AS AN INDICATOR OF PALEOSTRESS ORIENTATION, SANTA CRUZ, CALIFORNIA. GEOFLUIDS, 2(2), 147-161.
- BOHER, M., ABOUCHAMI, W., MICHARD, A., ALBAREDE, F., & ARNDT, N. T. (1992). CRUSTAL GROWTH IN WEST AFRICA AT 2.1 GA. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH (1978–2012), 97(B1), 345-369.
- BONHOMME M. G., GAUTHIER-LAFAYE F. ET WEBER F. (1982) AN EXAMPLE OF LOWER PROTEROZOIC SEDIMENTS : THE FRANCELLIAN IN GABON. PRECAMBRIAN RESEARCH, 18, P. 87-102
- BOSHOFF, R., VAN REENEN, D. D., SMIT, C. A., PERCHUK, L. L., KRAMERS, J. D., & ARMSTRONG, R. (2006). GEOLOGIC HISTORY OF THE CENTRAL ZONE OF THE LIMPOPO COMPLEX: THE WEST ALLDAYS AREA. THE JOURNAL OF GEOLOGY, 114(6), 699-716.
- BOUCHOT, V., & FEYBESSE, J. L. (1996). PALAEOPROTEROZOIC GOLD MINERALIZATION OF THE ETEKE ARCHAEOAN GREENSTONE BELT (GABON): ITS RELATION TO THE EBURNEAN OROGENY. PRECAMBRIAN RESEARCH, 77(3), 143-159.
- BOUHALLIER, H., CHARDON, D., & CHOUKROUNE, P. (1995). STRAIN PATTERNS IN ARCHAEOAN DOME-AND-BASIN STRUCTURES: THE DHARWAR CRATON (KARNATAKA, SOUTH INDIA). EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 135(1), 57-75.
- BOUHALLIER, H., CHOUKROUNE, P., & BALLEVRE, M. (1993). DIAPIRISM, BULK HOMOGENEOUS SHORTENING AND TRANSCURRENT SHEARING IN THE ARCHAEOAN DHARWAR CRATON: THE HOLENARSIPUR AREA, SOUTHERN INDIA. PRECAMBRIAN RESEARCH, 63(1), 43-58.
- BOUMA AH ,1962) SEDIMENTOLOGY OF SOME YSCH DEPOSITS. A GRAPHIC APPROACH TO FACIES INTERPRETATION. ELSEVIER, AMSTERDAM

- BOUREL, J., PFIFFELMANN, J. P. (1972). LA PROVINCE URANIFERE DE FRANCEVILLE (REPUBLIQUE GABONAISE). MINERAL. DEPOSITA (BERL) 7, 323-336
- BOUTON, P., THIEBLEMONT, D., GOUIN, J., COCHERIE, A. GUERROT, C., TEGYEV, M., PREAT, A., SIMO NDOUNZE, S., KASSADOU, A., BOULINGUI, B., EKOCHA, H., MOUSSAVOU, M. (2009A) NOTICE EXPLICATIVE DE LA CARTE GEOLOGIQUE ET DES RESSOURCES MINERALES DE LA REPUBLIQUE GABONAISE A 1/200000, FEUILLE DE FRANCEVILLE-BOUMANGO. EDITIONS DGMG-MINISTERE DES MINES, DU PETROLE, DES HYDROCARBURES, LIBREVILLE. 79 P.
- BRINDLEY, G.W. (1951). THE CRYSTAL STRUCTURE OF SOME CHAMOSITE MINERALS. MINER. MAG., 29, PP. 502-525.
- BROOKE, C.M., TRIMBLE, T.J., MACKAY, T.A., 1995. MOUNDED SHALLOW GAS SANDS FROM THE QUATERNARY OF THE NORTH SEA: ANALOGUES FOR THE FORMATION OF SAND MOUNDS IN DEEP WATER TERTIARY SEDIMENTS? IN: HARTLEY, A.J., PROSSER, D.J. (EDS.), CHARACTERISATION OF DEEP MARINE CLASTIC SYSTEMS: SPECIAL PUBLICATION, GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, 94, PP. 95-101.
- BROS, R., STILLE, P., GAUTHIER-LAFAYE, F., WEBER, F., CLAUER, N., 1992.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ISOTOPIC DATING OF PROTEROZOIC CLAY MATERIAL: AN EXAMPLE FROM THE FRANCEVILLIAN SEDIMENTARY SERIES GABON. EARTH PLANET. SCI. LETT. 113, 207-218.
- BUICK, I. S., MAAS, R., & GIBSON, R. (2001). PRECISE U-Pb TITANITE AGE CONSTRAINTS ON THE EMPLACEMENT OF THE BUSHVELD COMPLEX, SOUTH AFRICA. JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, 158(1), 3-6.
- BUMBY, A. J., ERIKSSON, P. G., CATUNEANU, O., NELSON, D. R., & RIGBY, M. J. (2012). MESO-ARCHAEOAN AND PALAEO-PROTEROZOIC SEDIMENTARY SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE KAAPVAAL CRATON. MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, 33(1), 92-116.
- BURST, J.F. (1969) DIAGENESIS OF GULF COAST CLAYEY SEDIMENTS AND ITS POSSIBLE RELATION TO PETROLEUM MIGRATION AM. ASSOC. PETROL. GEOLOGISTS BULL., 53, PP. 73-93.
- BUTTON, A. (1973B). THE STRATIGRAPHIC HISTORY OF THE MALMANI DOLOMITE IN THE EASTERN AND NORTH-EASTERN TRANSVAAL. TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF SOUTH AFRICA, 76, 229-247.
- CAEN-VACHETTE, M. (1986). APPORT DE LA GEOCHRONOLOGIE ISOTOPIQUE A LA CONNAISSANCE DU PROTEROZOÏQUE INFERIEUR DE L'AFRIQUE DE L'OUEST. PUBLICATION CIFEG, 10, 17-23.
- CAEN-VACHETTE, M., VIALETTE, Y., BASSOT, J.P., VIDAL, PH., (1988). APPORT DE LA GEOCHRONOLOGIE ISOTOPIQUE A LA CONNAISSANCE DE LA GEOLOGIE GABONAISE. CHRON. RECH. MIN. 491, 35-54.
- CAGNARD, F., (2005). COMPRESSION DES LITHOSPHERES CONTINENTALES "CHAUDES". APPLICATION A LA TECTONIQUE PRECAMBRIENNE. THESE DE L'UNIVERSITE DE RENNES I, RENNES, 339 P.
- CAGNARD, F., BARBEY, P., & GAPAIS, D. (2011). TRANSITION BETWEEN "ARCHAEOAN-TYPE" AND "MODERN-TYPE" TECTONICS: INSIGHTS FROM THE FINNISH LAPLAND GRANULITE BELT. PRECAMBRIAN RESEARCH, 187(1), 127-142.
- CAGNARD, F., BRUN, J.P., GAPAIS, D., (2006A). MODES OF THICKENING OF ANALOGUE WEAK LITHOSPHERES. TECTONOPHYSICS 421, 145-160.

- CAGNARD, F., GAPAIS, D., BARBEY, P., (2007). COLLISION TECTONICS INVOLVING JUVENILE CRUST: THE EXAMPLE OF THE SOUTHERN FINNISH SVECOFENNIDES. *PRECAMBRIAN RESEARCH* 154, 125-141.
- CAMPBELL IH, GRIFFITHS RW, HILL RI. (1989). MELTING IN AN ARCHEAN MANTLE PLUME : HEADS IT'S BASALTS, TAILS IT'S KOMATIITES. *NATURE* 339 : 697-99
- CANALS, M., PUIG, P., DE MADRON, X. D., HEUSSNER, S., PALANQUES, A., & FABRES, J. (2006). FLUSHING SUBMARINE CANYONS. *NATURE*, 444(7117), 354-357.
- CASAS, A. M., VILLALAIN, J. J., SOTO, R., GIL-IMAZ, A., DEL RIO, P., & FERNANDEZ, G. (2009). MULTIDISCIPLINARY APPROACH TO AN EXTENSIONAL SYNCLINE MODEL FOR THE MESOZOIC CAMEROS BASIN (N SPAIN). *TECTONOPHYSICS*, 470(1), 3-20.
- CASTAING, C. CASTAING, D. THIEBLEMONT, P. CHEVREMENT, M. DONZEAU, E. EGAL, C. GUERROT, S. KOTE, I. OUEDRAOGO, A. COCHERIE AND J. LE METOUR, (2004) PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION IN BURKINA FASO (WEST AFRICAN CRATON), IGC 32ND. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, FLORENCE, ITALIE 20-28/08/2004
- CATHELINEAU, M., BOIRON, M-C., TUDURI J. (2011), FLUIDES ET GENESE DES CONCENTRATIONS MINERALES. *GEOSCIENCES*, 13, PP.56-63.
- CATUNEANU, O. (2002). SEQUENCE STRATIGRAPHY OF CLASTIC SYSTEMS : CONCEPTS, MERITS, AND PITFALLS. *JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES*, 35(1), 1-43.
- CATUNEANU, O. (2006). PRINCIPLES OF SEQUENCE STRATIGRAPHY. ELSEVIER.
- CATUNEANU, O., & ERIKSSON, P. G. (1999). THE SEQUENCE STRATIGRAPHIC CONCEPT AND THE PRECAMBRIAN ROCK RECORD: AN EXAMPLE FROM THE 2.7-2.1 GA TRANSVAAL SUPERGROUP, KAAPVAAL CRATON. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 97(3), 215-251.
- CATUNEANU, O., & ERIKSSON, P. G. (2002). SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE PRECAMBRIAN ROOIHOOGTE-TIMEBALL HILL RIFT SUCCESSION, TRANSVAAL BASIN, SOUTH AFRICA. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 147(1), 71-88.
- CHARDON, D., CHOUKROUNE, P., & JAYANANDA, M. (1998). SINKING OF THE DHARWAR BASIN (SOUTH INDIA): IMPLICATIONS FOR ARCHAEOAN TECTONICS. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 91(1), 15-39.
- CHARDON, D., CHOUKROUNE, P., JAYANANDA, M., (1996). STRAIN PATTERNS, DECOLLEMENT AND INCIPIENT SAGDUCTED GREENSTONE TERRAINS IN THE ARCHAEOAN DHARWAR CRATON (SOUTH INDIA). *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY* 18, 991-1004.
- CHARDON, D., GAPAIS, D., & CAGNARD, F. (2009). FLOW OF ULTRA-HOT OROGENS: A VIEW FROM THE PRECAMBRIAN, CLUES FOR THE PHANEROZOIC. *TECTONOPHYSICS*, 477(3), 105-118.
- CHARDON, D., JAYANANDA, M., CHETTY, T.R.K., PEUCAT, J.-J., (2008). PRECAMBRIAN CONTINENTAL STRAIN AND SHEAR ZONE PATTERNS : THE SOUTH INDIAN CASE. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH* 113, B08402.
- CHEMALE, F., ROSIERE, C. A., & ENDO, I. (1994). THE TECTONIC EVOLUTION OF THE QUADRILATERO FERRIFERO, MINAS GERAIS, BRAZIL. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 65(1), 25-54.

- CHENG, L.Z., MARESCHAL, J., JAUPART, C., ROLANDONE, F., GARIPEY, C., RADIGON, M., (2002). SIMULTANEOUS INVERSION OF GRAVITY AND HEAT FLOW DATA: CONSTRAINTS ON THERMAL REGIME, RHEOLOGY AND EVOLUTION OF THE CANADIAN SHIELD CRUST. *J. GEODYN.* 34, 11-30.
- CHEVALLIER, L., MAKANGA, J. F., THOMAS, R. J. (2002) NOTICE EXPLICATIVE DE LA CARTE GEOLOGIQUE DE LA REPUBLIQUE GABONAISE (1 :1000000). CONCIL FOR GEOSCIENCE, PRIVATE BAAG X112, PRETORIA 0001, SOUTH AFRICA. 195 P.
- CHINODA, G., MOYCE, W., MATURA, N., & OWEN, R. (2009). THE GEOLOGY OF THE LIMPOPO BASIN AREA.
- CHUBERT, B. (1954), RECHERCHES GEOLOGIQUES AU GABON CENTRAL BULL. DE LA DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE, GOUVERNEMENT GENERAL DE L'AFRIQUE EQUATORIAL FRANÇAISE, 6, P. 100
- CHUBERT, B. (1959) RECHERCHES GEOLOGIQUES AU GABON CENTRAL BULL. DE LA DIRECTION DES MINES ET DE LA GEOLOGIE, GOUVERNEMENT GENERAL DE L'AFRIQUE EQUATORIAL FRANÇAISE, 11, P. 315
- CHUBERT, B., (1937). ETUDE GEOLGOIQUE DES TERRAINS ANCIENS DU GABON. DOCTORAL THESIS, UNIVERSITY OF PARIS, PARIS.
- CHOUKROUNE, P., BOUHALLIER, H., & ARNDT, N. T. (1995). SOFT LITHOSPHERE DURING PERIODS OF ARCHAIC CRUSTAL GROWTH OR CRUSTAL REWORKING. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, 95(1), 67-86.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D., & MERLE, O. (1987). SHEAR CRITERIA AND STRUCTURAL SYMMETRY. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 9(5), 525-530.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. (1985) : DEFORMATION AND BASIN FORMATION ALONG STRIKE-SLIP FAULTS. IN BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. (EDS.): STRIKE-SLIP DEFORMATION, BASIN FORMATION AND SEDIMENTATION. *SOC. ECON. MIN. PAL. (TULSA, OKLAHOMA), SPECIAL PUBL.* 37, 79-103.
- COBBOLD, P. R., & CASTRO, L. (1999). FLUID PRESSURE AND EFFECTIVE STRESS IN SANDBOX MODELS. *TECTONOPHYSICS*, 301(1), 1-19.
- COBBOLD, P. R., & GAPAIS, D. (1987). SHEAR CRITERIA IN ROCKS : AN INTRODUCTORY REVIEW. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 9(5), 521-522.
- COBBOLD, P. R., & RODRIGUES, N. (2007). SEEPAGE FORCES, IMPORTANT FACTORS IN THE FORMATION OF HORIZONTAL HYDRAULIC FRACTURES AND BEDDING-PARALLEL FIBROUS VEINS ('BEEF' AND 'CONE-IN-CONE'). *GEOFLUIDS*, 7(3), 313-322.
- COBBOLD, P. R., ZANELLA, A., RODRIGUES, N., & LØSETH, H. (2013). BEDDING-PARALLEL FIBROUS VEINS (BEEF AND CONE-IN-CONE): WORLDWIDE OCCURRENCE AND POSSIBLE SIGNIFICANCE IN TERMS OF FLUID OVERPRESSURE, HYDROCARBON GENERATION AND MINERALIZATION. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 43, 1-20.
- COLELLA, A. AND PRIOR, D.B. (1990). COARSE-GRAINED DELTAS. *INT. ASSOC. SEDIMENTOL. SPEC. PUB.* 10, 357 PP.
- COLLETTA, B. P. L. Q., LE QUELLEC, P., LETOUZEY, J., & MORETTI, I. (1988). LONGITUDINAL EVOLUTION OF THE SUEZ RIFT STRUCTURE (EGYPT). *TECTONOPHYSICS*, 153(1), 221-233.

- COLLETTA, B. P. L. Q., LE QUELLEC, P., LETOUZEY, J., & MORETTI, I. (1988). LONGITUDINAL EVOLUTION OF THE SUEZ RIFT STRUCTURE (EGYPT). *TECTONOPHYSICS*, 153(1), 221-233.
- COLLINS, W. D., RASCH, P. J., BOVILLE, B. A., HACK, J. J., MCCA, J. R., WILLIAMSON, D. L., ... & DAI, Y. (2004). DESCRIPTION OF THE NCAR COMMUNITY ATMOSPHERE MODEL (CAM 3.0).
- COMPTON, P. (1978). RARE EARTH EVIDENCE FOR THE ORIGIN OF THE NUK GNEISSES BUKSEFJORDEN REGION, SOUTHERN WEST GREENLAND. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, 66(3), 283-293.
- CONDIE, K. C. (1980). ORIGIN AND EARLY DEVELOPMENT OF THE EARTH'S CRUST. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 11(3), 183-197.
- CONDIE, K. C. (1998). EPISODIC CONTINENTAL GROWTH AND SUPERCONTINENTS : A MANTLE AVALANCHE CONNECTION?. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, 163(1), 97-108.
- CORRIGAN, D., GALLEY, A. G., & PEHRSSON, S. (2007). TECTONIC EVOLUTION AND METALLOGENY OF THE SOUTHWESTERN TRANS-HUDSON OROGEN. *MINERAL DEPOSITS OF CANADA: A SYNTHESIS OF MAJOR DEPOSIT TYPES, DISTRICT METALLOGENY, THE EVOLUTION OF GEOLOGICAL PROVINCES, AND EXPLORATION METHODS*. EDITED BY WD GOODFELLOW. GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, MINERAL DEPOSITS DIVISION, SPECIAL PUBLICATION, (5), 881-902.
- CORRIGAN, D., HAJNAL, Z., NEMETH, B., & LUCAS, S. B. (2005). TECTONIC FRAMEWORK OF A PALEOPROTEROZOIC ARC-CONTINENT TO CONTINENT-CONTINENT COLLISIONAL ZONE, TRANS-HUDSON OROGEN, FROM GEOLOGICAL AND SEISMIC REFLECTION STUDIES. *CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 42(4), 421-434.
- CORTIAL, F., (1985) LES BITUMES DU FRANCEVILLIEN (PROTEROZOÏQUE INFÉRIEUR DU GABON, 2000 MA) ET LEURS KEROGENES. RELATIONS AVEC LES MINÉRALISATIONS URANIFÉRES. THESE DE L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR, STRASBOURG.
- CORTIAL, F., GAUTHIER-LAFAYE, F., OBERLIN, A., LACRAMPE-COULOUME, G., WEBER, F., (1990). CHARACTERIZATION OF ORGANIC MATTER ASSOCIATED WITH URANIUM DEPOSITS IN THE FRANCEVILLIAN FORMATION OF GABON (LOWER PROTEROZOIC). *ORG. GEOCHEM.* 15, 73-85.
- COSSON, J., (1953). NOTICE CARTE GEOLOGIQUE 1/500 000 DE PORT GENTIL EST. *RAP. ANNU. SERV. GEOL. AEF*, 103-117.
- COSSON, J., (1964). ELEMENTS POUR SERVIR DE REDACTION AU PARAGRAPHE "SYSTEME CRISTALLOPHYLLIEN DE L'OGOUE". LE PROBLEME DE SES RELATIONS AVEC LE GRANITE DE L'OKANDA ET LE FRANCEVILLIEN. OPEN FILE REPORT. BUMIFOM, AEF.
- CROIZE, D., BJØRLYKKE, K., JAHREN, J., & RENARD, F. (2010). EXPERIMENTAL MECHANICAL AND CHEMICAL COMPACTION OF CARBONATE SAND. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH : SOLID EARTH (1978-2012)*, 115(B11).
- CROSS, T. A., BAKER, M. R., CHAPIN, M. A., CLARK, M. S., GARDNER, M. H., HANSON, M. S., ... & WITTER, D. N. (1993). APPLICATIONS OF HIGH-RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY TO RESERVOIR ANALYSIS. *COLLECTION COLLOQUES ET SEMINAIRES-INSTITUT FRANCAIS DU PETROLE*, 51, 11-11
- CUNEY, M. (2010). EVOLUTION OF URANIUM FRACTIONATION PROCESSES THROUGH TIME: DRIVING THE SECULAR VARIATION OF URANIUM DEPOSIT TYPES. *ECONOMIC GEOLOGY*, 105(3), 553-569.

- CUNEY, M. & MATHIEU, R. (2000) EXTREME LIGHT RARE EARTH ELEMENT MOBILIZATION BY DIAGENETIC FLUIDS IN THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE OKLO NATURAL REACTOR ZONES, FRANCEVILLE BASIN, GABON. *GEOLOGY*, 28, 743-746.
- DAVIES, G. F. (1979). THICKNESS AND THERMAL HISTORY OF CONTINENTAL CRUST AND ROOT ZONES. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, 44(2), 231-238.
- DAVIES, R.J., CLARK, I.R., (2006). SUBMARINE SLOPE FAILURE PRIMED AND TRIGGERED BY SILICA AND ITS DIAGENESIS. *BASIN RES.*, 18, 339 – 350.
- DAVIS, G. H., REYNOLDS, S. J., (1996). *STRUCTURAL GEOLOGY OF ROCKS AND REGIONS*: NEW YORK, JOHN WILEY AND SONS, 776 PP.
- DAVY, P., (1986). *MODELISATION THERMO-MECANIQUE DE LA COLLISION CONTINENTALE*. THESE D'UNIVERSITE, UNIV. RENNES I, RENNES, FRANCE.
- DELHAL, J., LEDENT, D., (1975). DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LE COMPLEXE CALCO-MAGNESIEN DU SUD CAMEROUN. *MUS. R. AFR. CENT., TERVUREN, DEPT. GÉOL. MIN., ANNUAL REPORT*, pp. 71–76.
- DENNIELOU, B., JALLET, L., SULTAN, N., JOUET, G., GIRESSE, P., VOISSET, M., & BERNE, S. (2009). POST-GLACIAL PERSISTENCE OF TURBIDITIC ACTIVITY WITHIN THE RHONE DEEP-SEA TURBIDITE SYSTEM (GULF OF LIONS, WESTERN MEDITERRANEAN): LINKING THE OUTER SHELF AND THE BASIN SEDIMENTARY RECORDS. *MARINE GEOLOGY*, 257(1), 65-86.
- DEROME D., CATHELINEAU M., CUNEY M., FABRE C., LHOMME T. AND BANKS D.A. (2005) MIXING OF SODIC AND CALCIC BRINES AND URANIUM DEPOSITION AT MCARTHUR RIVER, SASKATCHEWAN, CANADA : A RAMAN AND LASER-INDUCED BREAKDOWN SPECTROSCOPIC STUDY OF FLUID INCLUSIONS. *ECONOMIC GEOLOGY*, 100(8), 1529-1545.
- DEVILLERS, C., RUFFENACH, J.C., MENES, J., LUCAS, M., HAGEMANN, R., NIEF, G. 1975) AGE DE LA MINERALISATION DE L'URANIUM ET DATE DE LA REACTION NUCLEAIRE PROC. THE OKLO PHENOMENON, IAEA (, pp. 293–302
- DEWEY, J. F. (1988). EXTENSIONAL COLLAPSE OF OROGENS. *TECTONICS*, 7(6), 1123-1139.
- DEYNOUX, M. ET DURINGER, P., (1992) ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU GISEMENT D'URANIUM D'OKLO ET D'OKELOBONDO. PROTEROZOÏQUE INFERIEUR DE BASSIN DE FRANCEVILLE, GABON. RAPPORT INTERNE CNRS, CENTRE DE GEOCHIMIE DE LA SURFACE, INSTITUT DE GEOLOGIE A STRASBOURG.
- DORLAND, H.C. (2004). PROVENANCE AGES AND TIMING OF SEDIMENTATION OF SELECTED NEOARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC SUCCESSIONS ON THE KAAPVAAL CRATON. UNPUBLISHED PH.D. THESIS, RAND AFRIKAANS UNIVERSITY, JOHANNESBURG, SOUTH AFRICA, 326PP.
- DORR II, J. V. N., (1969) PHYSIOGRAPHIC, STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE QUADRILATERE FERRIFERO, MINAS GERAIS, BRAZIL. *U.S. GEOL. SURV. PROF. PAP.* 641-A, 110,.
- DOUMBIA, S., POUCKET, A., KOUAMELAN, A., PEUCAT, J. J., VIDAL, M., & DELOR, C. (1998). PETROGENESIS OF JUVENILE-TYPE BIRIMIAN (PALEOPROTEROZOIC) GRANITOIDS IN CENTRAL COTE-D'IVOIRE, WEST AFRICA: GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 87(1), 33-63.

- DRURY, S. A., HARRIS, N. B. W., HOLT, R. W., REEVES-SMITH, G. J., & WIGHTMAN, R. T. (1984). PRECAMBRIAN TECTONICS AND CRUSTAL EVOLUTION IN SOUTH INDIA. *THE JOURNAL OF GEOLOGY*, 3-20.
- DU BERNARD, X., EICHHUBL, P., & AYDIN, A. (2002). DILATION BANDS: A NEW FORM OF LOCALIZED FAILURE IN GRANULAR MEDIA. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 29(24), 29-1.
- DUMAS, S., & ARNOTT, R. W. C. (2006). ORIGIN OF HUMMOCKY AND SWALEY CROSS-STRATIFICATION—THE CONTROLLING INFLUENCE OF UNIDIRECTIONAL CURRENT STRENGTH AND AGGRADATION RATE. *GEOLOGY*, 34(12), 1073-1076.
- DUMAS, S., ARNOTT, R. W. C., & SOUTHARD, J. B. (2005). EXPERIMENTS ON OSCILLATORY-FLOW AND COMBINED-FLOW BED FORMS: IMPLICATIONS FOR INTERPRETING PARTS OF THE SHALLOW-MARINE SEDIMENTARY RECORD. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 75(3), 501-513.
- DURANTI, D., & HURST, A. (2004). FLUIDIZATION AND INJECTION IN THE DEEP-WATER SANDSTONES OF THE EOCENE ALBA FORMATION (UK NORTH SEA). *SEDIMENTOLOGY*, 51(3), 503-529.
- DUTKIEWICZ, A., GEORGE, S. C., MOSSMAN, D. J., RIDLEY, J., & VOLK, H. (2007). OIL AND ITS BIOMARKERS ASSOCIATED WITH THE PALAEOPROTEROZOIC OKLO NATURAL FISSION REACTORS, GABON. *CHEMICAL GEOLOGY*, 244(1), 130-154.
- EINSELE, G. (1992) *SEDIMENTARY BASINS : EVOLUTION, FACIES AND SEDIMENT BUDGET*. SPRINGER-VERLAG, BERLIN.
- EL ALBANI, A., BENGTSON, S., CANFIELD, D. E., BEKKER, A., MACCHIARELLI, R., MAZURIER, A., ... & MEUNIER, A. (2010). LARGE COLONIAL ORGANISMS WITH COORDINATED GROWTH IN OXYGENATED ENVIRONMENTS 2.1 [THINSP] GYR AGO. *NATURE*, 466(7302), 100-104.
- ELS, B. G., VAN DEN BERG, W. A., & MAYER, J. J. (1995). THE BLACK REEF QUARTZITE FORMATION IN THE WESTERN TRANSSVAAL: SEDIMENTOLOGICAL AND ECONOMIC ASPECTS, AND SIGNIFICANCE FOR BASIN EVOLUTION. *MINERALIUM DEPOSITA*, 30(2), 112-123.
- ENGLAND, P., & HOUSEMAN, G. (1989). EXTENSION DURING CONTINENTAL CONVERGENCE, WITH APPLICATION TO THE TIBETAN PLATEAU. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 94(B12), 17561-17579.
- ENGLAND, P., BICKLE, M., (1984). CONTINENTAL THERMAL AND TECTONIC REGIMES DURING THE ARCHAEOAN. *JOURNAL OF GEOLOGY* 92, 353-367.
- ERIKSSON, P. G., BUMBY, A. J., BRÜMER, J. J., & VAN DER NEUT, M. (2006). PRECAMBRIAN FLUVIAL DEPOSITS: ENIGMATIC PALAEOHYDROLOGICAL DATA FROM THE C. 2–1.9 GA WATERBERG GROUP, SOUTH AFRICA. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 190(1), 25-46.
- ERIKSSON, P. G., CATUNEANU, O., NELSON, D. R., & POPA, M. (2005). CONTROLS ON PRECAMBRIAN SEA LEVEL CHANGE AND SEDIMENTARY CYCLICITY. *SEDIMENTARY GEOLOGY*, 176(1), 43-65.
- ERIKSSON, P. G., LENHARDT, N., WRIGHT, D. T., MAZUMDER, R., & BUMBY, A. J. (2011). LATE NEOARCHAEOAN-PALAEOPROTEROZOIC SUPRACRUSTAL BASIN-FILLS OF THE KAAPVAAL CRATON: RELEVANCE OF THE SUPERCONTINENT CYCLE, THE " GREAT OXIDATION EVENT" AND " SNOWBALL EARTH"? *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 28(8), 1385-1401.

- ERIKSSON, P.G., CONDIE, K.C., TRISGAARD, H., MUELLER, W.U., ALTERMANN, W., MIAL, A.D., ASPLER, L.B., CATUNEANU, O., CHIARENZELLI, J.R., (1998). PRECAMBRIAN CLASTIC SEDIMENTATION SYSTEMS. *SEDIMENT. GEOL.* 120, 5 – 53.
- FERGUSON, J., (1994). *INTRODUCTION TO LINEAR ALGEBRA IN GEOLOGY*, NEW YORK, CHAPMAN & HALL, 203 PP.
- FERTL W.H. (1976) *ABNORMAL FORMATION PRESSURES* ELSEVIER, NEW YORK
- FEYBESSE, J. L., BILLA, M., GUERROT, C., DUGUEY, E., LESCUYER, J. L., MILESI, J. P., & BOUCHOT, V. (2006). THE PALEOPROTEROZOIC GHANAIAI PROVINCE: GEODYNAMIC MODEL AND ORE CONTROLS, INCLUDING REGIONAL STRESS MODELING. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 149(3), 149-196.
- FEYBESSE, J. L., JOHAN, V., TRIBOULET, C., GUERROT, C., MAYAGA-MIKOLO, F., BOUCHOT, V., & N'DONG, J. E. (1998). THE WEST CENTRAL AFRICAN BELT: A MODEL OF 2.5–2.0 GA ACCRETION AND TWO-PHASE OROGENIC EVOLUTION. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 87(3), 161-216.
- FEYBESSE, J.L., EKO NDONG, J., BOUCHOT, V., (1991). EVOLUTION ET ORGANISATION LITHO-STRUCTURALE DE LA CHAÎNE EBURNEENNE DE L'OGOUE. RELATIONS ARCHEEN/PROTEROZOÏQUE. LES MINERALISATIONS AURIFERES DANS LEUR CONTEXTE OROGENIQUE. NOTE BRGM SGN/CSG/JLF, 91 CSG 40.
- FEYBESSE, J.L., JOHAN, V., TRIBOULET, C., GUERROT, C., MAYAGA- MIKOLO, F., BOUCHOT, V., EKO N'DONG, J., (1998). THE WEST CENTRAL AFRICAN BELT: A MODEL OF 2.5-2.0 GA ACCRETION AND TWO-PHASE OROGENIC EVOLUTION. *PRECAMBRIAN RES.* 87, 161-216.
- FLEURY, S. (2011). *METHODE MAGNETIQUE APPLIQUEE A L'EXPLORATION MULTIECHELLE DU BASSIN DE FRANCEVILLE* (DOCTORAL DISSERTATION, UNIVERSITE DE STRASBOURG).
- FOSSEN, H. (2010). DEFORMATION BANDS FORMED DURING SOFT-SEDIMENT DEFORMATION: OBSERVATIONS FROM SE UTAH. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 27(1), 215-222.
- FOSSEN, H., SCHULTZ, R.A., SHIPTON, Z.K., MAIR, K., (2007). DEFORMATION BANDS IN SANDSTONE: A REVIEW. *J. GEOL. SOC. LONDON* 164, 755–769.
- FYFE WS. (1978). THE EVOLUTION OF THE EARTH'S CRUST: MODERN PLATE TECTONICS TO ANCIENT HOT SPOT TECTONICS? *CHEM. GEOL.* 23 :89–114
- FYFE, W. S. (1973). THE GRANULITE FACIES, PARTIAL MELTING AND THE ARCHAEOAN CRUST. *PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS FOR THE ROYAL SOCIETY OF LONDON. SERIES A, MATHEMATICAL AND PHYSICAL SCIENCES*, 457-461.
- GALLOWAY, W.E., HOBDAI, D.K., (1983). *TERRIGENOUS CLASTIC DEPOSITIONAL SYSTEMS: APPLICATIONS TO PETROLEUM, COAL, AND URANIUM EXPLORATION*. SPRINGER-VERLAG, NEW YORK.
- GAPAIS, D., CAGNARD, F., GUEYDAN, F., BARBEY, P., & BALLEVRE, M. (2009). MOUNTAIN BUILDING AND EXHUMATION PROCESSES THROUGH TIME : INFERENCES FROM NATURE AND MODELS. *TERRA NOVA*, 21(3), 188-194.
- GAPAIS, D., CAGNARD, F., GUEYDAN, F., BARBEY, P., & BALLEVRE, M. (2009). MOUNTAIN BUILDING AND EXHUMATION PROCESSES THROUGH TIME : INFERENCES FROM NATURE AND MODELS. *TERRA NOVA*, 21(3), 188-194.

- GASQUET, D., BARBEY, P., ADOU, M., & PAQUETTE, J. L. (2003). STRUCTURE, SR–ND ISOTOPE GEOCHEMISTRY AND ZIRCON U–PB GEOCHRONOLOGY OF THE GRANITIDS OF THE DABAKALA AREA (COTE D’IVOIRE): EVIDENCE FOR A 2.3 GA CRUSTAL GROWTH EVENT IN THE PALAEOPROTEROZOIC OF WEST AFRICA?. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 127(4), 329-354.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., (1977), OKLO ET LES GISEMENTS D’URANIUM DU FRANCEVILLIEN : ASPECTS TECTONIQUE ET METALLOGENIQUE. THESE 3EME CYCLE, UNIV. LOUIS PASTEUR STRASBOURG, 110 P.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., (1986) LES GISEMENTS D’URANIUM DU GABON ET LES REACTEURS D’OKLO. MODELE METALLOGENIQUE DE GITES A FORTES TENEURS DU PROTEROZOÏQUE INFERIEUR. THESE UNIVERSTITE LOUIS PASTEURS DE STRASBOURG.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., (2006). TIME CONSTRAINT FOR THE OCCURRENCE OF URANIUM DEPOSITS AND NATURAL NUCLEAR FISSION REACTORS IN THE PALEOPROTEROZOIC FRANCEVILLE BASIN (GABON). *GEOL. SOC. AM. MEM.* 198, 157–167.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., AND WEBER, F., (1981), LES CONCENTRATIONS URANIFERES DU GABON LEUR ASSOCIATION AVEC DES GITES A HYDROCARBURES FOSSILES DU PROTEROZOIQUE INFERIEUR : A CAD. SCI. [PARIS], *COMPTES RENDUS V. 292*, p. 69-74.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., HOLLIGER, P., BLANC, P. L. (1996) NATURAL FISSION REACTORS IN THE FRANCEVILLE BASIN (GABON) : A REVIEW OF THE CONDITIONS AND RESULTS OF A "CRITICAL EVENT" IN A GEOLOGIC SYSTEM. *GEOCHIMICA COSMOCHIMICA ACTA.* 60, 4831-4852.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., WEBER, F., (1989). THE FRANCEVILLIAN (LOWER PROTEROZOIC) URANIUM ORE DEPOSITS OF GABON. *EC. GEOL.* 84, 2267–2285.
- GAUTHIER-LAFAYE, F., WEBER, F., (2003). NATURAL NUCLEAR FISSION REACTORS: TIME CONSTRAINTS FOR OCCURRENCE, AND THEIR RELATION TO URANIUM AND MANGANESE DEPOSITS AND TO THE EVOLUTION OF THE ATMOSPHERE. *PRECAMBRIAN RES.* 120, 81–100.
- GLENNIE, K., & HURST, A. (2007). FLUIDIZATION AND ASSOCIATED SOFT-SEDIMENT DEFORMATION IN EOLIAN SANDSTONES : HOPEMAN SANDSTONE (PERMIAN), SCOTLAND, AND ROTLIEGEND, NORTH SEA.
- GORDON, T. M., HUNT, P. A., BAILES, A. H., & SYME, E. C. (1990). U–PB AGES FROM THE FLIN FLON AND KISSEYNEW BELTS, MANITOBA : CHRONOLOGY OF CRUST FORMATION AT AN EARLY PROTEROZOIC ACCRETIONARY MARGIN. THE EARLY PROTEROZOIC TRANS-HUDSON OROGEN OF NORTH AMERICA. EDITED BY JF LEWRY AND MR STAUFFER. *GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, SPECIAL PAPER*, 37, 177-199.
- GRASEMANN, B., MARTEL, S., PASSCHIER, C., (2005). REVERSE AND NORMAL DRAG ALONG A FAULT. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY* 27, 999-1010.
- GRAULS, D. J., & BALEIX, J. M. (1994). ROLE OF OVERPRESSURES AND IN SITU STRESSES IN FAULT-CONTROLLED HYDROCARBON MIGRATION : A CASE STUDY. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 11(6), 734-742.
- GRAULS, D., (1999) OVERPRESSURES: CAUSAL MECHANISMS, CONVENTIONAL AND HYDROMECHANICAL APPROACHES. *OIL AND GAS SCIENCES AND TECHNOLOGY ,REV. IFP*, 54, 667-678.
- GUERROT C., FEYBESSE J.-L., JOHAN V. (1994) THE MASSIMA SERIES, GABON : AN ARCHEAN GREENSTONE BELT CAUGHT UP IN EARLY PROTEROZOIC COLLISION TECTONICS? *GEOTECTONIC AND PALAEOGEOGRAPHIC*

IMPLICATIONS COMPTES RENDUS - ACADEMIE DES SCIENCES, SERIE II: SCIENCES DE LA TERRE ET DES PLANETES, 318 (3), PP. 367-374

HAJNAL Z., WHITE D.J., TAKACS E., GYORFI I., ANNESLEY I.R., WOOD G. ET AL. 2010. APPLICATION OF MODERN 2-D AND 3-D SEISMIC REFLECTION TECHNIQUES FOR URANIUM EXPLORATION IN THE ATHABASCA BASIN. CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES 47, 761-782.

HAJNAL, Z., WHITE, D. J., TAKACS, E., GYORFI, I., ANNESLEY, I. R., WOOD, G., ... & NIMECK, G. (2010). APPLICATION OF MODERN 2-D AND 3-D SEISMIC-REFLECTION TECHNIQUES FOR URANIUM EXPLORATION IN THE ATHABASCA BASIN THIS ARTICLE IS ONE OF A SERIES OF PAPERS PUBLISHED IN THIS SPECIAL ISSUE ON THE THEME LITHOPROBE-PARAMETERS, PROCESSES, AND THE EVOLUTION OF A CONTINENT. CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 47(5), 761-782.

HAMON, Y. (2004). MORPHOLOGIE, EVOLUTION LATERALE ET SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES. EXEMPLE DE LA MARGE OUEST DU BASSIN DU SUD-EST (FRANCE) (DOCTORAL DISSERTATION, UNIVERSITE MONTPELLIER II-SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC).

HANLY, A. J., KYSER, T. K., HIATT, E. E., MARLATT, J., & FOSTER, S. (2006). THE URANIUM MINERALIZATION POTENTIAL OF THE PALEOPROTEROZOIC SIOUX BASIN AND ITS RELATIONSHIP TO OTHER BASINS IN THE SOUTHERN LAKE SUPERIOR REGION. PRECAMBRIAN RESEARCH, 148(1), 125-144.

HANNAH, J. L., BEKKER, A., STEIN, H. J., MARKEY, R. J., & HOLLAND, H. D. (2004). PRIMITIVE OS AND <sup>2316</sup>MA AGE FOR MARINE SHALE: IMPLICATIONS FOR PALEOPROTEROZOIC GLACIAL EVENTS AND THE RISE OF ATMOSPHERIC OXYGEN. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 225(1), 43-52.

HAUBENSACK, C. (1981) ENVIRONNEMENT DES GRES PROTEROZOÏQUES ET DES INDICES URANIFERES DU SECTEUR KIENE DANS LE BASSIN DE FRANCEVILLE (REPUBLIQUE GABONAISE) : ASPECTS SEDIMENTOLOGIQUES ET GEOCHIMIQUES. THESE DE L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR STRASBOURG.

HEDBERG, H.D. (1974) RELATION OF METHANE GENERATION TO UNDERCOMPACTED SHALES, SHALE DIAPYRS, AND MUD VOLCANOES. AM. ASSOC. PET. GEOL. BULL., 58, 668-673.

HEIN, K. A. (2010). SUCCESSION OF STRUCTURAL EVENTS IN THE GOREN GREENSTONE BELT (BURKINA FASO): IMPLICATIONS FOR WEST AFRICAN TECTONICS. JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES, 56(2), 83-94.

HENRY, G., CLENDENIN, C. W., & CHARLESWORTH, E. G. (1990). DEPOSITIONAL FACIES OF THE BLACK REEF QUARTZITE FORMATION IN THE EASTERN TRANSVAAL. GEOCONGRESS, 90, 230-233.

HEY M.H. (1964) A NEW REVIEW OF THE CHLORITES MINERAL. MAG., 30, PP. 277-292

HIATT, E. E., & KYSER, T. K. (2007). SEQUENCE STRATIGRAPHY, HYDROSTRATIGRAPHY, AND MINERALIZING FLUID FLOW IN THE PROTEROZOIC MANITOU FALLS FORMATION, EASTERN ATHABASCA BASIN, SASKATCHEWAN. BULLETIN-GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA, 588, 489.

HIATT, E. E., KYSER, K., & DALRYMPLE, R. W. (2003). RELATIONSHIPS AMONG SEDIMENTOLOGY, STRATIGRAPHY, AND DIAGENESIS IN THE PROTEROZOIC THELON BASIN, NUNAVUT, CANADA: IMPLICATIONS FOR PALEOAQUIFERS AND SEDIMENTARY-HOSTED MINERAL DEPOSITS. JOURNAL OF GEOCHEMICAL EXPLORATION, 80(2), 221-240.

- HIATT, E. E., PALMER, S. E., KURT KYSER, T., & O'CONNOR, T. K. (2010). BASIN EVOLUTION, DIAGENESIS AND URANIUM MINERALIZATION IN THE PALEOPROTEROZIC THELON BASIN, NUNAVUT, CANADA. *BASIN RESEARCH*, 22(3), 302-323.
- HICKMAN, A. H. (2004). TWO CONTRASTING GRANITE– GREENSTONE TERRANES IN THE PILBARA CRATON, AUSTRALIA: EVIDENCE FOR VERTICAL AND HORIZONTAL TECTONIC REGIMES PRIOR TO 2900MA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 131(3), 153-172.
- HIRDES, W., & DAVIS, D. W. (2002). U–PB ZIRCON AND RUTILE METAMORPHIC AGES OF DAHOMEYAN GARNET-HORNBLENDE GNEISS IN SOUTHEASTERN GHANA, WEST AFRICA. *JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES*, 35(3), 445-449.
- HIRDES, W., DAVIS, D. W., LÜDTKE, G., & KONAN, G. (1996). TWO GENERATIONS OF BIRIMIAN (PALEOPROTEROZOIC) VOLCANIC BELTS IN NORTHEASTERN COTE D'IVOIRE (WEST AFRICA): CONSEQUENCES FOR THE 'BIRIMIAN CONTROVERSY'. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 80(3), 173-191.
- HOEVE, J., & SIBBALD, T. I. (1978). ON THE GENESIS OF RABBIT LAKE AND OTHER UNCONFORMITY-TYPE URANIUM DEPOSITS IN NORTHERN SASKATCHEWAN, CANADA. *ECONOMIC GEOLOGY*, 73(8), 1450-1473.
- HOFFMAN, P. F. (1988). UNITED PLATES OF AMERICA, THE BIRTH OF A CRATON-EARLY PROTEROZOIC ASSEMBLY AND GROWTH OF LAURENTIA. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES*, 16, 543-603.
- HOFFMAN, P. F. (1989). PRECAMBRIAN GEOLOGY AND TECTONIC HISTORY OF NORTH AMERICA. *THE GEOLOGY OF NORTH AMERICA—AN OVERVIEW*, 447-512.
- HOLZER, L., FREI, R., BARTON, J. M., & KRAMERS, J. D. (1998). UNRAVELING THE RECORD OF SUCCESSIVE HIGH GRADE EVENTS IN THE CENTRAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT USING Pb SINGLE PHASE DATING OF METAMORPHIC MINERALS. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 87(1), 87-115.
- HUBBERT, M.K. RUBEY, W.W. (1959) ROLE OF FLUID PRESSURE IN MECHANICS OF OVERTHRUST FAULTING. 1. MECHANICS OF FLUID-FILLED POROUS SOLIDS AND ITS APPLICATION TO OVERTHRUST FAULTING. *BULL. GEOL. SOC. AM.*, 70, PP. 115–166
- HUGUEN, C., GUIRAUD, M., BENKHELIL, J., & MASCLE, J. (2001). SYNTHIFICATION DEFORMATION PROCESSES OF THE CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE IVORY COAST-GHANA TRANSFORM MARGIN : A WAY TO DETAIL THE MARGIN HISTORY. *TECTONICS*, 20(6), 959-975.
- HULEN, J. B., AND D. L. NIELSON, HYDROTHERMAL BRECCIATION IN THE JAMEZ FAULT ZONE, VALLES CALDERA, NEW MEXICO: RESULTS FROM CONTINENTAL SCIENTIFIC DRILLING PROGRAM CORE HOLE VC-1, *J. GEOPHYS. RES.*, 93, 6077–6089, 1988.
- JEBRAK, M. (1997). HYDROTHERMAL BRECCIAS IN VEIN-TYPE ORE DEPOSITS: A REVIEW OF MECHANISMS, MORPHOLOGY AND SIZE DISTRIBUTION. *ORE GEOLOGY REVIEWS*, 12(3), 111-134.
- JEFFERSON, C. W., THOMAS, D. J., GANDHI, S. S., RAMAEKERS, P., DELANEY, G., BRISBIN, D., ... & OLSON, R. A. (2007). UNCONFORMITY-ASSOCIATED URANIUM DEPOSITS OF THE ATHABASCA BASIN, SASKATCHEWAN AND ALBERTA. *BULLETIN-GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA*, 588, 23.
- JOLLY, R. J., & LONERGAN, L. (2002). MECHANISMS AND CONTROLS ON THE FORMATION OF SAND INTRUSIONS. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY*, 159(5), 605-617.

- JONES, K. A., & BROWN, M. (1990). HIGH-TEMPERATURE 'CLOCKWISE' P-T PATHS AND MELTING IN THE DEVELOPMENT OF REGIONAL MIGMATITES: AN EXAMPLE FROM SOUTHERN BRITTANY, FRANCE. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, 8(5), 551-578.
- K. NELSON, D.J. DEPAOLO, RAPID PRODUCTION OF CONTINENTAL CRUST 1.7 TO 1.9 B.Y. AGO: ND ISOTOPIC EVIDENCE FROM THE BASEMENT OF THE NORTH AMERICAN MID-CONTINENT, *GEOL. SOC. AMER. BULL.* 96 (1985) 746–754
- KAMBER, B. S., BIINO, G. G., WIJBRANS, J. R., DAVIES, G. R., & VILLA, I. M. (1996). ARCHAEOAN GRANULITES OF THE LIMPOPO BELT, ZIMBABWE: ONE SLOW EXHUMATION OR TWO RAPID EVENTS?. *TECTONICS*, 15(6), 1414-1430.
- KANE, I.A., (2010). DEVELOPMENT AND FLOW STRUCTURES OF SAND INJECTITES : THE HIND SANDSTONE MEMBER INJECTITE COMPLEX, CARBONIFEROUS, UK. *MARINE AND PETRO-LEUM GEOLOGY* 27, 1200-1215.
- KASSA-MOMBO, C., MINKO-BIDZA, V., MIKHAÏLOFF, N., GREENISH, T., DEVOS, W., BOLDRACHI, R., DEGROOTE, V., BONNOT, H., OBIANG-NDONG, P., BADLOF, L., MABIALA, R., MELCHIOR, A., ABEME, M.J. (1988), APPORT DE L'INVENTAIRE AUX CONNAISSANCES GEOLOGIQUES ET MINIERES DES FEUILLES A 1/200 000 DE LIBREVILLE KANGO ET LAMBARENE GABON *CHRON. RECH. MIN.*, 491, PP. 105–125
- KESSI, C., (1992). LE SOCLE ARCHEEN ET LES FORMATIONS FERRIFERES DU CHAILLU AU CONGO. DOCTORAT THESIS, UNIVERSITY OF RENNES, RENNES, FRANCE.
- KEY, R.M., (1983). THE GEOLOGY OF THE AREA AROUND GABORONE AND LOBATSE, KWENENG, KGATLENG, SOUTHERN AND SOUTH EAST DISTRICTS. DISTRICT MEMOIR 5, GEOLOGICAL SURVEY BOTSWANA, GABORONE, BOTSWANA, 229 PP.
- KHALIL, S. M. ET McCLAY, K. R. 2001. TECTONIC EVOLUTION OF THE NW RED SEA-GULF OF SUEZ RIFT SYSTEM. NON-VOLCANIC RIFTING OF CONTINENTAL MARGINS : A COMPARISON FROM LAND AND SEA, P. 453-473
- KHRIPOUNOFF, A., VANGRIESHEIM, A., BABONNEAU, N., CRASSOUS, P., DENNIELOU, B., & SAVOYE, B. (2003). DIRECT OBSERVATION OF INTENSE TURBIDITY CURRENT ACTIVITY IN THE ZAIRE SUBMARINE VALLEY AT 4000 M WATER DEPTH. *MARINE GEOLOGY*, 194(3), 151-158.
- KNIPE, R. J. (1986). DEFORMATION MECHANISM PATH DIAGRAMS FOR SEDIMENTS UNDERGOING LITHIFICATION. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA MEMOIRS*, 166, 151-160.
- KOTZER, T.G., KYSER, T.K., (1995). PETROGENESIS OF THE PROTEROZOIC ATHABASCA BASIN, NORTHERN SASKATCHEWAN, CANADA, AND ITS RELATION TO DIAGENESIS, HYDROTHERMAL URANIUM MINERALIZATION AND PALEOHYDROGEOLOGY. *CHEMICAL GEOLOGY* 120 (1–2), 45–89.
- KOUAMELAN, A. N., DELOR, C., & PEUCAT, J. J. (1997). GEOCHRONOLOGICAL EVIDENCE FOR REWORKING OF ARCHEAN TERRAINS DURING THE EARLY PROTEROZOIC (2.1 GA) IN THE WESTERN COTE D'IVOIRE (MAN RISE-WEST AFRICAN CRATON). *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 86(3), 177-199.
- KREISSIG, K., HOLZER, L., FREI, R., VILLA, I. M., KRAMERS, J. D., KRÖNER, A., ... & VAN REENEN, D. D. (2001). GEOCHRONOLOGY OF THE HOUT RIVER SHEAR ZONE AND THE METAMORPHISM IN THE SOUTHERN MARGINAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT, SOUTHERN AFRICA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 109(1), 145-173.

- KREISSIG, K., NÄGLER, T. F., KRAMERS, J. D., VAN REENEN, D. D., & SMIT, C. A. (2000). AN ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL STUDY OF THE NORTHERN KAAPVAAL CRATON AND THE SOUTHERN MARGINAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT: ARE THEY JUXTAPOSED TERRANES?. *LITHOS*, 50(1), 1-25.
- KRÖNER, A. (1985). EVOLUTION OF THE ARCHEAN CONTINENTAL CRUST. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES*, 13, 49.
- KRÖNER, A., & LAYER, P. W. (1992). CRUST FORMATION AND PLATE MOTION IN THE EARLY ARCHEAN. *SCIENCE*, 256(5062), 1405-1411.
- KRÖNER, A., JAECKEL, P., & WILLIAMS, I. S. (1994). PB-LOSS PATTERNS IN ZIRCONS FROM A HIGH-GRADE METAMORPHIC TERRAIN AS REVEALED BY DIFFERENT DATING METHODS: U-PB AND Pb-Pb AGES FOR IGNEOUS AND METAMORPHIC ZIRCONS FROM NORTHERN SRI LANKA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 66(1), 151-181.
- KYSER, T. K. (2007). FLUIDS, BASIN ANALYSIS, AND MINERAL DEPOSITS. *GEOFLUIDS*, 7(2), 238-257.
- LANDER, R. H., LARESE, R. E., & BONNELL, L. M. (2008). TOWARD MORE ACCURATE QUARTZ CEMENT MODELS : THE IMPORTANCE OF EUHEDRAL VERSUS NONEUHEDRAL GROWTH RATES. *AAPG BULLETIN*, 92(11), 1537-1563.
- LARGE, R. R., BULL, S. W., MCGOLDRICK, P. J., & WALTERS, S. G. (2005). STRATIFORM AND STRATA-BOUND ZN-PB-AG DEPOSITS IN PROTEROZOIC SEDIMENTARY BASINS, NORTHERN AUSTRALIA (DOCTORAL DISSERTATION).
- LEDRU, P., JOHAN, V., MILESI, J. P., & TEGYEV, M. (1994). MARKERS OF THE LAST STAGES OF THE PALAEOPROTEROZOIC COLLISION : EVIDENCE FOR A 2 GA CONTINENT INVOLVING CIRCUM-SOUTH ATLANTIC PROVINCES. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 69(1), 169-191.
- LEDRU, P., N'DONG, J. E., JOHAN, V., PRIAN, J. P., COSTE, B., & HACCARD, D. (1989). STRUCTURAL AND METAMORPHIC EVOLUTION OF THE GABON OROGENIC BELT: COLLISION TECTONICS IN THE LOWER PROTEROZOIC?. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 44(3), 227-241.
- LEHNER, F.K., 1995, A MODEL FOR INTERGRANULAR PRESSURE SOLUTION IN OPEN SYSTEMS: TECTONOPHYSICS, V. 245, p. 153–170.
- LIGHT, M. P. R. (1982). THE LIMPOPO MOBILE BELT: A RESULT OF CONTINENTAL COLLISION. *TECTONICS*, 1(4), 325-342.
- LOI, A., GHIENNE, J. F., DABARD, M. P., PARIS, F., BOTQUELEN, A., CHRIST, N., ... & DESTOMBES, J. (2010). THE LATE ORDOVICIAN GLACIO-EUSTATIC RECORD FROM A HIGH-LATITUDE STORM-DOMINATED SHELF SUCCESSION : THE BOU INGARF SECTION (ANTI-ATLAS, SOUTHERN MOROCCO). *PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY*, 296(3), 332-358.
- LOWE, D. R. (1975). WATER ESCAPE STRUCTURES IN COARSE-GRAINED SEDIMENTS. *SEDIMENTOLOGY*, 22(2), 157-204.
- 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*, 52(1).
- LOWE, D. R., SUBAQUEOUS LIQUEFIED AND FLUIDIZED SEDIMENT FLOWS AND THEIR DEPOSITS, *SEDIMENTOLOGY*, 23, 285-308, 1976.

- LÜDTKE, G., HIRDES, W., KONAN, G., KONE, Y., N'DA, D., TRAORE, Y., & ZAMBLE, Z. (1999). GEOLOGIE DE LA REGION HAUTE COMOE SUD—FEUILLES DABAKALA (2B, D ET 4B, D). DIRECTION DE LA GEOLOGIE ABIDJAN BULLETIN, 176.
- LÜDTKE, G., HIRDES, W., KONAN, G., KONE, Y., YAO, C., DIARRA, S., ZAMBLE, Z., (1998). GEOLOGIE DE LA REGION HAUTE COMOE NORD—FEUILLES KONG (4B ET 4D) ET TEHINI-BOUNA (3A A 3D). DIRECTION DE LA GEOLOGIE ABIDJAN BULL. 1, 178.
- LUO, X.,VASSEUR, G. (1992) CONTRIBUTIONS OF COMPACTION AND AQUATHERMAL PRESSURING TO GEOPRESSURE AND THE INFLUENCE OF ENVIRONMENTAL CONDITIONS AM. ASSOC. PETROL. GEOL. BULL., 76, PP. 1550–1559
- MACKENZIE, C. (1957) SAPONITE FROM ALLT RIBHEIN, FISKAVAIG BAY, SKYE. MINER. MAG. 31,672-000.
- MACRAE, N. D., ARMITAGE, A. E., MILLER, A. R., RODDICK, J. C., JONES, A. L., & MUDRY, M. P. (1996). THE DIAMONDFEROUS AKLUILAK LAMPROPHYRE DYKE, GIBSON LAKE AREA, NWT. SEARCHING FOR DIAMONDS IN CANADA. EDITED BY AN LECHÉMINANT, DG RICHARDSON, RNW DILABIO, AND KA RICHARDSON. GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA, OPEN FILE, 3228, 101-107.
- MAGARA, K. (1978) COMPACTION AND FLUID MIGRATION ELSEVIER, NEW YORK
- MALTMAN, A. J., & BOLTON, A. (2003). HOW SEDIMENTS BECOME MOBILIZED. GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS, 216(1), 9-20.
- MALTMAN, A.J., (1994). INTRODUCTION AND OVERVIEW. THE GEOLOGICAL DEFORMATION OF SEDIMENTS. CHAPMAN AND HALL, LONDON, 1-35.
- MAPEO, R. B. M., ARMSTRONG, R. A., KAMPUNZU, A. B., MODISI, M. P., RAMOKATE, L. V., & MODIE, B. N. J. (2006). A CA. 200MA HIATUS BETWEEN THE LOWER AND UPPER TRANSVAAL GROUPS OF SOUTHERN AFRICA: SHRIMP U—PB DETRITAL ZIRCON EVIDENCE FROM THE SEGWAGWA GROUP, BOTSWANA: IMPLICATIONS FOR PALAEOPROTEROZOIC GLACIATIONS. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, 244(1), 113-132.
- MARCHAL, D., GUIRAUD, M., & RIVES, T. (2003). GEOMETRIC AND MORPHOLOGIC EVOLUTION OF NORMAL FAULT PLANES AND TRACES FROM 2D TO 4D DATA. JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY, 25(1), 135-158.
- MARSHAK, S. (1999). DEFORMATION STYLE WAY BACK WHEN: THOUGHTS ON THE CONTRASTS BETWEEN ARCHEAN/PALEOPROTEROZOIC AND CONTEMPORARY OROGENS. JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY, 21(8), 1175-1182.
- MARTIN, H. (1986). EFFECT OF STEEPER ARCHEAN GEOTHERMAL GRADIENT ON GEOCHEMISTRY OF SUBDUCTION-ZONE MAGMAS. GEOLOGY, 14(9), 753-756.
- MARTIN, H. (1993). THE MECHANISMS OF PETROGENESIS OF THE ARCHAEOAN CONTINENTAL CRUST—COMPARISON WITH MODERN PROCESSES. LITHOS, 30(3), 373-388.
- MARTIN, H. (1994). THE ARCHEAN GREY GNEISSES AND THE GENESIS OF CONTINENTAL CRUST. ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION, 205-259.
- MARTIN, H., & MOYEN, J. F. (2002). SECULAR CHANGES IN TONALITE-TRONDHEJEMITE-GRANODIORITE COMPOSITION AS MARKERS OF THE PROGRESSIVE COOLING OF EARTH. GEOLOGY, 30(4), 319-322.

- MARUYAMA, S., LIU, J. G., & TERABAYASHI, M. (1996). BLUESCHISTS AND ECLOGITES OF THE WORLD AND THEIR EXHUMATION. *INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW*, 38(6), 485-594.
- MATHIEU, R. (1999) RECONSTITUTION DES PALEOCIRCULATIONS FLUIDES ET DES MIGRATIONS ELEMENTAIRES DANS L'ENVIRONNEMENT DES REACTEURS NUCLEAIRES NATURELS D'OKLO (GABON) ET DES ARGILITES DE TOURNEMIRE (FRANCE). THESE DE L'UNIVERSITE DE NANCY.
- MATHIEU, R., CUNNEY, M., CATHELINEAU, M., (2000). GEOCHEMISTRY OF PALAEOFLUIDS CIRCULATION IN THE FRANCEVILLE BASIN AND AROUND OKLO NATURAL NUCLEAR REACTION ZONES (GABON). *J. GEOCHEM. EXP.* 69, 245–249.
- MATHIEU, R., ZETTERSTRÖM, L., CUNNEY, M., GAUTHIER-LAFAYE, F., & HIDAKA, H. (2001). ALTERATION OF MONAZITE AND ZIRCON AND LEAD MIGRATION AS GEOCHEMICAL TRACERS OF FLUID PALEOCIRCULATIONS AROUND THE OKLO–OKELOBONDO AND BANGOMBE NATURAL NUCLEAR REACTION ZONES (FRANCEVILLE BASIN, GABON). *CHEMICAL GEOLOGY*, 171(3), 147-171.
- MAYAGA-MIKOLO, F., (1996) CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS SEDIMENTAIRES, MAGMATIQUES ET TECTONOMETAMORPHIQUES DU PRECAMBRIEN D'AFRIQUE CENTRALE ET OCCIDENTALE (GABON) : TECTONOGENESE OGOOUE ET HERITAGE ARCHEEN. THESE DE L'UNIVERSITE BLAISE PASCAL, CLERMONT FERRAND.
- MBINA MOUNGUENGUI, M., GUIRAUD, M., (2009), NEOCOMIAN TO EARLY SYN-RIFT EVOLUTION OF THE NORMAL TO OBLIC-RIFTED NORTH GABON MARGIN (INTERIOR AND N'KOMI BASINS). *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 26, 1000-1017
- MCCLAY, K. (1990) - EXTENSIONAL FAULT SYSTEMS IN SEDIMENTARY BASINS : A REVIEW OF ANALOGUE MODEL STUDIES. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY*, 7, 206-233.
- MCCOURT, S., & ARMSTRONG, R. A. (1998). SHRIMP U-Pb ZIRCON GEOCHRONOLOGY OF GRANITES FROM THE CENTRAL ZONE, LIMPOPO BELT, SOUTHERN AFRICA; IMPLICATIONS FOR THE AGE OF THE LIMPOPO OROGENY. *SOUTH AFRICAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 101(4), 329-338.
- MCLENNAN, S. M., HEMMING, S. R., TAYLOR, S. R., & ERIKSSON, K. A. (1995). EARLY PROTEROZOIC CRUSTAL EVOLUTION: GEOCHEMICAL AND ND PB ISOTOPIC EVIDENCE FROM METASEDIMENTARY ROCKS, SOUTHWESTERN NORTH AMERICA. *GEOCHIMICA ET COSMOCHIMICA ACTA*, 59(6), 1153-1177.
- MCMENAMIN, M.A.S., MCMENAMIN, D.L.S., 1990. THE EMERGENCE OF ANIMALS: THE CAMBRIAN BREAKTHROUGH. COLUMBIA UNIVERSITY PRESS, NEW YORK. 217 PP.
- MENARD H.W. (1955), DEEP-SEA CHANNELS, TOPOGRAPHY AND SEDIMENTATION *BULL. AM. ASS. PETROL. GEOL.*, 39 (1955), PP. 236–255
- MERLE, O., STRAIN PATTERNS WITHIN SPREADING NAPPES, *TECTONOPHYSICS*, 165, 57–71, 1989.
- METELKA, V., BARATOUX, L., NABA, S., & JESSELL, M. W. (2011). A GEOPHYSICALLY CONSTRAINED LITHO-STRUCTURAL ANALYSIS OF THE EBURNEAN GREENSTONE BELTS AND ASSOCIATED GRANITOID DOMAINS, BURKINA FASO, WEST AFRICA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 190(1), 48-69.
- MEYER, C. (1988). ORE DEPOSITS AS GUIDES TO GEOLOGIC HISTORY OF THE EARTH. *ANNUAL REVIEW OF EARTH AND PLANETARY SCIENCES*, 16, 147.

- MIALL, A.D., 1977. A REVIEW OF THE BRAIDED RIVER DEPOSITIONAL ENVIRONMENT. *EARTH-SCI. REV.* 13, 1–62.
- MILESI, J. P., FEYBESSE, J. L., PINNA, P., DESCHAMPS, Y., KAMPUZU, A. B., MUHONGO, S., ... & HEINRY, C. (2004, JUNE). GEOLOGIE ET PRINCIPAUX GISEMENTS D'AFRIQUE, CARTE ET SIG A 1: 10,000,000. IN COLLOQUIUM OF AFRICAN GEOLOGY.
- MILLER, A. R., CUMMING, G. L., & KRSTIC, D. (1989). U-Pb, Pb-Pb, AND K-AR ISOTOPIC STUDY AND PETROGRAPHY OF URANIFEROUS PHOSPHATE-BEARING ROCKS IN THE THELON FORMATION, DUBAWNT GROUP, NORTHWEST TERRITORIES, CANADA. *CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 26(5), 867-880.
- MKWELI, S., KAMBER, B., & BERGER, M. (1995). WESTWARD CONTINUATION OF THE CRATON–LIMPOPO BELT TECTONIC BREAK IN ZIMBABWE AND NEW AGE CONSTRAINTS ON THE TIMING OF THE THRUSTING. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY*, 152(1), 77-83.
- MÖLLER, A., APPEL, P., MEZGER, K., & SCHENK, V. (1995). EVIDENCE FOR A 2 GA SUBDUCTION ZONE: ECLOGITES IN THE USAGARAN BELT OF TANZANIA. *GEOLOGY*, 23(12), 1067-1070.
- MOLNAR, P., & LYON-CAEN, H. (1988). SOME SIMPLE PHYSICAL ASPECTS OF THE SUPPORT, STRUCTURE, AND EVOLUTION OF MOUNTAIN BELTS. *GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS*, 218, 179-208.
- MORAD, S., AL-RAMADAN, K., KETZER, J. M., & DE ROS, L. F. (2010). THE IMPACT OF DIAGENESIS ON THE HETEROGENEITY OF SANDSTONE RESERVOIRS : A REVIEW OF THE ROLE OF DEPOSITIONAL FACIES AND SEQUENCE STRATIGRAPHY. *AAPG BULLETIN*, 94(8), 1267-1309.
- MOSSMAN, D. J., GAUTHIER-LAFAYE, F., & JACKSON, S. E. (2005). BLACK SHALES, ORGANIC MATTER, ORE GENESIS AND HYDROCARBON GENERATION IN THE PALEOPROTEROZOIC FRANCEVILLE SERIES, GABON. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 137(3), 253-272.
- MOSSMAN, D.J., GAUTHIER-LAFAYE F. & JACKSON S., (2001) CARBONACEOUS SUBSTANCES ASSOCIATED WITH THE PALEOPROTEROZOIC NATURAL NUCLEAR FISSION REACTORS OF OKLO, GABON : PARAGENESIS, THERMAL MATURATION AND CARBON ISOTOPIC AND TRACE ELEMENT COMPOSITION. *PRECAMB. RESEARCH* 106, 135-148.
- MOUSSAVOU, M., EDOU-MINKO, A., (2006). CONTRIBUTION A L'HISTOIRE THERMO-TECTONIQUE PRECAMBRIENNE DU COMPLEXE ANNULAIRE DE NGOUTOU PAR LA GEOCHIMIE ET LA GEOCHRONOLOGIE U/Pb SUR MINERAUX ACCESSOIRES (BASSIN FRANCEVILLIEN D'OKONDJA, GABON). *AFR. GEOSCI. REV.* 13, 53–61.
- MOYEN, J. F. (2007). LA CEINTURE GRANULITIQUE DU LIMPOPO.
- MUTTI, E., & NORMARK, W. R. (1987). COMPARING EXAMPLES OF MODERN AND ANCIENT TURBIDITE SYSTEMS: PROBLEMS AND CONCEPTS. IN *MARINE CLASTIC SEDIMENTOLOGY* (PP. 1-38). SPRINGER NETHERLANDS.
- MUTTI, E., & NORMARK, W. R. (1991). AN INTEGRATED APPROACH TO THE STUDY OF TURBIDITE SYSTEMS. IN *SEISMIC FACIES AND SEDIMENTARY PROCESSES OF SUBMARINE FANS AND TURBIDITE SYSTEMS* (PP. 75-106). SPRINGER NEW YORK.
- NICHOLS, J. N., 1995. THE LIQUIFICATION AND REMOBILIZATION OF SANDY SEDIMENTS, IN: HARTLEY, A.J., & PROSSER, D.J., (EDS.), *CHARACTERIZATION OF DEEP MARINE CLASTIC SYSTEMS*, GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION, 94, PP. 63-76.

- O'BRIEN, P. J., & RÖTZLER, J. (2003). HIGH-PRESSURE GRANULITES: FORMATION, RECOVERY OF PEAK CONDITIONS AND IMPLICATIONS FOR TECTONICS. *JOURNAL OF METAMORPHIC GEOLOGY*, 21(1), 3-20.
- OBERMEIER, S.F., (1996). USE OF LIQUEFACTION-INDUCED FEATURES FOR PALAEOSEISMIC ANALYSIS— AN OVERVIEW OF HOW SEISMIC LIQUEFACTION FEATURES CAN BE DISTINGUISHED FROM OTHER FEATURES AND HOW THEIR REGIONAL DISTRIBUTION AND PROPERTIES OF SOURCE SEDIMENT CAN BE USED TO INFER THE LOCATION AND STRENGTH OF HOLOCENE PALEO-EARTHQUAKES. *ENGINEERING GEOLOGY*, 44, 1–76.
- OKAMOTO, K. AND MARUYAMA, S. (1998) MULTI-ANVIL RE-EQUILIBRATION EXPERIMENTS OF A DABIE SHAN ULTRAHIGH-PRESSURE ECLOGITE WITHIN THE DIAMOND-STABILITY FIELDS: ISLAND ARC, 7, 52-69.
- OLSSON, J. R., SÖDERLUND, U., KLAUSEN, M. B., & ERNST, R. E. (2010). U–Pb BADDELEYITE AGES LINKING MAJOR ARCHEAN DYKE SWARMS TO VOLCANIC-RIFT FORMING EVENTS IN THE KAAPVAAL CRATON (SOUTH AFRICA), AND A PRECISE AGE FOR THE BUSHVELD COMPLEX. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 183(3), 490-500.
- OSSA Ossa F., EL ALBANI, A., HOFMANN, A., BEKKER, A., GAUTHIER-LAFAYE, F., PAMBO, F., ... & MACCHIARELLI, R. (2013). EXCEPTIONAL PRESERVATION OF EXPANDABLE CLAY MINERALS IN THE CA. 2.1 GA BLACK SHALES OF THE FRANCEVILLIAN BASIN, GABON AND ITS IMPLICATION FOR ATMOSPHERIC OXYGEN ACCUMULATION. *CHEMICAL GEOLOGY*, 362, 181-192.
- OSSA Ossa, F., 2010. ETUDE MULTI-APPROCHES DU BASSIN SEDIMENTAIRE PALEOPROTEROZOÏQUE (2.1–2.4 GA) DE FRANCEVILLE AU GABON. LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ET L'IMPACT DES PALEOCIRCULATIONS DE FLUIDES. PH.D. UNIVERSITY OF POITIERS, POITIERS, FRANCE 191.
- OWEN, G. (1987). DEFORMATION PROCESSES IN UNCONSOLIDATED SANDS. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, 29(1), 11-24.
- PAGEL M. (1975) DETERMINATION DES CONDITIONS PHYSICO-CHIMIQUES DE LA SILICIFICATION DIAGENETIQUE DES GRES ATHABASCA (CANADA) AU MOYEN DES INCLUSIONS FLUIDES. *COMPTES RENDUS DE L'ACADEMIE DES SCIENCES DE PARIS*, 280(D), 2301-2304.
- PALANQUES, A., DURRIEU DE MADRON, X., PUIG, P., FABRES, J., GUILLEN, J., CALAFAT, A., CANALS, M., HEUSSNER, S., AND BONNIN, J., 2006, SUSPENDED SEDIMENT FLUXES AND TRANSPORT PROCESSES IN THE GULF OF LIONS SUBMARINE CANYONS. THE ROLE OF STORMS AND DENSE WATER CASCADING: *MARINE GEOLOGY*, v. 234, p. 43-61.
- PAMBO, F., 2004. CONDITION DE FORMATION DES CARBONATES DE MANGANESE PROTEROZOÏQUES ET ANALYSE MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES MINERAIS A BIOXYDES DE MANGANESE ASSOCIES DANS LE GISEMENT DE MOANDA, (SUD-EST, GABON). THESE DE DOCTORAT DU 3EME CYCLE. UNIVERSITE DE BOURGOGNE, 274 P
- PAMBO, F., GUIRAUD, M., QUESNE, D., GAUTHIER-LAFAYE, F., AZZIBROUCK, G., LANG, J., (2006). THE PROTEROZOIC FRANCEVILLE BASIN (SE GABON) : AN EXAMPLE OF INTERACTION BETWEEN MARINE SEDIMENTATION AND EXTENSIONAL FAULTING. *AFR. GEO. REV.* 13, 77–106.
- PARIZE, O., FEYBESSE, J. L., GUILLOCHEAU, F., & MULDER, T. (2013). WERE THE 2.1-GYR FOSSIL COLONIAL ORGANISMS DISCOVERED IN THE FRANCEVILLIAN BASIN (PALAEOPROTEROZOIC, GABON) BURIED BY TURBIDITES?. *COMPTES RENDUS GEOSCIENCE*, 345(2), 101-110.

- PASSCHIER, C. W., MANCKTELOW, N. S., & GASEMANN, B. (2005). FLOW PERTURBATIONS : A TOOL TO STUDY AND CHARACTERIZE HETEROGENEOUS DEFORMATION. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 27(6), 1011-1026.
- PAWLEY, A. R. (1994). THE PRESSURE AND TEMPERATURE STABILITY LIMITS OF LAWSONITE: IMPLICATIONS FOR H<sub>2</sub>O RECYCLING IN SUBDUCTION ZONES. *CONTRIBUTIONS TO MINERALOGY AND PETROLOGY*, 118(1), 99-108.
- PELTZER, G., TAPPONNIER, P., 1988. FORMATION AND EVOLUTION OF STRIKE-SLIP FAULTS, RIFTS, AND BASINS DURING THE INDIA-ASIA COLLISION : AN EXPERIMENTAL APPROACH. *J. GEOPHYS. RES.* 93, 15,085–015,117.
- PHILLIPS, W.J. (1972). HYDRAULIC FRACTURING AND MINERALIZATION. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON*, 128, 337–359.
- PIERRE TRAP. STYLE TECTONIQUE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE AU PALEOPROTEROZOÏQUE. EXEMPLE DU CRATON DE CHINE DU NORD. *TECTONICS. UNIVERSITE D'ORLEANS, 2007. FRENCH.*
- PINET, C., JAUPART, C., MARESCHAL, J. C., GARIEPY, C., BIENFAIT, G., & LAPOINTE, R. (1991). HEAT FLOW AND STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE IN THE EASTERN CANADIAN SHIELD. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH (1978–2012)*, 96(B12), 19941-19963.
- PLATT, J. P. (1980). ARCHAEOAN GREENSTONE BELTS: A STRUCTURAL TEST OF TECTONIC HYPOTHESIS. *TECTONOPHYSICS*, 65(1), 127-150.
- POSTMA, G. (1990). DEPOSITIONAL ARCHITECTURE AND FACIES OF RIVER AND FAN DELTAS: A SYNTHESIS. *COARSE-GRAINED DELTAS*, 10, 13-27.
- PREAT, A., BOUTON, P., THIEBLEMONT, D., PRIAN, J.P., NDOUNZE, S.S., DELPOMDOR, F., (2011). PALEOPROTEROZOIC HIGH  $\delta^{13}\text{C}$  DOLOMITES FROM THE LASTOURSVILLE AND FRANCEVILLE BASINS (SE GABON): STRATIGRAPHIC AND SYNSEDIMENTARY SUBSIDENCE IMPLICATIONS. *PRECAMBRIAN RES.* 189, 212–228.
- PRIAN, J. P., SIMEON, Y., JOHAN, V., LEDRU, P., PIANTONE, P., COSTE, B., & N'DONG, J. E. (1988). VALORISATION GEOLOGIQUE DE L'INVENTAIRE MINIER DE L'ARCHEEN ET DU PROTEROZOÏQUE INFERIEUR DES FEUILLES MITZIC, BOOUE ET MOUILA, A 1/200,000 (GABON CENTRAL). *CHRON. RECH. MIN.*, 491, 67-104.
- PRIAN, J.P., (1991). SYNTHÈSE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE, POTENTIALITES MINIERES DU DEGRE CARRE BOOUE ARCHEEN ET PROTEROZOÏQUE DU GABON CENTRAL) AVEC CARTE GEOLOGIQUE A 1/200 000. SYNTHÈSE DU DISTRICT AURIFERE D'ETEKE. REPUBLIQUE GABONAISE MINISTERE DES MINES ET DES HYDROCARBURES, DIRECTION GENERALE DES MINES ET DE LA GEOLOGIE. EDITIONS BRGM, FRANCE.
- PRIAN, J.P., COSTE, B., EKO N'DONG, J., JOHAN, V., LEDRU, P., (1990). SYNTHÈSE GEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE, POTENTIALITES MINIERES DU DEGRE CARRE BOOUE GABON CENTRAL AVEC CARTE GEOLOGIQUE A 1/200 000. REPUBLIQUE GABONAISE MINISTERE DES MINES ET DES HYDROCARBURES DIRECTION GENERALE DES MINES ET DE LA GEOLOGIE. EDITIONS BRGM, FRANCE.
- RAASE, P., RAITH, M., ACKERMAN, D., & LAL, R. K. (1986). PROGRESSIVE METAMORPHISM OF MAFIC ROCKS FROM GREENSCHIST TO GRANULITE FACIES IN THE DHARWAR CRATON OF SOUTH INDIA. *THE JOURNAL OF GEOLOGY*, 261-282.
- RAINBIRD, R. H., HADLARI, T., ASPLER, L. B., DONALDSON, J. A., LECHÉMINANT, A. N., & PETERSON, T. D. (2003). SEQUENCE STRATIGRAPHY AND EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC INTRACONTINENTAL BAKER LAKE AND

- THELON BASINS, WESTERN CHURCHILL PROVINCE, NUNAVUT, CANADA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 125(1), 21-53.
- RAINBIRD, R.H., DAVIS, W.J., STERN, R.A., HADLARI, T., DONALDSON, J.A., (2002). INTEGRATED GEOCHRONOLOGY OF THE LATE PALEOPROTEROZOIC BAKER LAKE GROUP (DUBWANT SUPERGROUP) BAKER LAKE BASIN. GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA–MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA ANNUAL MEETING, ABSTRACTS 27, p. 95.
- RALEIGH, 1883. *PROC. LONDON MATH. SOC.*, 14,
- RAMAEEKERS, P. P., & DUNN, C. E. (1977). GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE EASTERN MARGIN OF THE ATHABASCA BASIN.
- RAMAEEKERS, P., (1990). GEOLOGY OF THE ATHABASCA GROUP (HELIKIAN) IN NORTHERN SASKATCHEWAN. SASKATCHEWAN ENERGY AND MINES, SASKATCHEWAN GEOLOGICAL SURVEY, REPORT 195, p. 49
- RAMAEEKERS, P., JEFFERSON, C.W., YEO, G.M., COLLIER, B., LONG, D.G.F., DREVER, G., MCHARDY, S., JIRICKA, D., CUTTS, C., WHEATLEY, K., CATUNEANU, O., BERNIER, S., KUPSCH, B., AND POST, R. (2007): REVISED GEOLOGICAL MAP AND STRATIGRAPHY OF THE ATHABASCA GROUP, SASKATCHEWAN AND ALBERTA; IN EXTECH IV: GEOLOGY AND URANIUM EXPLORATION TECHNOLOGY OF THE PROTEROZOIC ATHABASCA BASIN, SASKATCHEWAN AND ALBERTA, (ED.) C.W. JEFFERSON AND G. DELANEY; GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA, BULLETIN 588 (ALSO SASKATCHEWAN GEOLOGICAL SOCIETY, SPECIAL PUBLICATION 18; GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, MINERAL DEPOSITS DIVISION, SPECIAL PUBLICATION 4)
- RAMSAY, J. G. (1980). SHEAR ZONE GEOMETRY: A REVIEW. *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 2(1), 83-99.
- RAMSAY, J.G., (1980). THE CRACK-SEAL MECHANISM OF ROCK DEFORMATION. *NATURE* 284 (5752), 135–139.
- READING, H.G., (1986). *SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND FACIES*. BLACKWELL (615 PP.).
- RENGER, F.S., NOCE, C.M., ROMANO, A.W., MACHADO, N., (1994). EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DO SUPERGRUPO MINAS: 500 MA DE REGISTRO GEOLOGICO NO QUADRILATERO FERRIFERO, MINAS GERAIS, BRASIL. *GEONOMOS* 2, 1–11.
- REYMER, A. AND SCHUBERT, G., (1984). PHANEROZOIC ADDITION RATES TO THE CONTINENTAL CRUST AND CRUSTAL GROWTH. *TECTONICS*, 3(1): 63 - 77
- RIBA, O. (1976) SYNTECTONIC UNCONFORMITIES OF THE ALTO CARDENER, SPANISH PYRENEES: A GENETIC INTERPRETATION. *SEDIMENTARY GEOLOGY* 15, 213-233.
- RICHARD, A., CATHELIN, M., BOIRON, M. C., MERCADIER, J., BANKS, D. A., & CUNNEY, M. (2015). METAL-RICH FLUID INCLUSIONS PROVIDE NEW INSIGHTS INTO UNCONFORMITY-RELATED U DEPOSITS (ATHABASCA BASIN AND BASEMENT, CANADA). *MINERALIUM DEPOSITA*, 1-22.
- RICHARD, P. (1990) CHAMPS DES FAILLES AU DESSUS D'UN DECROCHEMENT DE SOCLE : MODELISATION EXPERIMENTALE, *MEMS DOCUMENTS CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES* 34, p. 34
- RICHTER, F. M. (1985). MODELS FOR THE ARCHEAN THERMAL REGIME. *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, 73(2), 350-360.

- RICHTER, F. M. (1988). A MAJOR CHANGE IN THE THERMAL STATE OF THE EARTH AT THE ARCHEAN-PROTEROZOIC BOUNDARY: CONSEQUENCES FOR THE NATURE AND PRESERVATION OF CONTINENTAL LITHOSPHERE. *JOURNAL OF PETROLOGY*, (1), 39-52.
- RIEDEL, W., (1929). ZUR MECHANIK GEOLOGISCHER BRUCHERSCHINUNGEN. *ZENTRAL-BLATT FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALEONTOLOGIE B*, 354 – 368.
- RINGROSE, P.S., (1988). PALAEOSEISMIC (?) LIQUEFACTION EVENT IN LATE QUATERNARY LAKE SEDIMENT AT GLEN ROY, SCOTLAND. *TERRA NOVA* 1, 57–62
- RODDAZ, M., DEBAT, P., & NIKIEMA, S. (2007). GEOCHEMISTRY OF UPPER BIRIMIAN SEDIMENTS (MAJOR AND TRACE ELEMENTS AND Nd–Sr ISOTOPES) AND IMPLICATIONS FOR WEATHERING AND TECTONIC SETTING OF THE LATE PALEOPROTEROZOIC CRUST. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 159(3), 197-211.
- RODRIGUES, N., COBBOLD, P. R., LOSETH, H., & RUFFET, G. (2009). WIDESPREAD BEDDING-PARALLEL VEINS OF FIBROUS CALCITE ('BEEF') IN A MATURE SOURCE ROCK (VACA MUERTA FM, NEUQUEN BASIN, ARGENTINA): EVIDENCE FOR OVERPRESSURE AND HORIZONTAL COMPRESSION. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY*, 166(4), 695-709.
- ROGERS, J.J.W., SANTOSH, M., (2002). CONFIGURATION OF COLUMBIA, A MESOPROTEROZOIC SUPERCONTINENT. *GONDWANA RES.* 5, 5–22.
- ROLLINSON, H. (1997). ECLOGITE XENOLITHS IN WEST AFRICAN KIMBERLITES AS RESIDUES FROM ARCHAEOAN GRANITOID CRUST FORMATION. *NATURE*, 389(6647), 173-176.
- ROLLINSON, H. R. (1989). GARNET ORTHOPYROXENE THERMOBAROMETRY OF GRANULITES FROM THE NORTH MARGINAL ZONE OF THE LIMPOPO BELT, ZIMBABWE. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, 43(1), 331-335.
- ROWE, C.A., MUSTARD, P.S., MAHONEY, J.B., KATNICK, D.C., 2002. ORIENTED CLASTIC DIKE SWARMS AS INDICATORS OF PALEOSLOPE? AN EXAMPLE FROM THE UPPER CRETACEOUS NANAIMO GROUP, CANADA. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 72, 192-200.
- SCHLISCHE, R. W., (1991), HALF-GRABEN FILLING MODELS : IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF CONTINENTAL EXTENSIONAL BASINS: *BASIN RESEARCH*, v. 3, p. 123–141.
- SCHLISCHE, R. W., (1995). GEOMETRY AND ORIGIN OF FAULTS-RELATED FOLDS IN EXTENSIONAL SETTINGS. *AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS BULLETIN* 79, 1661-1678.
- SCHMIDT MW, POLI S. (1998). EXPERIMENTALLY BASED WATER BUDGETS FOR DEHYDRATING SLABS AND CONSEQUENCES FOR ARC MAGMA GENERATION. *EARTH PLANET. SCI. LETT.* 163:361–79
- SCHMIDT V. & McDANALD.A. (1979A) TEXTURE AND RECOGNITION OF SECONDARY POROSITY IN SANDSTONES. PP. 209-225 IN: ASPECTS OF DIAGENESIS (P. A. SCHOLLE AND P. R. SCHLUGER, EDITORS). *SEPM SPEC. PUB*, 26, TULSA, OKLAHOMA.
- SCHRANK, A. B. S., & DE ROS, L. F. (2015). DIAGENETIC PROCESSES IN CRETACEOUS SANDSTONES FROM OCCIDENTAL BRAZILIAN EQUATORIAL MARGIN. *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES*, 63, 1-19.

- SCOTT, A., VIGORITO, M., & HURST, A. (2009). THE PROCESS OF SAND INJECTION: INTERNAL STRUCTURES AND RELATIONSHIPS WITH HOST STRATA (YELLOWBANK CREEK INJECTITE COMPLEX, CALIFORNIA, USA). *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 79(8), 568-583.
- SHELDON, H. A., WHEELER, J., WORDEN, R. H., AND CHEADLE, M. J., (2003), AN ANALYSIS OF THE ROLE OF STRESS, TEMPERATURE, AND PH IN CHEMICAL COMPACTION OF SANDSTONES: *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, V. 73, ÆN. 1, P. 64–71, DOI: 10.1306/070802730064.
- SKEMPTON, A.W. (1966) PROCEEDINGS OF THE INTERNATIONAL CONGRESS ON ROCK MECHANICS, 1ST LISBON, VOL. 1, PP. 329–335
- SLISCHE, R.W., WITHJACK, M.O., OLSEN, P.E., (2002b). RELATIVE TIMING OF CAMP, RIFTING, CONTINENTAL BREAKUP AND BASIN INVERSION : TECTONIC SIGNIFICANCE. IN: HAMES, W.E., MCHONE, G.C., RENNE, P.R., RUPPEL, C. (EDS.), THE CENTRAL ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE. MONOGRAPH. AMERICAN GEOPHYSICAL UNION.
- SMELOV, A. P., & BERYOZKIN, V. I. (1993). RETROGRADED ECLOGITES IN THE OLEKMA GRANITE-GREENSTONE REGION, ALDAN SHIELD, SIBERIA. *PRECAMBRIAN RESEARCH*, 62(4), 419-430.
- SOLIVA, R., SCHULTZ, R. A., BALLAS, G., TABOADA, A., WIBBERLEY, C., SAILLET, E., & BENEDICTO, A. (2013). A MODEL OF STRAIN LOCALIZATION IN POROUS SANDSTONE AS A FUNCTION OF TECTONIC SETTING, BURIAL AND MATERIAL PROPERTIES; NEW INSIGHT FROM PROVENCE (SOUTHERN FRANCE). *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY*, 49, 50-63.
- SOUTHGATE, P. N., KYSER, T. K., SCOTT, D. L., LARGE, R. R., GOLDING, S. D., & POLITO, P. A. (2006). A BASIN SYSTEM AND FLUID-FLOW ANALYSIS OF THE ZN-PB-AG MOUNT ISA-TYPE DEPOSITS OF NORTHERN AUSTRALIA : IDENTIFYING METAL SOURCE, BASINAL BRINE RESERVOIRS, TIMES OF FLUID EXPULSION, AND ORGANIC MATTER REACTIONS. *ECONOMIC GEOLOGY*, 101(6), 1103-1115.
- ST-ONGE, M. R., LUCAS, S. B., & PARRISH, R. R. (1992). TERRANE ACCRETION IN THE INTERNAL ZONE OF THE UNGAVA OROGEN, NORTHERN QUEBEC. PART 1: TECTONOSTRATIGRAPHIC ASSEMBLAGES AND THEIR TECTONIC IMPLICATIONS. *CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, 29(4), 746-764.
- STELTING, C. E., BOUMA, A. H., & STONE, C. G. (2000). AAPG MEMOIR 72/SEPM SPECIAL PUBLICATION NO. 68, CHAPTER 1: FINE-GRAINED TURBIDITE SYSTEMS: OVERVIEW.
- STEWART, S.A., RUFFELL, A.H., HARVEY, M.J., 1997. RELATIONSHIP BETWEEN BASEMENT-LINKED AND GRAVITY-DRIVEN FAULT SYSTEMS IN THE UKCS SALT BASINS. *MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY* 14 (5), 581–604.
- SUADES E. CRESPO-BLANC, A. (2010) HYDRAULIC BRECCIATION ON TOP OF THE ALBORAN DOMAIN AND ITS RELATIONSHIP WITH LOWER MIOCENE DEPOSITS (WESTERN BETICS), *GEOGACETA*, 49 (2010), 71-74.
- SUMNER, D. Y., & BEUKES, N. J. (2006). SEQUENCE STRATIGRAPHIC DEVELOPMENT OF THE NEOARCHEAN TRANSVAAL CARBONATE PLATFORM, KAAPVAAL CRATON, SOUTH AFRICA. *SOUTH AFRICAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 109(1-2), 11-22.
- SURDAM R.C., BOESE S.W. & CROSSEY L.J. (1984) THE CHEMISTRY OF SECONDARY POROSITY. PP. 127-149 IN : CLASTIC DIAGENESIS (D. A. McDONALD AND R. C. SURDAM, EDITORS). AAPG MERE. 37, TULSA, OKLAHOMA.

- SURLYK, F., GJELBERG, J. & NOE-NYGAARD, N. (2007). THE UPPER JURASSIC HARLEEV FORMATION OF EAST GREENLAND: A GIANT SEDIMENTARY INJECTION COMPLEX. IN: HURST, A. & CARTWRIGHT, J. (EDS) SAND INJECTITES: IMPLICATIONS FOR HYDROCARBON EXPLORATION AND PRODUCTION. AAPG MEMOIRS, 87, 141–150.
- SYLVESTER, A. G. (1988) : STRIKE-SLIP FAULTS. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN 100, 1666-1703.
- TAYLOR, S. R., & MCLENNAN, S. M. (1985). THE CONTINENTAL CRUST: ITS COMPOSITION AND EVOLUTION.
- TCHALENKO, J. S. (1970). SIMILARITIES BETWEEN SHEAR ZONES OF DIFFERENT MAGNITUDES. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 81(6), 1625-1640.
- TCHALENKO, J. S., & AMBRASEYS, N. N. (1970). STRUCTURAL ANALYSIS OF THE DASHT-E BAYAZ (IRAN) EARTHQUAKE FRACTURES. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 81(1), 41-60.
- THIEBLEMONT, D., BOUTON, P., PREAT, A., GOUJOU, J. C., TEGYEV, M., WEBER, F., ... & TREUIL, M. (2014). TRANSITION FROM ALKALINE TO CALC-ALKALINE VOLCANISM DURING EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC FRANCEVILLIAN BASIN OF EASTERN GABON (WESTERN CENTRAL AFRICA). JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES, 99, 215-227.
- THIEBLEMONT, D., CASTAING, C., BILLA, M., BOUTON, P., PREAT, A., (2009). NOTICE EXPLICATIVE DE LA CARTE GEOLOGIQUE ET DES RESSOURCES MINERALES DE LA REPUBLIQUE GABONAISE A 1/1,000,000. EDITIONS DGMG - MINISTERE DES MINES, DU PETROLE, DES HYDROCARBURES, LIBREVILLE, 384 P.
- THOMAS, D.W., COWARD, M.P., (1996). MESOZOIC REGIONAL TECTONICS AND SOUTH VIKING GRABEN FORMATION : EVIDENCE FOR LOCALIZED THIN-SKINNED DETACHMENTS DURING RIFT DEVELOPMENT AND INVERSION. MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY 13 (2), 149–177.
- THOMAS, R.J., MAKANGA, J.F., CHEVALLIER, L., (2001). CARTE GEOLOGIQUE DE LA REPUBLIQUE GABONAISE A 1/1,000,000. SECOND ED. EDITIONS DGMG, GABON.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L., PARRY, S. J., SIMPSON, P. R., HUTCHISON, R., & O'HARA, M. J. (1984). AN ASSESSMENT OF THE RELATIVE ROLES OF CRUST AND MANTLE IN MAGMA GENESIS: AN ELEMENTAL APPROACH [AND DISCUSSION]. PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY OF LONDON A: MATHEMATICAL, PHYSICAL AND ENGINEERING SCIENCES, 310(1514), 549-590.
- TIAN, H., XIAO, X., WILKINS, R. W., & TANG, Y. (2008). NEW INSIGHTS INTO THE VOLUME AND PRESSURE CHANGES DURING THE THERMAL CRACKING OF OIL TO GAS IN RESERVOIRS : IMPLICATIONS FOR THE IN-SITU ACCUMULATION OF GAS CRACKED FROM OILS. AAPG BULLETIN, 92(2), 181-200.
- TRAN, H. T., ANSDELL, K. M., BETHUNE, K. M., ASHTON, K., & HAMILTON, M. A. (2008). PROVENANCE AND TECTONIC SETTING OF PALEOPROTEROZOIC METASEDIMENTARY ROCKS ALONG THE EASTERN MARGIN OF HEARNE CRATON: CONSTRAINTS FROM SHRIMP GEOCHRONOLOGY, WOLLASTON GROUP, SASKATCHEWAN, CANADA. PRECAMBRIAN RESEARCH, 167(1), 171-185.
- TRAN, H. T., ANSDELL, K., BETHUNE, K., WATTERS, B., & ASHTON, K. (2003). Nd ISOTOPE AND GEOCHEMICAL CONSTRAINTS ON THE DEPOSITIONAL SETTING OF PALEOPROTEROZOIC METASEDIMENTARY ROCKS ALONG THE MARGIN OF THE ARCHEAN HEARNE CRATON, SASKATCHEWAN, CANADA. PRECAMBRIAN RESEARCH, 123(1), 1-28.

- TRAN, H.T., (2001). TECTONIC EVOLUTION OF THE PALEOPROTEROZOIC WOLLASTON GROUP IN THE CREE LAKE ZONE, NORTHERN SASKATCHEWAN, CANADA. UNIVERSITY OF REGINA, REGINA, SASKATCHEWAN, CANADA, 468 PP.
- TRAUGOTT, M. (1996) THE PORE PRESSURE CENTROID CONCEPT: REDUCING DRILLING RISKS. ABSTRACT, COMPACTION AND OVERPRESSURE CURRENT RESEARCH, 9-10 DECEMBER, IFP, PARIS.
- TRUSWELL, J.F., (1972). SANDSTONE SHEETS AND RELATED INTRUSIONS FROM COFFEE BAY, TRANSKEI, SOUTH AFRICA. JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY, 42, 578–583.
- TSHIBUBUDZE, A., HEIN, K. A., & MARQUIS, P. (2009). THE MARKOYE SHEAR ZONE IN NE BURKINA FASO. JOURNAL OF AFRICAN EARTH SCIENCES, 55(5), 245-256.
- TUCKER, M. E., & WRIGHT, V. P. (1990). CARBONATE MINERALOGY AND CHEMISTRY. CARBONATE SEDIMENTOLOGY, 284-313.
- TUISKU, P., HUUMA, H., (1998). ECLOGITE FROM THE SW-MARGINAL ZONE OF THE LAPLAND GRANULITE BELT: EVIDENCE FROM THE 1.90–1.88 GA SUBDUCTION ZONE. GEOL. SURV. FINLAND SPEC. PAPER 26, P. 61.
- TWISS RJ, MOORES EM (1992) STRUCTURAL GEOLOGY. W.H. FREEMAN, NEW YORK, 532PP
- TWISS, R. J., & MOORES, E. M. (1992). STRUCTURAL GEOLOGY. MACMILLAN
- VACHETTE, M. (1964) AGES RADIOMETRIQUES DES FORMATIONS CRISTALLINES D'AFRIQUE EQUATORIALE (GABON, REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE, TCHAD, MOYEN CONGO) ANN. FAC. SCI. UNIV. CLERMONT-FERMAND, 25, GEOL. MIN., 8, PP. 31–38
- VAN KRANENDONK, M. J., COLLINS, W. J., HICKMAN, A., & PAWLEY, M. J. (2004). CRITICAL TESTS OF VERTICAL VS. HORIZONTAL TECTONIC MODELS FOR THE ARCHAEOAN EAST PILBARA GRANITE–GREENSTONE TERRANE, PILBARA CRATON, WESTERN AUSTRALIA. PRECAMBRIAN RESEARCH, 131(3), 173-211.
- VAN KRANENDONK, M. J., HICKMAN, A. H., SMITHIES, R. H., NELSON, D. R., & PIKE, G. (2002). GEOLOGY AND TECTONIC EVOLUTION OF THE ARCHAEOAN NORTH PILBARA TERRAIN, PILBARA CRATON, WESTERN AUSTRALIA. ECONOMIC GEOLOGY, 97(4), 695-732.
- VAN KRANENDONK, M. J., HUGH SMITHIES, R., HICKMAN, A. H., & CHAMPION, D. C. (2007). REVIEW: SECULAR TECTONIC EVOLUTION OF ARCHAEOAN CONTINENTAL CRUST: INTERPLAY BETWEEN HORIZONTAL AND VERTICAL PROCESSES IN THE FORMATION OF THE PILBARA CRATON, AUSTRALIA. TERRA NOVA, 19(1), 1-38.
- VAN KRANENDONK, M. J., ST-ONGE, M. R., & HENDERSON, J. R. (1993). PALEOPROTEROZOIC TECTONIC ASSEMBLY OF NORTHEAST LAURENTIA THROUGH MULTIPLE INDENTATIONS. PRECAMBRIAN RESEARCH, 63(3), 325-347.
- VAN REENEN, D. D., BARTON, J. M., ROERING, C., SMITH, C. A., & VAN SCHALKWYK, J. F. (1987). DEEP CRYSTAL RESPONSE TO CONTINENTAL COLLISION: THE LIMPOPO BELT OF SOUTHERN AFRICA. GEOLOGY, 15(1), 11-14.
- VAN REENEN, D. D., BARTON, J. M., ROERING, C., SMITH, C. A., & VAN SCHALKWYK, J. F. (1987). DEEP CRYSTAL RESPONSE TO CONTINENTAL COLLISION: THE LIMPOPO BELT OF SOUTHERN AFRICA. GEOLOGY, 15(1), 11-14.
- VAN REENEN, D. D., ROERING, C., BRANDL, G., SMIT, C. A., & BARTON JR, J. M. (1990). THE GRANULITE-FACIES ROCKS OF THE LIMPOPO BELT, SOUTHERN AFRICA. IN GRANULITES AND CRUSTAL EVOLUTION (PP. 257-289). SPRINGER NETHERLANDS.

- VANDERHAEGHE, O., & TEYSSIER, C. (2001). PARTIAL MELTING AND FLOW OF OROGENS. *TECTONOPHYSICS*, 342(3), 451-472.
- VIDAL, M., DELOR, C., POUCKET, A., SIMEON, Y. AND ALRIC, G. (1996) EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST ENTRE 2,2 GA ET 2 GA: LE STYLE "ARCHEEN" DES CEINTURES VERTES ET DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES BIRIMIENS DU NORD-EST DE LA COTE-D'IVOIRE, *BULL. SOC. GÉOL.FR.* 167(3), PP. 307–319.
- VIDAL, M., GUMIAUX, C., CAGNARD, F., POUCKET, A., OUATTARA, G., & PICHON, M. (2009). EVOLUTION OF A PALEOPROTEROZOIC "WEAK TYPE" OROGENY IN THE WEST AFRICAN CRATON (IVORY COAST). *TECTONOPHYSICS*, 477(3), 145-159.
- WALKER, R. G. (1984). TURBIDITES AND ASSOCIATED COARSE CLASTIC DEPOSITS. IN *FACIES MODELS (VOL. 1, PP. 171-188)*. ONTARIO: GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA.
- WALKER, R.G. AND PLINT, A.G. (1992) WAVE- AND STORM- DOMINATED SHALLOW MARINE SYSTEMS. IN : *FACIES MODELS: RESPONSE TO SEA LEVEL CHANGE*. GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA, ST. JOHN'S, NEWFOUNDLAND, PP. 219-238
- WALKER, R.G., (1985). GEOLOGICAL EVIDENCE FOR STORM TRANSPORTATION AND DEPOSITION ON ANCIENT SHELVES. IN: *TILLMAN, R., SWIFT, D.J.P., WALKER, R.G. (EDS.), SHELF SANDS AND SANDSTONE RESERVOIR*. SOC. ECON. PALEONTOL. MINERAL. SHORT COURSE NOTES NO. 13, SEPM (SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY), TULSA, OKLAHOMA, PP. 243–302.
- WEBER, F., (1969). UNE SERIE PRECAMBRIENNE DU GABON : LE FRANCEVILLIEN. *SEDIMENTOLOGIE, GEOCHIMIE, RELATIONS AVEC LES GITES MINERAUX ASSOCIES*. PH.D., 28. UNIVERSITE LOUIS PASTEUR AND MEMOIRE SERVICE CARTES GEOLOGIQUE ALSACE-LORRAINE, STRASBOURG, FRANCE 328.
- WEYL, P.K., (1959), PRESSURE SOLUTION AND THE FORCE OF CRYSTALLIZATION A PHENOMENOLOGICAL THEORY: *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, v. 64, p. 2001–2025.
- WILKINSON, M., MILLIKEN, K. L., & HASZELDINE, R. S. (2001). SYSTEMATIC DESTRUCTION OF K-FELDSPAR IN DEEPLY BURIED RIFT AND PASSIVE MARGIN SANDSTONES. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY*, 158(4), 675-683.
- WILLIAMS, H., HOFFMAN, P.F., LEWRY, J.F., MONGER, J.W.H., RIVERS, T., (1991). *ANATOMY OF NORTH AMERICA*. *TECTONOPHYSICS* 187, 117–134.
- WILSON, G. (1982). *BOUDINAGE (PP. 72-79)*. SPRINGER NETHERLANDS.
- WITHJACK, M. O., SCHLISCHE, R. W., OLSEN, P.E., (2002). RIFT-BASIN STRUCTURE AND ITS INFLUENCE ON SEDIMENTARY SYSTEMS. IN : *SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY SPECIAL PUBLICATION*, VOL. 7357E 81
- WYLLIE, P. J., OSMASTON, M. F., & MORRISON, M. A. (1984). CONSTRAINTS IMPOSED BY EXPERIMENTAL PETROLOGY ON POSSIBLE AND IMPOSSIBLE MAGMA SOURCES AND PRODUCTS [AND DISCUSSION]. *PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY OF LONDON A: MATHEMATICAL, PHYSICAL AND ENGINEERING SCIENCES*, 310(1514), 439-456.
- WYLLIE, P.J., (1971). THE ROLE OF WATER IN MAGMA GENESIS AND INITIATION OF DIAPIRIC UPRISE IN THE MANTLE. *J. GEOPHYS. RES.* 76,1328–1338.

- YARDLEY GS, SWARBRICK RE (2000) LATERAL TRANSFER-A SOURCE OF ADDITIONAL OVERPRESSURE ? MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, 17, 523–38.
- YARDLEY, G. (1999) LATERAL TRANSFER: A SOURCE OF EXTREME OVERPRESSURE? INTENDED FOR PUBLICATION IN MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY.
- ZANELLA, A., COBBOLD, P. R., & ROJAS, L. (2014). BEEF VEINS AND THRUST DETACHMENTS IN EARLY CRETACEOUS SOURCE ROCKS, FOOTHILLS OF MAGALLANES-AUSTRAL BASIN, SOUTHERN CHILE AND ARGENTINA: STRUCTURAL EVIDENCE FOR FLUID OVERPRESSURE DURING HYDROCARBON MATURATION. MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, 55, 250-261.
- ZHAO, G., CAWOOD, P. A., WILDE, S. A., & SUN, M. (2002). REVIEW OF GLOBAL 2.1–1.8 GA OROGENS: IMPLICATIONS FOR A PRE-RODINIA SUPERCONTINENT. EARTH-SCIENCE REVIEWS, 59(1), 125-162.
- ZHAO, G., SUN, M., WILDE, S. A., & LI, S. (2004). A PALEO-MESOPROTEROZOIC SUPERCONTINENT: ASSEMBLY, GROWTH AND BREAKUP. EARTH-SCIENCE REVIEWS, 67(1), 91-123.
- ZHAO, G.C., WILDE, S.A., CAWOOD, P.A., SUN, M., (2001). ARCHEAN BLOCKS AND THEIR BOUNDARIES IN THE NORTH CHINA CRATON: LITHOLOGICAL, GEOCHEMICAL, STRUCTURAL AND P-T PATH CONSTRAINTS AND TECTONICEVOLUTION. PRECAMBRIAN RES. 107, 45–73.